



UNIL | Université de Lausanne

Faculté des géosciences  
et de l'environnement

Master of Science in Geography

## Contribution à l'étude géomorphologique et géophysique des environnements périglaciaires des Alpes Tessinoises orientales

Cristian SCAPOZZA

Sous la direction du Dr. Christophe LAMBIEL et du Dr. Pierre GEX  
Expert : Prof. Emmanuel REYNARD



Maîtrise universitaire ès sciences en géographie | Février 2008



Institut de géographie, Université de Lausanne | [www.unil.ch/igul](http://www.unil.ch/igul)



***Photos de couverture***

*A gauche, du haut vers le bas : Prospection géoélectrique sur l'éboulis de Sasso di Luzzone ; le glacier rocheux de Gana Bianca ; fenêtres de fonte du manteau neigeux sur l'éboulis de Sasso di Luzzone.*

*A droite : La partie frontale du glacier rocheux de Sceru I.*

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



A mes parents

*Ai miei genitori*



## Table des matières

Résumé	XI
Abréviations	XII
Remerciements	XIII

### 1<sup>ÈRE</sup> PARTIE :

## INTRODUCTION ET NOTIONS GÉNÉRALES

<b>1. Introduction générale</b>	<b>05</b>
<b>1.1 Contexte de l'étude</b>	<b>05</b>
<b>1.2 Question générale</b>	<b>07</b>
<b>1.3 Historique et état des connaissances</b>	<b>07</b>
1.3.1 Recherches sur les environnements périglaciaires au Tessin et en Mesolcina	08
1.3.2 Recherches sur les environnements périglaciaires dans les A. Centrales ital.	09
1.3.2.1 Distribution des glaciers rocheux et (paléo)climat dans les A. Centrales ital.	10
1.3.2.2 Distribution des glaciers rocheux dans le Massif de l'Adamello – Presanella	11
1.3.3 Synthèse	12
<b>1.4 Plan de la recherche</b>	<b>13</b>
<b>2. Problématique</b>	<b>17</b>
<b>2.1 Problématique géographique</b>	<b>17</b>
2.1.1 Problématique générale	17
2.1.2 Hypothèses de travail	18
<b>2.2 Problématique méthodologique</b>	<b>19</b>
2.2.1 Problématique générale	19
2.2.2 Hypothèses de travail	21
<b>2.3 Synthèse</b>	<b>22</b>
<b>3. Les environnements périglaciaires : cadre théorique</b>	<b>25</b>
<b>3.1 Le domaine périglaciaire</b>	<b>25</b>
3.1.1 Introduction	25
3.1.2 Le domaine périglaciaire alpin	25
3.1.3 Evolution d'un système morphogénétique périglaciaire alpin	26
<b>3.2 Le permafrost : définition et facteurs de contrôle</b>	<b>27</b>
3.2.1 Définition et stratigraphie	27
3.2.2 Facteurs de contrôle et répartition	29
3.2.2.1 Facteurs de contrôle de la répartition du permafrost selon l'échelle spatiale	29
3.2.2.2 Echelle spatiale et modélisation de la répartition du permafrost	31

<b>3.3 Les glaciers rocheux : définition et signification paléoclimatique</b>	<b>35</b>
3.3.1 Définition, typologie et déformations	35
3.3.2 Morphologie et facteurs de contrôle	37
3.3.3 Signification paléoclimatique	39
<b>3.4 Les éboulis : typologie et système de ventilation</b>	<b>44</b>
3.4.1 Définition et typologie	44
3.4.2 Les éboulis froids : système de ventilation	45
3.4.2.1 Effet de cheminée et fonctionnement d'un système de ventilation	46
3.4.2.2 Fonctionnement de la « glacière » de Rambött	48
3.4.3 Le permafrost dans les éboulis de haute altitude	49
3.4.3.1 Généralités	49
3.4.3.2 Répartition, régime thermique et caractéristiques du permafrost	50
<b>3.5 Types de glace et hydrologie d'un corps sédimentaire gelé</b>	<b>52</b>
3.5.1 Types de glace dans un corps sédimentaire meuble gelé	52
3.5.2 Résistivités des corps gelés	53
3.5.3 Hydrologie des corps sédimentaires meubles gelés	54
<b>4. Méthodes</b>	<b>59</b>
<b>4.1 Méthodes géomorphologiques</b>	<b>59</b>
4.1.1 Cartographie et observation géomorphologique	59
4.1.2 L'analyse de coupes et de profils	60
4.1.3 Méthodes de reconstitution des stades glaciaires	61
4.1.3.1 La nomenclature des stades	61
4.1.3.2 Les méthodes de détermination de la LEG	63
4.1.3.3 Démarche pour reconstituer la LEG selon la méthode 2:1	64
<b>4.2 Méthodes géophysiques</b>	<b>66</b>
4.2.1 La prospection géophysique	66
4.2.1.1 Généralités	66
4.2.1.2 Techniques de prospection et d'interprétation	66
4.2.1.3 La notion d'inversion	67
4.2.2 Les méthodes thermiques	68
4.2.2.1 La mesure de température des sources	68
4.2.2.2 Mesures de surface en continu (GSTM)	69
4.2.2.3 Phases du comportement thermique annuel de la surface du sol	70
4.2.3 Les sondages géoélectriques	72
4.2.3.1 Généralités	72
4.2.3.2 Principes de la méthode	72
4.2.3.3 Configurations du dispositif des électrodes	74
4.2.3.4 Mise en œuvre et appareillage	75
4.2.3.5 L'interprétation des sondages géoélectriques	76
4.2.4 Les méthodes électromagnétiques	80
4.2.4.1 Généralités	80
4.2.4.2 Principes des méthodes EM	81
4.2.4.3 Le conductivimètre de terrain Geonics EM 31	81
4.2.4.4 Test de dérive instrumentale de l'EM 31	84



4.2.4.5 La méthode VLF-R	86
4.2.4.6 Représentation des données VLF-R	88
4.2.5 La méthode de la polarisation spontanée (PS)	89
4.2.5.1 Généralités	89
4.2.5.2 Principes de la méthode	90
4.2.5.3 Mise en œuvre et appareillage	91
4.2.5.4 Interprétation des données PS	92
<b>5. Présentation de la zone d'étude</b>	<b>99</b>
<b>5.1 Les Alpes Tessinoises orientales</b>	<b>99</b>
5.1.1 Le mythe du <i>Mons Aduelas</i>	99
5.1.2 Situation géographique	99
<b>5.2 Les conditions structurales</b>	<b>101</b>
5.2.1 Unités tectoniques et pétrographie	101
5.2.1.1 Le Sudhelvétique	101
5.2.1.2 Le Pennique inférieur	104
5.2.2 Les Alpes Tessinoises orientales dans le contexte de l'orogénèse alpine	105
5.2.3 Géologie du Quaternaire	107
<b>5.3 Les conditions climatiques</b>	<b>108</b>
5.3.1 Caractéristiques générales	108
5.3.2 Précipitations et températures en altitude	110
5.3.3 Conditions climatiques pendant l'hiver 2006/2007	111
<b>5.4 Histoire glaciaire des Alpes Tessinoises orientales</b>	<b>113</b>
5.4.1 Historique des recherches sur le Quaternaire récent	113
5.4.2 Le Dernier Maximum Glaciaire (LGM)	113
5.4.3 Les stades tardiglaciaires	114
5.4.4 L'Holocène	118
5.4.5 Le stade de référence de 1850	120
5.4.5.1 Introduction	120
5.4.5.2 Résultats	120
5.4.5.3 Le modèle régional	122

## 2<sup>ÈME</sup> PARTIE :

### GLACIERS ROCHEUX ET GLACIERS DES ALPES TESSINOISES ORIENTALES

<b>6. Inventaire des glaciers rocheux</b>	<b>129</b>
<b>6.1 Introduction et méthodologie</b>	<b>129</b>
<b>6.2 Glaciers rocheux et répartition du permafrost discontinu</b>	<b>131</b>
6.2.1 Nombre et caractéristiques des glaciers rocheux inventoriés	131
6.2.1.1 Généralités	131
6.2.1.1 Les glaciers rocheux actifs/inactifs	135

6.2.1.2 Les glaciers rocheux fossiles	135
6.2.2 Générations de glaciers rocheux et limite inférieure du permafrost	136
6.2.3 Les glaciers rocheux actifs/inactifs (GR I)	140
6.2.3.1 Comparaison avec d'autres régions des Alpes Suisses	142
6.2.3.2 Comparaison avec les Alpes Centrales italiennes	144
6.2.4 Les glaciers rocheux fossiles (GR II et GR III)	147
6.2.5 Synthèse	152
<b>6.3 Géomorphologie du massif de la Cima di Gana Bianca</b>	<b>153</b>
6.3.1 Généralités	153
6.3.2 Les glaciers rocheux	153
6.3.2.1 Le Cirque des Gane di Terra Rossa	154
6.3.2.2 La Valle di Sceru	156
6.3.3 Les dépôts glaciaires	158
6.3.3.1 Le Cirque des Gane di Terra Rossa	158
6.3.3.2 La Valle di Sceru	159
<b>6.4 Le retrait glaciaire dans le massif de la Cima di Gana Bianca</b>	<b>161</b>
6.4.1 Reconstitution des positions choisies	161
6.4.2 Les séquences morphostratigraphiques	164
6.4.3 Essai de corrélation des stades glaciaires	167
6.4.3.1 Corrélations intra-régionales	168
6.4.3.2 Corrélations inter-régionales	170
6.4.4 La place des glaciers rocheux	173
<b>6.5 Signification paléoclimatique des glaciers rocheux du massif de la Cima di Gana Bianca</b>	<b>175</b>
<b>6.6 Synthèse générale</b>	<b>178</b>
6.6.1 Evolution de la cryosphère	178
6.6.2 Vers une nouvelle signification paléoclimatique des glaciers rocheux ?	180

### **3<sup>ÈME</sup> PARTIE :**

## **LE PERMAFROST DANS LE MASSIF DE LA CIMA DI GANA BIANCA**

<b>7. Répartition du permafrost</b>	<b>185</b>
<b>7.1 Introduction</b>	<b>185</b>
<b>7.2 Analyse statistique des températures des sources</b>	<b>185</b>
7.2.1 Mesures effectuées	185
7.2.2 Résultats	187
7.2.3 Interprétation et discussion	190
7.2.4 Synthèse	191
<b>7.3 Le glacier rocheux de Sceru I</b>	<b>192</b>
7.3.1 Caractéristiques du site et mesures effectuées	192
7.3.2 Résultats et interprétations	193
7.3.3 Synthèse	196

<b>7.4 Le glacier rocheux de Sceru II</b>	<b>196</b>
7.4.1 Mesures effectuées, résultats et interprétations	196
7.4.2 Synthèse	197
<b>7.5 Le glacier rocheux de Piancabella</b>	<b>198</b>
7.5.1 Caractéristiques du site et mesures effectuées	198
7.5.2 Résultats et interprétations	199
7.5.2.1 Propriétés électriques du glacier rocheux	199
7.5.2.2 Indice rho-h positif	201
7.5.2.3 Susceptibilité magnétique du permafrost	203
7.5.2.4 Régime thermique de surface	204
7.5.3 Datation des fragments de bois fossiles	205
7.5.3.1 Description des échantillons	205
7.5.3.2 Datation C <sup>14</sup> et calibration	205
7.5.3.3 Interprétation paléogéographique	207
7.5.4 Synthèse	208
<b>7.6 Le complexe éboulis – glacier rocheux de Sasso di Luzzone</b>	<b>209</b>
7.6.1 Caractéristiques géomorphologiques	209
7.6.2 Indices visuels du fonctionnement d'un système de ventilation	209
7.6.3 Mesures effectuées, résultats et interprétations	210
7.6.4 Synthèse	213
<b>7.7 L'éboulis de Piancabella</b>	<b>213</b>
7.7.1 Caractéristiques du site et mesures effectuées	213
7.7.2 Résultats et interprétations	215
7.7.2.1 Propriétés EM	215
7.7.2.2 Régime thermique de surface	217
7.7.2.3 Résistivité apparente vs conductivité apparente	218
7.7.3 Synthèse	220
<b>7.8 L'éboulis de Gana Rossa</b>	<b>221</b>
7.8.1 Caractéristiques du site en mesures effectuées	221
7.8.2 Résultats et interprétations	222
7.8.2.1 Propriétés électriques de l'éboulis	222
7.8.2.2 Susceptibilité magnétique de l'éboulis	225
7.8.2.3 Régime thermique de surface	226
7.8.3 Synthèse	228
<b>7.9 Synthèse générale</b>	<b>229</b>
7.9.1 La répartition du permafrost dans la Valle di Sceru	229
7.9.2 Processus mis en évidence	230
7.9.3 Quelques remarques méthodologiques	231
7.9.3.1 Le conductivimètre Geonics EM 31	231
7.9.3.2 Le VLF-R	232
<b>8. Hydrologie périglaciaire de la Valle di Sceru</b>	<b>237</b>
<b>8.1 Introduction et mesures effectuées</b>	<b>237</b>
<b>8.2 Traitement des données</b>	<b>238</b>

8.2.1 Rappel	238
8.2.2 Le paramètre K	238
<b>8.3 Le glacier rocheux de Sceru I</b>	<b>239</b>
8.3.1 Evolution de la température des sources	239
8.3.2 Anomalies des potentiels EF	240
8.3.2.1 Campagne 2006	240
8.3.2.2 Campagne 2007	242
8.3.3 Synthèse	242
<b>8.4 Le glacier rocheux de Piancabella</b>	<b>243</b>
8.4.1 Résultats et interprétations	243
8.4.2 Synthèse	245
<b>8.5 Les éboulis de Sasso di Luzzone et de Gana Rossa</b>	<b>246</b>
8.5.1 Résultats et interprétations	246
8.5.2 Synthèse	248
<b>8.6 Synthèse générale</b>	<b>248</b>
8.6.1 Remarques générales	248
8.6.2 Un monitoring PS est-il possible ?	249

#### **4<sup>ÈME</sup> PARTIE :**

### **CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES DE RECHERCHE**

<b>9. Conclusions générales et perspectives de recherche</b>	<b>255</b>
<b>9.1 Problématique géographique</b>	<b>255</b>
9.1.1 Evolution spatio-temporelle de la répartition du permafrost	255
9.1.2 Echelle spatiale et modélisation de la répartition du permafrost	256
9.1.3 Fonctionnement hydrologique des formes périglaciaires	256
9.1.4 Perspectives de recherche	257
<b>9.2 Problématique méthodologique</b>	<b>258</b>
9.2.1 Enseignements principaux	258
9.2.2 Perspectives de recherche	259
<b>9.3 En termes de changements climatiques</b>	<b>259</b>

<b>Références bibliographiques</b>	<b>263</b>
------------------------------------	------------

**Annexe : carte géomorphologique de la partie orientale du massif de la Cima di Gana Bianca**

*Hors  
texte*

## Résumé

Dans le contexte d'un climat de plus en plus chaud, l'étude de la répartition du permafrost dans tous les contextes morphoclimatiques des Alpes s'avère primordiale. S'insérant dans cette problématique, ce travail de mémoire a pour but l'étude des environnements périglaciaires du Sud des Alpes Suisses selon deux axes de recherche différents.

D'un point de vue géographique, cette recherche propose une étude régionale et locale de la répartition des glaciers rocheux et du permafrost dans les Alpes Tessinoises orientales. Un modèle régional a été utilisé pour visualiser la répartition du permafrost dans la zone étudiée. Ce modèle très simple est basé sur le fait que la répartition du permafrost à l'échelle régionale dépend essentiellement de l'altitude et de l'orientation, et que l'altitude minimale des glaciers rocheux actifs/inactifs peut être utilisée comme un indicateur de la limite inférieure du permafrost discontinu. Ce modèle a aussi permis, en combinaison avec la datation relative des glaciers rocheux fossiles basée sur la comparaison avec les extensions glaciaires pendant le Tardiglaciaire, de déterminer la répartition du permafrost au Dryas récent et au Dryas ancien. Les modélisations informatiques et les reconstitutions des stades glaciaires ont donc permis de mettre en évidence les changements dans la répartition du permafrost discontinu à quatre moments de l'histoire tardiglaciaire et holocène de la région. Au niveau local, la prospection géophysique de détail de quatre glaciers rocheux et de trois éboulis, effectuée à l'aide de méthodes thermiques, de résistivité et électromagnétiques, a permis de dresser une carte de la répartition du permafrost dans la Valle di Sceru, dans la partie sud orientale de la région étudiée. Par rapport à la répartition du permafrost à l'échelle locale, il est intéressant de voir que le modèle régional prédit correctement seulement la répartition du permafrost dans les glaciers rocheux, alors qu'il est particulièrement inadéquat pour la prédiction de la répartition du permafrost dans les éboulis. A l'aide de la méthode PS, enfin, il a été possible de mettre en évidence certains mouvements d'eau à l'intérieur des terrains sédimentaires meubles de la zone périglaciaire alpine. Des comportements hydrologiques différents ont pu être mis en évidence selon la probabilité d'occurrence de permafrost dans les formes étudiées.

D'un point de vue méthodologique, deux méthodes électromagnétiques (EM 31 et VLF-R) et la polarisation spontanée (PS) ont été testées dans l'étude des environnements périglaciaires alpins. La combinaison des données à deux profondeurs d'investigation différentes, selon l'orientation des bobines de l'EM 31 a permis de créer un indice rho-h qui s'est révélé un outil intéressant pour déterminer les variations relatives de conductivité avec la profondeur. Dans la prospection de terrains présentant des résistivités proches des limites de la méthode, la cartographie des variations spatiales de l'indice rho-h semble être plus prometteuse que la cartographie des seules variations de conductivité apparente. En ce qui concerne la mesure de l'inphase, ce paramètre s'est révélé très utile dans la détermination de la susceptibilité magnétique du permafrost, ce qui a permis de faire des hypothèses quant à son degré de saturation et à son étendue latérale. La relation entre l'inphase et la résistivité des niveaux gelés en permanence s'est révélée bonne. Cette composante inphase, négligée jusqu'à maintenant dans les études des environnements périglaciaires, apparaît pourtant très intéressante et moins influencée par les caractéristiques de la couche active que la conductivité elle-même. En ce qui concerne le VLF-R, les variations de résistivité apparente et de l'angle  $\varphi$  mesurées se sont révélées très cohérentes avec la réalité géomorphologique. Cette méthode a montré une bonne complémentarité avec les sondages géoélectriques, tant du point de vue des résultats que de l'interprétation des mesures. Le fait d'effectuer des sondages géoélectriques le long des profils VLF-R a permis de déterminer les inconnues consentant d'effectuer des tomographies électriques VLF-R. La méthode VLF-R s'est donc révélée très prometteuse en ce qui concerne la cartographie du permafrost alpin. En ce qui concerne la PS, enfin, cette première application de la méthode à l'étude de l'hydrologie périglaciaire alpine a donné des résultats très encourageants. En particulier, la méthode s'est révélée prometteuse autant à petite échelle qu'à plus grande échelle. A petite échelle, il a été possible de couvrir de vastes surfaces afin de pouvoir réaliser une carte des équipotentielles du secteur étudié, tandis qu'à plus grande échelle il a été possible de cibler la prospection sur des secteurs assez restreints comme un glacier rocheux et des éboulis, et de pouvoir donc comparer les résultats de la PS avec ceux obtenus à l'aide d'autres méthodes géophysiques. Les recherches dans ce domaine, autant du point de vue des processus que de celui méthodologique, devraient donc être poursuivies.

## Abréviations

2:1	Méthode de partage des surfaces
AAR	Accumulation Area Ratio
AD	Anno Domini
BP	Before Present (c'est-à-dire avant 1950)
BTS	Bottom Temperature of the winter Snow cover
d/2	Méthode de la demi-différence d'altitude des fronts glaciaires
DH	Dipôle Horizontal
DLEG	Dépression de la Ligne d'Equilibre des Glaciers
DP	Dépression du Permafrost
DV	Dipôle Vertical
EF	Electofiltration
EM	Electromagnétique
FrezInd	Ground Freezing Index (indice de gel du sol)
GST	Ground Surface Temperature
GSTM	Ground Surface Temperature Monitoring
IGUL	Institut de Géographie de l'Université de Lausanne
InSAR	Synthetic Aperture Radar Interferometry
K	Electofiltration naturelle de pente
LEG	Ligne d'Equilibre des Glaciers
LGM	Last Glacial Maximum
MAAT	Mean Annual Air Temperature
MAGST	Mean Annual Ground Surface Temperature
MAGT	Mean Annual Ground Temperature
MAPT	Mean Annual Permafrost Temperature
PACE	Permafrost and Climate in Europe
PAG	Petit Age Glaciaire
PERMOS	Permafrost Monitoring Switzerland
PS	Polarisation Spontanée
R	Corrélation
R <sub>x</sub>	Receiver (bobine réceptrice)
T <sub>x</sub>	Transmitter (bobine émettrice)
UTL	Universal Temperature Logger (type UTL-1)
VLF-R	Very-Low Frequency Resistivity
WEqT	Winter Equilibrium Temperature (température d'équilibre hivernal)

## Remerciements

La réalisation de ce travail de master aurait été impossible sans l'encouragement, le soutien et l'aide précieuse de nombreuses personnes. Je tiens donc à remercier très chaleureusement les personnes suivantes :

- Le Dr Christophe Lambiel, mon directeur de mémoire mais également collègue et ami, pour sa passion dans le suivi de cette recherche et pour sa disponibilité, autant au niveau scientifique qu'humain. C'est à lui que je dois ma passion pour tous ce qui touche aux environnements périglaciaires alpins. Merci Christophe.
- Le Dr Pierre Gex, qui s'est chargé de la tâche d'être rapporteur de faculté pour ce mémoire et qui m'a fait découvrir et transmis la passion pour la géophysique. Je garderai toujours des très bons souvenirs des heures de terrain passées ensemble dans le Val Blenio et des longues discussions eues sur les méthodes géophysiques et sur les spécialités oenogastronomiques « italiennes ».
- Le Prof. Emmanuel Reynard, expert de ce mémoire, pour la passion, la disponibilité et les enseignements qui m'ont fait tomber amoureux de cette magnifique science qui est la géomorphologie. Pendant la rédaction de cette recherche, j'ai également eu le plaisir de pouvoir travailler pour lui comme assistant-étudiant, ce qui m'a énormément apporté autant du point de vue personnel que professionnel.
- Ma famille, en particulier mes parents, pour leur soutien logistique et moral tout au long de mes études, et mon grand-père Valerio, pour l'amour pour la montagne et la nature qu'il a su me transmettre. Un merci spécial à ma maman, pour les magnifiques spaghettis bolognaise qui m'ont permis de me ravitailler après les longues journées de terrain, et à mon père, pour s'être chargé de la construction de la partie électronique de l'appareillage pour effectuer les sondages géoélectriques.
- Barbara Scapozza et Edo Beretta, pour avoir levé et saisi plusieurs années de mesures climatiques dans la région du Nara et pour leur aide précieuse sur le terrain.
- Toutes les personnes qui m'ont accompagné sur le terrain, en particulier Georgia Fontana, Valerio, Barbara et Eliano Scapozza, Edo Beretta et Claire-Anne Dvorak. Sans eux, cette recherche n'aurait tout simplement pas été possible !
- Le Prof. Philippe Schoeneich, pour les discussions eues sur le Tardiglaciaire et sur la signification paléoclimatique des glaciers rocheux, mais également pour m'avoir encouragé à faire dater les fragments de bois découverts dans la Valle di Sceru. C'est à lui que je dois ma passion vers les sciences du Quaternaire en général.
- Le Dr Jean-Michel Fallot, pour les discussions concernant la climatologie régionale de montagne et pour la disponibilité à me fournir les données nécessaires aux analyses climatiques effectuées dans cette recherche.
- Mes collègues et amis périglaciairistes et géomorphologues dynamiques, en particulier Reynald Delaloye, Claire-Anne Dvorak, Candide Gabioud, Thomas Heery, Sébastien Morard, Eric Perruchoud, Kim Pieracci, François Ryff et Philippe Schütz, tout comme la petite communauté « permafrost in Ticino », en particulier Stefano Mari, Tazio Strozzi et Giorgio Valenti.

- Mes collègues et amis de l'IGUL, pour les agréables moments passés en leur compagnie, en particulier David Theler, Géraldine Bissig, Jean-Pierre Pralong, Lenka Kozlik, Luzius Thomi, Sabine Stäuble, Simon Martin, Caterina et Bertrand Gentizon.
- Mes amis et compagnons de route du master, pour les moments très agréables que l'on a passé ensemble à l'Université, sur le terrain et aussi lors de moments plus décontractés.
- Marco Antognini et Filippo Rampazzi, du *Museo Cantonale di Storia Naturale* de Lugano, qui m'ont permis de faire dater les fragments de bois découverts dans la Valle di Sceru.
- Christian Nessi, pour m'avoir permis d'entreposer du matériel dans son chalet à l'Alpe di Sceru.
- et, surtout, Georgia, à qui je dois simplement tout !



---

**1<sup>ère</sup> PARTIE :**

**INTRODUCTION  
ET NOTIONS GÉNÉRALES**

---



# 1. Introduction générale

---

*Il destino di un uomo è quello di affezionarsi anche alle ginestre se ci è nato, a un paese che non puoi neanche metterti giù con comodo in un prato, e già ti trovi una brancata di ricci nel sedere.*

P. Martini, *Il fondo del sacco*, 1970



# 1 Introduction générale

## 1.1 Contexte de l'étude

La problématique de la dégradation du permafrost alpin face aux changements climatiques a conduit, dans les dernières décennies, à une multiplication des recherches dans ce domaine. En effet, en cas de dégradation thermique du permafrost, les fortes pentes qui sont souvent associées à ce type de terrain pourraient être à l'origine d'instabilités de versant potentiellement dangereuses pour l'homme (cf. Beniston & Haeberli 2001 ; Haeberli & Beniston 1998 ; Haeberli *et al.* 1993a, 1997 ; Kääh *et al.* 2007a).

La dégradation thermique des terrains gelés en permanence semble être globale et touche autant la roche en place que les sédiments meubles. L'augmentation de la plasticité de la glace, induite par une augmentation de la température, est probablement à l'origine d'une exacerbation des mouvements de terrain en zone périglaciaire alpine. En particulier, on constate dans les dernières années une accélération sensible de certains glaciers rocheux qui semble être généralisée à l'échelle alpine (cf. Avian *et al.* 2005 ; Delaloye *et al.* 2005 ; Ikeda *et al.* 2003 ; Kääh *et al.* 2007b ; Lambiel & Delaloye 2004 ; Roer *et al.* 2005a). En ce qui concerne les parois rocheuses dont les fissures sont remplies de glace, un modèle théorique développé par Davies *et al.* (2001, 2003) a montré que l'augmentation de la température du permafrost a pour effet d'en diminuer la stabilité. Ce phénomène pourrait être à l'origine des nombreux éboulements survenus durant l'été 2003 (Nötzli *et al.* 2003), dont les conditions climatiques exceptionnelles pourraient se manifester de façon plus fréquente au cours du 21<sup>ème</sup> siècle (Beniston 2004 ; IPCC 2007). Cependant, il faut garder une certaine prudence dans l'interprétation des expériences de laboratoire, menées dans des conditions souvent idéales (cf. Arenson *et al.* 2004 ; Harris 2003 ; Harris *et al.* 2001b), et l'expérience réelle (Arenson 2002 ; Matsuoka 2001) ; d'autant plus que les séries de données sont limitées dans le temps et que les champs de recherche sont très peu développés, notamment en ce qui concerne le permafrost dans les parois rocheuses (cf. Gruber *et al.* 2003, 2004a ; Wegmann *et al.* 1998).

La problématique de la dégradation du permafrost alpin face aux changements climatiques montre bien la nécessité de produire des modèles pouvant expliquer la répartition, les conditions d'occurrence et les processus agissant sur les terrains gelés en permanence. Mais la production de modèles fiables nécessite de connaissances de la réalité qui, dans des nombreux champs des géocryosciences<sup>1</sup>, demeurent encore largement lacunaires. Les modèles classiques de répartition indiquent qu'entre 20% et 25% de la surface terrestre est caractérisée par du permafrost (Brown 1997 ; Yershov 1990), dont 6 à 7 % de type alpin (Stearns 1966). En Suisse, le programme PERMAKART, développé par Keller (1992), estime que les terrains gelés en permanence couvrent 4 à 6% du territoire (Keller *et al.* 1998 ; Vonder Mühl *et al.* 1999), c'est-à-dire presque le double de la surface couverte par les glaciers.

---

<sup>1</sup> Le terme de géocryosciences regroupe les sciences qui s'occupent des processus froids, zonaux et azonaux, liés aux sols gelés de manière pérenne ou saisonnière des zones non englacées de la Terre. Les géocryosciences regroupent principalement la géocryologie [définie par Brown & Kupsch (1974) comme l'étude des parties de la lithosphère présentant une température inférieure à 0°C], la géomorphologie périglaciaire [définie par French (1996) comme une sous-discipline de la géomorphologie s'intéressant aux modelés et aux processus des régions froides non englacées de la Terre], et la partie des sciences du Quaternaire, de l'ingénierie et de la géophysique s'intéressant à l'étude de la glace du sol, à la fois pérenne et saisonnière. Voir par exemple French & Thorn (2006) pour les relations entre ces disciplines et French (2003), Pissart (1990) et Thorn (1992) pour l'historique du développement de la géomorphologie périglaciaire et de la géocryologie.

La fiabilité de ces modèles est dépendante de l'échelle géographique et est généralement satisfaisante seulement pour les petites échelles. Ainsi, grâce à la modélisation, Anisimov & Nelson (1996) ont prédit qu'une augmentation de 2°C de la température globale entraînerait une diminution de 25 à 44% de la surface de la planète caractérisée par du permafrost. A grande échelle, au contraire, la complexité des mécanismes régissant les processus et les facteurs de contrôle de la distribution du permafrost montrent que les modèles établis correspondent seulement très grossièrement à la réalité (Lambiel 2006 ; Lerjen *et al.* 2003), et ceci malgré les efforts entrepris pour leur amélioration (cf., par exemple, Gruber & Hoelzle 2001 ; Hoelzle *et al.* 2001 ; Stocker-Mittaz *et al.* 2002).

On se trouve donc devant à un double constat : d'une part, la nécessité d'avoir de longues séries de données afin de connaître dans les détails la réaction thermique du permafrost face aux changements climatiques (Haeberli 1993 ; Haeberli *et al.* 1993b) et, d'autre part, l'intérêt d'études locales permettant de combler certaines lacunes concernant les mécanismes régissant le régime thermique et la distribution du permafrost (Delaloye 2004 ; Hoelzle *et al.* 2005).

Suite au premier constat, des réseaux de monitoring du permafrost ont vu le jour en Europe (PACE – *Permafrost and Climate in Europe*, cf. Harris & Vonder Mühll 2001 ; Harris *et al.* 2001a, 2003) et en Suisse (PERMOS – *Permafrost Monitoring Switzerland*, cf. Vonder Mühll *et al.* 2004). Le programme PACE, en particulier, ne s'intéresse pas seulement au monitoring du permafrost du point de vue morphoclimatique, mais présente également différents volets méthodologiques concernant la cartographie géomorphologique, la modélisation numérique, la simulation géotechnique et, aspect intéressant plus particulièrement ce travail, la prospection géophysique du permafrost (cf. Hauck 2001 ; Hauck *et al.* 2001 ; Vonder Mühll *et al.* 2001, 2002).

Sur la base du deuxième constat, de nombreuses études à grande échelle se sont intéressées à la description et à l'explication des processus régissant la distribution du permafrost à haute, moyenne et basse altitude (voir, par exemple, Delaloye & Lambiel 2005 ; Delaloye & Reynard 2001 ; Delaloye *et al.* 2003b ; Kneisel *et al.* 2000 ; Lambiel *et al.* 2004 ; Pieracci 2006 ; Reynard *et al.* 2003).

La compréhension des réactions du permafrost face aux changements climatiques passe ainsi par une intégration des données de monitoring avec des études plus locales, afin de déterminer si des spécificités régionales pourraient se manifester. Les profils thermiques relevés dans les forages du programme PACE indiquent globalement une tendance au réchauffement de la température du permafrost, avec des différences régionales entre les forages des Alpes Suisses et Italiennes et les forages de Scandinavie et du Spitzberg<sup>2</sup> (Harris *et al.* 2003). Au niveau des Alpes Suisses, la forte variation interannuelle des températures due aux perturbations topographiques et aux variations d'enneigement sur les sites des forages PERMOS ne permettent pas de dégager des tendances régionales. Toutefois, les modèles climatiques régionaux (cf. Giorgi & Mearns 1991, 1999) prédisent pour le 21<sup>ème</sup> siècle des différences entre la Suisse occidentale et orientale et entre le Nord et le Sud des Alpes<sup>3</sup>, notamment en ce qui concerne les températures moyennes estivales et les précipitations moyennes hivernales et estivales (Beniston 2005 ; Beniston *et al.* 1994).

---

<sup>2</sup> Les forages des Alpes Suisses et Italiennes, par rapport aux forages de Scandinavie et du Spitzberg, présentent une plus grande perturbation par la topographie et une plus forte variation interannuelle des températures en raison des variations d'enneigement (Harris *et al.* 2003).

<sup>3</sup> Les tendances linéaires pour les températures du 20<sup>ème</sup> siècle, basées sur les données homogénéisées de 12 stations de la base de données de MétéoSuisse, sont les suivantes (OcCC 2002 : 11) : Suisse alémanique : 1.3 °C ; Suisse occidentale : 1.6 °C ; Sud des Alpes : 1.0 °C.

## 1.2 Question générale

Nous avons vu que des différences régionales pourraient se manifester en ce qui concerne la réaction du permafrost face aux changements climatiques, ce qui nécessiterait une étude de toutes les situations morphoclimatiques des Alpes Suisses. Malheureusement, le Sud des Alpes Suisses est toujours resté à l'écart dans les recherches sur les environnements périglaciaires. La preuve est le fait qu'aucun site du Sud des Alpes n'ait été inclus dans le réseau PERMOS ; seuls les sites du Stockhorn (Massif du Mont Rose, VS), de Murtèl-Corvatsch et de Muot da Barba Peider (Haute Engadine, GR) sont situés près de la ligne de faite des Alpes (Vonder Mühl *et al.*, à paraître). Cette situation pourrait s'expliquer, d'une part, par un manque d'intérêt (il n'y a pas de haute école menant des recherches sur le permafrost au Tessin) et, d'autre part, par un contexte qui a priori semblerait peu intéressant à étudier (mythe de la « Sonnenstube » qui donne une vision stéréotypée du Sud des Alpes, et du Tessin en particulier, comme la méditerranée de la Suisse, lieu de vacances et de soleil). Pourtant, les dangers naturels liés à la dégradation du permafrost sont un des risques majeurs dans les vallées du Tessin septentrional (cf., par exemple, Dipartimento del territorio 2002 ; Haeberli *et al.* 1990 ; OcCC 2003 ; Valenti 2006 ; Zimmermann & Haeberli 1992).

Ainsi, on se trouve devant à un double constat : d'une part, les changements climatiques pourraient présenter des différences régionales entre Nord et Sud des Alpes, d'autre part, les données relatives aux environnements périglaciaires, et en particulier à la distribution du permafrost, sont largement déficitaires au Sud des Alpes. L'étude des réactions du permafrost face aux changements climatiques passant par la compréhension des mécanismes régissant le régime thermique et la distribution du permafrost, la question générale motivant cette recherche est la suivante :

*Quelle est l'évolution spatio-temporelle de la répartition du permafrost au Sud des Alpes et quelle est son histoire par rapport à l'évolution de la répartition du permafrost de l'ensemble des Alpes ?*

L'objectif de ce travail n'est pas celui de répondre directement à cette question, mais d'apporter des éléments pour une compréhension de cette évolution. Dans ce contexte, documenter la répartition et les paléorépartitions du permafrost dans le Sud des Alpes Suisses, et plus particulièrement dans les Alpes Tessinoises orientales, devrait permettre, d'une part, de recueillir des données de base pour la poursuite des études dans ce contexte morphoclimatique particulier et, d'autre part d'avoir des éléments de comparaison pour des recherches dans un contexte géographique semblable.

## 1.3 Historique et état des connaissances

Après la partie introductive, à caractère général, il est important de situer cette recherche dans son contexte géographique et historique. Par rapport à la recherche sur la répartition du permafrost au Sud des Alpes, deux domaines seront discutés ici. D'une part, selon une perspective géographique, les recherches menées dans le Sud des Alpes Suisses, plus particulièrement au Tessin et en Mesolcina (Grisons italiens, voir fig. 1.1), d'autre part, selon une perspective plus morphoclimatique, les recherches menées dans les Alpes Centrales italiennes.

### 1.3.1 Recherches sur les environnements périglaciaires au Tessin et en Mesolcina

Le Tessin et la Mesolcina ont toujours été des régions marginales en ce qui concerne les études des environnements périglaciaires. Des recherches y ont été menées de façon sporadique et aucune étude de synthèse régionale n'a jamais été effectuée.

Les premières recherches ont été menées pendant les années 1960 dans le cadre des contributions pour la connaissance de la géologie et de l'hydrologie de la Suisse (Matériaux pour la géologie de la Suisse – série hydrologie). La cartographie géomorphologique générale des zones étudiée a permis de recenser un certain nombre de glaciers rocheux et d'en donner une description sommaire<sup>4</sup>. Zeller (1964 : 58-67 et 103-104) cartographie et décrit environ une vingtaine de glaciers rocheux du Val di Carassino, du Val Malvaglia et du Val Pontirone (vallées latérales en rive gauche du Val Blenio). Il fait une distinction entre glaciers rocheux actifs, situés entre 2880 et 2500 m, et glaciers rocheux inactifs, situés entre 2350 et 1900 m. Binggeli (1965) est l'auteur du premier article concernant les glaciers rocheux tessinois. Il décrit le glacier rocheux actif des Ganoni di Schenadüi (Val Cadlimo, à l'ouest du Col du Lukmanier) et il donne des informations concernant son déplacement. Grütter (1967 : 28-30) répertorie trois glaciers rocheux inactifs dans sa description du Val Verzasca<sup>5</sup>. Hantke (1983 : 465-472) reprendra au début des années 1980 le travail de Zeller (1964), pour discuter des relations entre les moraines tardiglaciaires des affluents du glacier du Brenno et certains glaciers rocheux (en particulier ceux du massif de la Cima di Gana Bianca, entre le Val Blenio et le Haut Val Malvaglia). Le complexe des glaciers rocheux de la Valle di Sceru (Haut Val Malvaglia) est présenté également par Cotti *et al.* (1990 : 138-139).

Suite aux évènements torrentiels de l'été 1987 (cf., par exemple, Rickermann & Zimmermann 1993 ; Zimmermann 1990), le département du territoire du Canton du Tessin a commencé à s'occuper de permafrost. On s'était en effet aperçu que la plupart des laves torrentielles s'étaient déclenchées à partir de zones potentielles de permafrost (Valenti 2006). Le département du territoire a donc mandaté à l'Academia Engiadina de Samedan pour qu'elle établisse, sur la base du modèle PERMAKART (Keller 1992), une carte au 1:50'000 des zones potentiellement favorables au permafrost au Tessin (Dipartimento del Territorio 2002 ; Keller 2002). Les recherches se sont poursuivies par des campagnes de mesures BTS<sup>6</sup> et par la mise en place de capteurs autonomes (mini-loggers) de mesure de la température du sol en continu (cf. chapitre 4.2.2.2). Les principaux résultats sont présentés par Valenti (2006).

<sup>4</sup> A ce propos, voir l'inventaire régional des glaciers rocheux des Alpes Tessinoises orientales présenté au chapitre 6.

<sup>5</sup> Il est important de souligner que ces travaux se basent sur une définition morphologique de glacier rocheux et non sur une définition morphogénétique liée à la déformation de matériaux gelés en permanence (permafrost). Zeller (1964 : 103) définit les glaciers rocheux (Blockströme) comme des « *Schuttmassen, die durch langsamen Fliessen die Form von Zungengletschern erhalten haben. Sie bestehen aus Moränenmaterial, Steinschlag-, Lawinen-, Felssturz- und Gehängeschutt* ». Ce type de classification pose principalement deux problèmes : d'une part, sont considérés comme glaciers rocheux des formes qui en réalité ne le sont pas (comme des coulées de solifluxion ou des glaciers couverts, cf. Barsch 1996 : 14-17), d'autre part, le degré d'activité est différencié seulement entre formations actives et inactives sur la base d'indices de mouvement. La catégorie « glaciers rocheux actifs » comprend donc tantôt des glaciers rocheux actifs qu'inactifs (*sensu* Barsch, voir chap. 3.3.1), tandis que la catégorie « glaciers rocheux inactifs » comprend tantôt des glaciers rocheux fossiles qu'inactifs (*sensu* Barsch).

<sup>6</sup> Abréviation de « *Basis Temperatur der winterliche Schneedecke* » ou « *Bottom Temperature of the Snow cover* ». La méthode a été développée par Haeberli (1973, 1975) et consiste à effectuer des mesures de la température du sol en deuxième partie d'hiver à travers la couche de neige.



Parmi les travaux académiques récents, Steens (2003) s'est occupé de la cartographie périglaciaire de la région du Basodino – Cristallina (Alpes Tessinoises occidentales). Il a proposé une répartition qualitative du permafrost basée sur la cartographie géomorphologique et sur les températures de sources (voir tab. 1.3). Il a ensuite effectué une comparaison à petite échelle avec la carte de Keller (2002), et à grande échelle avec des mesures BTS effectuées dans la région du Val Cavagnolo. Scapozza (2006) a complété l'inventaire des glaciers rocheux effectué par Zeller (1964) dans le massif de la Cima di Gana Bianca (partie Est du Val Blenio). A partir de l'analyse géomorphologique et de la température des sources, il a pu recenser sept glaciers rocheux actifs/inactifs et 11 glaciers rocheux fossiles. Enfin, Scapozza & Reynard (2008) ont proposé un modèle qualitatif de la limite inférieure du permafrost discontinu dans le massif de la Cima di Gana Bianca sur la base de la position des glaciers rocheux et de l'orientation du versant (voir tab. 1.3) ; les valeurs trouvées sont semblables à celles déterminées dans les Alpes Bernoises (Imhof 1996a) et dans les Hautes Alpes Calcaires (Wenker 1997). Scapozza & Reynard (2008) ont également proposé une étude de la géomorphologie du Quaternaire et de l'hydrologie de la Valle di Sceru, pour montrer comment les formes liées à la présence de permafrost influencent l'hydrologie et l'hydrogéologie de la région.

### 1.3.2 Recherches sur les environnements périglaciaires dans les Alpes Centrales italiennes

Les instituts de recherche italiens en géocryosciences ont toujours été très actifs dans le domaine des environnements périglaciaires, en particulier en ce qui concerne les recherches sur les glaciers rocheux et leur signification climatique et paléoclimatique (cf. Belloni *et al.* 1988, 1993 ; Dramis *et al.* 2003).

Sur la base de l'inventaire national des glaciers rocheux (Carton *et al.* 1988 ; Guglielmin & Smiraglia 1997), plusieurs recherches concernant leur distribution et caractéristiques ont vu le jour, en particulier dans les Alpes Centrales (par exemple, Baroni *et al.* 2004 ; Calderoni *et al.* 1993 ; GNGFG 1987 ; Guglielmin *et al.* 1994 ; Smiraglia 1985 ; Smiraglia *et al.* 1994), au Val d'Aoste (Smiraglia 1992), dans les Alpes Maritimes (par exemple, Ribolini 1996, 1999, 2001 ; Ribolini & Favre 2006) et dans les Apennins (par exemple, Bisci *et al.* 2003 ; Dramis & Kotarba 1992, 1994).

Les recherches sur les environnements périglaciaires ont été particulièrement actives en Haute Valtelline (Lombardie) (cf. Cannone 1997 ; Guglielmin 1994, 1997), en particulier dans le Livignese (Val Foscagno et Col du Stelvio, cf. Calderoni *et al.* 1993 ; Guglielmin & Tellini 1994, 1995 ; Guglielmin *et al.* 1994, 2003 ; Smiraglia *et al.* 1994) et dans le Massif de l'Ortles-Cevedale (Seppi 2001, 2006 ; Seppi *et al.* 2005a ; Smiraglia 1989). Le Val Foscagno (glacier rocheux de Foscagno, cf. Hauck 2001 ; Hauck *et al.* 2001) et le col du Stelvio<sup>7</sup> font également partie des sites d'étude du programme PACE.

Afin de disposer de données pour une comparaison avec les Alpes Tessinoises orientales, il a été décidé de focaliser la revue de la littérature sur un contexte morphoclimatique semblable. La variable morphologique est donnée par le contexte de versant Sud des Alpes, alors que la variable climatique retenue est la moyenne pluriannuelle des précipitations<sup>8</sup>. La moyenne pluriannuelle des températures n'a pas été considérée, et ceci

---

<sup>7</sup> Forage de 100 m de profondeur à 3000 m d'altitude, cf. Harris *et al.* 2001a, 2003 ; études des fluctuations glaciaires et de l'impact du ski sur le régime thermique du permafrost, cf. Cannone *et al.* 2003 ; Hauck 2001 ; Hauck *et al.* 2001

<sup>8</sup> La moyenne pluriannuelle des précipitations est un bon indicateur de la continentalité du climat. Les variations dans le régime des précipitations déterminent en effet l'altitude de la ligne

parce qu'au niveau interrégional elle présente une distribution altitudinale similaire entre Alpes Tessinoises et Alpes Centrales italiennes, en raison de la petite différence de latitude. Les hauteurs annuelles moyennes des précipitations retenues sont caractéristiques, pour la Suisse, du Val Blenio (TI), du Val Leventina (TI), du Val Mesolcina (GR), de la partie inférieure du Val Bregaglia (GR) et des sommets du Val Poschiavo (GR). Elles sont comprises, du fond des vallées vers les sommets, entre 1300 et 1800 mm/an (Kirchhofer & Sevruck 1999). Les régions correspondantes dans les Alpes Centrales italiennes ont été déterminées sur la base de Schwarb *et al.* (1999). Pour les Alpes Centrales italiennes, le Val San Giacomo (Massif du Tambo – Suretta, Alpes Lepontines), la Basse Valtellina (Alpes Orobie) à l'exception du Val Malenco, et le Massif de l'Adamello-Presanella (entre Lombardia et Trentino) ont été retenus (fig. 1.1).

La Haute Valtellina, au contraire, bénéficie d'un climat plus sec. Sa situation topographique de vallée située au cœur de la chaîne alpine la situe climatiquement au même niveau du Valais Central, de l'Engadine et du Val d'Aoste, avec moins de 1200 mm/an de précipitations.

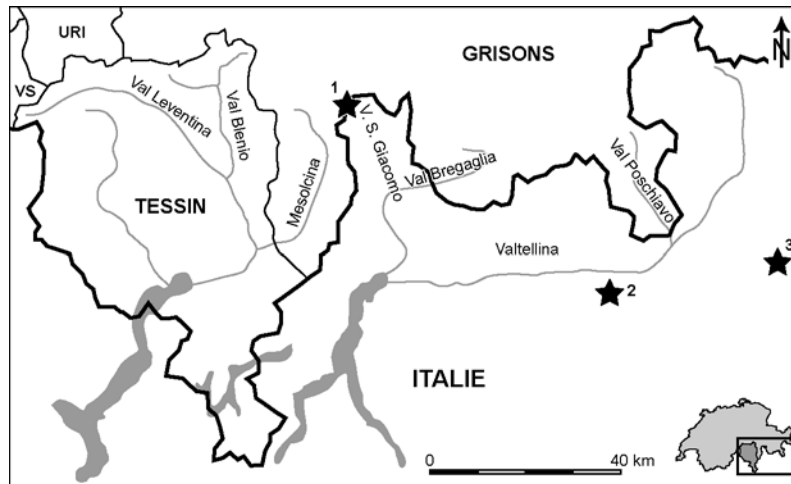


Fig. 1.1 : Localisation des lieux cités dans le texte. 1) Massif du Tambo – Suretta (Alpes Lepontines) ; 2) Alpes Orobie ; 3) Massif de l'Adamello-Presanella.

### 1.3.2.1 Distribution des glaciers rocheux et (paléo)climat dans les Alpes Centrales italiennes

La limite inférieure du permafrost discontinu pour différentes régions des Alpes italiennes a été déterminée sur la base d'inventaires de glaciers rocheux par Belloni *et al.* (1988, 1993). Ces auteurs proposent une altitude moyenne des glaciers rocheux actifs (GRa) et inactifs (GRi) indépendante de l'orientation et ils la comparent avec la ligne d'équilibre actuelle des glaciers (LEG). Les deux catégories de glaciers rocheux sont différentes de celles établies par Barsch (1996). Par glacier rocheux actif, Belloni *et al.* (1993) considèrent des formations présentant des indices évidents de mouvement, tandis que par glaciers rocheux inactifs ils proposent des formes qui ne présentent plus de signes de mouvement et sont complètement recouverts par de la végétation où par des lichens (cf. Smiraglia 1992). Il est donc probable que beaucoup de glaciers rocheux considérés comme inactifs soient fossiles (*sensu* Barsch).

La différence d'altitude entre les glaciers rocheux actifs et inactifs est interprétée en termes paléoclimatiques. Supposant que la relation spatiale entre ligne d'équilibre des glaciers et altitude du front des glaciers rocheux est constante, Belloni *et al.* (1993)

d'équilibre des glaciers et le régime de l'enneigement, deux paramètres influençant l'étendue de la zone périglaciaire.

proposent de calculer la ligne d'équilibre pour la fin du Dryas récent (LEGf) sur la base de la ligne d'équilibre actuelle (LEGp) et des altitudes moyennes du front des glaciers rocheux [ $LEGf = GRi + (LEGp - GRa)$ ]. Le tableau 1.1 présente les variations régionales de ces valeurs dans les Alpes Centrales italiennes.

Massif montagneux	Alt. moy. GRi (m)	Alt. moy. GRa (m)	Alt. moy. LEG (m)	LEGf (m)	LEGp – LEGf (m)	LEGp – LEGf (°C)
Tambo – Suretta	-	2327	2806	-	-	-
Bernina	2261	2406	2865	2720	145	0.9
Piazzì – Campo (1)	2380	2560	2904	2724	180	1.1
Alpes Orobie	-	2407	2503	-	-	-
Adamello – Presanella	2093	2488	2890	2495	395	2.4
Ortles – Cevedale	2432	2823	3074	2683	391	2.3

Tab. 1.1 : Altitude du front des glaciers rocheux et de la ligne d'équilibre des glaciers dans les Alpes Centrales italiennes (données : Belloni *et al.* 1993). (1) Haute Valtelline.

Les études sur les relations entre glaciers rocheux et évolution paléoclimatique de la fin du Tardiglaciaire et de l'Holocène ont été poursuivies par Calderoni *et al.* (1998), Cannone (1999), Giraudi (2002) et Guglielmin *et al.* (2001). Une synthèse sur la signification paléoclimatique des glaciers rocheux italiens a été présentée par Dramis *et al.* (2003), qui reconstruisent l'évolution du permafrost depuis le dernier maximum glaciaire sur la base de datations radiométriques de certains glaciers rocheux, de traitement statistique d'inventaires de glaciers rocheux et de relations géométriques entre glaciers rocheux et dépôts glaciaires.

D'après la relation entre température annuelle moyenne de l'air (MAAT – *Mean Annual Air Temperature*) et altitude minimale des glaciers rocheux actifs (MAF), Dramis *et al.* (2003) établissent une relation entre régime des précipitations et occurrence des glaciers rocheux. Ils concluent que MAAT calculée à la MAF n'est pas la même pour les différentes régions étudiées. Elle est de  $-2.1^{\circ}\text{C}$  pour les Alpes Pennines (MAF = 2650 m), de  $-0.6^{\circ}\text{C}$  pour les Alpes Lepontines (MAF = 2350 m) et de  $-2.3^{\circ}\text{C}$  pour les Alpes Rhétiques (MAF = 2620 m). Ces auteurs expliquent ces variations par une différence de précipitations, et donc de la couverture neigeuse. Les Alpes Lepontines présentent plus de précipitations que les Alpes Pennines et Rhétiques ; ceci a comme effet de prolonger l'effet isolant de la couche de neige au cours du printemps et du début de l'été, en retardant le réchauffement du sol.

### 1.3.2.2 Distribution des glaciers rocheux dans le Massif de l'Adamello – Presanella

Le massif de l'Adamello – Presanella est constitué par des sommets situés à environ 3500 mètres d'altitude dans le secteur sud-est des Alpes Centrales italiennes. Sa géomorphologie a été étudiée en détail au courant des années 1980 et 1990, afin d'en déterminer les variations glaciaires holocènes (cf. Baroni & Carton 1990a, 1990b, 1996 ; Baroni *et al.* 1992). Dans le contexte de l'inventaire national, les glaciers rocheux du massif ont été inventoriés par Baroni & Carton (1997) et leur distribution a été discutée par Baroni *et al.* (2004). Au total, 216 glaciers rocheux ont été identifiés, dont 88 (41%) ont été considérés comme actifs/inactifs (*sensu* Barsch). Sur la base de l'altitude moyenne des fronts des glaciers rocheux actifs (2527 m) et du calcul de MAAT  $-1/-2^{\circ}\text{C}$  (comprise entre 2740 et 2910 m), les auteurs concluent que les glaciers rocheux de la région étudiée sont en déséquilibre avec les conditions climatiques actuelles.

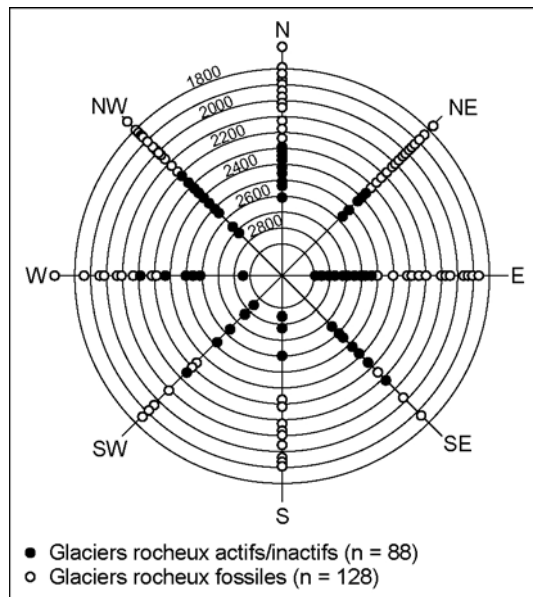


Fig. 1.2 : Distribution des glaciers rocheux dans le Massif de l'Adamello – Presanella. Source : Baroni et al. (2004, adapté).

Orient.	Massif de la Cima di Gana Bianca (TI)	Région du Basodino – Cristallina (TI)	Massif de l'Adamello – Presanella (Italie)
N	2250	2450 – 2500	2300
NE	2450	2450 – 2500	2350
E	2500	2450 – 2500	2550
SE	2550	–	2500
S	2450 (?)	Absent – ~2500 (1)	2700
SW	–	–	2600
W	2600	2800 – ~2500 (1)	2350
NW	2300	–	2300
<b>Données</b>	<i>Scapozza &amp; Reynard (2008)</i>	<i>Steens (2003)</i>	<i>Baroni et al. (2004)</i>

Tab. 1.2 : Limite inférieure du permafrost discontinu (en m) dans deux endroits des Alpes Tessinoises et dans le Massif de l'Adamello – Presanella (Alpes italiennes). (1) Versant très encaissé.

La distribution des glaciers rocheux du Massif de l'Adamello – Presanella est présentée dans la figure 1.2. Une comparaison entre l'altitude inférieure du permafrost discontinu dans les Alpes Tessinoises orientales (Massif de la Cima di Gana Bianca), occidentales (région du Basodino – Cristallina), et dans le Massif de l'Adamello – Presanella est présentée dans le tableau 1.2. La limite inférieure du permafrost dans le Massif de l'Adamello – Presanella a été établie en considérant l'altitude du front des trois glaciers rocheux actifs/inactifs les plus bas.

### 1.3.3 Synthèse

A partir des études effectuées au Sud des Alpes Suisses et Italiennes, deux constats s'imposent. D'une part, il existe un important déficit de connaissances, à toutes les échelles spatiales, sur la répartition du permafrost dans les Alpes Tessinoises, d'autre part, les connaissances sont relatives au seul niveau d'échelle régional pour les Alpes Centrales italiennes. Dans ce travail, il faudra donc travailler principalement à deux échelles spatiales différentes. D'un côté, à l'échelle des Alpes Tessinoises, afin de pouvoir effectuer une comparaison avec les études menées dans les Alpes Centrales italiennes et, de l'autre côté, à l'échelle locale, afin d'établir une comparaison avec les données au niveau d'échelle régional. La recherche au niveau régional sera principalement fondée sur un inventaire de glaciers rocheux, alors qu'au niveau local je me concentrerai sur l'investigation détaillée d'un massif périglaciaire complexe.

## 1.4 Plan de la recherche

Cette recherche s'appuiera autant sur les questions théoriques concernant la répartition du permafrost dans les milieux de montagne et sur les méthodes permettant de l'étudier (en particulier les méthodes géophysiques), que sur des études de cas à deux niveaux d'échelle spatiale différents : des études régionales de la distribution et des caractéristiques des glaciers rocheux des Alpes Tessinoises orientales et des études locales d'un massif périglaciaire alpin complexe. Ainsi, après cette présentation de la problématique générale du mémoire (**chap. 1**), seront dressés les objectifs de cette recherche et les hypothèses les supportant (**chap. 2**). Une distinction sera faite entre la problématique géographique, relevant de la question générale et s'inscrivant dans une étude régionale (**chap. 2.1**), et la problématique méthodologique, relative aux méthodes géophysiques utilisées (**chap. 2.2**). Le choix de la zone d'étude sera justifié sur la base des caractéristiques propres à chaque problématique (**chap. 2.3**). Les questions théoriques relatives aux environnements périglaciaires seront traitées dans le chapitre suivant (**chap. 3**). Le chapitre 4 va s'attacher à présenter les questions théoriques relatives aux méthodes utilisées dans ce travail. Une distinction sera opérée entre méthodes géomorphologiques (**chap. 4.1**) et méthodes géophysiques (**chap. 4.2**). La partie empirique du travail débute avec une présentation détaillée de la zone d'étude (**chap. 5**). Vont suivre ensuite les trois chapitres relatifs à la problématique spécifique de ce travail, à savoir l'inventaire des glaciers rocheux des Alpes Tessinoises orientales (**chap. 6**), la prospection du permafrost dans le massif de la Cima di Gana Bianca (**chap. 7**) et l'étude de l'hydrologie des formes périglaciaires de la Valle di Sceru (**chap. 8**). Enfin, une conclusion générale (**chap. 9**) permettra de revenir sur les hypothèses de travail (**chap. 9.1.1, 9.1.2, 9.1.3 et 9.2.1**) et de proposer quelques perspectives de recherche futures (**chap. 9.1.4 et 9.2.2**).

**Note importante**

Cette recherche est entièrement basée sur des observations et des mesures, **toutes originales**, effectuées pendant plus de 30 jours de terrain dans les Alpes Tessinoises orientales entre les étés 2005 et 2007 (sans compter les observations et les photos effectuées par mes proches dans les nombreuses excursions effectuées dans la région depuis plus de cinquante ans). La gestion des données pour les sondages géoélectriques et les capteurs d'enregistrement en continu de la température du sol a été possible grâce aux feuilles de calcul et aux fiches de protocole mises au point par Reynald Delaloye, de l'Institut de Géographie de l'Université de Fribourg, et par Christophe Lambiel, de l'Institut de Géographie de l'Université de Lausanne.

Pour souligner l'importance d'une étude « monographique » de la répartition du permafrost dans les Alpes Tessinoises orientales, il suffit de mentionner les nombreux petits éboulements s'étant produits en zone périglaciaire, pendant l'été 2007, à l'intérieur du périmètre d'étude de cette recherche :

- 19.07.2007 : nombreuses chutes de blocs sur le versant NE de la Cima di Piancabella - 2670 m (Val Malvaglia) ;
- 24.07.2007 : éboulement sur le versant NW de la Cima di Pinadee - 2486 m (Val Blenio) (fig. 1.3) ;
- 27.07.2007 : éboulement d'une partie de la crête entre l'Adula et le Grauhorn, à environ 3150 m (voir *la Regione Ticino* du 31 juillet 2007<sup>9</sup>).
- 10.08.2007 : éboulement sur le versant SE du point côté 2911 (crête qui mène à la Lògia, Val Malvaglia).



*Fig. 1.3 : Eboulement du 24.07.2007 sur le versant NW de la Cima di Pinadee (2486 m), au-dessus du village d'Olivone (Val Blenio).*

<sup>9</sup> « Frane anche nella zona dell'Adula », *La Regione Ticino*, 31.07.2007, p. 11.

## 2. Problématique

---

*La montagna è selettiva. Se non sei ancorato bene, se non stringi forte l'appiglio, ti scrolla giù e ti fa rotolare verso il mare. Opera una selezione severa: chi resiste agli scossoni resta lassù, chi si stacca scivola via. Ma forse è solo una questione di sensibilità. Se osservate i conoidi nei ghiaioni di montagna, noterete che le pietre più grosse e grezze, quelle dalle forme più grossolane stanno in fondo, sono rotolate giù, mentre la ghiaia fine, quella sottile e raffinata, è rimasta in alto, dove nasce la roccia.*

M. Corona, *Le voci del bosco*, 1998





## 2 Problématique

L'étude régionale des Alpes Tessinoises orientales qui est à la base de ce travail sera menée en mobilisant une vaste palette de méthodes. A côté d'un certain nombre de méthodes « classiques » de la géomorphologie périglaciaire, d'autres méthodes, de type géophysique, qui constituent partiellement une nouveauté dans les études du domaine périglaciaire alpin, seront également utilisées. Il a donc été décidé de diviser la problématique en deux parties distinctes. La première partie, à caractère géographique, concerne l'étude géomorphologique régionale et ses objectifs. La deuxième partie concerne, au contraire, les objectifs méthodologiques de ce travail et sera centrée sur les méthodes géophysiques. Celles-ci seront appliquées dans le but de tester les hypothèses de la problématique géographique, qui constitue donc l'aspect principal de cette recherche. La problématique comprend les objectifs que l'on veut atteindre et un certain nombre d'hypothèses de travail qui seront testées dans la suite de l'étude. Etant donné que les méthodes géophysiques seront présentées seulement au chapitre 4.2, la problématique méthodologique comprend également une série de remarques concernant chaque méthode utilisée.

### 2.1 Problématique géographique

#### 2.1.1 Problématique générale

L'objectif principal de ce travail est celui d'apporter des éléments pour la compréhension de l'évolution de la répartition du permafrost au Sud des Alpes Suisses. Ceci se fera à travers une étude régionale de l'évolution paléoclimatique, une étude systématique d'un massif périglaciaire complexe et une discussion de la relation entre les données issues des études aux deux niveaux spatiaux différents. Les trois objectifs principaux sont les suivants :

***1) Quantifier la répartition actuelle du permafrost dans un massif périglaciaire complexe du Sud des Alpes Suisses***

Il s'agit de l'objectif majeur de ce mémoire. Atteindre cet objectif signifie répondre aux questions suivantes. Où se situe la limite inférieure du permafrost discontinu ? Y a-t-il des taches de permafrost sporadique ? Les glaciers rocheux fossiles préservent-ils encore de la glace d'âge pléistocène ? Les éboulis à l'intérieur et à l'extérieur de la ceinture du permafrost discontinu présentent-ils du permafrost ?

***2) Reconstituer l'évolution de la répartition du permafrost dans un massif périglaciaire complexe du Sud des Alpes Suisses à partir de la fin de la dernière glaciation***

L'approche paléogéographique est ici mise en avant. Quelle est l'origine des glaciers rocheux étudiés ? Quelle est leur signification paléoclimatique ? Quel est le rôle joué par les glaciers dans l'évolution du relief de la zone étudiée ? Quelle est la chronologie relative de l'évolution de la répartition du permafrost au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène ? Quel est le rôle des héritages morphoclimatiques ?

***3) Discuter la cohérence de la répartition du permafrost dans un massif périglaciaire complexe du Sud des Alpes Suisses par rapport aux données relatives à un niveau d'échelle spatiale différent***

La répartition du permafrost au niveau du massif est-elle cohérente avec la répartition du permafrost dans les objets qui constituent ce massif ? Les valeurs locales retrouvées sont-elles cohérentes avec les données (répartition des glaciers rocheux, MAAT, ligne d'équilibre des glaciers) au niveau régional ?

### 2.1.2 Hypothèses de travail

Chaque objectif donne lieu à une ou plusieurs hypothèses, énoncées sous la forme d'affirmations, qui seront testées dans la suite de l'étude. Chaque hypothèse formulée est suivie d'un certain nombre de remarques la précisant et du choix des méthodes retenues pour la tester.

#### *Hypothèse 1*

*L'évolution spatio-temporelle de la répartition du permafrost dans un massif périglaciaire alpin à partir de la fin de la dernière glaciation a été déterminée par un étagement altitudinal progressif du système morphogénétique périglaciaire (problème de l'évolution du relief).*

Il s'agira de montrer les étapes principales de la morphogenèse liée aux conditions périglaciaires de la région étudiée. Cette hypothèse sera testée selon une double approche : une approche semi-quantitative à caractère géomorphologique (chap. 6), et une approche quantitative basée sur la prospection géophysique (chap. 7 et 8). Les deux approches seront intégrées dans la partie de conclusion et de synthèse (chap. 9).

#### *Hypothèse 2*

*Dans cette évolution, le système morphogénétique glaciaire joue un rôle perturbateur majeur en raison des déstabilisations thermiques et mécaniques du permafrost qu'il peut causer sur les terrains gelés en permanence (problème des interactions entre les processus géomorphologiques).*

Il s'agira de quantifier l'importance du système morphogénétique glaciaire dans l'évolution du relief étudié. Cette hypothèse sera testée sur la base de l'analyse des formes glaciaires, sur leurs relations géométriques (et donc spatio-temporelles) avec les formes périglaciaires et grâce à des reconstitutions paléogéographiques (chap. 6).

#### *Hypothèse 3*

*L'inertie du permafrost face aux changements climatiques joue un rôle perturbateur majeur dans l'évolution spatio-temporelle de la répartition du permafrost (problème des héritages morphoclimatiques).*

Pour tester cette hypothèse, il sera nécessaire d'intégrer les connaissances issues de l'analyse géomorphologique et de la prospection géophysique (chap. 9). L'héritage morphoclimatique périglaciaire sera quantifié à travers la détermination de la présence d'anomalies thermiques négatives (présence de glace ou de conditions froides) au sein de formes géomorphologiques qui devraient se trouver, à l'heure actuelle, à l'extérieur de la ceinture du permafrost discontinu.

### ***Hypothèse 4***

*L'évolution de la répartition du permafrost dépend de l'échelle spatiale considérée. La question relative au choix du niveau pertinent d'échelle et des problèmes posés par le passage d'une échelle spatiale à une autre doit être considérée soigneusement, en particulier lors de la régionalisation d'une variable (problème de l'interaction entre les échelles (pondération)).*

Cette hypothèse est transversale à la recherche. Le problème des échelles est central dans les deux champs d'analyse choisis, l'analyse géomorphologique et la prospection géophysique, et joue un rôle principal quant à la fiabilité des modèles proposés. Il est important de préciser qu'avec le terme de « régionalisation d'une variable », il faut considérer le fait d'établir un modèle avec des données provenant d'un échelon spatial plus petit (par exemple d'établir un modèle régional à partir de données locales).

## **2.2 Problématique méthodologique**

### **2.2.1 Problématique générale**

Au cours de la dernière décennie, beaucoup de progrès ont été entrepris dans la recherche visant à développer le potentiel et le champ d'applicabilité de certaines méthodes géophysiques et de tester la complémentarité de ces méthodes entre elles afin de développer des démarches de prospection multi-méthodes des environnements périglaciaires alpins (cf. Hauck 2001). Le but était, d'une part, de pouvoir sonder la structure interne du permafrost alpin à partir de mesures de surface, d'autre part, de pouvoir en cartographier l'étendue spatiale tridimensionnelle [pour les principes du *Geophysical Survey* du programme PACE, voir par exemple Vonder Mühll *et al.* (2001, 2002)]. Il s'agit maintenant d'appliquer cette démarche multi-méthodes à des cas concrets de prospection du permafrost alpin, comme cela a été fait, par exemple, par Hauck *et al.* (2004) dans le sud de la Norvège, par Ikeda (2006) sur deux glaciers rocheux des Alpes Grisonnes, par Kneisel & Hauck (2003) dans le Val Bever (Haute Engadine), par Otto & Sass (2006) dans l'investigation des éboulis du Turtmanntal (VS), par Pieracci (2006) sur l'éboulis des Charmettes (Grand Chavalard, VS), par Sass (2006) dans la prospection des éboulis des Lechtaler Alps (Autriche) et par Vonder Mühll *et al.* (2000) sur les sites des forages du Murtèl – Corvatsch (GR) et du Schilthorn (BE)<sup>1</sup>.

Dans ce travail la démarche multi-méthodes sera largement utilisée. A côté des méthodes géophysiques « classiques » de la prospection du permafrost alpin (méthodes thermiques et de résistivité), des méthodes électromagnétiques et de polarisation spontanée seront également employées. Avant de présenter les objectifs et les hypothèses relatifs à la problématique méthodologique, il est nécessaire de rappeler brièvement quelque notion relative aux différentes méthodes géophysiques utilisées dans ce travail. Un état des connaissances pour chaque méthode sera présenté plus en détail dans le chapitre 4.2.

#### ***Méthodes thermiques et de résistivité***

Ces deux familles de méthodes seront appliquées sur la base des connaissances déjà développées dans la littérature spécifique. Pour les méthodes de résistivité, une mise au point théorique sera présentée dans le cas du sondage géoélectrique, afin d'en justifier le choix selon les problèmes rencontrés sur le terrain.

---

<sup>1</sup> Parmi les exemples cités, l'approche multi-méthode classique comprenant méthodes thermiques et de résistivité n'a pas été considérée.

### ***Méthodes électromagnétiques (EM 31 et VLF-R)***

Parmi cette famille de méthodes géophysiques, une méthode à induction électromagnétique en domaine fréquence (le conductivimètre Geonics EM 31) et une méthode électromagnétique de résistivité (le VLF-R – *Very-Low Frequency Resistivity*) seront employées.

L'EM 31 a déjà été objet de recherches en contexte périglaciaire alpin (cf. Hauck 2001 ; Hauck & Vonder Mühl 1999 ; Hauck *et al.* 2001 ; Kneisel & Hauck 2003). Selon ces auteurs, l'EM 31 est un outil très intéressant pour la cartographie du permafrost de subsurface (< 6 m) et pour l'étude de la couche active, et ceci en raison des grands contrastes de conductivité entre des matériaux gelés et non gelés. Pourtant, les valeurs obtenues doivent être calibrées avec des méthodes à plus forte résolution verticale. La cartographie simultanée à deux profondeurs d'investigation différentes selon la configuration de l'appareil n'a par contre jamais été essayée. Le problème principal rencontré dans l'utilisation de l'EM 31 est donné par sa dérive instrumentale le long de courts profils de prospection (Hauck 2001 ; Hauck *et al.* 2001).

Le VLF-R a été très peu employé dans la prospection du permafrost alpin (King *et al.* 1992). Son application a été testée seulement dans la détermination de la réponse de la méthode par rapport à un substratum aux caractéristiques connues (forages et glaciers rocheux actifs) (cf. Vonder Mühl 1993). Cet auteur conclut que le VLF-R permet difficilement de reconstituer la stratigraphie d'un permafrost. Il est important d'ajouter qu'aucune étude n'a été entreprise dans la cartographie des corps gelés par le VLF-R ; ce champ est donc encore entièrement à explorer.

### ***Méthode de la polarisation spontanée liée aux potentiels électrocinétiques naturels<sup>2</sup>***

La méthode de la polarisation spontanée (PS) n'a jamais été appliquée dans l'étude des environnements périglaciaires alpins, même si de nombreux travaux ont été consacrés à la détermination de mouvements d'eau dans des milieux poreux et fissurés. L'intérêt principal de la PS est d'être la seule méthode géophysique de surface permettant de détecter des mouvements d'eau dans le sous-sol (Gass 2003). Etant donné que dans la compréhension des processus caractérisant les environnements périglaciaires le rôle des eaux non gelées est très important, la méthode PS est potentiellement fort intéressante.

Les objectifs en ce qui concerne la problématique méthodologique sont les suivants :

#### ***1) Tester le conductivimètre Geonics EM 31 dans l'étude empirique des environnements périglaciaires d'un massif alpin complexe***

Il s'agira de vérifier les potentialités présentées dans la littérature et de tester de nouvelles applications de la méthode. L'EM 31 permet-il de déterminer la limite inférieure du permafrost discontinu et les tâches de permafrost sporadique ? Quelle est la sensibilité de l'instrument aux changements de conductivité du terrain ? Faut-il tenir compte de la dérive instrumentale ?

#### ***2) Tester le VLF-R dans la cartographie de l'étendue spatiale du permafrost alpin***

Quel est l'intérêt de cette méthode dans des terrains dans lesquels on ne dispose pas de connaissances a priori sur la répartition du permafrost ? Est-il possible de différencier les terrains gelés en permanence de ceux qui ne le sont pas ? Y a-t-il des possibilités d'améliorer le pouvoir de résolution de la méthode en l'associant à une autre ?

<sup>2</sup> Appelés également potentiels d'électrofiltration, EF (Gass 2003).

### **3) Mettre en évidence les mouvements d'eau dans les terrains sédimentaires des environnements périglaciaires par la méthode PS**

Les mouvements d'eau dans les terrains sédimentaires des environnements périglaciaires sont-ils détectables ? Quelles sont les informations que peut donner la PS aux différentes échelles d'analyse ? Les mouvements d'eau donnent-ils des renseignements supplémentaires sur l'évolution des environnements périglaciaires de la zone d'étude ?

#### **2.2.2 Hypothèses de travail**

Les hypothèses de travail pour la problématique méthodologique sont basées, d'une part, sur les connaissances produites jusqu'à maintenant sur les méthodes discutées, d'autre part, sur les apports que ce mémoire devrait amener en relation avec les objectifs de la problématique géographique.

##### ***Hypothèse 1***

*La cartographie simultanée de la répartition des conductivités dans le sous-sol à deux profondeurs d'investigation selon la configuration utilisée du conductivimètre Geonics EM 31 (environ 6 m pour le dipôle vertical et environ 3 m pour le dipôle horizontal), permet de détecter la transition entre des terrains sans et avec permafrost sans l'utilisation de méthodes géophysiques complémentaires.*

La transition entre un terrain gelé et un terrain non gelé devrait être différente selon la profondeur investiguée ; à 5-6 m de profondeur, en effet, il est probable que l'on passe des sédiments non gelés à des sédiments non gelés, alors qu'à 2-3 m de profondeur on devrait rester dans des sédiments non gelés (couche active). La prospection à deux profondeurs d'investigation différentes devrait donc permettre de déterminer si les variations de conductivité mesurées sont dues à la transition entre un corps gelé et un corps non gelé ou si elles sont dues à d'autres propriétés du sous-sol (changement de lithologie, passage dans un niveau plus aéré, ...).

##### ***Hypothèse 2***

*Le VLF-R permet une cartographie rapide de la résistivité apparente du sous-sol et une cartographie des variations de la résistivité avec la profondeur. L'utilisation du VLF-R avec d'autres méthodes géophysiques permet une cartographie de l'étendue spatiale du permafrost.*

Le VLF-R ne nécessitant pas de contact direct avec le terrain (il ne nécessite pas d'injection de courant dans le sous-sol), il devrait être possible d'effectuer une cartographie des résistivités apparentes du sous-sol sur des surfaces relativement grandes. Une calibration à l'aide d'autres méthodes géophysiques (en particulier de la géoélectrique), devrait permettre de reconstituer des modèles simples du sous-sol (2 à 3 terrains) à partir des résistivités apparentes mesurées.

##### ***Hypothèse 3***

*L'étude des potentiels électrocinétiques naturels (prospection PS) permet la détection des mouvements d'eau dans les terrains sédimentaires des environnements périglaciaires et donne donc des informations supplémentaires pour la reconstitution de l'évolution et de la structure des formes prospectées.*

La détection des mouvements d'eau dans le sous-sol, associée à l'analyse systématique des températures et des conductivités de ces eaux, devrait permettre de reconstituer l'hydrologie et l'hydrogéologie d'un massif alpin complexe. Le comportement de l'eau dans des formes géomorphologiques ayant un degré d'activité différent pourrait permettre une reconstitution de l'évolution de la structure de l'objet étudié.

### 2.3 Synthèse

Il faut s'imaginer que la frontière entre les deux problématiques est très poreuse, les éléments de l'une alimentant la réflexion sur l'autre. A travers cette recherche, il y aura un aller et retour constant entre les réflexions géographiques et les problèmes méthodologiques. L'idée est d'arriver à une synthèse entre les deux problématiques afin de comprendre, d'une part, l'évolution spatio-temporelle de la répartition du permafrost dans un massif périglaciaire des Alpes Tessinoises orientales et, d'autre part, l'intérêt de certaines méthodes géophysiques dans l'étude des environnements périglaciaires alpins.

Il est évident que le choix du terrain d'étude est dépendant de la problématique. L'étude étant à caractère régional, le choix du terrain à prospecter est limité aux Alpes Tessinoises orientales. De plus, le choix de la zone d'étude est principalement fondé sur la présence de terrains répondant aux objectifs fixés. L'étude étant ciblée sur l'évolution spatio-temporelle de la répartition du permafrost au Sud des Alpes, la zone choisie doit présenter plusieurs formes permettant ce type d'analyse (glaciers rocheux, éboulis, moraines,...).

Il a été choisi d'étudier le massif de la Cima di Gana Bianca, situé entre le Val Blenio et le Val Malvaglia, et plus particulièrement le cirque des Gane di Terra Rossa et la Valle di Sceru. Ces deux grands cirques glaciaires constituent des petits bassins versants avec une géomorphologie très complexe et diversifiée, permettant de trouver dans une portion d'espace limitée une grande variété de terrains à prospecter. La présence des deux formes géomorphologiques principales typiques des environnements périglaciaires alpins, les éboulis et les glaciers rocheux, devrait permettre de reconstituer l'évolution temporelle de ces deux cirques sur la base des caractéristiques de ces formes aux différents niveaux d'altitude. Autrement dit, une étude diachronique de l'évolution du massif alpin prospecté devrait être possible à travers une étude synchronique de formes géomorphologiques similaires situées à des altitudes progressivement plus hautes.

Une description plus détaillée de la zone d'étude sera présentée au chapitre 5.

### 3. Les environnements périglaciaires

---

*Les propriétés de la glace qui remplit les hautes vallées des Alpes prouvent qu'elle n'a été formée ni par la congélation de grands réservoirs d'eau, ni par une application successive de lames qui se gèlent, mais par la congélation d'une neige imbibée d'eau, et il est aisé de se convaincre de la réalité de cette observation, en faisant geler à dessein de la neige mouillée.*

H.-B. de Saussure, *Voyages dans les Alpes précédés d'un essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève*, 1796





### 3 Les environnements périglaciaires : cadre théorique

Sans trop vouloir entrer dans les détails, dans ce chapitre seront précisées certaines notions générales concernant les environnements périglaciaires. Etant donné que ces notions sont indispensables à la compréhension de la suite du texte, les exemples traités proviendront pour la plupart de la zone étudiée dans ce mémoire. Seront discutés dans l'ordre, la définition du domaine périglaciaire (3.1), la définition du permafrost, les facteurs de contrôle de sa répartition et son régime thermique (3.2), les types de glaciers rocheux et leur signification paléoclimatique (3.3), la typologie des éboulis de moyenne et haute altitude et les mécanismes régissant la répartition du permafrost dans ces formes (3.4) et enfin les types de glace et l'hydrologie d'un corps sédimentaire meuble gelé (3.5). Le but de ce chapitre n'étant pas de donner une présentation exhaustive des thématiques traitées, pour plus d'informations il faudra se référer aux différents travaux cités dans le texte.

#### 3.1 Le domaine périglaciaire

##### 3.1.1 Introduction

Le terme périglaciaire a été utilisé pour la première fois par le géologue polonais Walery von Lozinski (1909) dans le contexte de la désagrégation mécanique liée au gel des grès des Carpates de l'Europe Centrale (French 2000). Suite à ses travaux en Europe Centrale, l'environnement périglaciaire décrit par Lozinski a vite pris la définition d'environnement proglaciaire (c'est à dire en marge d'un glacier) froid et montagneux, où l'action du gel produit des dépôts de blocs anguleux définis par Lozinski (1912) comme « faciès périglaciaire » (French 2003). Ces conditions étaient très typiques des marges des grandes calottes glaciaires quaternaires, alors que des analogues actuels sont très difficilement identifiables (French 2000). Etant donné que les caractéristiques de la zone périglaciaire définie par Lozinski seraient présentes aujourd'hui seulement aux marges des inlandsis du Groenland et de l'Antarctique, des vastes débats se sont développés autour de la définition même de « périglaciaire » (cf. Karte & Liedtke 1981 ; Thorn 1992 ; Washburn 1979). Suite à ces débats, **les environnements périglaciaires ont été redéfinis comme des environnements caractérisés par l'action du gel et/ou des processus liés au permafrost** ; le domaine périglaciaire fait référence à l'extension globale des conditions climatiques qui lui sont associées (French 1996, 2000). La notion moderne du terme « périglaciaire » s'est donc affranchie de sa proximité spatio-temporelle avec les glaciers pour désigner des conditions « froides, non glaciaires » (French 1996, 2000).

##### 3.1.2 Le domaine périglaciaire alpin

Le domaine périglaciaire alpin est resté en écart des études des géomorphologues périglaciaires jusqu'à la fin des années 1960. Par contraste avec le domaine périglaciaire de haute latitude (périglaciaire arctique ou polaire), **le domaine périglaciaire alpin désigne les conditions froides, non glaciaires, de haute altitude** et caractérise presque toutes les chaînes de montagnes de la planète.

Les recherches dans le domaine périglaciaire alpin de l'Europe occidentale ont démarré à la fin des années 1960 à l'Université de Bâle avec le professeur Dietrich Barsch. Les glaciers rocheux étant plus abondants dans le domaine périglaciaire alpin par rapport au domaine périglaciaire arctique, les premières recherches (1969-1985) se sont concentrées sur la distribution et sur la structure de ces formes, en particulier dans les Grisons (par

exemple, Barsch 1969, 1971, 1978 ; Haeberli 1985), dans les Alpes Françaises du Sud (par exemple, Assier 1981 ; Evin 1983, 1984 ; Evin & Assier 1983) et dans les Alpes Centrales italiennes (Smiraglia 1985). La géophysique a fait son entrée dès les débuts de la prospection du permafrost alpin. A côté des méthodes classiques de la prospection géophysique comme la géoélectrique et la sismique réfraction (cf. Barsch 1973 ; Fisch *et al.* 1977), une méthode originale a vu le jour suite aux recherches de Wilfried Haeberli (1973, 1975) dans les Grisons : la méthode BTS (*Bottom Temperature of the Snow cover*). Dans les Alpes Autrichiennes, les débuts de la géomorphologie périglaciaire alpine ont été caractérisés par les études relatives à la signification paléoclimatique des glaciers rocheux (par exemple, Kerschner 1978a,b, 1983, 1985)<sup>1</sup>.

### 3.1.3 Evolution d'un système morphogénétique périglaciaire alpin

La finalité de la géomorphologie périglaciaire est de créer des modèles d'évolution des reliefs des régions froides non englacées de la planète (French & Thorn 2006). French (1996 : 10-13) propose un modèle d'évolution pour le système morphogénétique périglaciaire alpin présentant une proximité spatio-temporelle avec le système morphogénétique glaciaire (voir fig. 3.1). Le but n'est pas de discuter la pertinence de la définition de système morphogénétique glaciaire comme milieu à forte énergie et de système morphogénétique tempéré comme milieu à faible énergie (cf. French 1996), mais de discuter les relations entre système morphogénétique glaciaire, paraglaciaire, périglaciaire et tempéré.

D'après la figure 3.1, les systèmes morphogénétiques glaciaire et périglaciaire seraient des milieux naturels à régime énergétique constant et donc en équilibre avec les conditions climatiques. Les changements climatiques impliqueraient, lors d'une déglaciation, une « crise morphogénétique paraglaciaire » liée à l'ajustement du système géomorphologique à la suite du retrait glaciaire. Church & Ryder (1972) définissent ainsi le terme **paraglaciaire** comme un déséquilibre généralisé d'un système géomorphologique lors d'un changement des conditions énergétiques d'équilibre<sup>2</sup>. Le niveau d'équilibre atteint à la fin d'une crise paraglaciaire serait l'« équilibre périglaciaire ». Actuellement nous avons quitté la phase d'équilibre périglaciaire pour passer à un système morphogénétique de type tempéré impliquant une dégradation des formes périglaciaires.

Dans le cas d'un environnement périglaciaire, une transition de système morphogénétique est possible dans deux directions, selon le sens d'évolution des conditions énergétiques. Il y a transition avec un environnement glaciaire (glaciation) dans le cas d'une augmentation de l'énergie, alors qu'il y a une transition avec un environnement tempéré (interglaciaire) dans le cas contraire (French 1996). Si nous considérons l'évolution d'une forme périglaciaire, nous pouvons constater que son aggradation se fait pendant la phase paraglaciaire et que son maintien caractérise la phase d'équilibre périglaciaire.

Il est possible d'envisager une double forme de dégradation des formes périglaciaires. D'une part par un retour vers un système morphogénétique glaciaire (cas des fluctuations glaciaires tardiglaciaires) et d'autre part par une amélioration climatique (cas de l'Holocène). Dans ce dernier cas, il faudra compter un certain nombre d'**héritages morphoclimatiques** provenant de la période d'équilibre périglaciaire et en déséquilibre avec les conditions climatiques actuelles.

<sup>1</sup> Les références aux recherches dans le domaine périglaciaire alpin successives à la période 1969-1985 seront intégrées dans la discussion des notions traitées dans les prochains chapitres.

<sup>2</sup> Pour un complément d'information relatif au système morphogénétique paraglaciaire, voir Ballantyne (2002a,b, 2003).

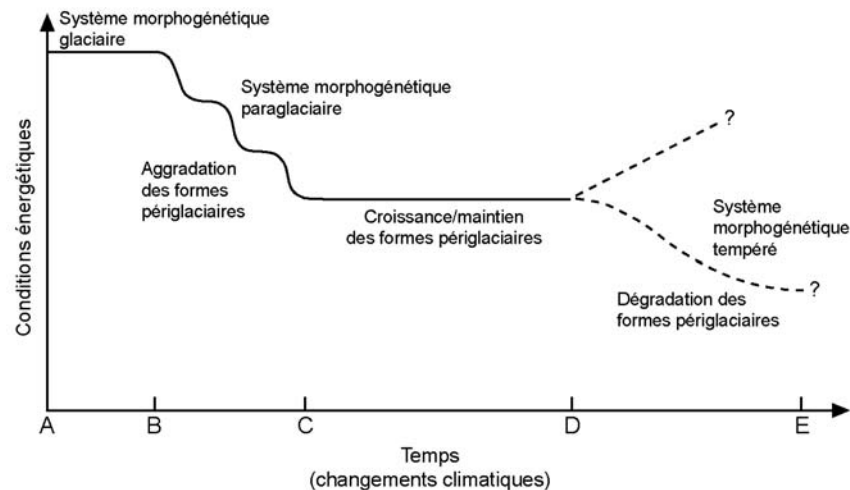


Fig. 3.1 : Relations temporelles entre système morphogénétique glaciaire, paraglaciare, périglaciaire et tempéré sous des changements des conditions énergétiques dues aux changements climatiques. Notez comme un changement climatique peut induire deux formes de dégradation des formes périglaciaires. A – B : glaciation ; B – C : déglaciation ; C – D : « équilibre » périglaciaire ; D – E : amélioration (changement) climatique. Modifié d'après Thorn & Lowenherz (1987) et French (1996).

## 3.2 Le permafrost : définition et facteurs de contrôle

### 3.2.1 Définition et stratigraphie

Le permafrost, ou pergélisol, est défini comme du **matériel de subsurface, qui peut être de la moraine, du sol, des éboulis, un glacier rocheux, de la roche, dont la température reste en dessous de 0 °C pour au moins une année** (Washburn 1979).

La définition du permafrost est basée uniquement sur un état thermique, ce qui n'implique pas nécessairement la présence de glace (en tant qu'eau ou neige gelées). La présence de glace est possible dès que les matériaux de subsurface présentent une certaine porosité, ce qui permet le regel des eaux qui s'y infiltrent. Le permafrost peut également être totalement dépourvu de glace (on parle alors de permafrost sec). Dans le cas où de la glace serait présente au sein d'un permafrost, il est possible d'opérer une distinction selon la proportion de glace par rapport au volume des interstices (degré de saturation). Un permafrost est dit **sous-saturé** si la glace ne remplit pas complètement les interstices, **saturé** si le volume de la glace est égal à celui des interstices et **sursaturé** si le volume de la glace est supérieur à celui des interstices. Par rapport à la surface occupée par le permafrost, il est possible de distinguer le permafrost **continu** (> 80 % de la surface), **discontinu** (entre 80 % et 30 %) et **sporadique** (< 30 %) (Guodong & Dramis 1992 ; Harris 1986).

Pour différencier les états thermiques du permafrost, Delaloye (2004 : 24) propose les trois catégories suivantes. Un permafrost est dit :

- **froid** lorsque sa température annuelle moyenne (MAPT – *Mean Annual Permafrost Temperature*) est distinctement inférieure à  $\sim 0$  °C ( $< \sim 0,5$  °C) et qu'aucune valeur instantanée n'est égale à  $\sim 0$  °C ;
- **semi-tempéré** lorsque MAPT est proche de  $\sim 0$  °C ( $> \sim 0,5$  °C) ou lorsque des valeurs de  $\sim 0$  °C sont occasionnellement enregistrées.
- **tempéré** lorsque sa température est invariablement égale à  $\sim 0$  °C.

Si nous prenons comme exemples les profils thermiques des forages du programme PERMOS (Vonder Mühl *et al.* 2004), le permafrost du plateau du Stockhorn (3410 m) est un exemple de permafrost froid, celui du glacier rocheux de Muragl (2558 m) est un cas de permafrost sémi-tempéré, tandis que le permafrost de l'éboulis des Lapires (2500 m) est une illustration de permafrost tempéré. La disparition d'un permafrost doit passer forcément par l'état « tempéré ». Dans le cas d'un permafrost tempéré, le flux de chaleur latente provoqué par le changement de phase entre la glace et l'eau augmente considérablement l'inertie thermique du permafrost, qui pourrait se maintenir pour des siècles (Delaloye *et al.* 2003a).

Pour un permafrost en équilibre avec les conditions climatiques, la pente de son profil thermique vertical devrait suivre le gradient géothermique de la lithosphère (cf. fig. 3.2). Les profils thermiques relevés dans les forages des programmes PACE et PERMOS indiquent au contraire une incurvation systématique des courbes vers des températures plus hautes, ce qui témoigne d'un réchauffement progressif du permafrost (cf. Harris *et al.* 2003). Le profil thermique vertical d'un permafrost peut être également perturbé par la topographie (Gruber *et al.* 2004b). L'effet qui en résulte est une modification du flux de chaleur qui aura tendance à se propager d'un versant chaud vers les zones les plus froides (Wegmann *et al.* 1998). La profondeur d'un permafrost peut être estimée sur la base du gradient géothermique à partir de la température moyenne annuelle de la surface du sol (MAGST – *Mean Annual Ground Surface Temperature*).

La stratigraphie d'un permafrost se présente selon la succession suivante (fig. 3.2) :

- la **couche active** est le niveau superficiel d'un permafrost. Ce niveau dégèle au cours du printemps et de l'été et regèle entre la fin de l'automne et le début de l'hiver. Dans les Alpes l'épaisseur de la couche active varie généralement entre 3 et 5 mètres ;
- le **corps du permafrost** (permafrost au sens strict), séparé de la couche active par le **toit du permafrost**, constitue le niveau gelé en permanence. Des niveaux non gelés peuvent cependant exister également à l'intérieur du corps du permafrost : ce sont les **taliks** ;
- la **base du permafrost** sépare le corps du permafrost du terrain non gelé subjacent. Dans les Alpes, la profondeur de la base du permafrost est en général de quelques décimètres.

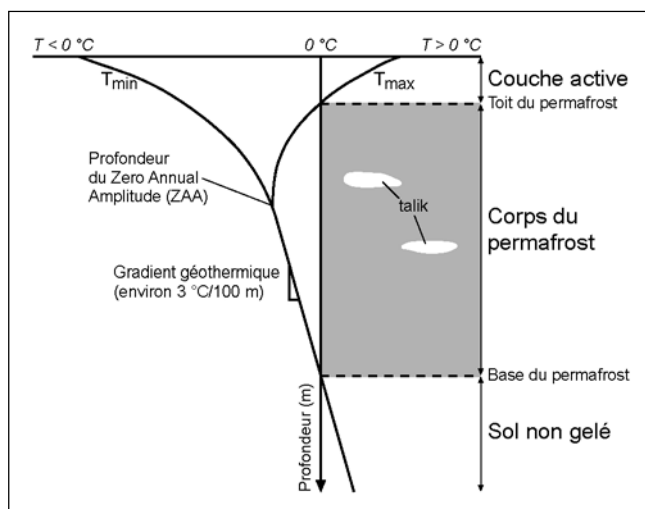


Fig. 3.2 : Profil thermique vertical et stratigraphie d'un permafrost. Un changement à long terme des températures de surface entraînerait épaissement de la couche active (temps de réponse de qq. années), une incurvation du profil thermique (temps de réponse de qq. années à décennies) et un déplacement vertical de la base du permafrost (temps de réponse de qq. décennies à siècles) (Haeberli *et al.* 1993b).

Les modifications qui caractérisent chaque niveau stratigraphique du permafrost, dans le cas d'un changement à long terme des températures de surface, sont présentées dans la légende de la figure 3.2.

### 3.2.2 Facteurs de contrôle et répartition

On admet communément que, dans les Alpes, la limite inférieure du permafrost est contrôlée par la température moyenne annuelle de l'air (MAAT – *Mean Annual Air Temperature*). Ainsi, la limite inférieure du permafrost discontinu suit MAAT  $-1/-2$  °C (Haeberli 1985) tandis que le permafrost continu se retrouve pour MAAT inférieure à  $-6/-8$  °C (French 1996). Dans la réalité, la distribution du permafrost dépend d'une multitude d'autres facteurs, tels que la variabilité de l'épaisseur de la couverture neigeuse (Keller 1994), l'orientation des versants (Hoelzle 1994), la nature de la roche (lithologie, granulométrie, albédo) et la configuration géomorphologique à la micro- et à la méso-échelle (Phillips & Reynard 1996). Ces différents facteurs déterminent des flux d'énergie à la surface du sol (Mittaz *et al.* 2000), dont le bilan énergétique va dicter la présence ou l'absence de permafrost (cf. Stocker-Mittaz *et al.* 2002). Une appréciation de la distribution du permafrost doit tenir compte des facteurs d'échelle spatiale (fig. 3.3). Au fur et à mesure qu'on passe de la petite à la grande échelle<sup>3</sup>, les facteurs de contrôle de la répartition du permafrost s'additionnent; ainsi, les facteurs astronomiques seront prédominants à très petite échelle, alors que les facteurs locaux le seront pour les niveaux d'échelle plus grands. Les facteurs de contrôle régissant la répartition du permafrost pour chaque niveau d'échelle sont présentés dans les lignes suivantes. Le modèle présenté est inspiré des travaux de Gruber (2005) et de Lambiel (2006).

#### 3.2.2.1 Facteurs de contrôle de la répartition du permafrost selon l'échelle spatiale (fig. 3.3)

##### *Echelle continentale*

Comme nous l'avons déjà vu à maintes reprises, à l'échelle de la planète le permafrost est présent dans les régions de haute latitude et de haute altitude. Globalement, ceci résulte du flux énergétique atteignant la surface terrestre et qui détermine les régions bioclimatiques. Lorsque la répartition du permafrost est **zonale** (zones bioclimatiques polaire et subpolaire), le bilan énergétique est déterminé par les paramètres astronomiques (révolution et rotation de la Terre, inclination de l'axe terrestre par rapport à l'écliptique). Lorsque la répartition du permafrost est **azonale** (permafrost de montagne), le facteur de contrôle principal est la diminution de la température avec l'altitude, déterminée par une atténuation de la radiation terrestre. Il est important de préciser qu'au niveau global il n'est pas possible d'établir une corrélation significative entre MAAT et répartition du permafrost de montagne (Guodong & Dramis 1992). Ce paramètre devient significatif seulement au moment où on suppose une certaine indépendance entre répartition du permafrost et paramètres astronomiques. MAAT est donc un facteur qui intervient seulement à l'échelle régionale.

##### *Echelle régionale*

A l'échelle alpine, le facteur de contrôle principal de la répartition du permafrost est la diminution de la température avec l'altitude (la latitude peut être négligée). MAAT étant une composante avant tout climatique, elle est influencée par l'altitude et par la

---

<sup>3</sup> Dans ce travail, la notion d'échelle est utilisée d'un point de vue géographico-cartographique. Selon cette approche, la grandeur relative d'une échelle est déterminée par le rapport entre la surface représentée et la surface réelle. Ainsi, à petite échelle c'est une vaste étendue de territoire qui est représentée, alors que, à grande échelle, la portion de territoire représentée est petite.

continentalité du climat (cf. Guodong & Dramis 1992). De plus, il faut ajouter que MAAT peut évoluer en fonction du temps selon les changements climatiques (Lambiel 2006).

### **Echelle locale**

A l'échelle locale, MAAT régionale ne permet plus d'expliquer la distribution du permafrost (cf. Baroni *et al.* 2004 ; Hoelzle 1992 ; Hoelzle *et al.* 2001). Les variations de rayonnement solaire dues à la topographie (orientation et pente d'un versant, présence de parois rocheuses, inversions de température) influencent en effet plutôt la température annuelle moyenne de la surface du sol (MAGST – *Mean Annual Ground Surface Temperature*) que MAAT. A l'échelle locale c'est donc principalement MAGST qui permet d'apprécier la distribution du permafrost.

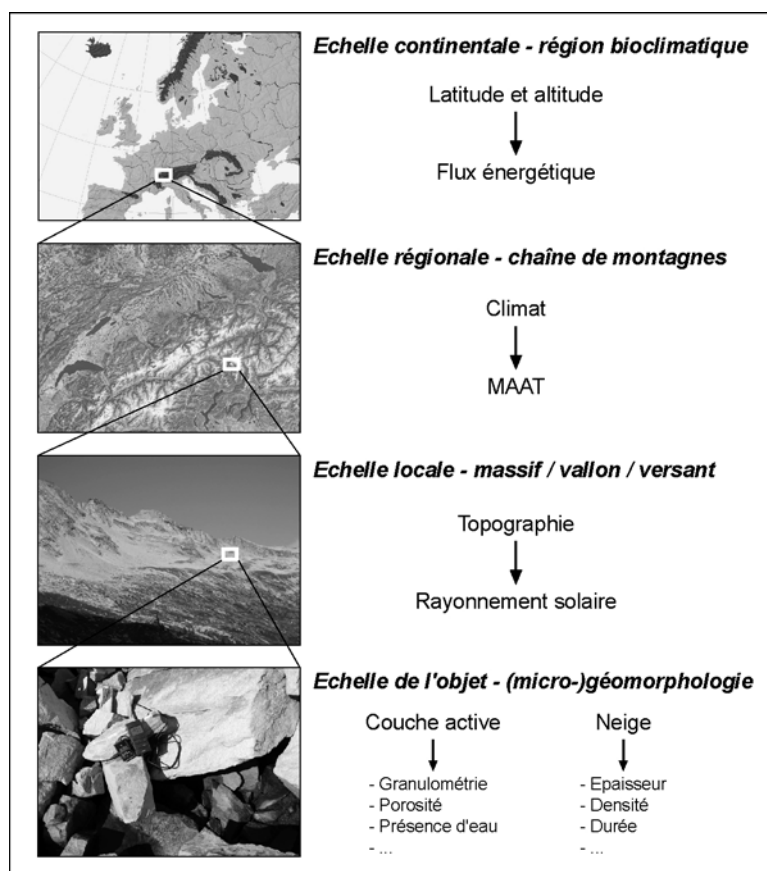


Fig. 3.3 : Facteurs de contrôle de la répartition du permafrost selon le niveau d'échelle spatiale. Les images présentent, du haut vers le bas, les régions biogéographiques alpine et arctique, les Alpes Suisses vues par satellite, un versant périglaciaire complexe de la rive gauche du Val Blenio et les blocs de surface du pied d'un éboulis de haute altitude.

### **Echelle de l'objet**

A cette échelle spatiale, il faut considérer le **décalage thermique** (*thermal offset*) entre MAGST et MAPT au toit du permafrost. Ce décalage provient des perturbations du flux d'énergie entre l'atmosphère et le permafrost dues à la couverture neigeuse (épaisseur, densité, durée) (*Snow thermal offset*), aux caractéristiques de la surface du terrain (albédo, rugosité, perméabilité, etc.) (*Surface thermal offset*) et aux caractéristiques de la couche active (lithologie, granulométrie, porosité) (*Active layer thermal offset*) (cf. Hoelzle *et al.* 2001 ; Stocker-Mittaz *et al.* 2002).

- La **neige** agit comme isolant à cause de sa faible conductivité thermique. Son effet isolant varie selon l'épaisseur, la densité et la durée de la couverture neigeuse (cf. Ishikawa 2003 ; Keller & Gubler 1993 ; Luetschg *et al.* 2003). La couverture neigeuse agit sur la température de la surface du sol (GST – *Ground*

*Surface Temperature*, qui peut être appréciée par des mesures BTS ou par des capteurs autonomes de mesure de la température du sol en continu) d'une façon ambivalente : d'une part, la date de mise en place du manteau neigeux et son épaisseur influencent la perte de chaleur du sol vers l'atmosphère à la fin de l'automne et au début de l'hiver, d'autre part, le moment de sa fonte influence le réchauffement du sol à la fin du printemps et au début de l'été. Un enneigement précoce a l'effet de réduire la perte de chaleur du sol (GST restera donc plus « chaude »), alors qu'un déneigement tardif retarde le réchauffement du sol (ce qui permettra à GST de rester plus « froide ») (Guglielmin 2004).

- La **surface du terrain** conditionne les échanges d'énergie entre l'atmosphère et la couche active (Delaloye 2004). Elle a une influence sur le bilan radiatif (en particulier en raison de l'albédo, de l'inclinaison et de l'orientation du terrain), sur le flux de chaleur sensible (chaleur transmise dans l'atmosphère depuis le sol), sur le flux de chaleur latente (lié aux changements de phase de l'eau – la fonte et l'évaporation consomment de l'énergie sous forme de chaleur alors que la condensation et la solidification en libèrent) et sur le flux de chaleur du sol (chaleur transmise dans le sol).
  
- La **couche active**, dans le cas des terrains sédimentaires meubles de la zone périglaciaire alpine (éboulis, glaciers rocheux, moraines), est souvent composée de blocs de taille variable et d'une proportion importante de vides qui sont progressivement comblés en profondeur par des matériaux fins et par de l'eau. Les fins (argiles, limons) ont la propriété de pouvoir retenir de l'eau. Lors du gel et du dégel de cette eau, des importants flux d'énergie liés, respectivement, à la libération et à la consommation de chaleur latente peuvent perturber l'état thermique de la base de la couche active. Une couche active à gros blocs joue un triple rôle dans le maintien du décalage thermique entre le toit du permafrost et la surface du sol : d'une part, lorsque le manteau neigeux est peu épais, elle permet un contact direct entre l'atmosphère et la surface du sol (Humlum 1997) ; d'autre part, en raison de sa mauvaise conductivité thermique, l'air « froid » qui stagne dans la couche active en été protège le toit du permafrost du réchauffement par son effet isolant (Delaloye 2004) ; enfin, la convection d'air à l'intérieur de la couche active, due aux différences de densité entre l'air froid et l'air plus chaud [effet de Balch – *Balch effect*, décrit par Balch (1900)], permet une homogénéisation des températures lorsque l'échange d'air avec l'atmosphère est encore possible à travers la couverture neigeuse, ce qui a comme effet de refroidir la base de la couche active (Harris & Pedersen 1998). En raison de ces différences de température entre le toit du permafrost et la surface du sol, des transferts de chaleur complexes, combinant conduction, convection, advection et libération/consommation de chaleur latente, peuvent donc se manifester à l'intérieur de la couche active (Gruber 2005).

### 3.2.2.2 *Echelle spatiale et modélisation de la répartition du permafrost*

La production de modèles permettant de visualiser la répartition du permafrost est dépendante de l'échelle spatiale considérée. Ainsi, les modèles empiriques pourront être appliqués aux petites échelles, alors que les modèles plus quantitatifs seront employés pour modéliser les processus agissant sur les terrains gelés en permanence à très grande échelle. Nous pouvons distinguer quatre groupes principaux de modèles : les modèles empiriques, les modèles empirico-statistiques, les modèles physiques et les modèles par télédétection satellitaire (cf. Haeberli *et al.* 1996 ; Hoelzle *et al.* 2001). Etant données les objectifs de ce travail, les modèles relatifs à la répartition du permafrost dans les parois rocheuses ne seront pas pris en considération.

### Les modèles empiriques

Le premier modèle empirique de la répartition du permafrost dans les Alpes Grisonnes a été formulé par Haeberli sur la base de ses observations de terrain au cours des années 1970 (Haeberli 1975 ; 1996). Ce modèle, de type topoclimatique pour le fait qu'il propose une limite inférieure du permafrost selon l'orientation, opère une différenciation selon les situations de pente, de pied de pente et de plateau exposé au vent (tab. 3.1). A la base de ce modèle il y a 10 règles empiriques (les « **Permafrost-Faustregeln** ») traduisant les observations effectuées sur le terrain (voir Haeberli 1996). L'expression quantitative de ces 10 règles (tab. 3.1) a été exprimée de manière numérique par Keller (1992), qui a introduit les paramètres topoclimatique de Haeberli (1975) dans le Système d'Information Géographique ARC/INFO, ce qui lui a permis de calculer automatiquement, grâce au module **PERMAKART**, la répartition potentielle du permafrost sur la base d'un modèle numérique d'altitude (MNA) (voir aussi Keller & Hoelzle 1996). Un module de calcul similaire à PERMAKART a été développé par Imhof (1996a, b). Ce module, appelé **PERM**, prend en compte les mêmes règles du module PERMAKART, tout en y rajoutant le type de couverture du sol.

Orientation	Permafrost possible en dessus de (m)		Permafrost probable en dessus de (m)	
	Pente	Pied de p.	Pente	Pied de p.
N	2400	2100	2600	2550
NE	2450	2300	2600	2700
E	2600	2400	3000 ?	2700
SE	2850	2300	3000 ?	2700
S	3000	2250	?	2600
SW	2700	2150	2900	2550
W	2500	2100	2600	2450
NW	2350	2050	2400	2400
Replats exposés au vent	2600		2700	
Replats protégés du vent	2650		3000 ?	

Tab. 3.1 : Le modèle topoclimatique de Haeberli (modifié d'après Haeberli 1996).

D'autres modèles empiriques sont basés sur des inventaires de glaciers rocheux. Les glaciers rocheux actifs étant des indicateurs de la présence de permafrost discontinu (Evin 1987 ; Haeberli 1985 ; Barsch 1996), leur analyse spatiale ainsi que celle des glaciers rocheux inactifs permet d'établir un modèle topoclimatique empirique de la répartition du permafrost discontinu. Le tableau 3.2 présente la répartition du permafrost discontinu déterminée sur la base d'inventaires de glaciers rocheux pour cinq régions des Alpes. **De par leur caractère semi-quantitatif, tous ces modèles empiriques sont valables seulement pour donner un aperçu de la répartition potentielle du permafrost à l'échelle régionale.**

Orientation	Alpes Bernaises	Entremont (VS)	Bagnes- Hérémence (VS)	Adamello- Presanella (I)	Ortles- Cevedale (I)
N	2300	2450	2450	2300	2600
NE	2350	2350	2350	2400	2600
E	2400	2600	2550	2550	2600
SE	2650	2600	2700	2500	2600
S	2650	2600	2650	2700	2850
SW	2500	2550	2650	2500	2750
W	2300	2500	2550	2450	2550
NW	2350	2400	2500	2300	2400
No. de GR	82	321	239	216	32
Source	Imhof 1996a	Delaloye & Morand 1998	Lambiel & Reynard 2001, 2003	Baroni et al. 2004	Seppi et al. 2005a

Tab. 3.2 : Modèles empiriques de la répartition du permafrost discontinu selon cinq inventaires de glaciers rocheux.



### ***Les modèles empirico-statistiques***

La fiabilité des modèles empiriques au niveau local s'est révélée très imprécise, ce qui a nécessité le développement d'autres modèles basés sur les caractéristiques influençant MAGST au niveau du versant. La possibilité de calculer le rayonnement solaire incident à l'aide des SIG (voir Funk & Hoelzle 1992 ; Hoelzle 1992) a permis à Hoelzle (1994) de développer le programme **PERMAMAP** (voir également Keller & Hoelzle 1996), consentant de modéliser la distribution potentielle du permafrost sur la base d'une relation statistique entre le rayonnement solaire incident et la température de la surface du sol en fin d'hiver déterminée à l'aide de mesures BTS. La force principale de ce modèle est celle de pouvoir modéliser des zones potentielles de permafrost situées bien en dessous de la limite inférieure du permafrost discontinu, ce qui n'était pas possible avec les modèles empiriques. Les modèles empirico-statistiques sont donc particulièrement adaptés pour l'**échelle spatiale locale**.

Un autre modèle empirico-statistique, cette fois-ci basé sur l'implémentation de données climatologiques, est **PERMACLIM**, développé par Guglielmin *et al.* (2003). Ce modèle permet de calculer MAGST sur la base de MAAT et d'un modèle du décalage thermique donné entre MAAT et MAGST par la couverture neigeuse. L'intérêt de PERMACLIM est d'être un modèle hybride entre les modèles empirico-statistiques et les modèles physiques.

### ***Les modèles physiques***

Les modèles empirico-statistiques, bien que plus précis que les modèles empiriques au niveau local, sont limités au niveau de l'objet par le fait qu'ils n'intègrent (qu'en partie) les sources de décalage thermique entre l'atmosphère et le permafrost. Le rayonnement solaire incident, en effet, ne permet pas à lui seul d'expliquer la présence de permafrost. Pour ces raisons, des modèles basés sur les bilans d'énergie (*energy balance model* ; voir Hoelzle *et al.* 2001 ; Mittaz *et al.* 2000) ont été développés afin de tenir compte des différentes sources de décalage thermique entre l'atmosphère, la surface du sol, la couche active et le toit du permafrost. Le modèle **PERMABAL** (*Permafrost Energy Balance Model*) développé par Stocker-Mittaz *et al.* (2002), est un exemple de ces modèles basés sur les calculs des flux d'énergie. Ce modèle permet de calculer, en tenant compte des données météorologiques, des caractéristiques de la surface du sol et d'une modélisation des décalages thermiques dus à la neige et à la couche active, la température du sol pendant la période déneigée, ce qui permet de déterminer une probabilité d'occurrence du permafrost.

### ***Les modèles par télédétection satellitaire***

La télédétection satellitaire a été souvent utilisée pour la calibration et l'évaluation d'autres modèles de répartition du permafrost (voir par exemple Etzelmüller *et al.* 2001 ; Gruber & Hoelzle 2001 ; Ødegård *et al.* 1999). Des modèles de la répartition potentielle du permafrost ont également été établis sur la base de l'analyse d'images satellitaires par Dousse & Lugon (1996) et par Scapozza *et al.* (2006a). Ces modèles sont basés sur l'analyse multispectrale des valeurs de réflectance du sol afin de déterminer les caractéristiques spectrales propres aux zones de permafrost par le biais de classifications non-dirigées et dirigées. Bien que ce type d'analyse ne permette pas de circonscrire de manière directe les zones de permafrost, la comparaison avec des modèles topoclimatiques empirique s'est révélée dans les deux cas assez satisfaisante. Du fait de tenir compte des caractéristiques du terrain et de l'énergie solaire réfléchi à la surface du sol, les modèles par télédétection satellitaire sont adaptés pour l'échelle spatiale locale.

### ***Comparaison entre les modèles***

Le tableau 3.3 permet de résumer les caractéristiques de chaque groupe de modèles en fonction de l'échelle spatiale correspondante, ce qui donne à chaque modèle un champ de fiabilité qui lui est propre. La comparaison entre modèles valables à des échelles spatiales

différentes nous montre que les facteurs de contrôle de la distribution du permafrost varient selon l'échelle spatiale et que les sauts scalaires entre modèles sont extrêmement complexes. La figure 3.4 nous montre une comparaison entre un modèle topoclimatique empirique, valable à l'échelle régionale, et un modèle par télédétection satellitaire, valable à l'échelle locale. Les différences entre les deux modèles sont dues aux caractéristiques intrinsèques de chacun d'entre eux. Le modèle topoclimatique ne se basant pas sur des caractéristiques géomorphologiques, toutes les zones au-dessus de la limite inférieure du permafrost sont attribuées à la classe permafrost. Par contre, la télédétection donne une image bien meilleure des discontinuités et permet d'attribuer du permafrost à des zones situées au-dessous de la limite régionale. Pour garder une certaine cohérence spatiale, une comparaison avec un modèle fiable à l'échelle locale comme PERMAMAP aurait été plus correcte.

Echelle spatiale	Type de modèle	Exemple de modèle(s)	Complexité du modèle
Régionale	Topoclimatique empirique	PERMAKART PERM	Modèle simple
Locale	Empirico-statistique	PERMAMAP PERMACLIM	Modèle intermédiaire
	Télédétection	-	
Objet	Physique	PERMABAL	Modèle complexe

Tab. 3.3 : Caractéristiques de chaque type de modèle selon l'échelle spatiale correspondante.

Il est intéressant de voir que plus les processus étudiés deviennent complexes et plus les modèles pouvant les décrire sont complexes. Ainsi, la complexité des modèles est fonction de leur pouvoir prédictif. Un modèle simple est essentiellement statique, alors qu'un modèle très complexe permet d'effectuer des simulations de situations différentes selon les variables prises en considérations, et en particulier de pouvoir s'appliquer à des conditions climatiques passées et futures (Hoelzle *et al.* 2001). La complexité et l'importance des sauts scalaires se manifestent quand on veut utiliser les modèles de façon prédictive, en particulier quand on veut coupler des modèles climatiques régionaux (MCR) avec des modèles de répartition potentielle du permafrost afin d'évaluer l'impact du réchauffement climatique sur les environnements périglaciaires (à ce propos, voir Salzman *et al.* 2007).

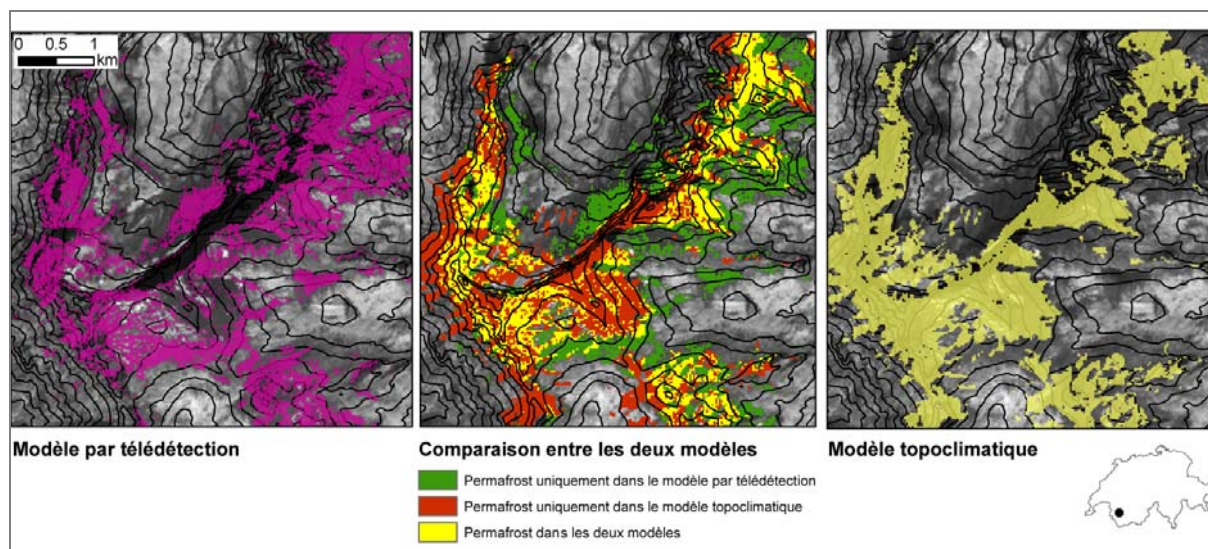


Fig. 3.4 : Comparaison entre un modèle par télédétection et un modèle topoclimatique empirique de la répartition du permafrost dans le Vallon de Nant (Hautes Alpes Calcaires vaudoises). Pour l'établissement des deux modèles, voir Scapozza *et al.* (2006a, b). Source : Scapozza *et al.* (2006a : 3).

### 3.3 Les glaciers rocheux : définition et signification paléoclimatique

#### 3.3.1 Définition, typologie et déformations

Le permafrost de montagne, s'il est de caractère discontinu et sursaturé en glace, s'il est caractérisé par des matériaux meubles tels que de la moraine et des éboulis et si les conditions topographiques le permettent (en particulier la pente), peut commencer à fluer vers l'aval sous l'effet de la déformation de la glace (Haeberli 1985). Parmi les formes géomorphologiques résultantes de la reptation (*creep*) du permafrost, la plus spectaculaire est sans doute le **glacier rocheux**<sup>4</sup>.

Selon Barsch (1996 : 4) « *active rockglaciers are lobate or tongue-shaped bodies of perennially frozen unconsolidated material supersaturated with interstitial ice and ice lenses that move downslope or downvalley by creep as a consequence of the deformation of ice contained in them and which are, thus, features of cohesive flow* ».

Cette définition comprend tous les éléments qui servent à caractériser un glacier rocheux, c'est à dire la présence d'un permafrost discontinu sursaturé, l'apport en matériaux meubles et une pente suffisante pour permettre le fluage. Ces différentes caractéristiques servent également pour établir une taxonomie descriptive des glaciers rocheux (à ce propos, voir Monnier 2006), en particulier selon l'origine des matériaux meubles, la forme et le degré d'activité.

- Selon l'origine des matériaux meubles, on distingue les *talus rockglaciers* (**glaciers rocheux de pied de versant**), alimentés par des éboulis, et les *debris rockglaciers* (**glaciers rocheux de debris morainiques**), alimentés par de la moraine frontale ou latérale (Barsch 1996) ;
- Selon la forme générale, on fait une distinction entre *tongue-shaped rockglaciers* (**glaciers rocheux de vallée**) et *lobate rockglaciers* (**glaciers rocheux lobés**) (Barsch 1996). Dans ce travail, seront également considérés comme glaciers rocheux les *protalus ramparts*, que sont définis comme des glaciers rocheux embryonnaires. Les **protalus remparts** sont des formes intermédiaires entre les éboulis fluants et les glaciers rocheux proprement dits<sup>5</sup> ;
- Selon le degré d'activité, la typologie classique (Barsch 1996) distingue les glaciers rocheux **actifs** (fig. 3.5), qui contiennent de la glace et ont des vitesses de déplacement superficielles de l'ordre de 0.1 à 2 m/année (Delaloye 2004), les glaciers rocheux **inactifs**, qui contiennent encore de la glace mais qui ne se déforment plus et les glaciers rocheux **fossiles** ou **reliques**, dans lesquels la glace a complètement fondu. Dans le cas d'un glacier rocheux inactif, il faut distinguer entre inactivité **climatique**, due à une fonte partielle de la glace qui n'est plus en mesure de se déformer pour assurer un mouvement au corps sédimentaire, et inactivité **dynamique**, où le déplacement est empêché par un obstacle ou une contre-pente.

<sup>4</sup> Pour un résumé des caractéristiques, de la structure et des recherches sur les glaciers rocheux, voir Barsch (1988, 1992, 1996), Haeberli (1985, 1990), Haeberli *et al.* (2006).

<sup>5</sup> Du point de vue morphologique, le fait qu'un glacier rocheux soit plus large que long n'est pas un critère déterminant pour le classer comme *protalus rampart*. En effet, le rapport de la longueur sur la largeur [*length width ratio (l:w)*] sert à différencier un glacier rocheux de vallée ( $l:w > 1$ ) d'un glacier rocheux lobé ( $l:w < 1$ ) (Barsch 1996).

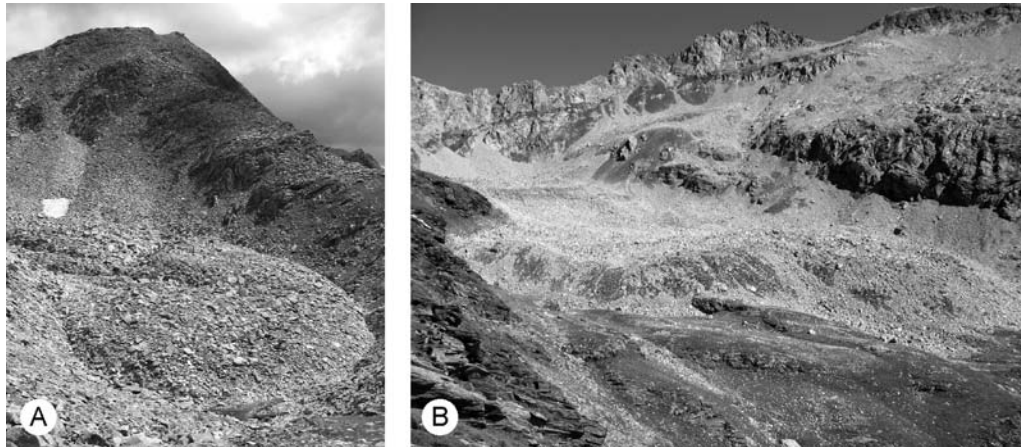


Fig. 3.5 : Deux exemples de glaciers rocheux actifs/inactifs. (A) Le glacier rocheux de pied de versant du Passo Predèlp (Lukmanier). (B) Le glacier rocheux de vallée de l'Alpe Pièi (Val Blenio).

Il faut remarquer qu'une distinction entre un glacier rocheux actif et inactif peut se faire seulement par une mesure du mouvement, tout comme une distinction entre une formation inactive et une fossile est de déterminer la présence de glace au sein du glacier rocheux (Delaloye 2004). Dans certains cas, en effet, au sein de glaciers rocheux qui avaient été considérés comme morphologiquement fossiles, de la glace a été trouvée (par exemple, le cas du glacier rocheux « fossile » du Mont Dolin, dans les Alpes Valaisannes, décrit par Lambiel 2006).

Le passage de la photogrammétrie (voir par exemple Avian *et al.* 2005 ; Käab 2005 ; Roer *et al.* 2005b) à des méthodes de suivi du déplacement des glaciers rocheux à plus court terme comme le GPS différentiel (par exemple Berthling *et al.* 1998, 2003 ; Lambiel & Delaloye 2004 ; Perruchoud 2007) ou l'interférométrie radar (par exemple, Delaloye *et al.* 2007 ; Kenyi & Kaufmann 2003 ; Strozzi *et al.* 2004), a permis de proposer une nouvelle typologie de la dynamique des glaciers rocheux (Delaloye *et al.* 2005) :

- **Glacier rocheux en crue** (*Surging rockglacier*) : vitesses de surface supérieures à 3 m/année, avec signes de déstabilisation récente (crevasses, surface instable, etc.) ;
- **Glacier rocheux à mouvement rapide** (*Rapidly moving rockglacier*) : vitesses de surface jusqu'à 3 m/année, mais signes de déstabilisation moins marqués que sur les glaciers rocheux en crue ;
- **Glacier rocheux actif** (*Active rockglacier* selon la terminologie classique) : vitesses de surface comprises entre quelque dm/année et 2 m/année et sans signes évidents de déstabilisation ;
- **Glacier rocheux inactif** (*Inactive rockglacier*) : vitesses de surface maximales de quelque cm/année ;
- **Glacier rocheux réactivé** (*Reactivated rockglacier*) : glaciers rocheux qui étaient apparemment (pseudo-)inactifs (abondance de lichens, végétation arbustive au front, etc.) et qui présentent aujourd'hui des signes de déstabilisation et des mouvements de surface de plusieurs dm/année.

Les mesures de déformation effectuées dans des forages ont permis de mettre en évidence que le mouvement d'un glacier rocheux résulte de la déformation interne du sédiment gelé, du glissement au niveau d'un plan de cisaillement situé en profondeur et de la déformation de la base du corps gelé (voir, par exemple, Arenson *et al.* 2002 ; Haeberli *et*

al. 1998 ; Hoelzle *et al.* 1998). Les mesures effectuées sur les glaciers rocheux grisons de Murtèl-Corvatsch, Pontresina-Schaftberg et Muragl ont montré qu'entre 50 et 97 % de la déformation totale à la surface d'un glacier rocheux est due au glissement dans la zone de cisaillement du glacier rocheux (Arenson *et al.* 2002). La déformation à la base du corps gelé, au contraire, est presque nulle en raison du frottement du corps sédimentaire sur la roche en place.

### 3.3.2 Morphologie et facteurs de contrôle

La surface d'un glacier rocheux est souvent marquée par la présence de rides et de sillons (fig. 3.6A). Cette morphologie en arcs perpendiculaires à la direction d'écoulement du corps sédimentaire résulte d'une compression longitudinale dans le fluage du glacier rocheux (Wahrhaftig & Cox 1959). Cet indice, associé à d'autres observations morphologiques comme la situation à l'aval d'une zone d'alimentation en débris rocheux, le front raide et bien délimité, la surface intérieure couverte d'un chaos de gros blocs et l'absence de drainage superficiel, permettent de différencier un glacier rocheux d'autres formes géomorphologiques des zones périglaciaires (Schoeneich 1992).

La morphologie des glaciers rocheux est également importante pour leur classification (voir tab. 3.4). Si l'origine des matériaux meubles et la forme sont déterminables à partir de l'analyse du contexte topographique, le degré d'activité nécessite d'observations plus de détail. Ainsi, par exemple, la pente et la sédimentologie du talus frontal (fig. 3.6B), la couverture par la végétation ou la morphologie de surface permettent de distinguer (morphologiquement) un glacier rocheux actif d'un glacier rocheux fossile (voir, par exemple, Barsch 1988, 1996 ; Haeberli 1985 ; Ikeda & Matsuoka 2002).

Les facteurs de contrôle pour la formation, le développement et l'inactivation/fossilisation d'un glacier rocheux sont présentées dans la figure 3.7. La topographie, la géologie, le climat et l'hydrométéorologie influencent de manière directe la structure du glacier rocheux (Frauenfelder 2005). Ainsi, selon la géologie des parois rocheuses, nous pouvons avoir des glaciers rocheux « à blocs » (*bouldery rock glacier*, fig. 3.8A) si la pétrologie est constituée par des roches cristallines ou des calcaires massifs, et des glaciers rocheux « à galets » (*pebbly rock glaciers*, fig. 3.8B) si la pétrologie est plus schisteuse ou si les calcaires sont fortement marneux (Ikeda & Matsuoka 2006). La présence de névés ou de dépôts d'avalanche pouvant être enterrés par le glacier rocheux influencent par contre le type de glace du permafrost et donc la structure interne du glacier rocheux.

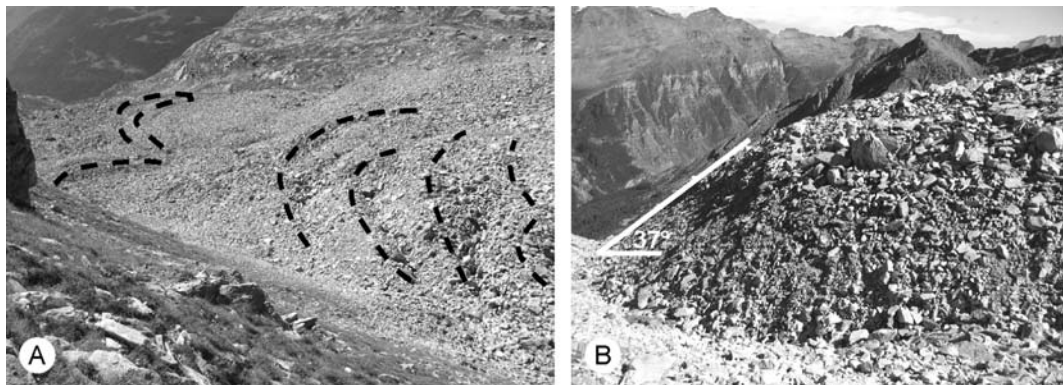


Fig. 3.6 : (A) Surface à rides et sillons du glacier rocheux de l'Alpe Pièi (Val Blenio). (B) Détails de la partie frontale du glacier rocheux de Gana Bianca (Val Malvaglia). Notez la pente et la sédimentologie du front (blocs et galets dans une matrice de sables et fines), qui indiquent que la formation est probablement active.

	Caractéristiques des différents types de glaciers rocheux, d'après Barsch (1988) et Haerberli (1985)	Observations dans le massif de la Cima di Gana Bianca, d'après Scapoza & Reynard (2008)	Exemple dans le massif de la Cima di Gana Bianca
Glaciers rocheux actifs/inactifs	Talus frontal raide : 40-45° si actif, entre 35 et 40° si inactif	Pente du talus frontal : entre 35 et 41°	GR de Gana Bianca
	Relief bombé	Relief bombé. Présence de rides et sillons	GR de Pièi
	Sources au front (0-2°C)	Sources au front (0-2°C)	GR de Gana
	Permafrost probable/possible	Permafrost probable/possible	GR de Piancabella
	Lichens rares et matériel fin au front si actif, lichens et matériel fin plus rare si inactif	Absence ou présence de lichens ( $\varnothing < 5$ cm) sur le front et parfois sur le corps. Le cas échéant quelques touffes de rhododendrons et de myrtilles. Matériel fin au front plus rare si inactif	GR de Forca
Glaciers rocheux fossiles	Absence d'évidence de mouvement	Couverture par la végétation continue sous forme de lande à éricacées et parfois d'essences ligneuses (en particulier mélèze)	GR de Sceru I
	Surface marquée par des dépressions thermokarstiques	Surface caractérisée par des dépressions thermokarstiques bien évidentes	GR de Quarnei
	Pente du talus frontal < 35°	Pente du talus frontal entre 28 et 32°	GR de Prou
	Sources au front > 2°C	Sources au front > 2°C	GR de Lavill I

Tab. 3.4 : Caractéristiques morphologiques des glaciers rocheux selon leur degré d'activité.

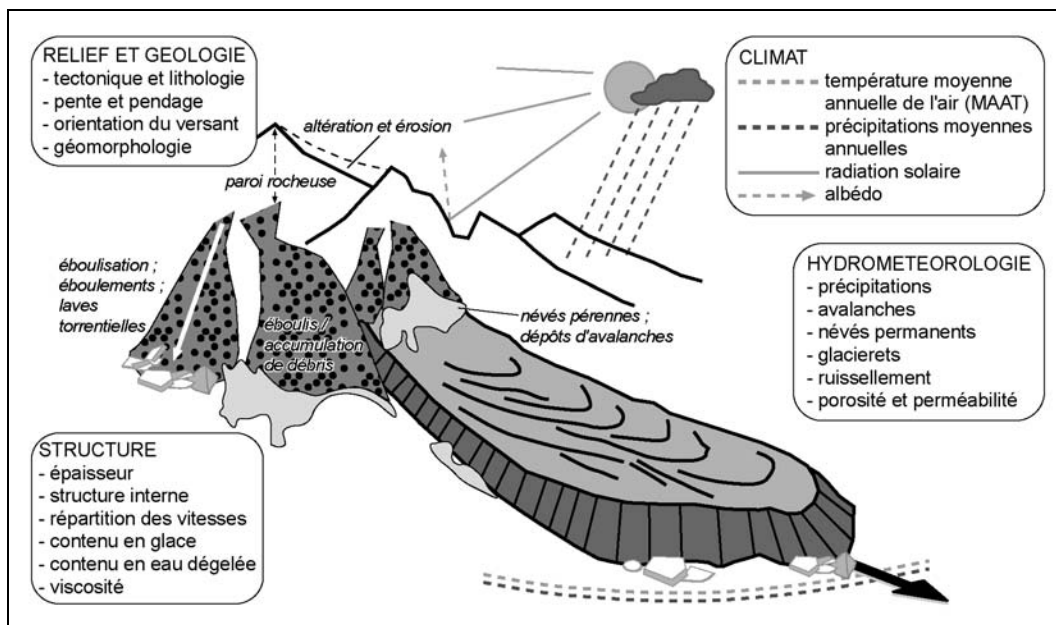


Fig. 3.7 : Facteurs de contrôle pour la formation, le développement et l'inactivation/fossilisation d'un glacier rocheux. D'après Frauenfelder (2005, modifié).

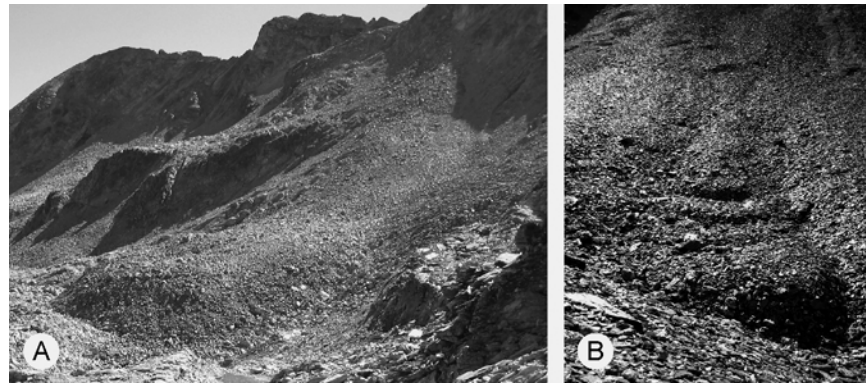


Fig. 3.8 : (A) « Bouldery rock glacier », le glacier rocheux de Gana (Val Malvaglia), alimenté par les orthogneiss de la nappe du Simano. (B) « Pebbly rock glacier », le glacier rocheux du Passo della Greina (Val Camadra), alimenté par les calcschistes du Lias.

### 3.3.3 Signification paléoclimatique

Une interprétation paléoclimatique des glaciers rocheux est impossible sans leur attribuer un âge, qu'il soit absolu ou relatif. En ce qui concerne les glaciers rocheux actuellement actifs/inactifs, des âges absolus ont été obtenus par des datations  $C^{14}$  de paléosols ou de cendres volcaniques enterrées par l'avancée du glacier rocheux (voir tab. 3.5), par exemple, par Calderoni *et al.* (1993, 1998), Dramis *et al.* (2003), Giraudi (2002), Giraudi & Frezzotti (1997), Haerberli *et al.* (1999) et Mortara *et al.* (1992). L'âge absolu d'un glacier rocheux peut être obtenu aussi par lichénométrie (par exemple, André 1994) ou par dendrochronologie (par exemple, Carter *et al.* 1999 ; Shroder & Giardino 1988). D'autres méthodes de datation absolue sont la luminescence (en particulier l'OSL – *Optically Stimulated Luminescence*) et les âges d'exposition obtenus grâce aux isotopes cosmogéniques (Haerberli *et al.* 2003). En ce qui concerne l'âge de la glace des glaciers rocheux, seulement deux datations  $C^{14}$  sont actuellement disponibles : celle du glacier rocheux de Murtèl-Corvatsch, en Haute Engadine (Haerberli *et al.* 1999) et celle du glacier rocheux de Galena Creek, dans les montagnes du Wyoming (Konrad *et al.* 1999). Les deux datations ont donné le même résultat, à savoir 2250  $C^{14}$  BP<sup>6</sup>.

Le climat de l'Holocène a été globalement assez proche de l'actuel. L'analyse de débris de bois et de tourbe au voisinage des glaciers ou dans les sandurs proches des portails glaciaires a permis de mettre en évidence 10 épisodes chauds avec fonte des glaciers (d'une durée totale de 5'400 ans) (par exemple, Hormes *et al.* 1998, 2001 ; Jörin & Schlüchter 2005 ; Jörin *et al.* 2006), séparés par neuf épisodes plus froids (voir Burga *et al.* 2001 ; Maisch 2000 ; Röthlisberger *et al.* 1980). Ainsi, pendant plus de la moitié de ces dix mille dernières années, l'extension des glaciers alpins était plus réduite qu'actuellement. Les phases avec une extension glaciaire plus réduite qu'aujourd'hui concordent avec des moments d'activité solaire accrue (Hormes *et al.* 2006).

Les glaciers rocheux actifs et inactifs se sont vraisemblablement développés pendant les phases froides de l'Holocène. Lambiel & Reynard (2003) avancent l'hypothèse que les glaciers rocheux actifs pourraient être plus anciens que les glaciers rocheux inactifs, vu qu'ils ont pu se développer dès le début de l'Holocène dans les tranches d'altitude les plus élevées. Je pense au contraire que les glaciers rocheux inactifs sont globalement plus anciens que les glaciers rocheux actifs, comme en témoignent les datations présentées dans le tableau 3.5.

<sup>6</sup> BP est l'abréviation de l'anglais « *Before Present* », c'est-à-dire avant le présent, l'année considérée comme le présente étant 1950 AD (d'après Foucault & Raoult 2001).

Glacier Rocheux	Localisation	Age C <sup>14</sup> BP	Degré d'activité	Code de laboratoire	Source
La Foppa 1	Haute Valtelline	790 ± 60	Actif	Rome-200	1
La Foppa 1	Haute Valtelline	1120 ± 60	Actif	Rome-375	1
La Foppa 2	Haute Valtelline	5000 ± 70	Incertain	Rome-204	1
Foscagno	Haute Valtelline	2200 ± 60	Actif	Rome-208	1
Foscagno	Haute Valtelline	2700 ± 70	Inactif	Rome-209	1
Monte Castelletto	Haute Valtelline	3430 ± 70	Inactif	Rome-206	1
Val di Campo	Haute Valtelline	1340 ± 65	Actif	Rome-307	1
Cima Rossa	Haute Valtelline	2710 ± 70	Inactif	Rome-376	1
Val Pasquale	Haute Valtelline	2650 ± 50	Inactif	BA-2335	2
Val Rhémé	Val d'Aoste	3965 ± 140	Inactif	GX-14742	3
Campo Imperatore	Apennins	8035 ± 140	Inactif	UD-399	4
Val Maone	Apennins	3180 ± 40	Inactif	BA-145529	5
Val Maone	Apennins	780 ± 40	Inactif	BA-145530	5
Murtèl I	Haute Engadine	2340 ± 100	Actif	ETH-14228	6
Murtèl II	Haute Engadine	2165 ± 100	Actif	ETH-14229	6
Moyenne Murtèl	Haute Engadine	2250 ± 100	Actif	-	6

Tab. 3.5 : Ages C<sup>14</sup> de certains glaciers rocheux actifs et inactifs des Alpes et des Apennins. Modifié d'après Dramis *et al.* (2003 : 201). Sources des données : (1) Calderoni *et al.* (1998) ; (2) Dramis *et al.* (2003) ; (3) Mortara *et al.* (1992) ; (4) Giraudi & Frezzotti (1997) ; (5) Giraudi (2002) ; (6) Haerberli *et al.* (1999).

La figure 3.9 permet de voir que, parmi les 13 études de cas présentées, les glaciers rocheux inactifs sont plus anciens que les glaciers rocheux actifs. En effet, si l'on tient compte de la grande inertie du permafrost face aux changements climatiques, il est probable qu'au Préboréal les conditions héritées de la fin du Pléistocène permettaient d'avoir (dans les zones non englacées au Dryas récent – en particulier dans les parois rocheuses), des conditions de permafrost froid jusqu'à moyenne altitude. A un certain moment du Préboréal et du Boréal (entre 10'000 et 8'000 BP), le réchauffement climatique a provoqué un maximum de gélifraction des parois rocheuses dans la frange inférieure de la zone périglaciaire, et ceci du moment que la température des parois rocheuses atteignait -0.5°C. Selon Davies *et al.* (2001), en effet, la stabilité d'une paroi rocheuse dont les fractures sont remplies de glace est minimale lors que la température de la glace atteint -0.5°C. Avec le passage à 0°C, le facteur de sécurité remonte au-dessus de 1 (voir fig. 3.10). Les conditions les plus favorables pour la formation des glaciers rocheux au Préboréal et au Boréal étaient donc meilleures à l'étage occupé actuellement par les glaciers rocheux inactifs (qui, à l'époque, correspondrait à la « zone de gélifraction maximale »).

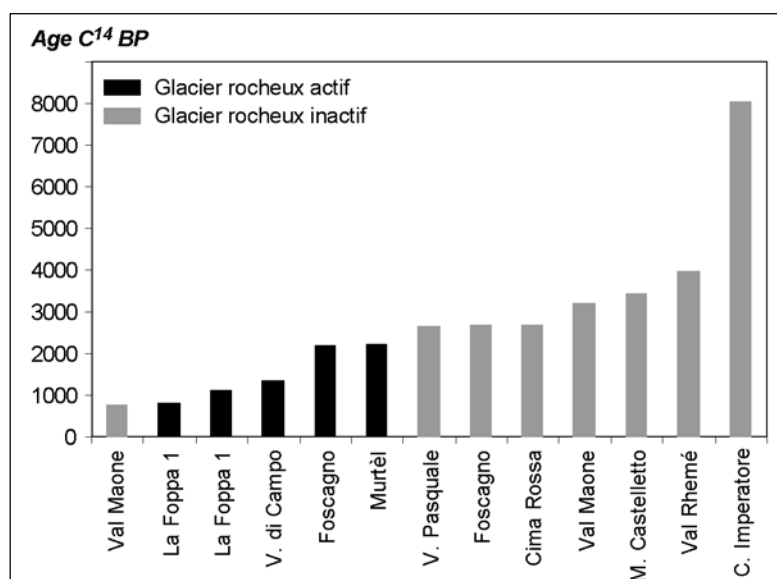


Fig. 3.9 : Age de certains glaciers rocheux actifs et inactifs des Alpes et des Apennins. Pour plus d'informations, voir le tableau 3.5.



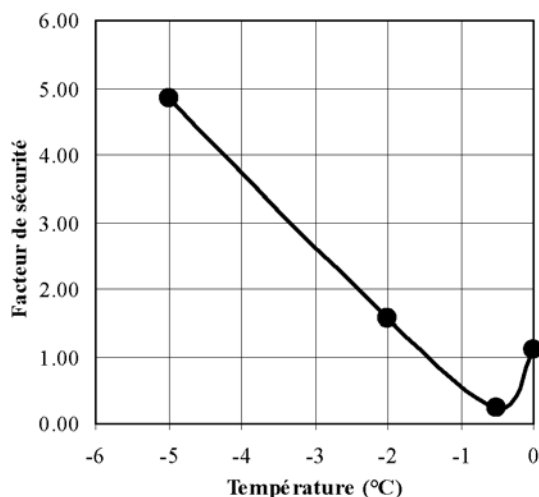


Fig. 3.10 : Changements prédits du facteur de sécurité d'une paroi rocheuse dont les fissures sont remplies de glace, pour une pente du versant de 70° et une discontinuité avec une inclinaison de 40°. D'après Davies et al. (2001 : 140).

Avec l'entrée dans l'Atlantique (entre 8'000 et 5'000 BP), qui correspond à la période d'optimum climatique holocène, le réchauffement du climat a vraisemblablement provoqué une inactivation partielle des glaciers rocheux, qui se seraient réactivés dès le début du Subboréal, et une remontée en altitude de la « zone de gélifraction maximale », ce qui aurait favorisé le développement des glaciers rocheux situés dans les tranches d'altitude les plus élevées. D'après les datations disponibles, la formation des glaciers rocheux actuellement actifs serait postérieure à l'Atlantique et daterait de la fin du Subboréal et du Subatlantique, pendant la période que les scientifiques anglo-saxons appellent **Néoglacial**<sup>7</sup> (entre 3'100 et 0 BP, voir Magny 1995) et qui culmine avec le Petit Age Glaciaire (entre 1350-1850 apr. J.-C.). Ce cadre chronologique est confirmé également par la morphologie des glaciers rocheux. Les glaciers rocheux inactifs sont généralement « **polymorphiques** », et peuvent présenter plusieurs lobes superposés de générations différentes et avec différents degrés d'activités, ce qui témoigne de l'inactivation partielle à l'Atlantique et d'autres changements d'activité au gré des changements climatiques qui ont affecté l'Holocène (Frauenfelder & Kääb 2000 ; Lambiel & Reynard 2003). Les glaciers rocheux actifs, au contraire, sont généralement « **monomorphiques** », ce qui témoigne qu'ils n'ont pas été perturbés par les variations climatiques et qui se sont développés en continu tout au long du néoglacial.

Les glaciers rocheux fossiles sont généralement situés plus bas que les glaciers rocheux actifs/inactifs. Dans les Alpes, la dépression du permafrost (DP) entre les glaciers rocheux actifs/inactifs (GRa) et les glaciers rocheux fossiles (GRf) est comprise entre 130 et 600 m selon les régions, ce qui correspond à une diminution de température ( $\Delta T^\circ$ ) de 0.8 à 3.6°C (voir tab. 3.6). Ces différences de température étant trop élevées pour être attribuées à l'Holocène, on en conclut que la formation des glaciers rocheux actuellement fossiles remonterait au **Tardiglaciaire** et que leur progressive fossilisation se serait faite au Préboréal avec la transition Pléistocène/Holocène (10'000 BP). Une méthode intéressante pour effectuer une datation relative des glaciers rocheux fossiles est celle de comparer leur position avec les surfaces englacées à la fin du Dryas ancien (12'600 BP) et au Dryas récent (entre 11'000 et 10'000 BP), qui peuvent être reconstituées sur la base d'une cartographie des dépôts morainiques (Lambiel & Reynard 2003).

<sup>7</sup> Le néoglacial, qui caractérise la deuxième partie de l'Holocène, correspond à une période de longue tendance au refroidissement induite par les paramètres orbitaux de la Terre (Magny 1995).

Région	Source	Alt. moy. GRa (m)	Alt. moy. GRf (m)	DP (m)	$\Delta T^\circ$ (°C)
Val Blenio (TI)	Scapozza & Reynard (2008)	2445	2030	415	2.5
Entremont (VS)	Delaloye & Morand (1998)	2505	2215	290	1.7
Bagnes-Hérémece (VS)	Lambiel (1999)	2540	2135	405	2.4
Err-Julier (GR)	Frauenfelder <i>et al.</i> (2001)	-	-	500 - 600	3.0 - 3.6
Haute Vallée de l'Arc (F)	Monnier (2004)	2675	2255	420	2.5
Ferwall Group (A)	Sailer & Kerschner (1999)	-	-	400	2.4
Adamello-Presanella (I)	Baroni <i>et al.</i> (2004)	2480	2060	420	2.5
Monte Emilius (I)	Smiraglia (1992)	2850	2450	400	2.4
Lombardia (I)	Guglielmin & Siletto (2000)	2530	2130	400	2.4
Alpes Cotie (I)	Dramis <i>et al.</i> (2003)	2630	2285	345	2.1
Alpes Graies (I)	Dramis <i>et al.</i> (2003)	2680	2290	390	2.3
Alpes Pennines (I)	Dramis <i>et al.</i> (2003)	2575	2340	235	1.4
Alpes Rhétiques (I)	Dramis <i>et al.</i> (2003)	2510	2130	380	2.3
Alpes Lépointines (I)	Dramis <i>et al.</i> (2003)	2230	2100	130	0.8
Alpes Atesines (I)	Dramis <i>et al.</i> (2003)	2595	2280	315	1.9
Dolomites (I)	Dramis <i>et al.</i> (2003)	2365	2105	260	1.6

Tab. 3.6 : Dépression du permafrost (DP) et différence de température ( $\Delta T^\circ$ ) entre les glaciers rocheux actifs/inactifs (GRa) et fossiles (GRf) pour certaines régions des Alpes. La  $\Delta T^\circ$  a été calculée avec un gradient vertical de température pour une atmosphère standard de  $0.6^\circ\text{C}/100\text{m}$  selon la formule 3.1. L'altitude moyenne des glaciers rocheux fossiles ne tient pas compte de la possibilité d'avoir plus d'une génération de ces formes.

Les glaciers rocheux compris dans un secteur englacé à un stade glaciaire n'ont pu se former qu'après le retrait du glacier, ce qui indique que, dans la chronologie relative, la formation du glacier rocheux est postérieure au stade glaciaire considéré. La difficulté d'une telle méthode de datation relative réside dans le fait qu'il faut reconstituer une morphostratigraphie régionale des stades glaciaires pour ensuite la corrélérer avec une morphostratigraphie de référence [par exemple, le modèle Alpes Orientales de Maisch (1981) pour les Grisons et l'Autriche ou le modèle Vallée de l'Arve de Coutterand & Nicoud (2005) pour les Alpes Occidentales]. Afin de caler les résultats, il est indispensable de tenir compte des relations morphologiques et stratigraphiques avec les dépôts morainiques (par exemple à l'aide de *débris rockglaciers* fossiles ou de glaciers rocheux qui ont été bouleversés par une avancée glaciaire).

Une fois reconstituée la séquence morphostratigraphique du retrait glaciaire, comprenant les stades glaciaires tardiglaciaires et les générations de glaciers rocheux fossiles, il devient possible d'effectuer un certain nombre de calculs paléoclimatiques permettant, par exemple, de reconstituer les **paléotempératures** pour chaque génération de glaciers rocheux. La différence de température entre deux générations de glaciers rocheux se calcule comme suit (Kerschner 1985) :

$$\Delta T_a = (z_{\text{RGm}} - z_{\text{RGf}}) * (\Delta T / \Delta z) \quad (3.1)$$

où :

$\Delta T_a$  = différence de température annuelle entre les deux stades considérés (°C) ;

$z_{\text{RGm}}$  = altitude du front des glaciers rocheux actifs/inactifs (m) ;

$z_{\text{RGf}}$  = altitude du front des glaciers rocheux fossiles (m) ;

$\Delta T / \Delta z$  = gradient vertical de température (°C/m) ;

qui, en remplaçant  $z_{\text{RGm}} - z_{\text{RGf}}$  dans la formule 3.1 par la dépression du permafrost entre deux générations de glaciers rocheux (DP en m), devient :

$$\Delta T_a = \text{DP} * (\Delta T / \Delta z) \quad (3.2)$$

En estimant MAAT à l'altitude du front des glaciers rocheux actifs (voir formules 5.2 et 5.3), il devient alors possible de calculer des valeurs absolues de MAAT pour chaque génération de glaciers rocheux.

La différence de température obtenue grâce aux glaciers rocheux permet ainsi de calculer MAAT à l'altitude de la ligne d'équilibre glaciaire (LEG) pour le stade glaciaire contemporain (ou considérés comme contemporain) à la génération de glaciers rocheux retenue, selon la formule suivante (Kerschner 1985) :

$$T_{aEf} = T_{aEm} + \Delta T_a - (z_{Em} - z_{Ef}) * (\Delta T / \Delta z) \quad (3.3)$$

où :

$T_{aEf}$  = Température à la ligne d'équilibre passée (°C) ;

$T_{aEm}$  = Température à la ligne d'équilibre actuelle (dans ce cas 1850) (°C) ;

$\Delta T_a$  = différence de température annuelle entre les deux stades considérés (°C) déterminée sur la base des glaciers rocheux (cf. formule 3.2) ;

$z_{Em}$  = Altitude de la LEG pour l'actuel (dans ce cas 1850) (m) ;

$z_{Ef}$  = Altitude de la LEG pour le stade considéré (m) ;

$\Delta T / \Delta z$  = gradient vertical de température (°C/m) ;

qui, en remplaçant  $z_{Em} - z_{Ef}$  par la dépression de la ligne d'équilibre des glaciers (DLEG en m) entre les deux stades considérés dans la formule 3.3, devient :

$$T_{aEf} = T_{aEm} + \Delta T_a - DLEG * (\Delta T / \Delta z) \quad (3.4)$$

La température à la ligne d'équilibre de 1850 (considéré comme le stade de référence pour les reconstitutions paléogéographiques et paléoclimatiques) peut être calculée sur la base de MAAT actuelle estimée à l'altitude de la ligne d'équilibre de 1850 (voir formules 5.2 et 5.3). Il est important de se rappeler qu'il faut corriger MAAT calculée à l'altitude de la ligne d'équilibre de 1850. Le facteur de correction (tab. 3.7) a été calculé sur la base des données homogénéisées de 10 stations du réseau de MétéoSuisse entre 1864 et 2000 (Begert *et al.* 2005).

Région	Station(s) météorologique(s)	Facteur de correction	Correction 1990-1850
Sud des Alpes	Lugano ; Segl-Maria	0.6 °C/100 ans	-0.84 °C
Suisse orientale	Säntis	1.1 °C/100 ans	-1.54 °C
Suisse centrale	Engelberg	0.9 °C/100 ans	-1.26 °C
Valais	Sion	1.2 °C/100 ans	-1.68 °C
Suisse occidentale	Genève	1.0 °C/100 ans	-1.40 °C
Moyen Pays	Zurich ; Berne	0.9 - 1.0 °C/100 ans	-1.26 - -1.40 °C
Jura	Chaumont ; Bâle	1.1 °C/100 ans	-1.54 °C

Tab. 3.7 : Facteurs de correction de MAAT entre 1990 et 1850. Données : Begert *et al.* (2005). Les valeurs de correction proposées tiennent compte d'un intervalle de 140 ans (1850-1990), ce qui rend possible de calculer la température de 1850 sur la base de la norme 1961-1990.

Une fois calculée MAAT par rapport à 1850 pour la ligne d'équilibre des glaciers et pour les générations de glaciers rocheux, il est possible de composer une chronologie relative des stades glaciaires sur la base de MAAT normalisée à 2000 m.

Les calculs paléoclimatiques présentés dans ce chapitre seront appliqués à l'inventaire des glaciers rocheux des Alpes Tessinoises orientales dans le chapitre 6.5, relatif à l'évolution paléoclimatique du massif de la Cima di Gana Bianca. Pour les principes de la reconstitution des stades glaciaires, voir le chapitre 4.1.3.

### 3.4 Les éboulis : typologie et système de ventilation

#### 3.4.1 Définition et typologie

L'**éboulis**, au sens large du terme, a été défini par Francou & Héту (1989 : 17) comme « *une formation détritique mise en place progressivement sur un versant par suite du détachement successif et de la chute de fragments rocheux d'une paroi rocheuse ou de toute pente inclinée à plus de 40-45°* ». Dans la zone périglaciaire alpine, les éboulis sont la forme géomorphologique qui occupe le plus de surface.

D'origine cryo-gravitaire, un éboulis se développe par l'accumulation lente de sédiments meubles dérivées de l'érosion des parois rocheuses sus-jacentes due principalement aux phases de gel/dégel. Le profil typique d'un éboulis présente une pente d'environ 30-35°. Les sédiments meubles sont distribués de manière hétérogène selon leur taille, avec un granoclassement longitudinal (avec la taille des éléments qui croît avec la distance de l'apex – le sommet de l'éboulis). La surface d'un éboulis est souvent marquée par des traces d'érosion dues au passage de laves torrentielles ou d'avalanches de neige.

Francou & Héту (1989) ont établi une taxonomie descriptive des éboulis permettant d'en distinguer six catégories (voir également Lambiel 2006 et Pieracci 2006) :

- **Eboulis de gravité** : ils se distinguent par leur forme concave et leur profil en long régulier, marqué par un granoclassement longitudinal net. Le mécanisme dominant de mise en place de l'éboulis est la gravité. Cette catégorie d'éboulis correspond aux *rockfall-dominated talus slopes* de Sass & Krautblatter (2007) ;
- **Eboulis à avalanches** : les éboulis à avalanches sont marqués par une importante extension de leur concavité distale (la partie inférieure de l'éboulis) et par un granoclassement des éléments plus chaotique dans la partie inférieure de l'éboulis, dû en partie aux dépôts rocheux d'avalanche qui peuvent être constitués par une importante partie de fines ;
- **Eboulis ruisselés** : ils sont marqués par des petits systèmes torrentiels, en particulier par des ravins dans la partie proximale et des cônes de débris dans la partie la plus distale (fig. 3.11B). Cette catégorie d'éboulis correspond aux *debris flow-dominated talus slopes* de Sass & Krautblatter (2007) ;
- **Eboulis soliflués/géliflués** : ils se distinguent par la présence de loupes de solifluxion/gélifluxion<sup>8</sup> qui contribuent au remaniement des éléments vers l'aval (fig. 3.11A). Les loupes de solifluxion/gélifluxion se présentent souvent comme de lobes de matériel fin imbibé d'eau (sol saturé en eau) à front pierreux ;
- **Eboulis fluants** : les éboulis fluants constituent le stade embryonnaire d'un protalus rempart et donc d'un glacier rocheux. Le mouvement est attribué principalement à la déformation et au fluage de la glace présente dans le corps sédimentaire, ce qui donne à l'éboulis une morphologie à bourrelets, parfois arqués, de plus en plus marqués vers la partie distale de l'éboulis. Le granoclassement est souvent oblitéré par le fluage ;
- **Eboulis stratifiés** : ils se distinguent par une importante stratification, c'est-à-dire une alternance nette et régulière de couches aux caractéristiques sédimentologiques différentes.

<sup>8</sup> La distinction entre solifluxion et gélifluxion est souvent mal définie. Selon les auteurs, la gélifluxion désigne à la fois la solifluxion qui s'opère sur un sol gelé (permafrost) (Summerfield 1991 ; Washburn 1979) ou la solifluxion associée à une percolation d'eau contrainte par un sol (saisonnement) gelé pendant la période de dégel (French 1996). Pour cet auteur (*op. cit.*, : 151), la gélifluxion est donc la composante printanière de la solifluxion *s.l.*, alors que la solifluxion *s.s.* résulte du « frost creep » pendant la période de gel.

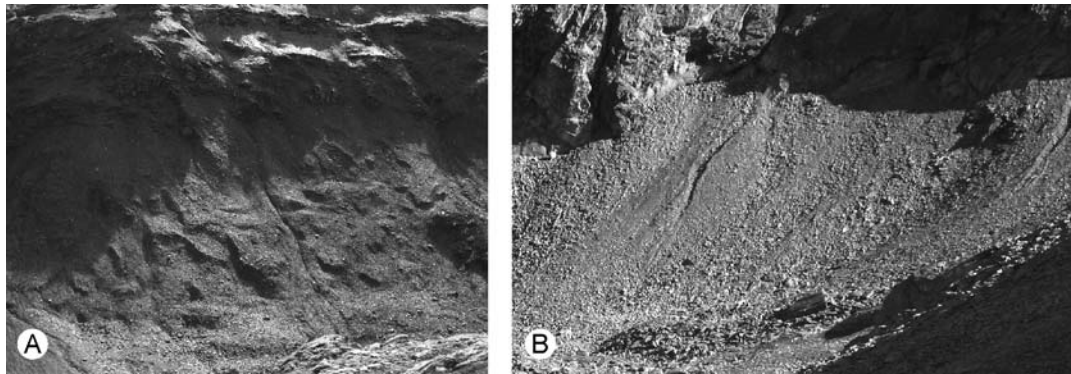


Fig. 3.11 : Deux exemples d'éboulis. (A) Eboulis soliflué dans les calcschistes du Passo della Greina. (B) Eboulis de gravité avec des signes du passage de laves torrentielles sur le versant N du Pizzo di Sceru (Val Malvaglia). Photo de gauche : G. Fontana.

Il est évident que, dans la réalité, les éboulis résultent d'interaction complexes entre les processus qui sont à la base de leur développement, ce qui fait qu'il demeure parfois difficile de les classer uniquement dans une des catégories présentées ci-dessus. Si l'on considère, par exemple, les éboulis stratifiés, selon Sass & Krautblatter (2007) la stratification pourrait résulter d'une alternance de périodes à dominance de chute de blocs avec des périodes à dominance de laves torrentielles. Selon ces auteurs, l'alternance pourrait avoir une signification paléoclimatique : les périodes à chutes de blocs seraient caractéristiques d'un climat frais avec une activité marquée de la cryoclastie (comme par exemple le Petit Age Glaciaire), alors que les périodes à laves torrentielles reflèteraient des périodes avec un climat chaud et humide et marqué par une importante activité orageuse.

### 3.4.2 Les éboulis froids : système de ventilation

Le développement anormal de végétation azonale dans le bas de certaines formations détritiques de pente, associé à des conditions de sol froides et à de la glace, a intéressé les scientifiques depuis quelques années déjà (par exemple, Bertinelli *et al.* 1993 ; Delaloye 2004 ; Descroix 2001 ; Gude & Molenda 2000 ; Gude *et al.* 2003 ; Mösel & Wunder 1999 ; Wakonnig 1996). Ces formations particulières sont connues sous le nom d'« éboulis froids », « *unterkühlte Schutthalde* » ou encore « *cold scree (talus) slope* ».

Dorthe & Morard (2007 : 13) ont défini un **éboulis froid** comme « *une formation sédimentaire poreuse se rencontrant à toute altitude et caractérisée par la présence d'une anomalie thermique négative (refroidissement) dans sa partie basse et d'une anomalie thermique positive dans sa partie haute (réchauffement) par rapport à la température moyenne annuelle de l'air. L'anomalie est causée par un mécanisme de circulation d'air interne (tube à vent, effet de cheminée)* ».

L'anomalie thermique négative rencontrée dans la partie basse de certains éboulis situés jusqu'à 1000 mètres plus bas de la limite inférieure du permafrost discontinu peut atteindre 3 à 7°C par rapport à MAAT (Gude & Molenda 2000 ; Gude *et al.* 2003). Ce refroidissement marqué peut conduire à la formation et au maintien de conditions de **permafrost sporadique** à basse altitude, comme attesté, par exemple, par Delaloye & Reynard (2001), Delaloye *et al.* (2003b), Marescot *et al.* (2003) au Creux du Van (Jura), Kneisel (2003), Kneisel & Hauck (2003) et Kneisel *et al.* (2000) dans le Val Bever (Haute Engadine) et par Sawada (2003) et Sawada *et al.* (2003) au Japon.

### 3.4.2.1 Effet de cheminée et fonctionnement d'un système de ventilation

D'après les recherches de Delaloye (2004), Lambert (1967), Lambiel (2006), Ruzicka (1999) et Wakonnig (1996), on peut affirmer que le mécanisme qui conduit à la formation de l'anomalie thermique négative au bas des éboulis investigués est une circulation d'air ascendante, ou **effet de cheminée**. Le facteur principal initiant ce mécanisme de circulation semble être « l'élévation d'air interne relativement chaud durant l'hiver, mouvement ascendant qui provoque l'aspiration d'air froid à l'intérieur de la partie basse de l'éboulis » (Delaloye 2004 : 225).

Le comportement du mécanisme de ventilation mis en évidence par Delaloye & Lambiel (2005) dans les éboulis froids peut être séparé en deux phases principales (fig. 3.12) : le **régime hivernal** (ascendant) et **estival** (descendant) :

- En **hiver**, l'air à l'intérieur de l'éboulis a une température plus élevée par rapport à l'air externe (elle est donc moins dense) et une circulation ascendante d'air relativement chaud se met en place. Ce mécanisme crée une dépression d'air au bas de la pente, ce qui provoque une aspiration d'air froid dans la partie inférieure de l'éboulis. Ce mécanisme permet de créer un important réservoir d'air froid au sein de l'éboulis, même en présence d'une couverture neigeuse de 2 à 3 mètres d'épaisseur. Il est important de préciser que, le mécanisme étant dicté par la différence de température entre l'air interne et externe de l'éboulis, plus l'anomalie thermique est grande et plus le mécanisme de ventilation est efficace.
- En **été**, au contraire, l'air contenu dans l'éboulis est plus froid de l'air externe en raison du refroidissement hivernal. La conséquence est qu'une circulation descendante d'air froid et dense se met en place par décharge gravitaire.

Dans les deux cas, le processus de ventilation induit un refroidissement saisonnier ou annuel de la partie inférieure de l'éboulis, ce qui permet de maintenir des conditions froides permanentes (ou éventuellement la présence de permafrost).

Un certain nombre d'indices de fonctionnement du système de ventilation a été listé par Delaloye (2004), Dorthe & Morard (2007) et Lambiel (2006). Ces indices ont été classés dans deux catégories, les indices qui peuvent être identifiés de **manière visuelle** et les indices qui sont mis en évidence de **manière thermique**. Ces indices varient selon la saison et selon que l'on considère la partie supérieure ou inférieure de l'éboulis.

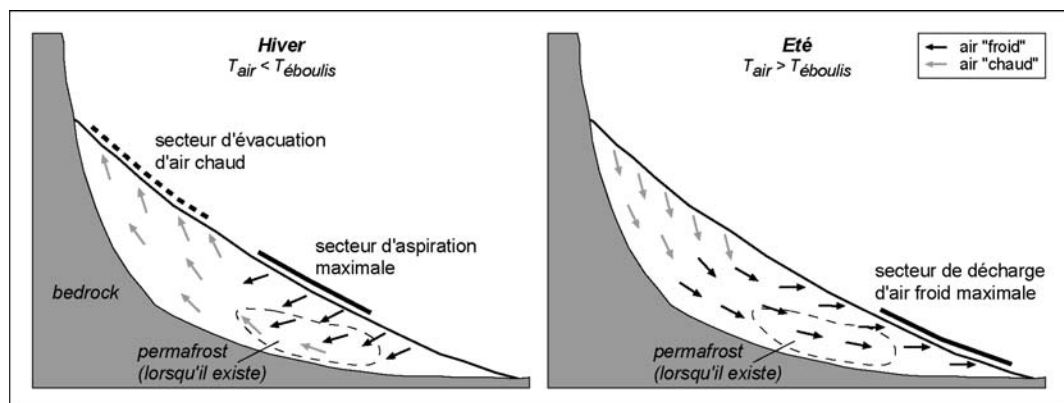


Fig. 3.12 : Modèle du fonctionnement du système de ventilation en hiver (à gauche) et en été (à droite). Delaloye & Lambiel (2005 : 195). Pour les explications, voir le texte.

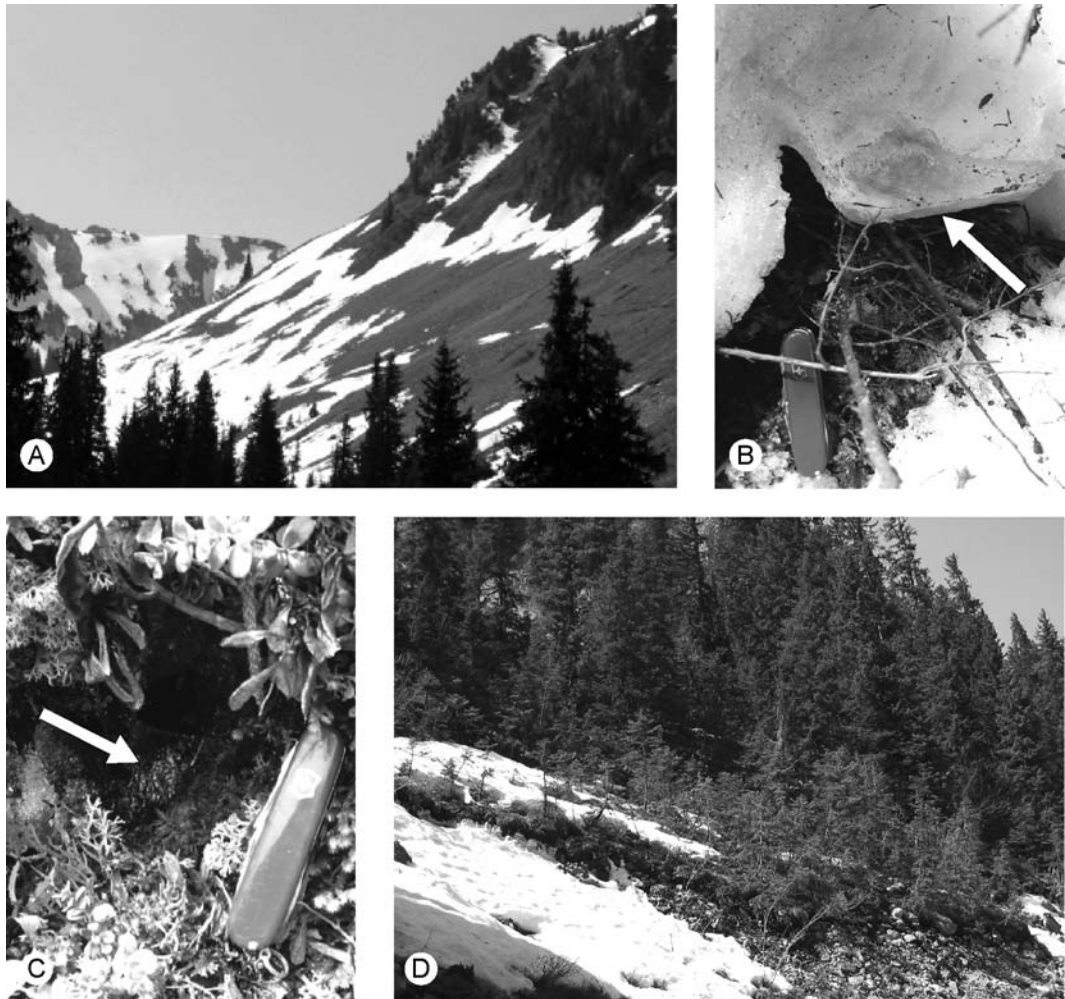


Fig. 3.13 : Indices de fonctionnement d'un système de ventilation sur les éboulis froids de la combe de Dreveneuse (Chablais valaisan). (A) Fenêtres de fonte « fossiles » sur la voile d'éboulis de Dreveneuse « d'en Haut ». (B) Manteau neigeux gelé à sa base. (C) Présence de glace au sol. (D) Clairière d'épicéas nains. Les photos B-D se réfèrent à l'éboulis de Dreveneuse (557'650/124'800). Photos : C. Scapozza, 21.04.2007.

#### *De manière visuelle*

- En **automne/hiver**, il est possible d'avoir une fonte basale de la couverture neigeuse due à l'évacuation d'air relativement chaud dans la partie amont de l'éboulis. La poursuite de la fonte (si des nouvelles précipitations ne viennent pas épaissir le manteau neigeux) peut créer des cheminées de fonte (*funnels*) qui dégagent la surface de l'éboulis (voir fig. 3.14A). Ces cheminées de fonte peuvent évoluer en fenêtres de fonte précoce libres de neige (fig. 3.13A).
- En **printemps/été**, à l'étage forestier, la partie inférieure de l'éboulis peut être caractérisée par de la végétation azonale, par des manifestations de nanisme de la couche arbustive (par exemple présence d'épicéas nains, fig. 3.13D) et par la présence de végétation hygrophile. Leur présence témoigne d'un sol ayant une anomalie thermique négative. Le courant d'air froid descendant est également responsable du gel de l'eau de fonte du manteau neigeux (fig. 3.13B) et de la présence de glace à la surface du sol au printemps (fig. 3.13C). Lors des journées estivales chaudes, si le courant d'air est concentré, il est possible de ressentir un fort courant d'air froid expulsif dans la partie inférieure de l'éboulis.

### *De manière thermique*

- En **hiver**, la température du sol dans la partie haute de l'éboulis demeure positive, ce qui empêche le sol de geler. Un refroidissement marqué s'opère au même moment au bas de l'éboulis en raison de l'aspiration d'air froid. Sur un transect amont-aval, on peut passer en une vingtaine de mètres de températures du sol positives dans la partie supérieure de l'éboulis à températures inférieures à  $-10^{\circ}\text{C}$  dans la partie inférieure.
- En **été**, la température du sol dans la partie basse de l'éboulis demeure largement inférieure à celle de l'air environnant. Des températures du sol de l'ordre de  $0^{\circ}\text{C}$  sont possibles même avec une température externe de  $25-30^{\circ}\text{C}$ .

### **3.4.2.2 Fonctionnement de la « glacière » de Rambött**

Le comportement de la partie inférieure d'une formation poreuse ventilée est décrit sur la base des observations effectuées dans une « glacière<sup>9</sup> » naturelle située à 1300 m à Rambött (713'900/152'950), au SE d'Olivone (Val Blenio). Il s'agit d'une large fissure dans l'éboulis de Brughéisc, où la grande taille des blocs (quelques mètres de diamètre) a permis la formation d'une cavité de 20 mètres de profondeur, avec l'ouverture orientée à NE. Ce facteur, conjointement au fait que l'entrée de la cavité est protégée du rayonnement solaire direct par la présence de conifères, permet à la neige de s'accumuler dans la cavité et de se préserver jusqu'à la fin de l'automne. Cette glacière était encore exploitée au début du 20<sup>ème</sup> siècle, quand elle se remplissait encore complètement de neige, pour approvisionner les restaurants d'Olivone (Scapozza *et al.* 2008b).

Il est intéressant de noter que le facteur qui explique le maintien de la neige et de la glace n'est pas exclusivement de type topoclimatique (cavité ombragée orientée à NE), mais est liée au processus de ventilation des formations poreuses de pente présenté en précédence. Les mesures de température de l'air effectuées à l'intérieur de la cavité en printemps et en été ont mis en évidence une température de l'air dans la glacière toujours nettement plus froide que l'air externe (fig. 3.15).

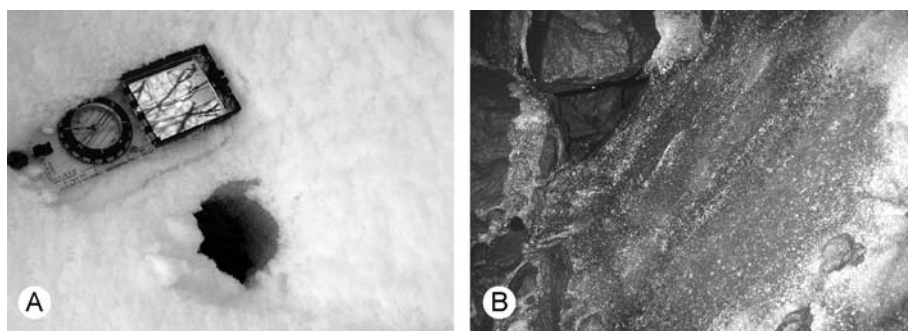


Fig. 3.14 : (A) Cheminée de fonte dans un éboulis de basse altitude à Monti di Gana (1060 m), au S d'Olivone. La température de l'air sortant est de  $4^{\circ}\text{C}$ , alors que la température de l'air externe est de  $-6^{\circ}\text{C}$ . La cheminée de fonte s'est formée en une nuit à travers les 20 cm de neige fraîche tombée le 30.12.2005. (B) Paroi recouverte de glace à l'intérieur de la « glacière » de Rambött le 10.08.2005.

<sup>9</sup> Il ne s'agit pas d'une glacière dans le vrai sens du terme, vu que nous ne sommes pas en présence d'une grotte [une glacière est définie comme une cavité karstique naturelle présentant de la glace toute l'année (Luetscher *et al.* 2003)], mais plutôt d'une cavité dans des matériaux meubles. Le principe de fonctionnement demeure en tout cas semblable à celui d'une glacière dynamique du type « tube à vent ». Sur le fonctionnement des glacières, voir Luetscher (2005).



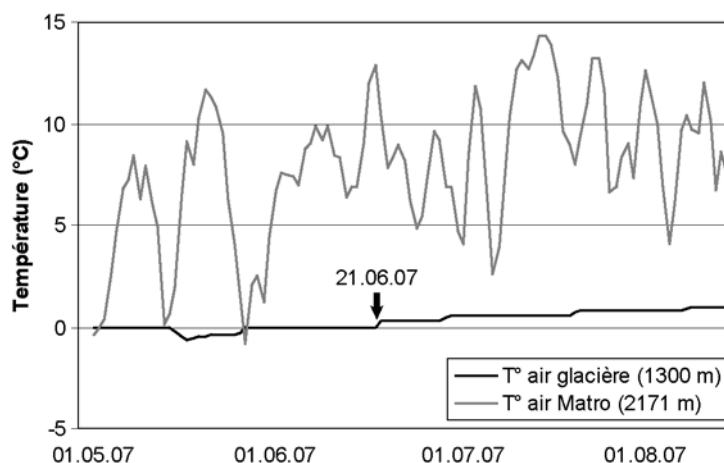


Fig. 3.15 : Fluctuations de température à l'intérieur de la glacière de Rambött en printemps – été.

Les observations effectuées permettent de mettre en évidence le fonctionnement saisonnier de la glacière. Pendant l'hiver, la cavité se remplit partiellement de neige et se refroidit par l'effet du mécanisme de ventilation. Le sur-refroidissement hivernal permet de maintenir des conditions froides jusqu'à la fin du printemps. En effet, la glace à l'intérieur de la glacière se développe pendant les mois d'avril et de mai (elle est généralement absente jusqu'à fin mars) par regel de l'eau de fusion de la neige située en surface (et qui percole à travers les blocs) ou à l'ouverture de la cavité. Ces conditions particulièrement froides permettent de maintenir de la glace et de la neige jusqu'au début de l'hiver (fig. 3.14B). La chaleur accumulée pendant l'été cause une fonte partielle de la glace et de la neige seulement en début d'hiver. Ce comportement particulier, déphasé d'environ six mois par rapport aux températures de l'air à l'extérieur de la cavité, est dû principalement à deux facteurs : 1) l'effet de cheminée ; 2) l'inertie thermique de la glace due au flux de chaleur latente, qui consomme de l'énergie sous forme de chaleur au moment de la liquéfaction de la glace et de la neige, permettant de refroidir l'air, et qui au contraire libère de la chaleur au moment de la congélation de l'eau.

### 3.4.3 Le permafrost dans les éboulis de haute altitude

#### 3.4.3.1 Généralités

Depuis les recherches effectuées par Haeberli (1975) sur un éboulis du Col de la Flüela (2400 m, Grisons), on admet communément que **le permafrost caractérise seulement la partie inférieure d'un éboulis**, tandis que la partie supérieure de la pente en est généralement dépourvue. Haeberli (1975) explique cette répartition spatiale particulière du permafrost par l'effet de la redistribution de la neige par le vent et les avalanches. La neige, en effet, s'accumule dans la partie basse de la pente, ce qui induit sa fonte tardive et prolonge son effet isolant, permettant de maintenir le sous-sol plus froid.

L'étude de cet éboulis est reprise par Lerjen *et al.* (2003) un quart de siècle plus tard, afin d'essayer de déterminer les facteurs qui contrôlent la répartition du permafrost. Ils concluent que la présence tardive de neige n'est pas un bon indicateur de la présence de permafrost et que d'autres facteurs doivent avoir une influence décisive sur la répartition du permafrost dans l'éboulis. Enfin, Luetschg *et al.* (2004), étudient le régime thermique de ce même éboulis en lui appliquant le modèle SNOWPACK (Lehning *et al.* 1999). Leur but est de montrer qu'un facteur important caractérisant le régime thermique d'un éboulis est sa granulométrie (Luetschg *et al.* 2003), mais ils n'arrivent pas à simuler les

températures de surface mesurées. Il faut donc en conclure que d'autres facteurs que la redistribution de la neige et la granulométrie contribuent à créer l'inversion thermique au sein d'un éboulis (Pieracci *et al.*, soumis).

Dans les études entreprises par les Instituts de Géographie des Universités de Lausanne et de Fribourg sur les éboulis de basse et de haute altitude, une répartition hétérogène du permafrost au sein de ces dépôts sédimentaires a été mise en évidence dans plusieurs cas (par exemple, Delaloye & Reynard 2001 ; Delaloye *et al.* 2003b ; Pieracci 2006 ; Pieracci *et al.*, soumis ; Reynard *et al.* 1999). L'application des mesures visant à vérifier l'existence d'une ventilation interne aux éboulis froids de basse altitude commence donc à venir systématiquement appliquée aux éboulis de haute altitude, ce qui, conjointement à la cartographie de la répartition du permafrost, permet à Delaloye & Lambiel (2005) de mettre en évidence que **la ventilation interne est l'un des facteurs de contrôle de la répartition du permafrost dans un éboulis.**

### 3.4.3.2 Répartition, régime thermique et caractéristiques du permafrost

Lambiel (2006), à travers l'étude systématique de 17 éboulis situés à l'intérieur de la ceinture du permafrost discontinu, met en évidence que la répartition du permafrost est le plus souvent hétérogène. L'analyse des 17 cas étudiés montre que (*op. cit.* : 175 et ss.) :

- Pratiquement aucun éboulis n'est intégralement occupé par du permafrost ;
- Le permafrost se rencontre, dans la majorité des cas, en premier lieu dans la partie inférieure de l'éboulis ;
- Dans plusieurs cas, dans la partie sommitale de l'accumulation sédimentaire la présence de permafrost est possible ;
- Dans la plupart des cas, les secteurs amont et aval d'un éboulis sont séparés par une bande à l'intérieur de laquelle le permafrost est absent ;
- L'hétérogénéité de la répartition du permafrost va souvent de pair avec la taille de l'éboulis.

C'est donc dans la partie inférieure des éboulis que la probabilité d'occurrence de permafrost est la plus élevée (résistivités électriques les plus élevées et températures du sol les plus froides). Les secteurs à l'amont sont souvent dégelés, ce qui reflète une distribution spatiale que Delaloye (2004) avait défini comme **atypique**, mais qui, par la suite des recherches de Lambiel (2006), semble être **typique** pour les éboulis. La ventilation interne semble être un des facteurs de contrôle de la répartition du permafrost dans les éboulis. Il faut ajouter qu'à l'intérieur de la ceinture du permafrost discontinu, le seul indice visuel de fonctionnement du système de ventilation est la présence de cheminées de fonte en hiver<sup>10</sup> ; le recours aux indices thermiques est donc indispensable.

<sup>10</sup> La formation de cheminées de fonte est possible seul du moment que l'air évacué dans la partie supérieure de l'éboulis a une température supérieure à 0°C, ce qui provoque la fusion du manteau neigeux. La présence de cheminées de fonte nous indique que la température moyenne de l'éboulis est supérieure à 0°C, ce qui réduit la probabilité de trouver du permafrost (même si cela ne l'exclut pas). Dans le cas où la température moyenne de l'éboulis est inférieure ou égale à 0°C, la circulation d'air ascendante n'engendrera pas de fonte du manteau neigeux.

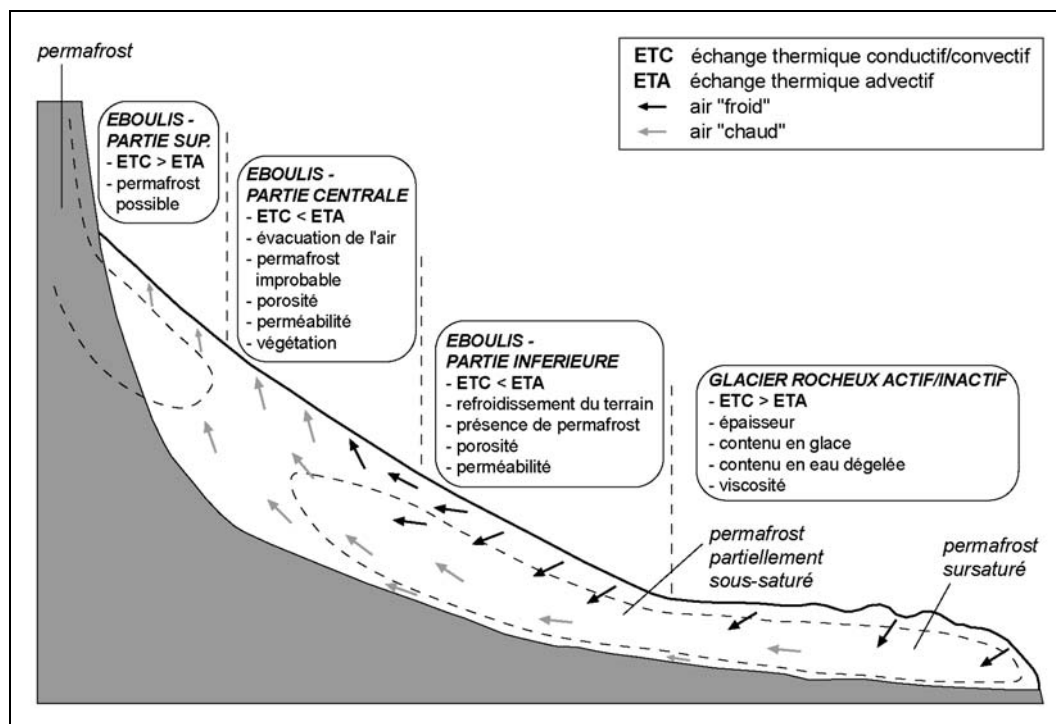


Fig. 3.16 : Modèle de la circulation d'air ascendante dans un éboulis situé à l'intérieur de la ceinture du permafrost discontinu. Modifié d'après Lambiel (2006 : 179).

Sur la base de ces considérations, Lambiel (2006) a élaboré un modèle de la circulation d'air au sein d'un éboulis situé à l'intérieur de la ceinture du permafrost discontinu (fig. 3.16). Les conditions de base pour le fonctionnement de ce modèle sont des conditions atmosphériques froides, avec une température de l'air inférieure à la température de l'éboulis, et un éboulis non saturé en glace, de façon que l'air puisse se déplacer. Les caractéristiques de chaque zone du modèle de la figure 3.16 (éboulis situé à l'intérieur de la ceinture du permafrost discontinu) sont les suivantes :

#### **Glacier rocheux actif/inactif**

Le sous-sol sursaturé en glace entrave la circulation profonde de l'air. Néanmoins, une circulation profonde d'air et d'eau à la base du glacier rocheux de Murtèl est suspectée par Vonder Mühl (1992) et Vonder Mühl *et al.* (2003). En théorie, moins la teneur en glace est importante et plus augmente la porosité, ce qui augmente la capacité pour l'air de se déplacer. La ventilation d'un glacier rocheux partiellement sous-saturé en glace est donc théoriquement possible, comme l'ont mis en évidence Delaloye & Lambiel (2005) pour le glacier rocheux inactif de l'alpage de Mille (Val de Bagnes, VS). Le permafrost dans le glacier rocheux résulte d'un échange thermique conductif et convectif, dicté essentiellement par l'altitude, la porosité et la granulométrie de la formation sédimentaire.

#### **Eboulis – partie inférieure**

La partie inférieure d'un éboulis correspond à la zone d'aspiration d'air. Le permafrost résulte du cumul d'échanges thermiques conductifs/convectifs (on se situe à l'intérieur de la ceinture du permafrost discontinu) et advectifs (circulation d'air). Les échanges thermiques advectifs semblent être prédominants, ce qui permet d'expliquer l'anomalie thermique négative qui caractérise cette partie de l'éboulis. Le permafrost dans la partie inférieure d'un éboulis est souvent sous-saturé ou saturé en glace, d'où des résistivités apparentes généralement inférieures à 50'000  $\Omega\text{m}$  (Lambiel 2006).

***Eboulis – partie centrale***

La partie centrale correspond à la zone d'évacuation de l'air qui circule dans l'éboulis. Etant donné le fait que dans la plupart des cas le permafrost est généralement absent dans cette partie, les échanges thermiques advectifs l'emportent sur les échanges thermiques conductifs/convectifs, ce qui permet de « réchauffer » le sous-sol.

***Eboulis – partie supérieure***

Dans le cas d'une ventilation profonde, de l'air peut aussi s'évacuer dans la partie supérieure de l'éboulis. Cependant, étant donnée l'altitude et la diminution du rayonnement solaire incident aux pieds des parois rocheuses (si l'éboulis n'est pas orienté au S), les échanges thermiques conductifs/convectifs l'emportent sur les échanges thermiques advectifs, ce qui rend possible la présence de permafrost si le bilan thermique est négatif.

**3.5 Types de glace et hydrologie d'un corps sédimentaire gelé****3.5.1 Types de glace dans un corps sédimentaire meuble gelé**

En accord avec les propos de Schumskii (1964), Haerberli & Vonder Mühll (1996), pour différencier les types de glace que l'on peut retrouver dans des corps sédimentaires gelés (glaciers rocheux, éboulis, moraines), adoptent la classification de type génétique/péetrographique suivante :

- Glace de **congélation** (*congelation ice*) : appelée aussi glace magmatique, elle se forme par (re)gel d'eau liquide. Les processus de congélation se déroulent préférentiellement dans la couche active, en particulier au contact avec le toit du permafrost. Dans des cas particuliers, la formation de glace de congélation peut se faire aussi à proximité immédiate de la surface (si le drainage du sol est insuffisant) ou à la base du permafrost (Delaloye 2004). Dans un sol, la glace de congélation est le type principal de glace que l'on retrouve. La glace peut être **interstitielle** (*interstitial ice*), quand elle se forme dans les vides d'une accumulation sédimentaire meuble de granulométrie supérieure aux 0.01 mm, **de ségrégation** (*segregation ice*), quand elle se forme par migration capillaire de l'eau dans des matériaux meubles de granulométrie inférieure aux 0.01 mm, **d'intrusion** (*injection ice*), quand elle se forme par migration d'eau dans un aquifère qui gèle au contact d'un permafrost, et **de fissure** (*vein ice*) quand elle se forme par pénétration d'eau dans des fissures à la surface du sol (French 1996). Quand la température de la surface du sol est inférieure à 0°C, le regel d'eau de fonte d'un névé permanent peut se produire à la base de la couche de neige et mener donc à la formation de **plaques de glace** (*ice patches*).
- Glace **sédimentaire** (*sedimentary ice*) : ce type de glace résulte du processus complexe de « firnification » de la neige. La glace sédimentaire se forme par lente compaction de la neige qui se transforme en glace en passant par l'état de névé (*firn* en anglais, d'où le terme de *firnification*). La glace des glaciers (à l'exception des quelques cas exceptionnels) est de la glace sédimentaire. La formation de glace sédimentaire nécessite un bilan de masse positif, d'où l'accumulation de neige d'une année à l'autre.
- Glace **métamorphique** (*metamorphic ice*) : la glace métamorphique est de la glace sédimentaire (glace de glacier) déformée ou métamorphisée par l'écoulement glaciaire.

### 3.5.2 Résistivité des corps gelés

**La teneur en glace, le type de glace, son origine, la température et la quantité d'eau non gelée contenue dans le sol influencent la résistivité du permafrost** (Hauck 2001 ; Hauck & Vonder Mühl 2003 ; Hoekstra & McNeill 1973). Bien évidemment, les caractéristiques de la glace sont seulement un des paramètres qui influencent la résistivité du permafrost (cf. chapitre 4.2.3). Cependant, si l'on considère la résistivité de la roche et la porosité comme constantes, les variations de résistivité sont dépendantes de la température, du type de glace et de la teneur en glace du permafrost.

La dépendance de la résistivité d'une roche avec la **température** est linéaire lors que les températures demeurent positives et devient exponentielle une fois que les températures passent au-dessous de 0°C. Scott *et al.* (1990) ont proposé la relation empirique entre température et résistivité suivante :

$$\rho_t = \rho_{18} / [1 + \alpha \cdot (t - 18)] \quad (3.5)$$

où :

- $\rho_t$  = résistivité de la roche à la température t ( $\Omega m$ ) ;
- $\rho_{18}$  = résistivité de la roche à une température de 18°C ( $\Omega m$ ) ;
- t = température (°C)
- $\alpha$  = 0.025

La figure 3.17 présente la relation de la formule 3.5 pour une résistivité de 5'000  $\Omega m$ . Cette résistivité correspond à la résistivité spécifique des paragneiss à deux micas de la nappe du Simano, déterminée à l'aide d'un sondage géoélectrique paramétrique effectué dans la Valle di Sceru (cf. chapitre 4.2.3). La valeur retrouvée est typique pour les gneiss (Hoekstra & McNeill 1973). Il est intéressant de noter l'importante variation de résistivité avec la température. A 0°C la résistivité est déjà de 9'100  $\Omega m$ , ce qui correspond à un gradient linéaire de 228  $\Omega m/^\circ C$ . Au-dessous de 0°C, l'augmentation de résistivité avec la diminution de température devient exponentielle : à -10°C, la résistivité des paragneiss à deux micas de la nappe du Simano est de 16'667  $\Omega m$ , alors qu'à -20°C elle est de 100'000  $\Omega m$  !

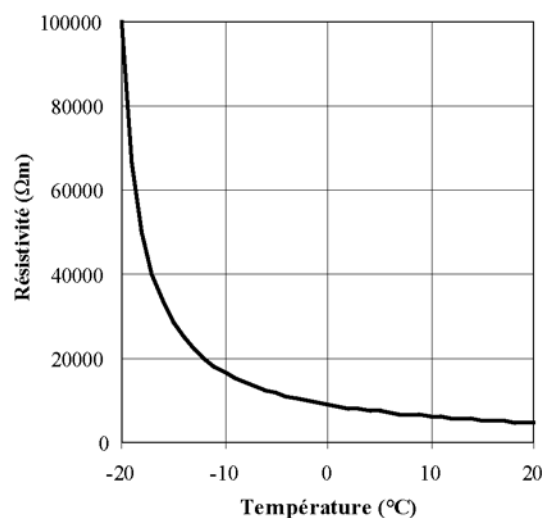


Fig. 3.17 : Dépendance de la résistivité des paragneiss à deux micas de la nappe du Simano avec la température. La résistivité à 18°C est d'environ 5'000  $\Omega m$ . Notez comme la variation de résistivité est linéaire au-dessus de 0°C et exponentielle au-dessous.

Qualification de la résistivité spécifique	Ordre de grandeur de la résistivité spécifique (kΩm)	Typicité du mélange glace/sédiments ( <i>ice/rock mixture</i> )
Extrême	> 10'000	Glace de la zone d'accumulation glaciaire tempérée
Très élevée	3'000 – 5'000	Corps de glace massive : lambeaux de petits glaciers (glacierets), cônes d'avalanches ou plaques de glace enfuis, glace de ségrégation (?), glace de zone d'accumulation glaciaire froide
Élevée	1'000 – 2'000	
Peu élevée	100 – 500	Sédiments gelés $\left( \begin{array}{ccc} - & + & - \\ \text{température} & \text{et/ou} & \text{glace} & \text{et/ou} & \text{eau non gelée} \\ + & & - & & + \end{array} \right)$
Faible	20 – 50	
Très faible	< 10	

Tab. 3.8 : Qualification de la résistivité spécifique d'un mélange de glace (0-100%) et de sédiments et typicité. D'après Delaloye (2004 : 68). La qualification de la résistivité spécifique est basée sur les travaux de Haerberli & Vonder Mühll (1996).

Le **type de glace** (et donc son origine) peuvent influencer significativement la résistivité d'un mélange de matériaux (roche) et de glace (*ice/rock mixture*) (Haerberli & Vonder Mühll 1996) : la résistivité spécifique d'une couche de sédiments gelés nous permet donc de faire des hypothèses sur le type de glace présent.

Selon Haerberli & Vonder Mühll (1996), une **résistivité extrême** (> 10'000 kΩm) caractérise les glaciers de montagne tempérés ; la glace est donc sédimentaire et métamorphique. Ce type de glace est rarement incorporé dans le permafrost d'un glacier rocheux (moins de 5% des cas reportés en littérature), alors que des corps de glace massive avec des **résistivités élevées** (1'000 – 2'000 kΩm) sont plus fréquents. Cette glace, qui souvent est de la glace de congélation qui se forme au toit du permafrost, pourrait avoir également une origine glaciaire, en particulier dans la zone d'accumulation froide d'un glacier de montagne (Delaloye 2004). Les résistivités typiques de la glace de congélation d'un glacier rocheux sont comprises entre 5 et 500 kΩm. Les valeurs les plus basses (**résistivités faibles à très faibles**) se retrouvent dans la partie frontale des glaciers rocheux et caractérisent un mélange glace/sédiments proche de la température de fusion (permafrost sémi-tempéré à tempéré) et avec un contenu en eau non gelée important, alors que les valeurs les plus hautes (**résistivités faibles à peu élevées**) caractérisent un permafrost froid et avec un contenu en glace plus important.

La différence de résistivité entre une **glace à haute résistivité** (*high-resistivity ice*) et une **glace à basse résistivité** (*low-resistivity ice*) reflète en partie un enrichissement en ions différents des eaux météoriques pendant la percolation/circulation à travers le sol et la congélation au toit du permafrost, à la base du permafrost ou à l'intérieur du corps du permafrost (Haerberli & Vonder Mühll 1996). Cette thématique de l'hydro(géo)logie en zone périglaciaire sera traitée dans le chapitre suivant.

### 3.5.3 Hydrologie des corps sédimentaires meubles gelés

Les études relatives à l'hydrologie des corps sédimentaires meubles gelés se sont concentrées jusqu'à maintenant exclusivement sur les glaciers rocheux (par exemple, Berger *et al.* 2004 ; Corte 1976 ; Evin 1984 ; Evin & Assier 1983 ; Haerberli 1985 ; Krainer & Mostler 2002 ; Monbaron & Tenthorey 1989 ; Seppi *et al.* 2005b ; Tenthorey 1989 ; 1992, 1993, 1994 ; Tenthorey & Gerber 1990). En ce qui concerne les éboulis, peu d'études sur leur hydrologie ont été menées jusqu'à maintenant (Rist 2007 ; Rist & Phillips 2005), de même, les mesures de la température de sources issues d'un éboulis sont assez rares (par exemple, Haerberli 1975 ; Scapozza & Reynard 2008).

En ce qui concerne les glaciers rocheux, il est généralement admis que les eaux issues de glaciers rocheux actifs/inactifs ont des températures plus basses et des conductivités plus élevées que celles des sources témoins situées à la même altitude et celles des glaciers rocheux fossiles (voir tab. 3.9) (Evin 1984 ; Evin & Assier 1983 ; Tenthorey 1993 ; Seppi *et al.* 2005b). Dans le cas où le gel a lieu en profondeur au contact d'un permafrost, ou à sa base, le contact prolongé avec les débris rocheux rend probable un enrichissement en ions de la glace qui, au moment de sa fusion, donne une eau avec une conductivité assez élevée (Haerberli & Vonder Mühll 1996). A travers différents essais de traçage effectués sur les glaciers rocheux du Haut-Val de Réchy (VS) (Monbaron & Tenthorey 1989 ; Tenthorey 1992, 1994) et sur le glacier rocheux de Murtèl (Tenthorey & Gerber 1990), et par rapport aux données de forage sur le glacier rocheux de Murtèl (Haerberli 1985 ; Vonder Mühll 1992), Tenthorey (1993) a pu mettre en évidence les caractéristiques des eaux d'un glacier rocheux actif selon leur écoulement souterrain :

- **Ecoulement superficiel supra-formation** : il s'agit de l'écoulement *suprapermafrost* (Haerberli 1985), c'est-à-dire au contact du toit du permafrost, qui constitue une surface continue imperméable. L'écoulement d'eau se fait de manière simple et continue avec un temps de transit très rapide (quelques heures). Les eaux issues de ce type d'écoulement ont une température proche de 0°C et une conductivité légèrement inférieure de celle mesurée à l'entrée de la formation, ce qui renforce l'hypothèse que l'eau d'écoulement se mélange avec de l'eau de fusion de la glace interne, à priori moins minéralisée.
- **Ecoulement interstitiel intra-formation** : il s'agit de l'écoulement *intrapermafrost* (Vonder Mühll 1992), c'est-à-dire à travers les sédiments gelés par le biais de taliks actifs en été. Le temps de transit est d'une dizaine de jours. Les températures de l'eau sont variables selon la saison et la conductivité montre une légère minéralisation après le passage dans la formation.
- **Ecoulement profond sub-formation** : Il s'agit de l'écoulement *subpermafrost* (Haerberli 1985), c'est-à-dire à travers un aquifère situé au-dessous de la base du permafrost. La présence de la nappe d'eau est confirmée par un temps de transit des eaux de plusieurs mois. Les températures enregistrées sont généralement inférieures à 2°C et stables (température de l'aquifère). Les conductivités sont plus faibles que celles mesurées à l'entrée de la formation, ce qui nous indique que les eaux stockées dans la nappe ont probablement une origine météorique. La présence d'un aquifère est également probable à l'intérieur d'un glacier rocheux fossile. Les températures des eaux sont généralement très stables, avec environ 1°C de plus que dans les glaciers rocheux actifs/inactifs.

Nature des eaux	Source	T° (°C)	Conductivité (µS/cm)
bedières supra-glaciaire	Evin & Assier (1983) ; Evin (1984)	+ 0.2	675*
glaciers rocheux actifs		< + 2	297*
glaciers rocheux fossiles		> + 2	156*
glaciers rocheux actifs	Tenthorey (1993, 1994)	< + 1	587
glaciers rocheux inactifs		entre 2 et 3	-
glaciers rocheux fossiles		> 3	-
sources témoins		> 3	330
glaciers rocheux actifs/inactifs	Seppi <i>et al.</i> (2005b)	entre 0.2 et 2	entre 10 et 250
sources non liées aux GR		entre 1.5 et 4.2	entre 50 et 273
glaciers rocheux actifs	Krainer & Mostler (2002)	entre 0.4 et 0.8	entre 20 et 200

Tab. 3.9 : Températures et conductivités de quelques eaux provenant de glaciers rocheux. La conductivité électrique est exprimée pour une eau à 20°C (sauf mention \*, pour laquelle la température de référence n'est pas connue).

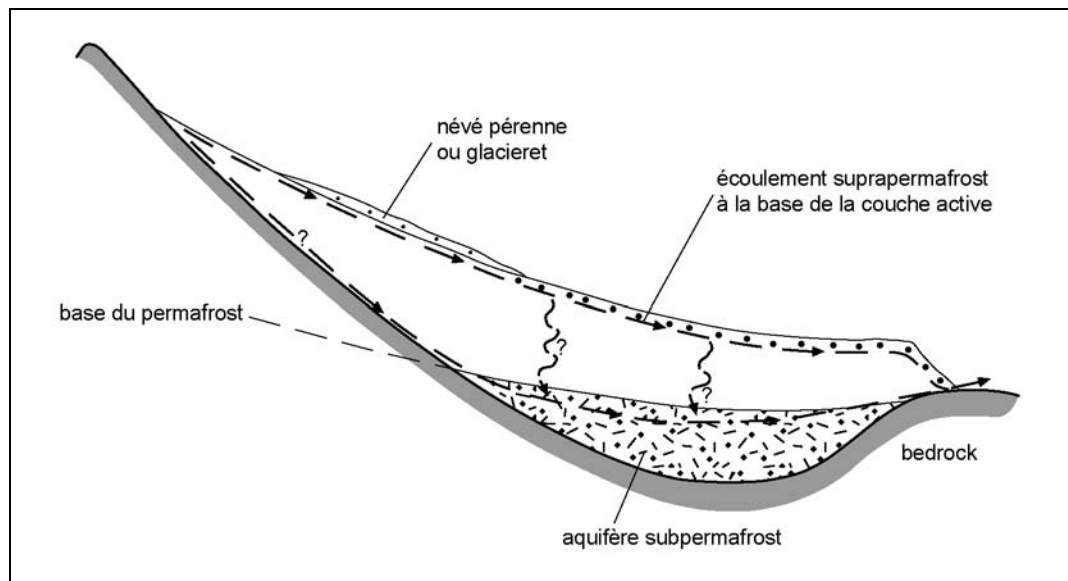


Fig. 3.18 : Modèle de l'hydrologie d'un glacier rocheux actif. Les modalités de l'écoulement intrapermafrost sont encore mal connues. Adapté d'après Haeberli (1985 : 74).

Quant à l'origine de l'eau, Tenthorey (1993 : 165) identifie quatre origines possibles : 1) la fonte de la glace de la couche active du glacier rocheux ; 2) la fonte de la glace fossile contenue dans la masse ; 3) la fonte de névés pérennes actuels et de la glace des éboulis, aux racines du glacier rocheux (Tenthorey 1992) ; 4) l'apport d'eau météorique lors de pluies et de neige, via la couche active et les nappes d'eau souterraines.

Toutes ces considérations confirment le modèle théorique de l'hydrologie d'un glacier rocheux développé par Haeberli (1985) (fig. 3.18). Il est important de souligner que les trois types d'écoulement que l'on vient de décrire dépendent vraisemblablement du degré d'activité et de la taille du glacier rocheux. Ainsi, la présence d'écoulements interstitiels intra-formation sera plus probable à l'intérieur d'un glacier rocheux pauvre en glace (glacier rocheux inactif), ce qui fait augmenter la perméabilité de la masse de sédiments gelés, alors que la présence d'un aquifère sub-formation nécessite vraisemblablement un glacier rocheux de taille moyenne à grande (> 300 m de long) (Tenthorey 1993), et ceci indépendamment du degré d'activité.



## 4. Méthodes

---

*Nous sommes donc en quelque manière autorisés à croire :*

- 1) *Que les moraines qui se trouvent à une distance considérable des glaciers, datent d'une époque qui se perd dans la nuit des temps.*
- 2) *Que les faits que nous avons cités pour prouver un abaissement de température, sont plus récents que les dites moraines.*
- 3) *Que celles qui se trouvent près des glaciers peuvent être des deux derniers siècles.*
- 4) *Que la température s'élève et s'abaisse périodiquement, mais d'une manière irrégulière.*
- 5) *Que, selon les apparences, le refroidissement de cette époque est arrivé à son terme.*
- 6) *Que les glaciers parviendront difficilement à la hauteur gigantesque dont nous trouvons tant de vestiges, et que nous pouvons nous tranquilliser sur l'extension présumée de la région des glaces en général.*

I. Venetz, *Mémoire sur les variations de la température dans les Alpes de la Suisse*, 1833.



## 4 Méthodes

Ce chapitre a pour objectif la présentation des méthodes utilisées au cours de cette étude. La problématique étudiée, par son double caractère géographique et méthodologique et pour le fait qu'elle touche à plusieurs échelles spatiales, nécessite une vaste palette de méthodes diverses, qui peuvent être quantitatives, semi-quantitatives et/ou qualitatives. Ainsi, au niveau régional, l'étude est basée essentiellement sur des méthodes qualitatives et semi-quantitatives indirectes, comme peuvent l'être la cartographie géomorphologique et la modélisation (qui seront regroupées par la suite dans les méthodes géomorphologiques), alors qu'à l'échelle locale et de l'objet ont été utilisées principalement des méthodes quantitatives et semi-quantitatives semi-directes, essentiellement de type géophysique (regroupées ci-bas sous l'appellation de méthodes géophysiques). Il est fondamental de se rappeler que toutes ces méthodes sont utilisées de façon combinée et que l'interprétation des résultats doit toujours être mise à l'épreuve de la cohérence géo(morpho)logique, à quelque échelle que ce soit.

Pour ce qui est de la structure de ce chapitre, le chapitre 4.1 sera consacré à la présentation des méthodes géomorphologiques, c'est-à-dire la cartographie et l'observation géomorphologique (4.1.1), l'analyse de coupes et de profils (4.1.2) et les méthodes de reconstitution des stades glaciaires (4.1.3), tandis que le chapitre 4.2 traitera des principes des méthodes géophysiques et de l'interprétation des résultats : ce chapitre traitera des méthodes thermiques (4.2.2), des sondages géoélectriques (4.2.3), des méthodes électromagnétiques (4.2.4) et de la polarisation spontanée (4.2.5).

### 4.1 Méthodes géomorphologiques

#### 4.1.1 Cartographie et observation géomorphologique

L'ensemble du massif de la Cima di Gana Bianca a été l'objet d'une cartographie géomorphologique de détail au 1:10'000 sur le fond topographique du plan d'ensemble du cadastre (voir annexe). Ce levé a été réalisé sur la base de la légende IGUL développée à l'Institut de Géographie de l'Université de Lausanne (Holzmann *et al.* 2006 ; Schoeneich 1993b ; Schoeneich *et al.* 1998).

Le système repose sur un ensemble de surfaces coloriées qui représentent les domaines morphogénétiques (tab. 4.1) et sur des signes conventionnels pour représenter les formes d'accumulation dessinées dans la même couleur que le système morphogénétique auquel elles appartiennent. Les formes d'érosion, quant à elles, sont dessinées sur un fond blanc. Mis à part pour les glissements de terrain et les glaciers rocheux, où dans des cas exceptionnels pour les formes glaciaires (Schoeneich 1998a) ou fluviales (Theler 2003), aucune distinction n'est faite ni au niveau dynamique (processus actif, inactif ou fossile), ni au niveau chronologique (âge relatif des formes).

En conclusion, la légende de l'IGUL donne une priorité aux formes et à leur genèse, et ensuite à leur dynamique. Les cartes qui en résultent sont donc des **cartes morphogénétiques avec une composante morphodynamique** (distinction entre érosion et accumulation) (Schoeneich 1993b), ne comportant en principe qu'une seule couche d'information. Les indications de pente et rupture de pente peuvent en effet être facilement déduites à partir d'une carte topographique, pour les informations concernant la pétrographie on consultera d'avantage une carte géologique, alors que les cartes des sols nous renseignent sur les caractéristiques de la couverture pédologique (et donc du type d'altération physico-chimique).

Domaine morphogénétique	Couleur conventionnelle	No. Couleur
Structural	Rouge	60
Hydrographie	Bleu clair	161
Fluviale	Vert	210
Gravitaire	Ocre	35
Karstique	Turquoise	171
Lacustre	Bleu foncé	160
Glaciaire	Violet	120
Périglacière	Mauve	90
Nivale	Rouge bordeaux	80
Anthropique	Gris	5
Organogène	Olive	245/249

Tab. 4.1 : Catégories de processus géomorphologiques et couleurs associées pour la légende IGUL. Les numéros des couleurs renvoient aux Crayons Caran d'Ache Prismalo, respectivement au nuancier Pantone Euroscale édition 1991/92 (Holzmann et al. 2006).

Parallèlement à la cartographie géomorphologique, j'ai effectué de nombreuses observations géomorphologiques, à partir de photos aériennes ou *in situ*, en particulier en ce qui concerne la description des glaciers rocheux (cf. chap. 3.3.2), pour détecter de manière visuelle les indices de fonctionnement d'un système de ventilation au sein d'éboulis et de glaciers rocheux (cf. chap. 3.4.2), ou pour caractériser la micromorphologie des formes et les caractéristiques de surface (pétrographie, granulométrie et morphométrie) des éléments constituant les dépôts meubles qui ont été étudiés au cours de ce travail. L'observation géomorphologique a le désavantage d'être une méthode subjective et spéculative. Elle reste toutefois indispensable car, d'une part, elle permet de caractériser les formes géomorphologiques sur la base de paramètres communs à d'autres études et donc d'être **comparative** et, d'autre part, elle exerce une action de contrôle *a posteriori* sur les données et les interprétations relatives issues d'autres méthodes et donc d'être **interprétative**.

#### 4.1.2 L'analyse de coupes et de profils

Dans le cas où la morphologie de surface et les conditions de terrain le permettaient, il a été possible d'accéder à la structure en profondeur des formes géomorphologiques étudiées. Dans certains cas, les coupes qui ont été décrites étaient d'origine naturelle, dans d'autres cas, des petites excavations manuelles ont été effectuées afin de pouvoir mesurer la température et la conductivité de l'eau que l'on entendait couler en profondeur, ce qui a mis à jour une partie de la stratigraphie des formes investiguées. Dans tous les cas, je me suis limité à une description des affleurements et à une analyse macroscopique des sédiments directement sur le terrain : les résultats n'ont donc pas été validés par des expériences de laboratoire. Pour chaque coupe, une description des lithofaciès, de la granulométrie et de la forme des éléments, de la pétrographie des galets, et, dans un cas (présence de matière organique), des datations au C<sup>14</sup> ont été effectuées.

##### **Lithofaciès**

Les codes de lithofaciès tels que définis par Miall (1977, 1978) et Eyles *et al.* (1983, 1987), selon les modifications apportées par Schoeneich (1998a) (en particulier le remplacement du code Gms par le code Gmm pour les graviers massifs supportés par la matrice, par analogie avec la notation utilisée pour les diamictes), ont été utilisés. Le code de lithofaciès permet de décrire la texture du sédiment (1<sup>er</sup> terme du code), la structure de la matrice (2<sup>ème</sup> terme du code), la structure sédimentaire (3<sup>ème</sup> terme du code) et des remaniements ou des perturbations (terme additionnel).

Pour une revue des différents codes, on se référera à Schoeneich (1998a : 37).

### ***Granulométrie et morphométrie des galets***

La granulométrie a été faite à un niveau purement descriptif, ce qui a permis de décrire la taille moyenne et la distribution des particules d'un sédiment afin de quantifier sa description visuelle. La nomenclature des classes granulométriques de Cailleux & Tricart (1963) modifiée par King (1966), sans distinction pour les sables et les fines, a été utilisée :

- Blocs : > 200 mm
- Galets : 200 – 20 mm
- Gravier : 20 – 2 mm
- Sables : 2 – 0.063 mm
- Fines : < 0.063 mm

Pour les galets et les blocs, ont également été décrits leur forme et les caractéristiques de leur surface (en particulier s'ils présentaient des stries) de façon qualitative, sans avoir recours à des indices de forme ou d'émoussé.

### ***Péetrographie des galets***

La péetrographie des galets a été établie en échantillonnant 100 galets de taille comprise entre 20 et 70 mm environ directement sur la coupe. L'échantillonnage est chaque fois relatif à une seule couche et a été effectué sur des surfaces d'environ 1 m<sup>2</sup>. Les résultats ont été traités selon une représentation en pourcentage par classes en fonction de la péetrographie du galet par rapport à la structure tectonique d'origine (par exemple, paragneiss de la nappe du Simano, orthogneiss de la nappe de l'Adula, etc.).

### ***Datations au C<sup>14</sup>***

Pour la datation du seul fragment de bois retrouvé dans les coupes étudiées (voir Scapozza 2007a), on a fait recours à la technique du C<sup>14</sup> AMS (*Acceleration Mass Spectrometry*). La préparation de l'échantillon a été effectuée par le laboratoire de radiocarbone de l'Institut de Géographie de l'Université de Zürich (GIUZ) et la datation a été faite sur l'accélérateur tandem de l'Institut für Mittelenergiephysik (IMP) de l'ETHZ (code UZ.../ETH...).

La datation a été calibrée à l'aide du logiciel OxCal 3.10 (Bronk Ramsey 1995, 2001, 2005) selon la courbe de calibration IntCal04 (Reimer *et al.* 2004) et avec un intervalle de confiance de 2  $\sigma$  (95,4 % de probabilité).

## **4.1.3 Méthodes de reconstitution des stades glaciaires**

La démarche de reconstitution des stades glaciaires adoptée est basée sur les réflexions méthodologiques proposées par Schoeneich (1998a). Un résumé de cette démarche, mettant en avant les solutions choisies pour ce travail, sera présenté ici ; il faudra par contre se référer à la thèse de Philippe Schoeneich (1998a : 46 et ss.) pour une description complète de la démarche et pour la présentation d'autres approches ou d'approches complémentaires qui ne seront pas traités dans le cadre de cette recherche.

### ***4.1.3.1 La nomenclature des stades***

Dans la littérature classique, la nomenclature des stades glaciaires varie selon que l'on travaille dans le Tardiglaciaires ou dans l'Holocène. La **méthode des stades** classique dérive du concept de « stade » tel que défini par Penck & Brückner (1909) et a été développée, pour les travaux récents, par Gross *et al.* (1977) et Maisch (1981). Il s'agit d'une démarche qui consiste à regrouper des moraines d'extension morphologique

semblable en stades et puis à corréliser ces stades entre eux et avec un modèle de référence sur la base des valeurs de la dépression de la ligne d'équilibre (DLEG). La **méthode holocène**, développée par Schneebeli & Röthlisberger (1976), consiste au contraire à numéroter d'abord les moraines isolément, puis à les regrouper en stades sur la base de datations relatives et absolues. Conformément à Schoeneich (1998a), une démarche combinant les deux méthodes a été utilisée. Les étapes principales de cette démarche sont les suivantes :

- 1) Cartographie des moraines ;
- 2) Numérotation des positions du front ;
- 3) Reconstitution des positions choisies ;
- 4) Etablissement de séquences morphostratigraphiques locales ;
- 5) Définition de stades régionaux et constitution d'une séquence composite.

#### ***Cartographie des moraines***

Les moraines et les autres formes d'accumulation d'origine glaciaire ont été cartographiées dans les détails selon la légende IGUL présentée précédemment. Cette phase de cartographie est très importante, parce que les étapes suivantes de reconstitution des stades glaciaires dépendent de la précision et du détail de la cartographie de terrain. Il est donc extrêmement important de cartographier chaque moraine séparément, quelle que soit sa taille.

#### ***Numérotation des positions du front***

Contrairement à la méthode holocène et à la démarche adoptée par Schoeneich (1998a), les positions du front glaciaire (déterminées sur la base des moraines latéro-frontales ou d'autres témoins géomorphologiques) ont été numérotées, non pas d'après le nom de la rivière d'amont en aval de façon progressive mais sur la base de lieux-dits. Cette démarche s'approche peut-être plus de la méthode des stades que de la méthode holocène, mais elle a été choisie du moment que le terrain investigué était assez petit et que la différenciation des groupes des moraines était évidente sur la base du raccordement des moraines entre-elles ou avec des moraines latérales communes. De plus, les lieux-dits choisis se rapprochent ou comprennent un certain nombre de glaciers rocheux contemporains portant le même nom que la position glaciaire, ce qui a facilité l'établissement des séquences morphostratigraphiques locales.

#### ***Reconstitution des positions choisies***

Pour chaque groupe de positions reliées par des moraines latérales communes, la position la mieux marquée et qui se prêtait à une reconstitution de la surface glaciaire la plus cohérente possible a été choisie. Des positions marquées par des moraines latéro-frontales en forme de crête et bien construites ont été considérées comme caractéristiques d'une phase de progression du glacier, alors que des moraines peu distinctes adossés au flanc interne d'une moraine morphologiquement « de progression » ont été considérées comme représentatives des phases de retrait du glacier et attribuées au même stade. Pour chaque position retenue, l'altitude de la ligne d'équilibre glaciaire théorique (LEG) a été calculée selon les méthodes définies plus loin.

#### ***Etablissement de séquences morphostratigraphiques locales***

Les moraines d'une même vallée, bien que définies par un lieu-dit et un chiffre, ont été regroupées dans une même séquence locale, cette fois-ci portant un nom unique. La séquence locale est composée par toutes les moraines en fonction de leur altitude et de leur distance depuis le fond du cirque ou de la vallée. Une séquence locale comprend également la position des glaciers rocheux ainsi que leur relation avec les moraines, l'indication de la dépression de la LEG (DLEG) pour chaque position choisie pour chaque stade et la dépression du permafrost (DP) calculée pour chaque glacier rocheux (cf. chapitre 3.3.3).

### ***Définition de stades régionaux et constitution d'une séquence composite***

Les séquences locales ont été comparées entre elles et ont été corrélées sur la base des valeurs de la DLEG et de la DP, de la morphologie des moraines, des glaciers rocheux et de la similitude d'évolution des glaciers, afin de pouvoir définir une séquence composite régionale pour la vallée en question. La séquence composite regroupe les positions glaciaires corrélables entre elles en stades, numérotés d'amont en aval en chiffres arabes, portant le nom du glacier de référence (par exemple OW 1, OW 2, ... pour la séquence Orino-W de déglaciation du Val Malvaglia), et également les générations de glaciers rocheux notées elles-aussi de façon progressive de l'amont vers l'aval en chiffres romains (GR I, GR II, ...).

Une corrélation a enfin été tentée avec plusieurs modèles de déglaciation développés dans plusieurs régions des Alpes (voir chap. 6.4.3). La séquence de référence choisie pour les corrélations des stades tardiglaciaires des Alpes Tessinoises orientales est celle développée par Renner (1982) dans la région du Gothard (voir chap. 5.4.3). Comme déjà dit plusieurs fois, les corrélations sont basées sur les valeurs de la DLEG : la description des méthodes de détermination de la LEG fera donc l'objet du chapitre suivant.

#### ***4.1.3.2 Les méthodes de détermination de la LEG***

La ligne d'équilibre d'un glacier (LEG) représente une ligne théorique à bilan de masse nul qui sépare la zone d'accumulation à bilan de masse positif de la zone d'ablation à bilan de masse négatif. Le bilan de masse d'un glacier est la différence entre l'accumulation et les pertes par ablation (fonte), exprimée en volume équivalent en eau, sur une année hydrologique. L'année hydrologique équivaut, en Suisse, à la période entre le 1<sup>er</sup> octobre et le 30 septembre de l'année suivante. Plus la ligne d'équilibre monte en altitude et plus la surface de la zone d'accumulation diminue. Pour un glacier en équilibre avec les conditions climatiques, la surface de la zone d'accumulation correspond plus ou moins à deux fois la surface de la zone d'ablation.

Tout l'intérêt d'une chronologie relative basée sur les stades glaciaires passe par la détermination de la LEG théorique pour les paléoglaciers que l'on est en train d'étudier. Il existe plusieurs méthodes de détermination de la LEG (voir Benn & Lehmkuhl 2000 ; Schoeneich 1998a) ; je me limiterai à présenter celles utilisées dans ce travail : la méthode hypsométrique ou de partage des surfaces, la méthode de la demi-différence d'altitude des fronts glaciaires et la méthode de l'enracinement des moraines.

##### ***La méthode hypsométrique ou de partage des surfaces (méthode 2:1)***

Cette méthode est basée sur le présupposé que le rapport de surface entre les zones d'accumulation et d'ablation d'un glacier reste constant. En appliquant ce rapport à la surface reconstituée d'un glacier, il est donc possible de calculer sa ligne d'équilibre théorique. Le rapport de surface peut s'exprimer, soit par le rapport surface d'accumulation/surface d'ablation ( $S_a/S_c$ ), soit par le rapport surface d'accumulation/surface totale ( $AAR = Accumulation Area Ratio$ ). Suite aux recherches entreprises par Kerschner (1976, 1990), Gross *et al.* (1977) et Hürni (1982) sur des nombreux glaciers actuels, pour les reconstitutions de la LEG, un rapport  $S_a/S_c$  de 2:1, correspondant à un AAR de 0.67, a été utilisé. La DLEG a été calculée en adoptant comme référence le stade de 1850, dernier stade important où les glaciers peuvent être considérés comme ayant été à l'équilibre.

##### ***La méthode de la demi-différence d'altitude des fronts glaciaires (méthode d/2)***

Cette méthode a été développée par Zienert (1965) dans la région du Gran Paradiso et du Mont Blanc. Le seul paramètre pris en compte pour le calcul de la LEG est l'altitude du front de deux stades successifs. Selon la méthode d/2, la différence d'altitude de la LEG

entre les deux stades est égale à la moitié de la différence d'altitude au front. Cette méthode ne donne donc pas une valeur absolue de la LEG, mais seulement sa différence d'altitude relative entre les deux stades considérés. Cette méthode a été appliquée lorsque les témoins géomorphologiques ne permettaient pas une reconstitution fiable de la surface du glacier mais seulement d'en connaître la position du front, et également pour d'avoir des données de contrôle des calculs effectuées selon la méthode 2:1.

#### ***La méthode de l'enracinement des moraines (Moränensatzmethode)***

La *Moränensatzmethode*, énoncée par Lichtenecker (1938), est basée sur le présupposé que les moraines latérales ne peuvent se former qu'en dessous de la ligne d'équilibre, là où les lignes de flux de la glace d'un glacier se dirigent vers la surface. Le point d'enracinement des moraines latérales donne donc une altitude minimale de la LEG. Il est important de préciser que cette méthode est applicable seulement à des glaciers à la topographie régulière, sans irrégularités du fond rocheux (barres rocheuses, gorges étroites) qui peuvent empêcher la formation de moraines (Schoeneich 1998a). Cette méthode a été appliquée afin d'avoir des données de contrôle des calculs effectuées selon la méthode 2:1.

#### ***4.1.3.3 Démarche pour reconstituer la LEG selon la méthode 2:1***

La démarche utilisée pour reconstituer la LEG selon la méthode 2:1 implique, en premier lieu, une reconstitution topographique de la surface du paléoglacier. Pour chaque série de moraines, la position la mieux marquée et qui se prêtait à une reconstitution de la surface glaciaire la plus cohérente possible a été sélectionnée (cf. ci-dessus). La topographie de chaque position sélectionnée a été reconstituée au 1:10'000 avec une équidistance des courbes de niveau de 50 m (100 m pour les stades beaucoup plus grands qui occupaient des vallées entières). On a dessiné des courbes de niveaux concaves dans la zone d'accumulation supposée (dans le cirque glaciaire), et convexes dans celle d'ablation (entre les moraines latérales). Ici également, pour la reconstitution topographique des paléoglaciers, la cartographie géomorphologique de détail s'est avérée très importante.

Des surfaces par tranches de 50 mètres d'altitude ont été ensuite calculées, ce qui a permis de connaître également la surface totale du glacier. Les calculs morphométriques de l'altitude de la LEG ont été ensuite établis informatiquement sur la base d'une interpolation linéaire au quantile 33.33% sur la courbe hypsographique de la surface glaciaire (voir fig. 4.1).

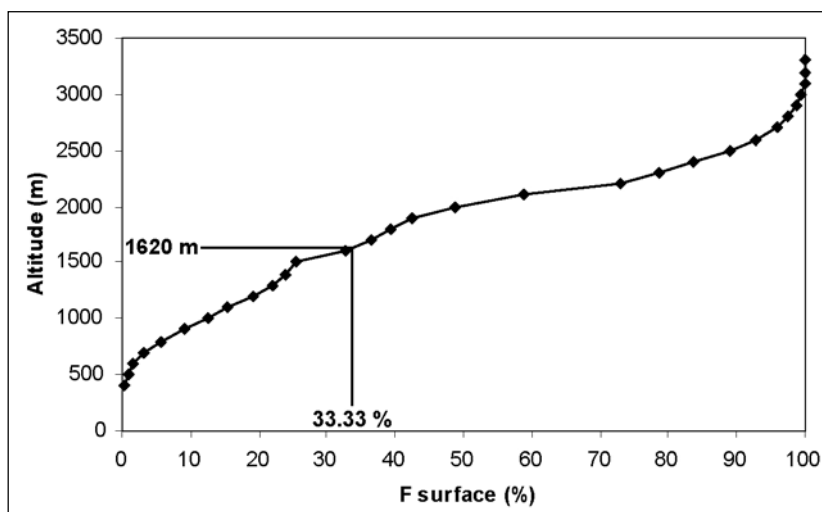


Fig. 4.1 : Calcul de l'altitude de la LEG pour le glacier du Brenno au Stade de Biasca (voir chap. 6.4.1).



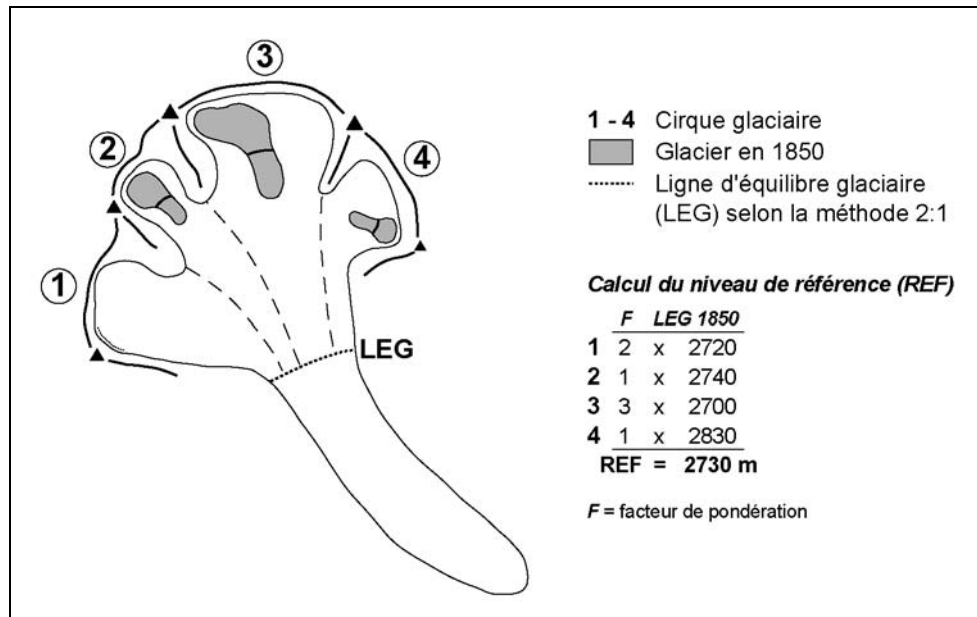


Fig. 4.2 : Définition du niveau de référence dans le cas où le glacier résulterait de la confluence de plusieurs zones d'accumulation d'orientation différente. Modifié d'après Maisch (1981 : 30).

Une autre variante de la méthode de calcul de l'altitude de la LEG consiste dans l'interpoler la surface glaciaire avec une grille d'altitude et d'obtenir l'altitude de la LEG sur la base de l'histogramme de l'altitude pour un pourcentage de surface donné. Cette façon de procéder permet une reconstitution trois dimensionnelle du paléoglacier (voir, par exemple, Schoeneich 1998a ; Sailer *et al.* 1999 ; Carr & Coleman 2007).

Une fois obtenue l'altitude de la LEG, il est possible d'obtenir la DLEG par soustraction de la LEG avec le niveau de référence de 1850. Vu l'absence de glaciers holocènes dans certaines parties de Alpes Tessinoises orientales, il a été décidé d'établir un modèle régional de référence pour la LEG 1850. Cette partie sera traitée dans le chapitre 5.4.5.

La seule difficulté qui reste encore à résoudre pour le calcul de la DLEG est la définition du niveau de référence dans le cas où le glacier résulterait de la confluence de plusieurs zones d'accumulation d'orientation différente. Dans ce cas, un niveau de référence « moyen » a été reconstitué sur la base d'une moyenne pondérée fondée sur la contribution de chaque zone d'accumulation (fig. 4.2). Plus la zone d'accumulation est importante et plus le facteur de pondération sera grand. La somme totale est ensuite divisée par le total de la somme de tous les facteurs de pondération, comme on peut le voir pour l'exemple présenté à la figure 4.2.

## 4.2 Méthodes géophysiques

### 4.2.1 La prospection géophysique

#### 4.2.1.1 Généralités

La prospection géophysique est basée sur la mesure de différences et de contrastes dans les propriétés physiques des composantes du sous-sol et son but est celui de déduire la nature et les caractéristiques du terrain prospecté sur la base des observations (mesures et interprétations) effectuées.

La prospection géophysique est essentiellement basée sur l'application de méthodes. Ces méthodes peuvent être **passives**, c'est-à-dire qu'elles détectent des variations des champs naturels de la Terre, comme le champ gravifique ou le champ magnétique, ou **actives**, pour lesquelles la mesure est basée sur un signal artificiel qui est transmis dans le sous-sol (Reynolds 1997). Une autre distinction sépare les méthodes **de potentiel**, reposant sur l'étude des champs de pesanteur, magnétique, électrique ou électromagnétique, et des méthodes basées sur la **propagation des ondes**, comme la sismique ou le radar géologique (Dubois et Diament 2005). Toutes les méthodes géophysiques qui seront appliquées dans le cadre de cette recherche<sup>1</sup>, mis à part la polarisation spontanée – qui est une méthode passive de potentiel – sont des méthodes actives de potentiel.

Chaque méthode géophysique a ses caractéristiques propres et est basée sur la prospection d'une propriété physique bien déterminée. Toutes les méthodes de prospection sont basées sur la mise en évidence de structures anormales (**anomalie**) par rapport à une structure théorique de référence (**modèle**) de la propriété physique concernée (Chapellier 1975). Une anomalie peut donc être définie comme un écart plus ou moins marqué par rapport au modèle théorique de référence. Sachant qu'en la théorie, les modèles théoriques peuvent être presque infinis, dans la pratique leur nombre est limité par des contraintes de cohérence géo(morpho)logique et géophysique. Toute interprétation géophysique doit donc être soumise à une mise à l'épreuve des résultats de la prospection avec la véracité (supposée) géo(morpho)logique ou géophysique.

Le choix de la bonne méthode géophysique repose sur les caractéristiques de l'objet que l'on veut prospecter. Il faut en effet choisir les méthodes les plus sensibles aux propriétés physiques de l'objet que l'on souhaite prospecter. Toutes les méthodes utilisées dans le cadre de cette recherche [sondage géoélectrique (VES – *Vertical Electrical Sounding*), conductivimètre Geonics EM 31, VLF-R (*Very-Low Frequency Resistivity*) et polarisation spontanée (PS)] sont sensibles à des changements de la résistivité électrique, qui, comme on l'a vu au chapitre 3.5.2, est extrêmement dépendante de la température et de la teneur en glace du sous-sol : son étude se prête donc bien à la prospection du permafrost.

#### 4.2.1.2 Techniques de prospection et d'interprétation

Hauck (2001), présente quatre techniques de prospection et d'interprétation qui sont communes à presque toutes les méthodes géophysiques : la cartographie, le sondage

---

<sup>1</sup> Les méthodes thermiques (température des sources et température de la surface du sol) ont été traitées dans ce chapitre car elles ont des caractéristiques communes aux méthodes géophysiques classiques (elles permettent de déduire certaines caractéristiques du sous-sol sur la base de la mesure de la température à la surface du sol). Malgré ça, quand dans le texte on trouve « toutes les méthodes géophysiques », on ne fait pas référence aux méthodes thermiques mais seulement aux méthodes classiques de prospection géophysique utilisées.

vertical, l'imagerie (pseudo-section) et la tomographie. La **cartographie** est utilisée pour déterminer des variations latérales de la propriété physique prospectée indépendamment de la profondeur. Elle est basée sur la répétition de la même mesure le long d'une ligne ou d'une grille traversant la structure qui nous intéresse. Elle a été utilisée principalement pour déterminer l'extension latérale de la distribution du permafrost et pour cartographier les lignes de courants équipotentielles dans le cas de la polarisation spontanée. Le **sondage vertical** permet de déterminer la variation verticale d'une propriété physique. Il a été associé à la cartographie afin d'avoir une vision bi-dimensionnelle de la structure que l'on était en train de prospecter. L'**imagerie** (ou pseudo-section) combine les propriétés de la cartographie et du sondage vertical et permet de déterminer les variations de la propriété physique prospectée dans les deux dimensions. L'imagerie est basée sur la représentation des données ; elle se différencie de la **tomographie** du fait qu'elle est basée sur le problème direct. La tomographie, au contraire, étant basée sur le problème inverse, cherche à construire un modèle physiquement correct de la sub-surface correspondant au mieux aux mesures effectuées. Le tableau 4.2 résume les techniques de prospection et d'interprétation et les caractéristiques des méthodes utilisées dans cette recherche.

Technique de prospection	Méthode				Interprétation
	VES	EM 31	VLF-R	PS	
Cartographie					Qualitative
Sondage					(Semi)-quantitative (inversion)
Imagerie					(Semi)-quantitative
Tomographie					Quantitative (inversion)

Tab. 4.2 : Techniques de prospection et d'interprétation des méthodes géophysiques utilisées dans le cadre de ce travail.

#### 4.2.1.3 La notion d'inversion

Les principes de l'inversion seront brièvement présentés ici. Ces notions nous seront utiles dans l'interprétation des résultats d'inversions (sondages géoélectriques et tomographies VLF-R) et pour une évaluation correcte des résultats et des erreurs issues du processus d'inversion. Pour plus d'informations, on se référera à la bibliographie citée dans le texte.

Au contraire de la **modélisation**, qui consiste dans la reproduction, des données observées ( $d^{syn}$ ) à partir d'un modèle ( $g$ ) dans lequel on fait varier les paramètres du modèle ( $m$ ) et qui constitue donc la résolution du **problème direct**, l'**inversion**, qui constitue la résolution du **problème inverse**, consiste dans l'interprétation quantitative des données observées ( $d^{obs}$ ) qui, à travers une procédure itérative automatique, permet d'ajuster le plus possible un modèle ( $g^{-1}$ ) aux données observées en variant les paramètres estimés ( $m^{est}$ ) du modèle (Menke 1989 ; Scales *et al.* 2001 ; Tarantola 2005). En d'autres termes, l'inversion en géophysique consiste dans la construction d'un modèle de la sub-surface correspondant le mieux possible aux données empiriques de terrain (Hauck 2001).

La relation entre le problème inverse et le problème direct est la suivante :

- Problème inverse (inversion) :  $\mathbf{d}^{obs} \rightarrow \mathbf{g}^{-1} \rightarrow \mathbf{m}^{est}$
- Problème direct (modélisation) :  $\mathbf{m} \rightarrow \mathbf{g} \rightarrow \mathbf{d}^{syn}$

ce qui nous donne la relation suivante :

$$\mathbf{d}^{syn} = \mathbf{g}(\mathbf{m}) \Leftrightarrow \mathbf{m}^{est} = \mathbf{g}^{-1}(\mathbf{d}^{obs}) \quad (4.1)$$

ce qui signifie que résoudre le problème direct est le premier pas pour la résolution du problème inverse. Si nous avons une relation linéaire entre les données et les paramètres du modèle, c'est-à-dire si :

$$\mathbf{d} = \mathbf{Gm} \quad (4.2)$$

nous pouvons simplifier l'expression 4.1 dans la forme suivante :

$$\mathbf{d}^{\text{syn}} = \mathbf{Gm} \Leftrightarrow \mathbf{m}^{\text{est}} = \mathbf{G}^{-1}\mathbf{d}^{\text{obs}} \quad (4.3)$$

avec les lettres minuscules ( $\mathbf{d}$  et  $\mathbf{m}$ ) qui représentent des vecteurs colonnes et les lettres majuscules ( $\mathbf{G}$ ) qui représentent des matrices.

Le processus d'inversion se réfère donc au calcul de la matrice inverse ( $\mathbf{G}^{-1}$ ) qui exprime notre modèle ( $\mathbf{Gm}$ ). La méthode la plus simple pour résoudre un problème inverse linéaire consiste dans la minimisation de la somme du carré des erreurs de prédiction, appelée **méthode d'inversion par moindres carrés**. En d'autres termes, cette méthode consiste à trouver les paramètres permettant de minimiser la différence au carré entre les données observées et calculées. La matrice d'erreur ( $\mathbf{E}$ ) peut s'exprimer de la façon suivante :

$$\mathbf{E} = (\mathbf{d}^{\text{obs}} - \mathbf{d}^{\text{syn}})^2 \quad (4.4)$$

Dans le cas théorique où le processus d'inversion arrive à reproduire parfaitement les données observées, la matrice d'erreur sera égale à zéro. Je n'insisterai pas sur la solution mathématique du problème inverse. Les détails de ces dérivations sont présentées dans Menke (1989), Scales *et al.* (2001) et Tarantola (2005).

## 4.2.2 Les méthodes thermiques

Les méthodes thermiques comprennent les mesures de température des sources et les mesures de la température de la surface du sol. Dans le premier cas, elles permettent de déterminer indirectement la présence de permafrost, alors que dans le deuxième cas, elles renseignent sur l'état thermique du sous-sol mais ne permettent pas de manière absolue de se prononcer sur la présence ou non de permafrost.

### 4.2.2.1 La mesure de température des sources

La présence de permafrost dans un corps sédimentaire peut être décelée sur la base de la mesure de température des sources (Haeberli 1975). La température de l'eau nous renseigne sur la température du sous-sol : l'eau n'est pas le produit de la fonte du permafrost, mais par son transit ou par son contact prolongé avec celui-ci, par exemple dans un aquifère d'un glacier rocheux, elle se refroidit fortement (dans le cas d'eau météorique) ou elle garde sa température très froide (dans le cas d'eau de fonte de neige).

Le procédé pour la prise des mesures est très simple : il suffit d'immerger complètement le thermomètre dans l'eau afin d'être sûrs que c'est seulement la température de cette dernière que l'on va mesurer. Le meilleur moment pour effectuer des mesures avec cette méthode est la fin de l'été – début d'automne, quand toute la neige a fondu. La neige en fusion, en effet, peut fausser les résultats des mesures et donc l'interprétation des résultats. L'interprétation conventionnelle des mesures de température des sources est présentée dans le tableau 4.3.

Température de la source	Présence de permafrost
0 – 1 °C	Permafrost probable
1 – 2 °C	Permafrost possible
> 2 °C	Permafrost improbable

Tab. 4.3 : Interprétation de la température des sources. D'après Haerberli (1975).

Dans certains cas, en complément à la température, la conductivité électrique spécifique de l'eau de sources situées au pied de corps sédimentaires poreux a été aussi mesurée. Cette donnée est utile car elle donne des informations quant à l'origine des eaux (cf. chap. 3.5.3). Pour la mesure de la température des sources, un thermomètre à affichage digital du modèle *GTH 175/Pt 1000* a été utilisé, alors que pour la conductivité électrique, le conductivimètre digital *WTW Cond 315i* a été utilisé (fig. 4.3a).

#### 4.2.2.2 Mesures de surface en continu (GSTM)

L'enregistrement en continu de la température de la surface du sol (GSTM – *Ground Surface Temperature Monitoring*) à l'aide de petits capteurs autonomes (mini-loggers) qui vont enregistrer la température à des intervalles réguliers, permet d'obtenir des informations sur l'état thermique du sol tout au long de l'année, ce qui permet de connaître l'évolution hivernale de la température du sol et l'influence de la saison estivale (Delaloye 2004).

A partir des enregistrements de la température, il est possible de calculer plusieurs paramètres divers [par exemple MAGST, la température mensuelle moyenne, la température d'équilibre hivernale (**WEqT** – *Winter Equilibrium Temperature* : il s'agit de la température du sol en deuxième partie d'hiver, lorsqu'il n'y a plus de variations significatives de la température), la somme de degrés-jours négatifs (**FrezInd** – *Freezing Index* ou indice de gel), la durée de la phase de *zero curtain* (période durant laquelle la température est exactement égale à 0°C), etc.], ce qui fait qu'aujourd'hui cette méthode a été abondamment utilisée, non seulement dans les terrains sédimentaires (par exemple, Hoelzle *et al.* 1999, 2003 ; Ishikawa 2003 ; Lambiel 2006), mais également dans les parois rocheuses (par exemple, Gruber *et al.* 2003, 2004a).

Dans le cadre de cette étude, j'ai utilisé des capteurs autonomes de température du type UTL-1 (*Universal Temperature Logger*, Geotest AG, www.utl.ch ; Krummenacher 1997 ; Hoelzle *et al.* 1999, fig. 4.3b), avec une précision de mesure de  $\pm 0.25^\circ\text{C}$ . Programmés avec un intervalle de 2 heures, ils ont été placés immédiatement sous la surface du sol, à l'abri du rayonnement solaire, à une profondeur variant entre 10 et 50 cm selon les caractéristiques du terrain. Afin d'éviter que les capteurs ne disparaissent dans la profondeur lorsque le terrain présentait un niveau à gros blocs aéré, ils ont été attachés par une ficelle à un bloc situé en surface (ce qui a permis, d'ailleurs, de les repérer plus facilement au moment de leur remplacement).

Les deux caractéristiques principales de GST sont sa **variabilité inter-annuelle** et sa **variabilité spatiale** (Delaloye 2004 ; Hoelzle *et al.* 2003 ; Pieracci 2006). La variabilité inter-annuelle est donnée par les changements dans les paramètres du flux d'énergie entre l'atmosphère et le permafrost (cf. chap. 3.2.2.1), en particulier par l'histoire de la mise en place de la couverture neigeuse (date, épaisseur, densité, durée), ce qui peut conduire à une différence de MAGST de plus de 2°C d'une année à l'autre (par exemple, Delaloye 2004 ; Hoelzle *et al.* 2003). La variabilité spatiale, quant à elle, est particulièrement prononcée dans le cas d'un régime thermique advectif (éboulis ventilés, cf. chap. 3.4.2), avec des différences de GST qui peuvent dépasser les 10°C en l'espace de quelques dizaines de mètres (par exemple, Lambiel 2006 ; Pieracci 2006).

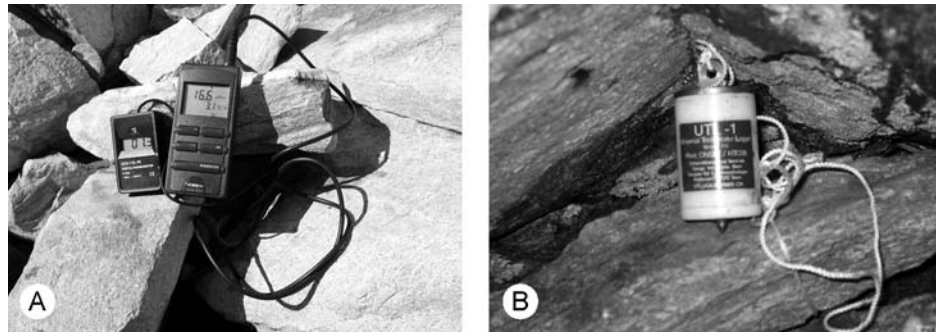


Fig. 4.3 : (A) Thermomètre (à gauche) et conductivimètre (à droite). Cliché pris à la base du front du glacier rocheux actif/inactif de Gana le 22.08.2006 (cf. chap. 6.3.1.1). (B) Capteur autonome de température du type UTL-1.

Pour donner un exemple de la variabilité spatiale de GST provenant de mon terrain d'étude, sur l'éboulis de Piancabella l'on avait, le 10 février 2007, une différence de température de 5.6 °C entre la partie inférieure (-8.2 °C) et la partie supérieure (-2.6 °C) de l'éboulis (cf. chap. 7.7). Pour ces raisons, afin de saisir au mieux cette hétérogénéité dans les différents secteurs de la pente, dans les éboulis étudiés les capteurs ont toujours été disposés selon un profil amont-aval.

#### 4.2.2.3 Phases du comportement thermique annuel de la surface du sol

L'analyse des courbes de température enregistrées par les capteurs autonomes sur des terrains sédimentaires en zone périglaciaire a permis à Hoelzle *et al.* (2003), Ishikawa (2003), Delaloye (2004) et Lambiel (2006) de déceler un comportement typique caractérisé par une succession de phases caractéristiques pour chaque moment de l'année (fig. 4.4 et tab. 4.4). L'analyse qui suit est valable seulement pour des capteurs de température situés au-dessus de la limite supérieure de la forêt (vers 2000-2200 m), altitude à laquelle on s'attend à ne plus avoir des humidifications du manteau neigeux par la pluie au cours de la période qui va de fin novembre jusqu'à début mars. Ces phases, qui ont été reprises depuis Delaloye (2004), sont les suivantes :

##### **Phase 1 : Conditions estivales**

Cette phase débute dès que la neige disparaît. Elle correspond à la saison estivale, période durant laquelle le manteau neigeux est généralement absent et le terrain dégèle. Pendant cette phase, un apport de chaleur important est transmis au sol.

##### **Phase 2 : Gel automnal**

Cette phase, qui correspond à la période de gel du terrain, est liée au refroidissement de l'air dû au raccourcissement des journées (diminution de l'apport de chaleur par le soleil le jour et augmentation de la perte de chaleur par rayonnement la nuit). Durant cette période, qui est généralement assez courte, la perte de chaleur du sol est importante, notamment si les chutes de neige sont demeurées peu conséquentes ou absentes.

##### **Phase 3 : Gel hivernal précoce intense**

Cette phase correspond au début de la période où le terrain est complètement gelé. Elle se différencie de la phase précédente par la présence définitive du manteau neigeux qui, lorsqu'il n'est pas encore trop épais, permet un refroidissement considérable du sol. Les conditions de l'enneigement (date, épaisseur) pendant cette phase sont déterminantes pour un refroidissement du sol plus ou moins marqué : un enneigement faible, respectivement important, permettra un refroidissement important, respectivement faible, du sol.

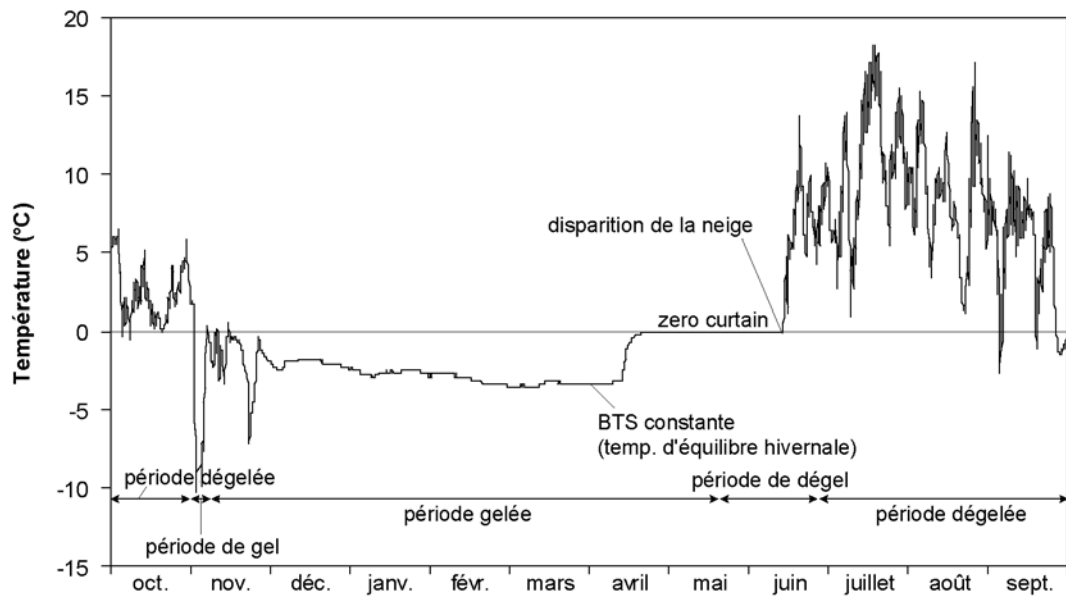


Fig. 4.4 : Courbe de température typique enregistrée par un capteur autonome sur un terrain sédimentaire meuble contenant du permafrost (L08, partie supérieure du glacier rocheux de Sceru II, cf. chap. 7.7). Les caractéristiques de chaque période sont résumées dans le tableau 4.4.

#### Phase 4 : Equilibrage thermique hivernal

Cette phase, qui correspond toujours à la période gelée et qui se différencie de la précédente par la présence d'un manteau neigeux épais permettant d'isoler le sol de façon conséquente, est divisée en deux parties. La **phase 4a** correspond à la période d'équilibrage thermique du sol, et peut coïncider, soit avec un refroidissement du sol, soit avec son un réchauffement, et ceci en fonction de la température initiale du sol au début de la phase 4. La **phase 4b** représente la phase d'équilibre hivernal, quand la température du sol se stabilise à WEqT pour plusieurs semaines.

#### Phase 5 : Fonte des neiges

Au moment de l'humidification complète du manteau neigeux, la percolation de l'eau de fonte produit une élévation de la température jusqu'à 0°C. La température demeure ensuite stable à 0°C jusqu'à la disparition de la neige (phase de **zero curtain**). Le dégel du terrain commence après le début de la phase de zero curtain, voire à la fin de celle-ci. Avant le dégel, l'eau de fonte du manteau neigeux peut encore geler dans le terrain, formant la glace de regel dans la couche active (Lambiel 2006 ; Sawada 2003).

Phase	1	2	3	4a	4b	5
<b>Période</b>	dès mai - juil. jusqu'en sept. - oct.	(fin août) - sept. - oct.	(dès sept.) - nov. - déc. - (janv.)	(dès sept.) - janv. - fév. - (mars)	(fév.) - mars - mi-avril - (mi-mai)	dès avril - mai
<b>Couvert neigeux</b>	en général absent	discontinu dans le temps et l'espace	peu épais et/ou faible capacité d'isolation, discontinu dans l'espace	épais, très bonne capacité d'isolation, couverture continue		état de fonte
<b>Flux de chaleur</b>	+	-	-	(-)		(+)
<b>Période de gel - dégel (1)</b>	période dégelée	période de gel	période gelée			période de dégel

Tab. 4.4 : Principales caractéristiques de chaque phase du comportement de la GST sur un terrain sédimentaire meuble contenant du permafrost. Modifié d'après Delaloye (2004 : 46). (1) D'après Hoelzle et al. (2003) ; + : flux de chaleur de la surface vers le permafrost ; - : flux de chaleur du permafrost vers la surface.

Il faut garder à l'esprit que le modèle présenté ci-dessus peut varier considérablement dans le temps (d'une année à l'autre) et dans l'espace. En fonction des conditions d'enneigement, certaines phases peuvent être plus longues ou plus réduites, voire ne pas exister du tout dans les cas extrêmes. Ces caractéristiques rendent extrêmement difficile l'interprétation des courbes de température pour déceler la présence de permafrost. Le plus souvent, il est nécessaire de disposer de plusieurs années de mesure afin de comprendre dans les détails le comportement thermique du terrain ; dans le cas de cette recherche, étant donnée la courte période sur laquelle s'est étalée l'étude, seulement des données pour l'année hydrologique 2006/2007 sont disponibles.

Selon Lambiel (2006), dans le cas d'un monitoring de plusieurs années, des températures de 0°C tout au long de l'hiver peuvent cependant être interprétées comme indicatrices de l'absence de permafrost, alors que **des périodes prolongées avec des températures inférieures à -2/-3°C nous indiquent que la présence de permafrost est probable.**

### 4.2.3 Les sondages géoélectriques

Les méthodes géophysiques de résistivité sont basées, comme leur nom l'indique, par la mesure de la distribution des résistivités du terrain en vertical à plusieurs profondeurs (sondage géoélectrique), en horizontal à une profondeur donnée (traîné électrique et profils VLF-R) ou dans les deux dimensions le long de profils horizontaux (tomographies électriques et VLF-R). Dans cette partie, seulement les sondages géoélectriques seront présentés ; la méthode VLF-R sera présentée dans le chapitre dédié aux méthodes électromagnétiques (chap. 4.2.4). Cette méthode, du fait de permettre d'effectuer des pseudo-sections de résistivité à moindre effort et d'être peu exigeante au niveau logistique, a été préférée aux traînés et aux tomographies électriques.

#### 4.2.3.1 Généralités

Le sondage géoélectrique est l'une des méthodes géophysiques plus anciennes dans l'étude des terrains gelés en permanence (voir, par exemple, Assier *et al.* 1996 ; Delaloye 2004 ; Delaloye *et al.* 2000 ; Evin & Fabre 1990 ; Fisch *et al.* 1977 ; Guglielmin *et al.* 1997 ; Ikeda 2006 ; King *et al.* 1987, 1992 ; Kneisel 2003 ; Kneisel & Hauck 2003 ; Kneisel *et al.* 2000 ; Lambiel 2006 ; Reynard *et al.* 1999 ; Vonder Mühl 1993). En effet, comme il a été montré au chapitre 3.5.2, la résistivité varie énormément selon la teneur en glace, le type de glace, son origine, la température et la quantité d'eau non gelée contenue dans un terrain, ce qui fait de la géoélectrique une méthode adaptée à la prospection en milieu périglaciaire.

Pour sa capacité d'estimer les propriétés physiques ainsi que la répartition verticale de différentes couches parallèles pouvant composer le sous-sol, le sondage géoélectrique constitue, théoriquement, une méthode très utile afin de déceler la présence et les propriétés d'un permafrost (et ceci également pour le fait que la stratigraphie de celui-ci se limite souvent à trois ou quatre couches ; cf. chap. 3.2.1).

#### 4.2.3.2 Principes de la méthode

La résistivité électrique ( $\rho$ ) est définie comme la résistance ( $R$ ) d'un cube unité ( $1 \text{ m}^3$ ) pour un courant d'intensité  $I$  et de potentiel  $U$ . En accord avec la loi d'Ohm [ $U = R \cdot I$  ;  $U$  en Volt (V),  $R$  en Ohm ( $\Omega$ ) et  $I$  en Ampères (A)], la résistance  $R$  ( $\Omega$ ) est le rapport entre le potentiel électrique  $U$  (V) et l'intensité de courant  $I$  (A) (Reynolds 1997).



Un terrain dans lequel on injecte un courant électrique se comporte comme une résistance, ce qui permet, moyennant des mesures des caractéristiques du champ électrique opérées à sa surface (ou dans des forages), de connaître sa résistivité.

Lorsqu'un courant électrique continu d'intensité  $I$  est généré entre deux **électrodes de courant A et B** – A étant l'électrode d'injection (positif) et B l'électrode de réception (négatif) – placées à la surface d'un sol théoriquement homogène et de surface plane (appelé demi-espace), il se crée un champ électrique demi-sphérique caractérisé par des filets de courant, allant de plus en plus en profondeur que l'écartement entre A et B est grand, et des lignes équipotentielle qui sont perpendiculaires aux filets de courant (fig. 4.5). En installant à la surface du sol deux **électrodes de potentiel M et N**, permettant de mesurer la différence de potentiel ( $\Delta V$ ) due à l'action conjuguée de A et B, il est alors possible de connaître la **résistivité** du sous-sol (Marescot 2006).

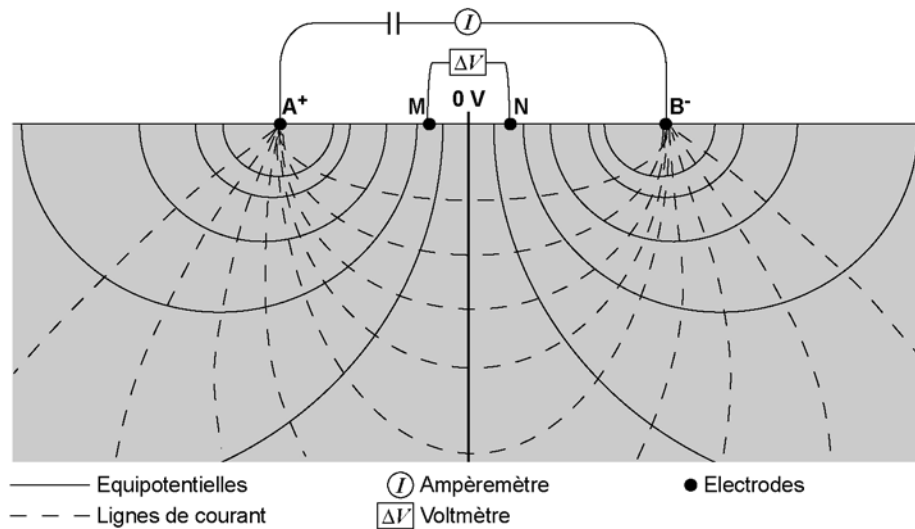


Fig. 4.5 : Répartition des filets de courant et des équipotentielles dans le terrain et disposition des électrodes de courant (A et B) et de potentiel (M et N) à la surface du sol. Modifié d'après Meyer de Stadelhofen (1991).

La résistivité du sous-sol est alors calculée à l'aide de la formule suivante :

$$\rho = (\Delta V/I) * k \quad (4.5)$$

où :

- $\rho$  = résistivité ( $\Omega m$ ) ;
- $\Delta V$  = différence de potentiel (mV) ;
- $I$  = intensité de courant (mA) ;
- $k$  = facteur géométrique (m).

Le facteur géométrique  $k$  est dépendant de la disposition des électrodes sur le terrain et, pour n'importe quel quadripôle, vaut (où  $XY$  représente la distance entre les électrodes X et Y) :

$$k = [(AM * AN) / MN] * \pi \quad (4.6)$$

La **profondeur d'investigation** est dépendante de la disposition des électrodes sur le terrain, et **vaut généralement environ  $AB/4$**  (Milsom 1996). Ce concept sera discuté dans la partie consacrée à l'interprétation des sondages électriques.

La résistivité d'une roche dépend de la résistivité du fluide d'imbibition (qui, dans le cas d'un permafrost, peut être de la glace), de la porosité et de la saturation. Cette relation est exprimée par la loi d'Archie, qui est une loi empirique mise au point d'après des essais de laboratoire.

$$\rho_r = a * \rho_w * \Phi^m * S^{-2} \quad (4.7)$$

où :

- $\rho_r$  = résistivité de la roche ( $\Omega m$ ) ;
- $a$  = coefficient voisin de 1 ;
- $\rho_w$  = résistivité du fluide d'imbibition ( $\Omega m$ ) ;
- $F$  = porosité
- $m$  = coefficient voisin de 2
- $S$  = saturation.

En fonction d'un degré de saturation différent et de la présence d'un fluide d'imbibition, la résistivité change même si la roche ou les matériaux meubles restent de la même nature. C'est exactement le cas d'un permafrost, où la couche active et le corps du permafrost peuvent être de la même nature (roche en place ou matériaux meubles) et avoir des résistivités complètement différentes en raison de la présence de glace dans la deuxième couche.

Dans le cas où le terrain serait composé par plusieurs couches, la résistivité mesurée n'est plus une résistivité vraie (ou résistivité spécifique), mais devient une **résistivité apparente** ( $\rho_a$ ), dans le sens où elle intègre toutes les résistivités des couches traversées par le champ électrique. Les résistivités spécifiques sont calculées sur la base des résistivités apparentes par **inversion** des données.

#### 4.2.3.3 Configurations du dispositif des électrodes

En théorie, il existe un nombre infini de dispositions possibles du quadripôle ; dans la pratique, on se réduit à utiliser des configurations géométriques spécifiques. Dans cette recherche, seulement deux types de configurations ont été utilisées : dans chaque cas, A, M, N et B se suivent dans cet ordre sur une même ligne.

- **Configuration de Wenner** : les distances AM, MN et NB sont toujours égales ;
- **Configuration de Schlumberger** : les distances AM et NB sont égales, alors que  $MN \leq 1/5 AB$ .

Afin de présenter la sensibilité des deux configurations dans la résolution des couches du sous-sol, un modèle à trois couches de la sub-surface a été réalisé à l'aide du logiciel RES2DMOD (Dahlin & Loke 1998 ; Loke 2002). Le modèle construit se veut représentatif d'un permafrost homogène le long du profil d'acquisition. On a attribué à la première couche, faisant 3.6 mètres d'épaisseur (couche active), une résistivité de 5 k $\Omega m$ . La deuxième couche, située entre 3.6 et 15 mètres de profondeur (corps du permafrost), possède une résistivité de 100 k $\Omega m$ , alors que pour la troisième couche (sédiments non gelés ou bedrock), une résistivité de 5 k $\Omega m$  a été à nouveau choisie. Afin de rendre le modèle plus réaliste, un bruit de 5% a été ajouté. Les tomographies présentées à la figure 4.6 ont été obtenus après inversion avec le logiciel RES2DINV (Loke & Barker 1996 ; Loke & Dahlin 2002). L'acquisition a été faite avec 36 électrodes espacées de 4 mètres les unes des autres, ce qui nous donne une ligne d'acquisition de 140 mètres. Pour effectuer les inversions, un algorithme de calcul par moindres carrés a été utilisé.

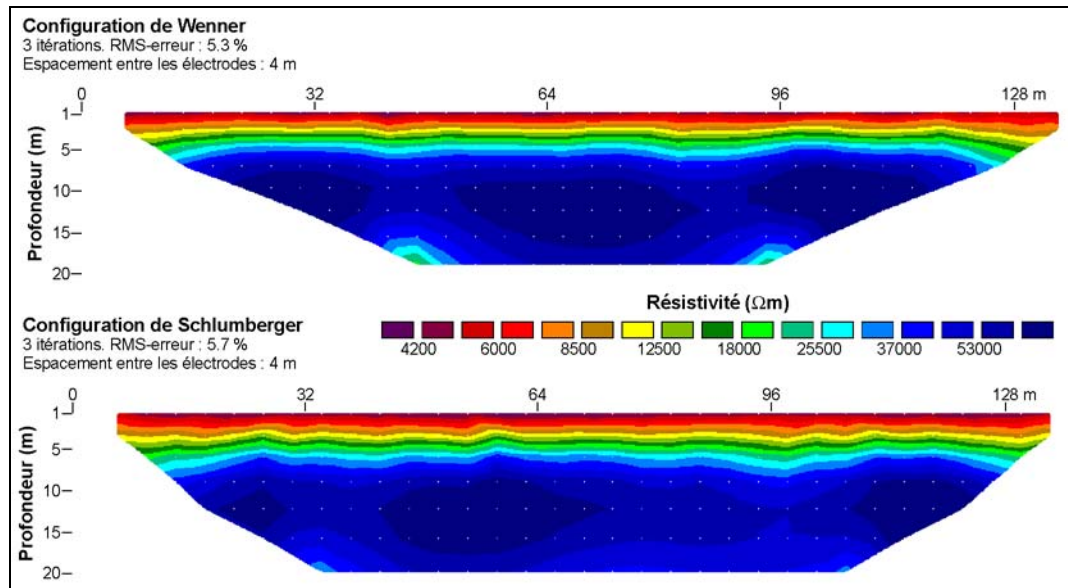


Fig. 4.6 : Résultats de l'inversion d'un profil théorique d'un permafrost. Voir le texte pour plus d'informations.

Comme on peut le voir sur la figure 4.6, la configuration de Wenner a une meilleure résolution verticale par rapport à la configuration de Schlumberger, qui n'arrive pas à repérer la troisième couche. De plus, l'interface entre la base de la couche active et le toit du permafrost a une allure plus linéaire avec la configuration de Wenner, ce qui confirme encore une fois la meilleure résolution verticale de ce type de dispositif. La résolution des couches est par contre de la même qualité. Dans l'ensemble, ce test confirme les conclusions de Barker (1979), selon lequel **la configuration de Wenner, de par sa meilleure résolution verticale, devrait être utilisée pour les sondages géoélectriques**. Pour des raisons logistiques, il a quand même été décidé d'effectuer les sondages géoélectriques avec la configuration de Schlumberger, comme conseillé par Reynolds (1997) ; la configuration de Wenner a été utilisée seulement pour la dixième mesure de chaque sondage ( $AB = 30$  m avec  $AM = MN = NB = 10$  m).

#### 4.2.3.4 Mise en œuvre et appareillage

On obtient un sondage géoélectrique de type Schlumberger en effectuant une série de mesures avec un dispositif d'émission AB de longueur croissante et toujours symétrique par rapport au point central O. Etant donné que les électrodes M et N restent fixes par rapport à O, c'est seulement la distance AM et NB qui croît à chaque mesure. Dans la pratique, nous sommes obligés d'écarter M et N au moins une fois par décade, parce que sinon leur distance serait trop petite par rapport à AB. Les résultats sont reportés sur un graphique bi-logarithmique avec la résistivité apparente ( $\rho_a$ ) en ordonnée et la longueur de ligne  $AB/2$  en abscisse. Le fait d'écarter progressivement les électrodes A et B fait passer le champ électrique produit dans un volume de terrain de plus en plus grand ; de cette façon, on augmente la profondeur d'investigation du dispositif, ce qui permet d'effectuer un sondage qui, par convention, est perpendiculaire au plan constitué par la surface du sol au point O.

Dans la théorie, pour être repérée dans un sondage géoélectrique, une couche doit avoir au moins une **épaisseur correspondante à la somme de l'épaisseur des couches situées au-dessus d'elle** et une résistivité qui doit différer de la couche sus-jacente d'un facteur 2 au moins (K. Holliger, communication personnelle). Ceci implique que la résolution

verticale d'un sondage géoélectrique diminue exponentiellement avec la profondeur : en raison de ce facteur, sur le terrain il est donc possible d'effectuer seulement 6 à 8 mesures par décade afin d'avoir un nombre suffisant de points de mesure [en effet, pour un sondage avec un écartement AB maximal de 200 m, il est possible d'effectuer seulement 14 mesures (avec OA 1, 2, 3, 4, 6, 8, 10, 15, 20, 30, 40, 60, 80 et 100 m) au lieu des 100 mesures qu'impliquerait une mesure chaque mètre]. Il est également conseillé de répéter la mesure lorsque l'on change la distance MN.

L'appareillage utilisé est du type PGG501, « fait maison » (fig. 4.7). Il se compose d'un multimètre digital à haute impédance d'entrée ( $100\text{ M}\Omega$ ) composé par un module permettant de mesurer en même temps  $\Delta V$  et  $I$  par le biais d'un interrupteur qui met en fonction une résistance de  $1\Omega$  d'une précision supérieure à  $1/100$ , et par un potentiomètre 10 Tours de  $10\text{ K}\Omega$  qui agit comme un compensateur manuel et qui permet de corriger la polarisation spontanée (PS) entre les électrodes M et N avant d'effectuer la mesure. Le potentiomètre est alimenté par une pile de 1.5 V, ce qui permet une correction de la PS de  $\pm 750\text{ mV}$ . Le matériel est complété par deux bobines de fil protégé de 100 m de longueur pour les électrodes A et B et de deux bobines de 20 m de longueur pour M et N. Les électrodes sont des simples tiges métalliques (sardines de tente). Dans les environnements constitués de blocs et de vides, elles sont remplacées par des éponges imbibées d'eau salée que l'on coince entre les blocs, en s'assurant que ceux-ci soient en contact avec le terrain sous-jacent. La source de courant est constituée de 20 piles de 4.5 V mises en séries et placées dans une mallette en plastique (total 90 V). Les mallettes peuvent être mises en série, ce qui nous permet d'avoir, avec deux mallettes, un voltage de 180 V.

#### 4.2.3.5 Interprétation des sondages géoélectriques

Les résistivités spécifiques pour chaque couche ont été obtenues par inversion à l'aide du logiciel DCINV v. 1.3 (Pirttijärvi 2003, 2004a). Ce logiciel est basé sur une procédure semi-automatique, ce qui permet le choix du nombre, de l'épaisseur et de la résistivité spécifique des couches composant le sous-sol. Des modèles à trois ou quatre couches, correspondant au modèle stratigraphique de permafrost (cf. chap. 3.2.1), ont été le plus souvent adoptés. Etant donnée la non-unicité des modèles électriques du sous-sol, les épaisseurs et les résistivités des couches retenues dans ce travail sont considérées comme les valeurs les plus réalistes tenant compte du contexte géo(morpho)logique.

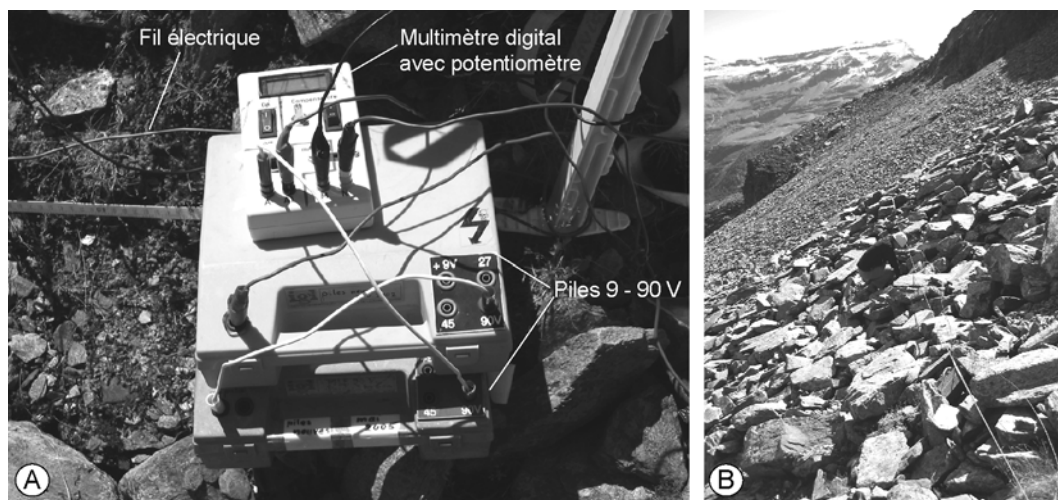


Fig. 4.7 : (A) Le centre d'un sondage géoélectrique, avec le multimètre digital avec potentiomètre et les mallettes de piles de 90 V. (B) Mise en place d'une électrode sur l'éboulis de Sasso di Luzzzone (cf. chap. 7.6). Dans ce genre d'environnements il faut utiliser, comme électrodes, des éponges imbibées d'eau salée.

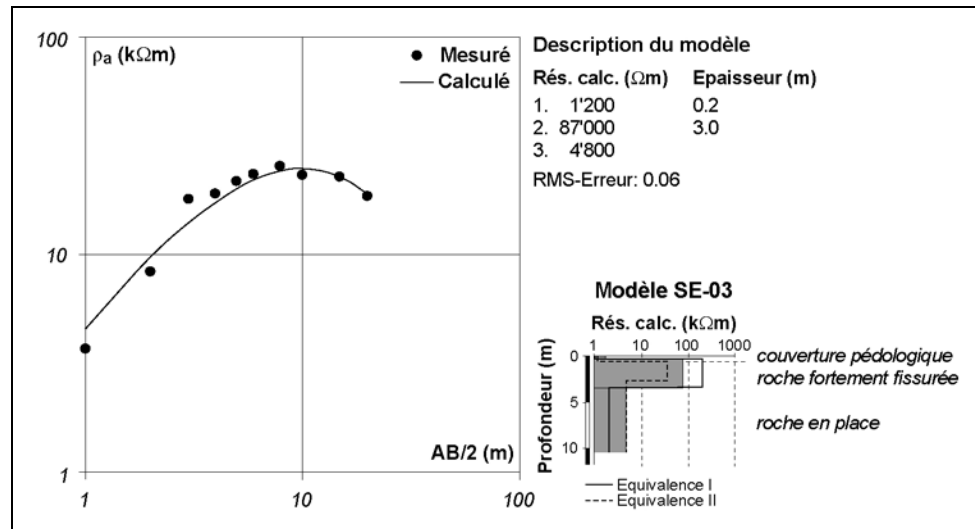


Fig. 4.8 : Sondage géoélectrique paramétrique SCE-SE03 effectué sur les paragneiss à deux micas de la nappe du Simano dans la Valle di Sceru (Haut Val Malvaglia, 721°190/145°950 ; 2190 m).

Pour chaque sondage effectué, il a été décidé de représenter les points de mesure, la courbe obtenue après inversion des données et une description numérique et stratigraphique du modèle retenu. La figure 4.8 représente le sondage paramétrique SCE-SE03 effectué sur des paragneiss à deux micas de la nappe du Simano, qui constituent la lithologie principale du massif de la Cima di Gana Bianca. Ce sondage me permettra de présenter certaines règles d'interprétation des sondages géoélectriques. Étant donné que le sondage a été effectué sur de la roche en place sous faible couverture pédologique sur une terrasse d'érosion fluviale de plusieurs mètres de haut, il y a l'avantage de pouvoir connaître la vraie stratigraphie pour l'interprétation.

L'interprétation d'un sondage géoélectrique est basée sur l'hypothèse que le terrain prospecté est constitué de couches parallèles et homogènes d'extension infinie, ce qui est difficilement le cas dans la nature : la réalité des faits nous mène donc à prendre un certain nombre de précautions et à considérer certains principes de base.

#### **Principe d'équivalence**

L'interprétation d'un sondage géoélectrique n'est jamais univoque. Selon le principe d'équivalence, des variations inversement proportionnelles de l'épaisseur et de la résistivité d'une couche prise entre deux couches s'annulent. En d'autres termes, **une couche peu épaisse et très résistante peut avoir le même effet sur la courbe des résistivités calculées qu'une couche moins résistante mais plus épaisse**. En termes numériques, pour un terrain résistant pris entre deux terrains conducteurs (cas typique d'un permafrost), on ne pourra pas connaître son épaisseur vraie  $h_2$ , mais seulement le produit  $h_2 \cdot \rho_2$  de la couche, alors que pour un terrain conducteur pris entre deux terrains résistants on connaîtra seulement le rapport  $h_2/\rho_2$  (Meyer de Stadelhofen 1991). L'intérêt d'une interprétation « intelligente » est donc celle d'attribuer à la couche une résistivité en accord avec les caractéristiques géo(morpho)logiques du terrain étudié, ce qui nous permettra d'avoir une valeur de  $h_2$  vraisemblable. Dans la configuration classique d'un permafrost, Lambiel (2006) propose que la résistivité spécifique du niveau gelé est en général 2 à 5 fois plus élevée que la résistivité apparente de ce même niveau.

Deux modèles équivalents possibles pour le sondage géoélectrique SCE-SE03, sélectionnées parmi les  $n$  modèles équivalents, sont présentés dans la figure 4.8. J'ai opté pour le modèle « moyen », qui donne aussi la valeur de résistivité du gneiss la plus proche de celles reportées dans la littérature.

### ***Principe de suppression (ou masquage d'une couche)***

Si une couche est peu épaisse et son contraste de résistivité à l'égard des couches sus-jacentes est faible, elle n'est pas visible dans la courbe du sondage géoélectrique. Ce phénomène est appelé **principe de suppression**. D'autre part, si le contraste de résistivité avec la couche sus-jacente est très marqué, nous pouvons avoir un **masquage** (total ou partiel) de la couche. Ce phénomène se produit dans deux cas de figure. 1) Lorsque la couche superficielle est extrêmement conductrice (par exemple par la présence d'un sol imbibé d'eau salée), tout le courant est canalisé par cette couche, ce qui empêche la résolution des portions de terrain sous-jacentes. Ce ne sera pas le cas pour cette recherche. 2) Le cas le plus fréquent, en particulier lorsqu'on travaille dans des environnements périglaciaires, est celui du masquage par une couche extrêmement résistante (plusieurs centaines de  $k\Omega m$ ). Ce cas de figure peut se présenter si l'on a une couche de surface composée de très gros blocs et des vides ou par des résistivités très élevées du niveau supérieur du corps du permafrost, dues à la présence de glace massive ou à de la glace sédimentaire (Delaloye 2004).

Ces résistivités très élevées ont des effets sur la profondeur d'investigation. Dans la théorie, **la profondeur d'investigation est plus grande dans des couches résistantes que dans des couches conductrices**. Ce propos peut être rapidement justifié en considérant la réflexion et la transmission des filets de courant selon la loi de Snell modifiée (Reynolds 1997) :

$$\tan \theta_1 / \tan \theta_2 = \rho_1 / \rho_2 \quad (4.8)$$

où :

$\theta$  = angle d'incidence du filet de courant (°) ;  
 $\rho$  = résistivité ( $\Omega m$ ).

Si  $\rho_1 < \rho_2 \Leftrightarrow \theta_1 < \theta_2$ , cela signifie que pour un mauvais conducteur (couche résistante), l'angle de réfraction étant d'autant plus grand que la résistivité est élevée, le courant aura tendance à passer le plus vite possible à travers la couche résistante afin d'avoir plus de possibilités de trouver une couche conductrice, tandis que si  $\rho_1 > \rho_2 \Leftrightarrow \theta_1 > \theta_2$ , cela signifie que pour un bon conducteur, l'angle de réfraction étant de plus en plus petit que la résistivité est faible, le courant aura tendance à rester dans la couche conductrice le plus longtemps possible afin d'éviter de rencontrer une couche résistante.

Dans le cas du masquage par une couche résistante, au contraire, la résistivité est tellement élevée qu'au lieu d'augmenter la profondeur d'investigation elle la diminue drastiquement parce qu'il devient presque impossible faire passer du courant.

### ***Effet de sur-pente (oversteepening effect)***

L'effet de sur-pente se produit au début d'un sondage quand l'accroissement des valeurs de résistivité apparente dépasse les  $45^\circ$  (ou une pente de 1). Selon Evin & Fabre (1990) et King *et al.* (1992), cet effet se produit à cause de la forme lenticulaire des corps de glace massive et est donc généré par une hétérogénéité latérale dans les couches qui composent le sous-sol. Selon Delaloye (2004) et Lugon *et al.* (2004), au contraire, l'effet de sur-pente serait dû à une différence de résistivité presque infinie entre une première couche très fine ( $< 1$  m) de débris non gelés et une deuxième couche caractérisée par de la glace massive, électriquement très – voire extrêmement – résistante.

Si l'on regarde les abaques Schlumberger pour l'interprétation graphique des sondages électriques (voir, par exemple, Dubois & Diament 2005 ; Meyer de Stadelhofen 1980, 1991 ; Reynolds 1997 ; Robert & Meyer de Stadelhofen 1983), on se rend compte qu'**un contraste de résistivité infini nous donne une pente de la courbe de 1** ; étant donné

qu'il est impossible d'avoir un contraste de résistivité plus grand que l'infini, il en résulte qu'il est impossible, dans le cas d'un terrain composé de couches parallèles et homogènes, avoir une pente des résistivités apparentes plus grande que 1 sans remettre en cause le modèle unidimensionnel du sondage électrique. Notre interprétation de l'effet de sur-pente s'approche donc de celle de Evin & Fabre (1990) et King *et al.* (1992), à savoir que **ce phénomène est dû à la présence de couches non parallèles ou de formations affectées par des fortes variations latérales de résistivité** (lentilles de glace par exemple), ce qui ne permet pas de respecter les conditions de base pour l'interprétation d'un sondage géoélectrique (K. Holliger & L. Baron, communication personnelle ; voir aussi Meyer de Stadelhofen 1991 : 30).

#### ***Hétérogénéité longitudinale du terrain***

En haute montagne, il est rare de trouver des terrains sédimentaires meubles homogènes sur plus de quelques dizaines de mètres. Sachant qu'un sondage géoélectrique visant à détecter la présence de permafrost nécessite au minimum une distance AB de 100 – 120 m, il devient extrêmement difficile trouver un terrain répondant aux conditions de base pour effectuer un sondage géoélectrique correctement interprétable. Le choix de l'emplacement d'un sondage géoélectrique est donc hautement stratégique et se base toujours sur l'analyse fine des caractéristiques géomorphologiques et sédimentologiques du terrain que l'on est en train de prospector.

Afin de déceler d'éventuelles hétérogénéités latérales, certains auteurs conseillent d'effectuer des sondages selon la **configuration dissymétrique de Hummel** (ou sondages en T, voir Meyer de Stadelhofen 1991), ce qui consiste dans l'utilisation d'une troisième électrode de courant C placée perpendiculairement au dispositif AMNB à une distance « infinie » (dans la pratique à une distance au moins égale à AB), et qui remplace A et B à tour de rôle lors de chaque mesure (voir, par exemple, Delaloye 2004 ; Lambiel 2006 ; Reynard *et al.* 1999 ; Vonder Mühl 1993). Des sondages AC et BC différents signalent la présence d'hétérogénéités latérales importantes, ce qui rend sujette à caution l'interprétation quantitative du sondage géoélectrique AB (Meyer de Stadelhofen 1991).

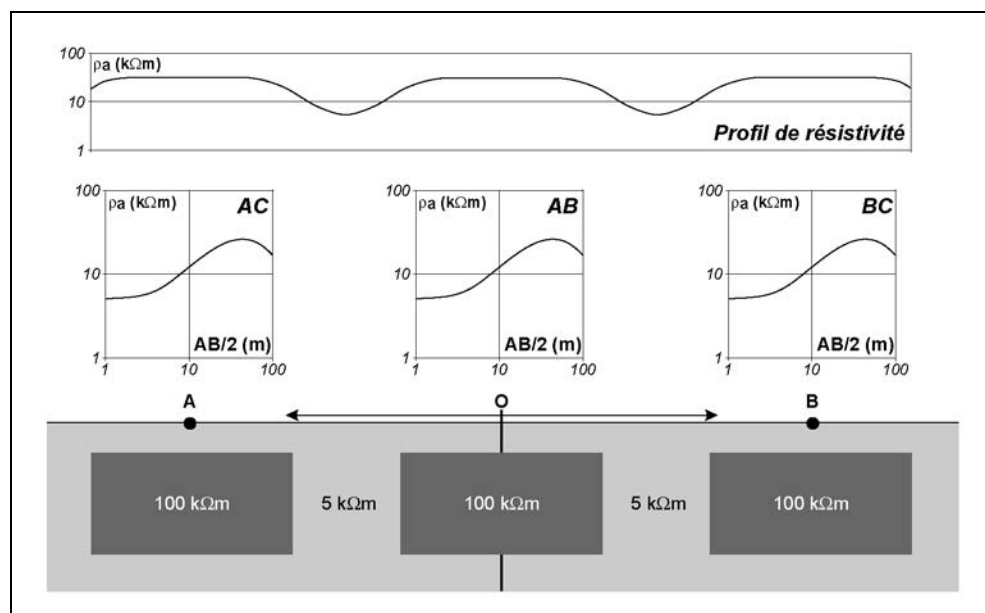


Fig. 4.9 : Modèle théorique du sous-sol et réponse aux variations latérales de résistivité avec la configuration de Hummel (sondages AC et BC) ou en effectuant un profil de résistivité le long de la ligne AB maximale. Notez comment, en présence d'hétérogénéités latérales « symétriques », seul le profil de résistivité permet de les déceler. La stratigraphie fictive à l'aplomb du point O est la même que celle décrite au chapitre 4.2.3.3 pour la figure 4.6.

L'utilisation de la configuration dissymétrique de Hummel est de très grand intérêt lorsque l'on est en présence d'hétérogénéités latérales « dissymétriques », et qui affectent seulement l'une ou l'autre branche du sondage. Dans le cas de discontinuités latérales « symétriques », l'utilisation de cette configuration ne permettrait pas de détecter une variation significative de la résistivité le long de la ligne AB, ce qui mènerait à une interprétation non significative du sondage symétrique AB (voir fig. 4.9). Si, au contraire, on effectue des profils de résistivité le long de la ligne du sondage (par traîné électrique, VLF-R, EM 31, etc.), on pourrait déceler les variations latérales effectives et donc nous prononcer sur la validité du sondage géoélectrique en question.

Pour ces raisons (mais également pour des questions logistiques et techniques liées à l'appareillage), il a été décidé de ne pas utiliser la configuration dissymétrique de Hummel mais d'effectuer systématiquement des profils de résistivité le long de la ligne AB. L'ampleur des variations décelées a permis par la suite de s'exprimer sur la validité et sur les précautions à prendre lors de l'interprétation des sondages géoélectriques effectués.

#### 4.2.4 Les méthodes électromagnétiques

Les méthodes électromagnétiques (ou **méthodes EM**) constituent une grande famille de méthodes géophysiques caractérisée par l'utilisation du courant alternatif qui, grâce au **processus d'induction**, ne nécessite pas, dans la plupart des cas, d'un contact direct de l'instrument avec le terrain (à la différence des méthodes de résistivité par exemple). Cette particularité semble être fort appropriée pour l'étude des environnements périglaciaires, où les caractéristiques de la surface du sol, qui peut être composée de gros blocs et de vides ou être gelée, empêchent parfois l'utilisation de méthodes par courant continu nécessitant implantation d'électrodes directement dans le terrain.

Les méthodes électromagnétiques peuvent être classées en deux grands groupes, les **méthodes EM en domaine fréquence** (FDEM) et les **méthodes EM en domaine temps** (TDEM). Dans cette recherche, seulement des méthodes EM en domaine fréquence de type actif, c'est-à-dire utilisant un signal artificiel, seront utilisées. Après une présentation des principes de méthodes EM, une méthode à induction électromagnétique en domaine fréquence (le **conductivimètre Geonics EM 31**) et une méthode électromagnétique de résistivité (le **VLF-R – Very-Low Frequency Resistivity**) seront traitées ici.

##### 4.2.4.1 Généralités

Le conductivimètre Geonics EM 31 (à partir d'ici appelé simplement EM 31), est utilisé depuis la fin des années 1970 dans la prospection des terrains gelés en permanence de l'Arctique (par exemple, Burns *et al.* 1993 ; Hoekstra 1978 ; Hoekstra & McNeill 1973 ; Kawasaki & Osterkamp 1988), alors que son application à l'investigation du permafrost alpin est beaucoup plus récente (par exemple, Cannone *et al.* 2003 ; Hauck 2001 ; Hauck *et al.* 2001, 2004 ; Kneisel & Hauck 2003 ; Vonder Mühll *et al.* 2001, 2002).

Le VLF-R, au contraire, bien qu'il ait rencontré un succès discret dans l'étude du permafrost arctique pendant les années 1970 et 1980 (par exemple, Hoekstra 1978 ; Hoekstra *et al.* 1975 ; McGrath & Henderson 1985 ; Scott 1975), a été très peu utilisé en domaine périglaciaire alpin (Vonder Mühll 1993). Pourtant, selon King *et al.* (1992 : 77), « *VLF soundings seem to be a promising standard prospecting method for permafrost. The main advantages are light-weight equipment, penetration to considerable depths and little influence by lateral effects. However, the method is still immature, because little reference information is yet available* ».



#### 4.2.4.2 Principes des méthodes EM

L'utilisation d'un courant alternatif de fréquence  $f$  [ $f = 1/T$  ;  $f$  en Hertz (Hz),  $T$  étant la période en secondes (s)], fait naître dans le sous-sol un courant électrique par **induction d'un champ magnétique primaire**. Ce champ va, à son tour, générer dans un corps conducteur (ou dans tout le sous-sol) un **champ magnétique secondaire** – présentant la même fréquence que celle du champ primaire mais déphasé par rapport à celui-ci – dont les caractéristiques (amplitude, phase, disposition dans l'espace) sont mesurées à la surface (Meyer de Stadelhofen 1991 ; Reynolds 1997). Le champ primaire peut être artificiel ou naturel. Dans le cas d'un champ primaire artificiel, le courant alternatif est généré par une **bobine émettrice** ( $T_x$  pour *Transmitter*), tandis que le champ secondaire est détecté à l'aide d'une **bobine réceptrice** ( $R_x$  ou *Receiver*). Pour l'EM 31, l'opérateur dispose d'un émetteur et d'un récepteur fixes, tandis que pour le VLF-R on peut contrôler seulement le récepteur.

Le paramètre physique mesuré par les méthodes EM est la **conductivité** [ $\sigma$  en siemens/mètres (S/m)], qui est simplement l'inverse de la résistivité. En géophysique, on utilise le plus souvent le millisiemens/mètre (mS/m), qui équivaut à 0.001 S/m. La relation entre les mS/m et les  $\Omega m$ , permettant de comparer les résultats issus de plusieurs méthodes de mesure, est la suivante :

$$1000/(\text{mS/m}) = \Omega m \quad (4.9)$$

ainsi, une résistivité de 1000  $\Omega m$  correspond à une conductivité de 1 mS/m.

Une des contraintes de l'utilisation d'un courant électrique alternatif est son atténuation avec la profondeur. Cette atténuation, appelée *Skin effect* (effet pelliculaire), est d'autant plus forte que les résistivités sont basses et les fréquences élevées (McNeill & Labson 1991 ; Reynolds 1997). Elle s'exprime numériquement de la façon suivante :

$$p = 503 \cdot \sqrt{(\rho/f)} \quad (4.10)$$

où  $p$  est la profondeur à laquelle il ne reste plus que le 36.7 % du signal initial (soit  $1/e$  ;  $e \approx 2.71$ ). Par convention, on considère que **la profondeur d'investigation utile équivaut à  $p/2$** . En présence d'un sous-sol très résistant, comme par exemple un permafrost, la profondeur d'investigation d'une méthode EM sera grande, à condition de pouvoir induire un courant dans le sous-sol.

#### 4.2.4.3 Le conductivimètre de terrain Geonics EM 31

Le conductivimètre de type EM 31, de la firme canadienne Geonics, permet la prospection d'une portion de terrain (considérée comme un demi-espace) et non seulement d'objets conducteurs situés en sub-surface (comme par exemple la méthode Slingram, cf. Reynolds 1997). Cette méthode permet d'obtenir la valeur de la **conductivité apparente** du sous-sol (par analogie avec la résistivité apparente) et la valeur de l'inphase (en ppt – parties pour mille), c'est-à-dire la composante réelle de la réponse EM. C'est ce deuxième paramètre qui permet d'évaluer la qualité du conducteur, étant donné que la valeur de l'inphase est proportionnelle à la susceptibilité magnétique du sous-sol.

L'appareil se compose d'une perche horizontale de quatre mètres de longueur, portant aux extrémités les bobines émettrice et réceptrice, et d'un boîtier de contrôle situé à son centre (fig. 4.10).

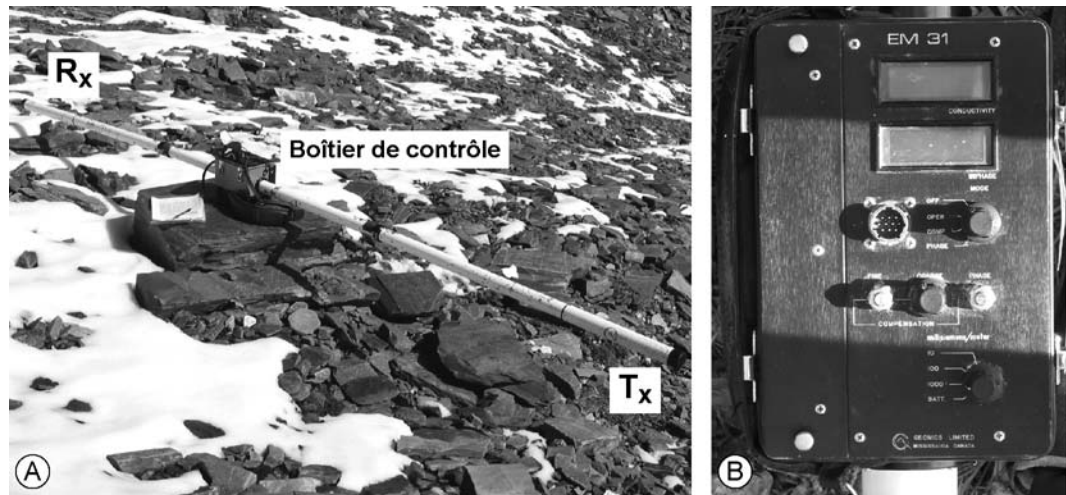


Fig. 4.10 : (A) Le conductivimètre Geonics EM 31. L'appareil est porté par l'opérateur à environ 1 m de la surface du sol. Pour cette raison, les valeurs de conductivité affichées sont automatiquement multipliées par 1.12. (B) Partie supérieure du boîtier de contrôle de l'EM 31.

L'EM 31 travaille avec une fréquence fixe de 9.8 kHz dans l'approximation du **nombre de faible induction** (LIN – *Low Induction Number*). Le nombre N est défini comme le rapport entre la distance  $T_x - R_x$  (s en m) et la profondeur d'atténuation du courant alternatif avec la profondeur (p en m) (McNeill 1980) :

$$N = s/p \quad (4.11)$$

Pour un fonctionnement correct de l'appareil (travail dans l'approximation du LIN), N doit être distinctement inférieur à 1 (environ aux alentours de 0.1). Le rapport entre le champ magnétique secondaire ( $H_s$ ) et le champ magnétique primaire ( $H_p$ ) dans l'approximation du LIN est le suivant (McNeill 1980) :

$$H_s/H_p = (\sigma * \mu_0 * \omega * s^2)/4 \quad (4.12)$$

où :

$\sigma$  = conductivité (mS/m) ;

$\mu_0$  = perméabilité magnétique du vide ( $\mu = 4\pi * 10^{-7}$  H/m) ;

$\omega$  =  $2\pi * f$ .

En sachant que f et s sont propres à l'appareil, que  $\mu_0$  est une constante et que  $H_p$  est généré par  $T_x$ , et donc est connu, afin de connaître la conductivité il suffit de connaître  $H_s$ , qui est mesuré par  $R_x$ . La formule permettant de connaître la conductivité apparente du sous-sol est donc (McNeill 1980) :

$$\sigma_a = (4/\mu_0 * \omega * s^2) * (H_s/H_p) \quad (4.13)$$

Etant donnée que pour l'EM 31 s et f sont fixes (respectivement 3.66 m et 9.8 kHz), l'appareil effectue directement le calcul 4.13 en affichant simplement la valeur de la résistivité apparente. Etant donné qu'il travaille dans l'approximation du LIN, **la réponse de l'EM 31 à des variations de la conductivité de la subsurface est optimale pour des résistivités comprises entre 10 et 1000  $\Omega$ m** (N compris entre 0.1 et 0.01, voir fig. 4.11). Au-dessus des 1000  $\Omega$ m, l'EM 31 n'est plus capable de mesurer des variations absolues de la conductivité, mais permet seulement d'estimer des variations relatives de celle-ci (Hauck *et al.* 2001 ; McNeill 1980).

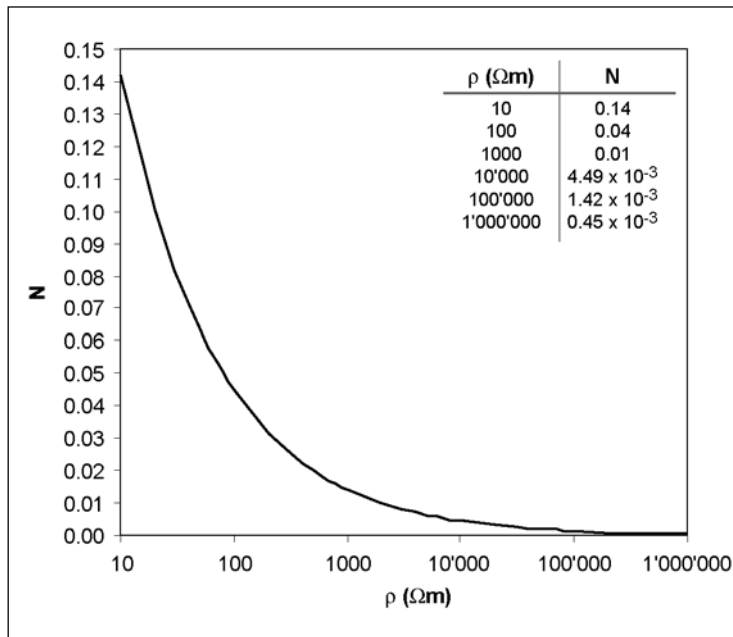


Fig. 4.11 : Relation entre le Nombre de faible induction (N) et la résistivité ( $\rho$ ) pour l'EM 31 ( $s = 3.66$  m ;  $f = 9.8$  kHz) d'après la formule 4.11. Notez qu'à  $N = 0.01$  correspond une résistivité de  $1000 \Omega\text{m}$ .

La profondeur d'investigation varie en fonction de l'orientation et de la distance des bobines  $T_x$  et  $R_x$ . Typiquement, il y a deux modalités d'orientation : bobines horizontales avec le dipôle magnétique vertical (DV) ou bobines verticales avec le dipôle magnétique horizontal (DH). La profondeur d'investigation pour le dipôle vertical vaut 1.5 fois la distance  $T_x - R_x$ , et 0.7 fois la distance  $T_x - R_x$  pour le dipôle horizontal. **Pour l'EM 31 ( $T_x - R_x \approx 4$  m), la profondeur d'investigation est alors d'environ 6 m pour le dipôle vertical et d'environ 3 m pour le dipôle horizontal. Ceci permet donc de pouvoir changer de profondeur d'investigation au moment voulu, sans devoir changer d'appareil.** Dans cette recherche, les mesures ont été effectuées systématiquement avec les deux dipôles, ce qui permet de voir si la première partie du sous-sol est homogène ou s'il y a des changements de conductivité avec la profondeur.

Les réponses EM relatives d'un conductivimètre en dipôle vertical ou horizontal varient avec la profondeur. Comme on peut le voir sur la figure 4.12, l'appareil en DV est beaucoup moins sensible que l'appareil en DH dans les deux premiers mètres du sous-sol. A partir d'environ deux mètres de profondeur, par contre, la sensibilité de l'appareil en DV devient supérieure par rapport au DH.

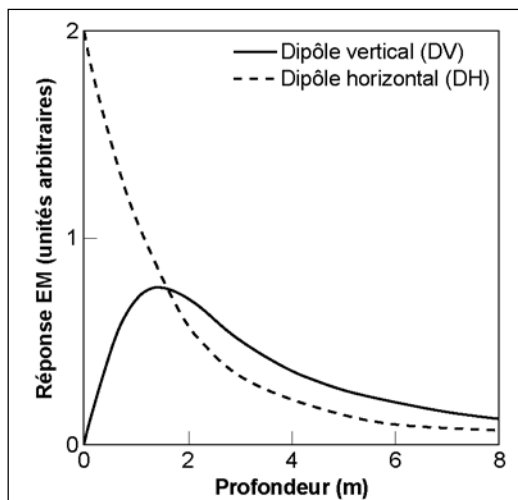


Fig. 4.12 : Réponse EM relative pour l'EM 31 en DV ou en DH en fonction de la profondeur. Modifié d'après McNeill (1980).

Dans le cas d'une structure de la proche surface à deux couches (par exemple couche active – toit du permafrost), il est possible de connaître la conductivité de la deuxième couche ( $\sigma_2$ ) sur la base de la valeur de la conductivité apparente ( $\sigma_a$ ) et d'une estimation de la conductivité de la première couche ( $\sigma_1$ ) à l'aide de la formule suivante :

$$\sigma_a = \sigma_1 \cdot (1-R) + \sigma_2 \cdot R \quad (4.14)$$

où R est la fonction de réponse cumulative pour chaque orientation des dipôles, qui est possible de connaître sur la base d'abaques présentés par McNeill (1980). Dans notre cas, la seule façon pour estimer  $\sigma_1$  aurait été de prendre la valeur de conductivité pour DH. Etant donné que dans des terrains très résistants l'EM 31 n'est plus capable de mesurer des variations absolues de la conductivité, il a été décidé de ne pas adopter cette démarche visant à reconstituer la conductivité de la deuxième couche (on aurait cumulé trop d'erreurs dans le calcul), mais de construire un simple indice permettant d'évaluer de façon qualitative la variation de la conductivité avec la profondeur. Cet indice, qu'a été appelé **indice rho-h**, se construit de la façon suivante :

$$\text{Rho-h} = \sigma_{aDV} - \sigma_{aDH} \quad (4.15)$$

En d'autres mots, on a simplement soustrait la valeur de la conductivité apparente en dipôle horizontal à la valeur en dipôle vertical. **Si rho-h est positif, la conductivité (résistivité) augmente (diminue) avec la profondeur, tandis que si rho-h est négatif, la conductivité (résistivité) diminue (augmente) avec la profondeur.** Dans le cas où rho-h serait égal à zéro, il n'y a aucune variation de conductivité avec la profondeur. Dans la configuration classique d'un permafrost, il faudra s'attendre plutôt à un indice rho-h négatif. Un exemple de représentation des conductivités en DV et DH et de l'indice rho-h est présenté dans la figure 4.13.

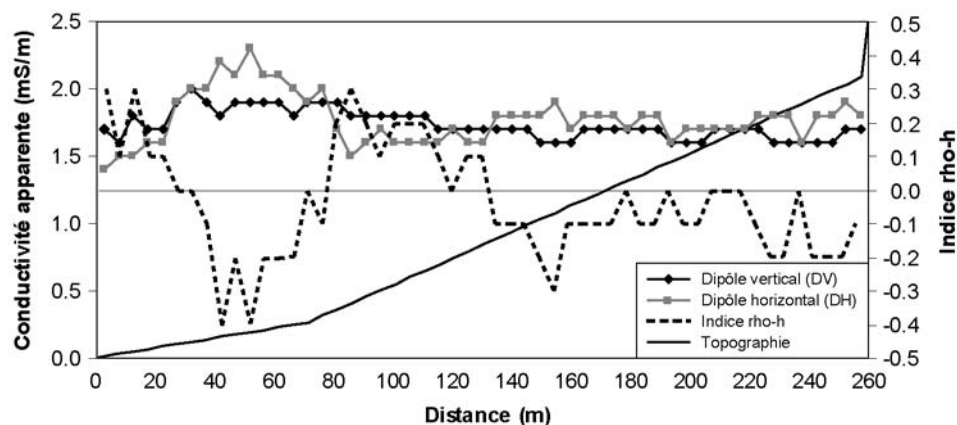


Fig. 4.13 : Conductivités apparentes en DV et DH et indice rho-h pour le profil SCE-EM01 effectué sur l'éboulis de Gana Rossa (Valle di Sceru ; cf. chap. 7.8).

#### 4.2.4.4 Test de dérive instrumentale de l'EM 31

Hauck (2001) et Hauck *et al.* (2001) ont eu des problèmes de dérive instrumentale systématique de l'EM 31 lors de mesures sur des sols très résistants caractérisés par du permafrost. Un test de dérive instrumentale, effectué en enregistrant la conductivité chaque 5 secondes pour 30 minutes, a permis de mettre en évidence un incrément de la conductivité de 0.3 mS/m pendant les premières 15 minutes, suivie par des fluctuations de moindre ampleur. Cette variation est différente pour chaque appareil et peut dépendre de l'âge, de la charge des piles, de la température, etc. de l'EM 31.

Etant donné que pour la délimitation du permafrost les signaux enregistrés peuvent être très faibles (jusqu'à 0.4 mS/m ; Hauck 2001), une dérive instrumentale possible perturberait passablement une interprétation correcte des mesures. J'ai donc décidé d'effectuer moi aussi un test de dérive instrumentale de la durée de 30 minutes. Le test a été effectué le 25 août 2007 sur le glacier rocheux actif/inactif de Piancabella (Valle di Sceru ; cf. chap. 7.5), censé représenter un terrain relativement résistant. Les résultats du test sont présentés à la figure 4.14. Des mesures de la conductivité apparente en dipôle vertical ont été répétées chaque 30 secondes pendant 30 minutes avec l'appareil posé au sol. Pour avoir des valeurs de conductivité apparente « vraies », elles ont été divisées par 1.12 afin de compenser l'augmentation de conductivité due au fait d'avoir posé l'appareil au sol.

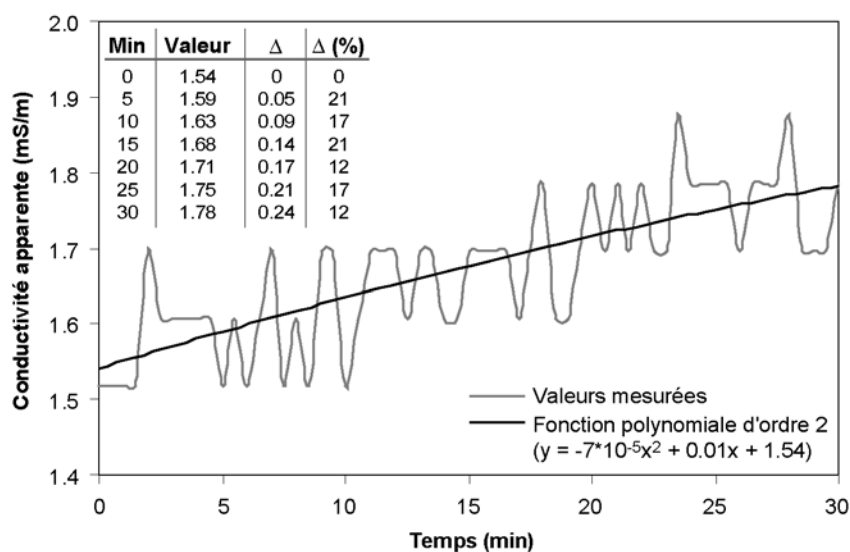


Fig. 4.14 : Résultat du test de dérive instrumentale effectué le 25.08.2007 sur le glacier rocheux actif/inactif de Piancabella (Valle di Sceru).

Le test a montré une dérive instrumentale moins marquée par rapport à Hauck (2001) et Hauck *et al.* (2001). Afin de pouvoir la quantifier, une courbe de régression des valeurs a été calculée à l'aide d'une fonction polynomiale de deuxième ordre. Dans l'absolu, la variation après 15 minutes était de 0.14 mS/m, tandis qu'au bout de 30 minutes elle était de 0.24 mS/m. En pourcentage relatif, presque 60% de la variation s'est fait pendant le premier quart d'heure. On ne connaît pas les facteurs qui sont à la base de ces changements. Hauck *et al.* (2001), proposent une liaison entre la dérive instrumentale et les changements de la température de l'air lorsque celles-ci sont très froides. Dans notre cas, le test a été effectué avec des températures de l'air largement positives (10-12°C). De plus, le constructeur garanti le fonctionnement correct de l'EM 31 même avec des températures de l'air largement négatives (P. Gex, communication personnelle). Les raisons de cette dérive instrumentale sont plutôt à chercher dans le fait qu'avec des conductivités de peu supérieures à 1 mS/m, l'appareil travaille près des limites de la méthode. Avec ces basses conductivités, en effet, le champ secondaire devient très faible, ce qui implique que l'appareil doit être extrêmement bien réglé afin de pouvoir compenser le champ primaire pour mesurer correctement le champ secondaire. Des tests supplémentaires pourraient nous donner plus d'information afin de résoudre ce problème. Etant donné l'amplitude faible de la dérive après 15 minutes (0.1 mS/m), **il est conseillé de laisser l'appareil au sol (allumé) au moins 15 minutes à la station de départ d'un profil, avant de poursuivre avec l'acquisition des données pour les autres stations.**

#### 4.2.4.5 La méthode VLF-R

Le VLF est une méthode électromagnétique semi-passive qui consiste à capter, à l'aide d'un récepteur, les perturbations d'un champ primaire qui est produit par des antennes militaires pour la communication avec des sous-marins en plongée. La bande des fréquences choisies, comprises entre 15 et 25 kHz (d'où le nom de la méthode), permet d'utiliser le champ magnétique d'émetteurs situés à des milliers de kilomètres de distance en raison de l'atténuation faible d'un courant alternatif à basse fréquence en profondeur (effet pelliculaire) (Cagniard 1953).

Lorsque le champ primaire rencontre un corps conducteur (couche géologique, objet métallique, discontinuité tectonique, etc.), un champ magnétique secondaire se crée par induction électromagnétique. Le champ primaire et secondaire se combinent pour donner une résultante, dont l'inclinaison par rapport à l'horizontale est mesurée grâce au récepteur VLF. C'est donc la mesure des variations d'inclinaison de ce vecteur résultant qui permet de quantifier la perturbation du champ primaire par une structure conductrice. Celle-ci constitue la version « classique » de la méthode VLF, nommée **VLF-Tilt** (voir McNeill & Labson 1991 ; Meyer de Stadelhofen 1991 ; Reynolds 1997).

Dans cette recherche, une variante de la méthode VLF classique, qui est le VLF-R, sera utilisée. Cette méthode permet l'exploitation, en même temps, de la composante magnétique et de la composante électrique qui lui est perpendiculaire, d'une onde électromagnétique (Collet & Becker 1968 ; voir fig. 4.15).

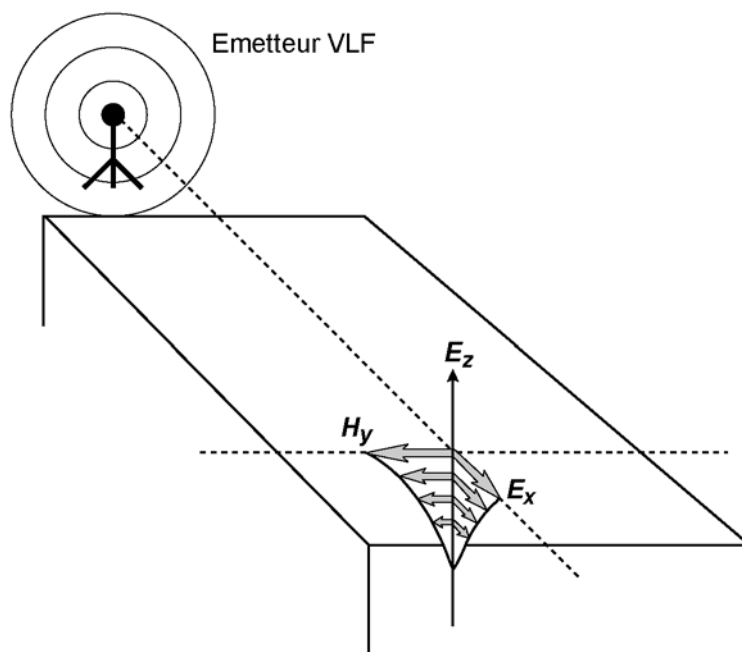


Fig. 4.15 : Représentation schématique du champ magnétique ( $H_y$ ) et du champ électrique ( $E_x$ ) générés par un émetteur VLF situé à grande distance. Notez l'atténuation des deux champs avec la profondeur par effet pelliculaire. Modifié d'après McNeill & Labson (1991) et Nishitani (2000).

**La mesure de la composante horizontale du champ électrique ( $E$ ) et de la composante horizontale du champ magnétique ( $H$ ), perpendiculaire à l'azimut de l'émetteur, permet de calculer la résistivité apparente du sous-sol à l'aide de la formule de Cagniard (1953), qui est la suivante :**

$$\rho_a = (0.2/f) * (E/H)^2 \quad (4.16)$$

où :

- $\rho_a$  = résistivité apparente ( $\Omega\text{m}$ ) ;
- $f$  = fréquence (Hz) ;
- $E$  = champ électrique (mV/Km) ;
- $H$  = champ magnétique en nano-Tesla (nT).

En plus de la valeur de la résistivité apparente, le VLF-R permet également de déterminer le déphasage entre  $E$  et  $H$ , qui est exprimé par un angle  $\varphi$  (en  $^\circ$ ), qui se calcule de la manière suivante :

$$\varphi = H/E \quad (4.17)$$

La valeur de  $\varphi$  est très importante, parce qu'elle permet de savoir quelle est la variation de la résistivité avec la profondeur. En effet :

- **Si  $\varphi = 45^\circ$**  => aucune variation de la résistivité avec la profondeur (sol homogène et isotrope) ;
- **Si  $\varphi < 45^\circ$**  => la résistivité **augmente** avec la profondeur ;
- **Si  $\varphi > 45^\circ$**  => la résistivité **diminue** avec la profondeur.

Dans la configuration classique d'un permafrost, il faudra s'attendre plutôt à un angle  $\varphi$  inférieur à  $45^\circ$ .

Les principales contraintes de la méthode sont essentiellement liées aux désavantages d'être complètement dépendants d'un champ électromagnétique primaire impossible à contrôler. La prospection est donc possible seulement dans la direction du champ électrique et est dépendante des heures d'émission. De plus, la profondeur d'investigation peut changer le long du profil prospecté sur la base des variations de résistivité du sous-sol.

Dans ce travail, un appareil VLF-R du modèle EM 16R, de la firme canadienne Geonics (fig. 4.16), a été utilisé. La mesure du champ électrique se fait à l'aide de deux électrodes en acier à très haute impédance d'entrée ( $100 \text{ M}\Omega$  !) – ce qui garanti un excellent couplage avec le sol même en présence d'un terrain caillouteux grossier (il suffit en effet de seulement un peu de terre afin de garantir le contact des électrodes) – espacées de 10 m et reliées par un câble protégé, tandis que le champ magnétique est mesuré à l'aide d'un magnétomètre placé perpendiculairement à la ligne des électrodes. Les deux systèmes sont centralisés dans un boîtier de contrôle permettant d'effectuer les mesures. La gamme de mesure de l'EM 16R est de 10 à  $30'000 \text{ }\Omega\text{m}$  pour la résistivité apparente (précision de  $\pm 2 \%$ ) et de 0 à  $90^\circ$  pour l'angle  $\varphi$  (avec une précision de  $\pm 0.5^\circ$ ). L'appareil complet (y compris les électrodes et les câbles) pèse seulement 1.5 kg, ce qui le rend parfaitement maniable par deux personnes seulement, même dans des conditions de terrain difficiles, comme par exemple des éboulis de haute montagne.

**Les mesures se font dans la direction du champ électrique  $E$**  (et donc dans la direction de l'azimut de l'émetteur). La direction du signal (et donc du profil que l'on souhaite effectuer) est tout d'abord recherchée en utilisant l'appareil en modalité VLF-tilt (voir ci-dessus). La mesure de  $\rho_a$  et de  $\varphi$  est effectuée en cherchant un minimum sonore sur les deux curseurs correspondants, qui donnent aussi la valeur recherchée par le biais d'échelles graduées. Pour plus d'information, il faudra consulter le manuel technique de l'EM 16R (Geonics 1979).

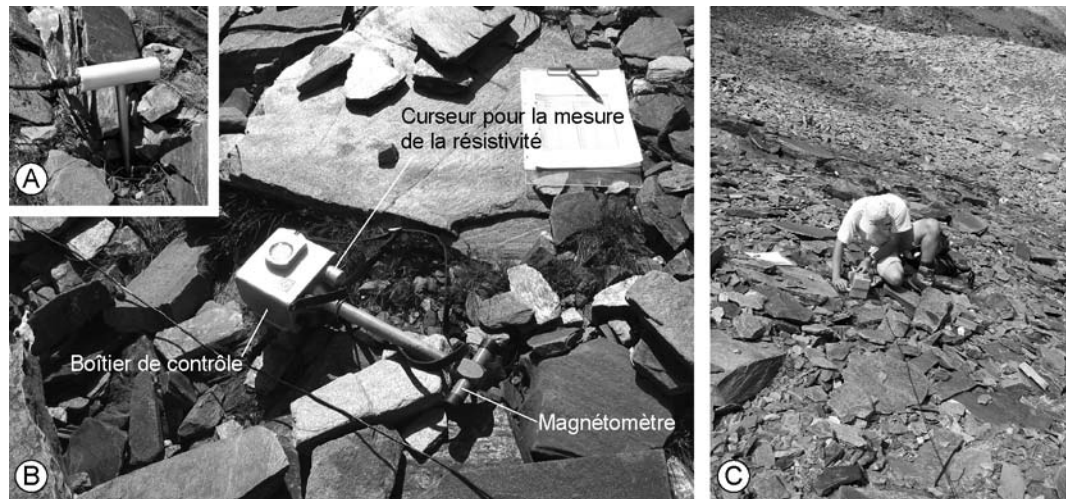


Fig. 4.16 : (A) Une des deux électrodes de courant de l'EM 16R. (B) Le boîtier de contrôle de l'EM 16R avec le magnétomètre. (C) Prise de mesures dans la partie basse de l'éboulis de Gana Rossa (Valle di Sceru, cf. chap. 7.8). Photo C : G. Fontana.

Selon l'orientation souhaitée pour le profil, comme source pour le champ primaire, les émetteurs de Hauderfehn, en Allemagne (23.4 KHz), ou de Cutler (Maine), aux Etats-Unis (24.0 KHz), ont été utilisés.

#### 4.2.4.6 Représentation des données VLF-R

L'ampleur de l'angle  $\varphi$  nous donne une information semi-quantitative sur les variations de la résistivité avec la profondeur. Dans le cas d'un modèle à deux couches de la proche surface, avec les valeurs de résistivité apparente et de l'angle  $\varphi$  – et en estimant la résistivité de la première couche – il est alors possible d'obtenir la résistivité et l'épaisseur de la première couche et la résistivité de la deuxième couche en utilisant des abaques (Geonics 1979) ou par inversion des données (par exemple, Beamish 2000 ; Griessemann & Reitmayr 1979 ; Sharma & Kaikkonen 1998)

Dans cette recherche, trois manières différentes de représenter les données VLF-R ont été utilisées. Le plus souvent les résultats de la cartographie ont été présentés sous forme de profils de résistivité et de l'angle  $\varphi$  (fig. 4.17b). Lorsque les résultats ont été exposés sous forme de cartes en symboles proportionnels, seulement la résistivité apparente a été présentée : dans ce cas, l'interprétation est uniquement qualitative. Pour les profils du sous-sol, des pseudo-sections (fig. 4.17a) ou des tomographies (fig. 4.17c) ont été effectuées. Les **pseudo-sections**, qui se limitent à une **représentation des données**, ont été effectuées à l'aide du logiciel 2LAYER (Pirttijärvi 2004b), tandis que pour les **tomographies**, basées sur l'**inversion des données**, le logiciel 2LAYINV a été utilisé (Pirttijärvi 2003, 2006) : la différence entre la représentation des données (pseudo-section) et leur inversion (tomographie) se reflète donc sur leur représentation, comme on peut le voir d'après la comparaison des figures 4.17a et c.

Etant donné que le plus souvent les profils VLF-R ont été effectués le long des lignes de sondage géoélectrique, les données relatives à la résistivité de la première couche – indispensables pour l'inversion des données VLF-R – ont été estimées sur la base de l'interprétation des sondages géoélectriques. De plus, des profils VLF-R ont été effectués sur la même ligne d'acquisition que les données par EM 31, et ceci dans le but de pouvoir comparer les deux méthodes.



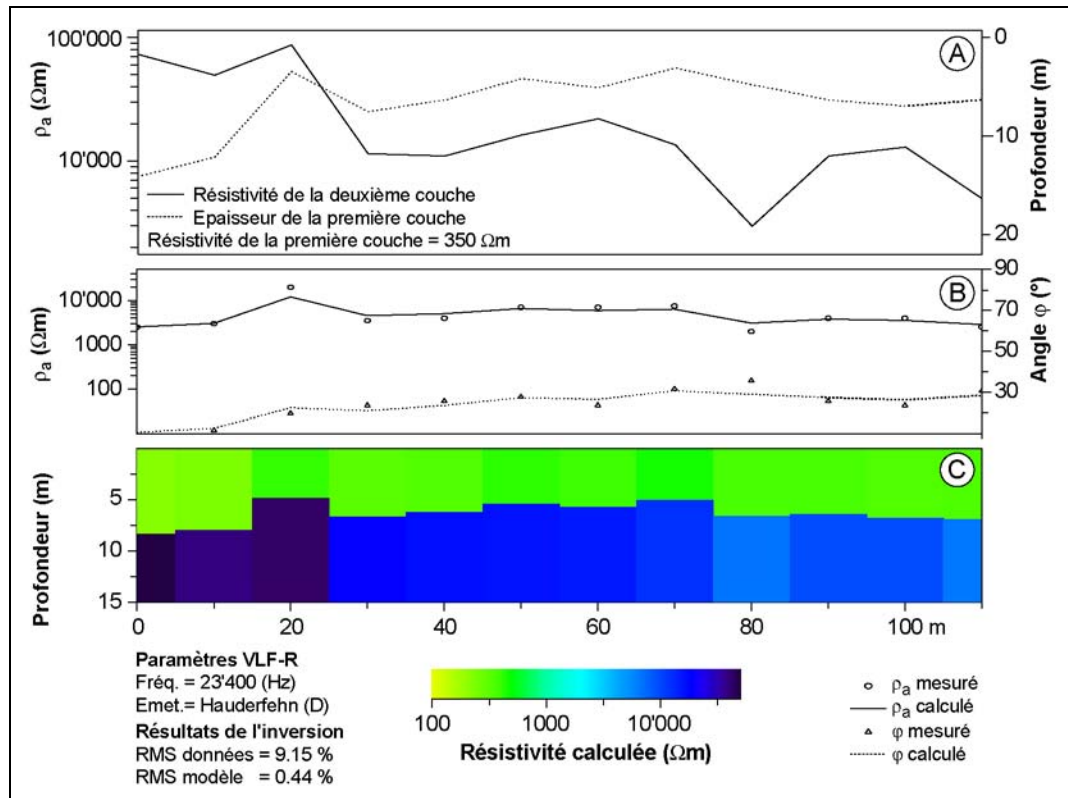


Fig. 4.17 : Représentation des données du profil SCE-VLF08, effectué sur le glacier rocheux de Piancabella (Valle di Sceru ; cf. chapitre 7.5). (A) Pseudo-section ; (B) Profils de la résistivité apparente et de l'angle  $\varphi$ . Sur ces profils sont représentés également les résistivités apparentes et les angles  $\varphi$  calculés par inversion, ce qui permet d'effectuer la tomographie (C). Pour la pseudo-section, la résistivité de la deuxième couche et l'épaisseur de la première couche sont calculées séparément pour chaque point de mesure à partir d'une résistivité de la première couche qui est supposée constante tout au long du profil (Pirttijärvi 2004b), tandis que pour la tomographie, le modèle d'inversion tient compte de toutes les mesures du profil (laterally constrained inversion), ce qui permet d'obtenir des résistivités de la première couche qui peuvent être différentes pour chaque point de mesure (Pirttijärvi 2006).

## 4.2.5 La méthode de la polarisation spontanée (PS)

### 4.2.5.1 Généralités

L'utilisation de la méthode de la polarisation spontanée (PS) liée aux **potentiels d'électrofiltration ou potentiels EF** (appelés également **potentiels électrocinétiques naturels**, *streaming potentials* en anglais) en géomorphologie, géocryologie et glaciologie est assez récente. Parmi les recherches basées sur la mesure des potentiels électriques spontanés dans ces disciplines, la PS a été utilisée pour le suivi du front de dégel et l'étude de la couche active par Gahé *et al.* (1988) et Fortier *et al.* (1993), pour l'étude des cours d'eau sous-glaciaire et de drainage des glaciers par Blake & Clarke (1999) et Kullessa *et al.* (2003a, b) et dans l'étude des glissements de terrain par Bogoslowsky & Ogilvy (1977), Bogoslowsky *et al.* (1977), Gex (1993) et Gass (2003).

Concernant les environnements périglaciaires alpins, aucune étude des potentiels d'électrofiltration dans des glaciers rocheux ou des éboulis est connue à l'heure actuelle. De même, le fonctionnement hydrologique général de ces formes reste encore largement méconnu (cf. Rist 2007 ; Rist & Phillips 2005 et chap. 3.5.3).

#### 4.2.5.2 Principes de la méthode

**Les potentiels d'électrofiltration (EF) sont des potentiels électriques naturels produits par un flux d'eau dans un terrain poreux et perméable** (Gass 2003). Les potentiels EF sont directement proportionnels à la filtration sélective des ions (celle que l'on appelle électrofiltration) à l'échelle microscopique. L'eau, en agissant comme un électrolyte, crée à l'interface minéraux-eau un flux de charge positif entre la partie immobile de la double couche électronique et l'électrolyte libre (Gass 2003 ; Revil *et al.* 1999, 2002, 2004 ; voir fig. 4.18). La double couche électronique se compose par la couche de Stern, en contact avec le minéral et avec des cations fixes, et par la couche diffuse de Gouy-Chapman, avec une concentration de cations beaucoup plus faible. En d'autres termes, les anions, qui sont plus gros, restent adsorbés sur les parois des pores, alors que les cations sont entraînés par le mouvement du fluide (Gex 1980). La surface qui sépare la couche de Stern de la couche diffuse de Gouy-Chapman constitue le plan de cisaillement. **La dissymétrie dans la distribution des charges permet ainsi la création d'un potentiel négatif à l'entrée de l'eau dans un terrain poreux et perméable (infiltration d'eau) et la création d'un potentiel positif à sa sortie (exfiltration d'eau)**. C'est cette caractéristique qui fait de la PS la seule méthode géophysique de surface capable de détecter l'eau en mouvement dans le sous-sol (Corwin & Hoover 1979 ; Schiavone & Quarto 1984).

A l'échelle microscopique, la relation entre le potentiel d'électrofiltration (EF) et les caractéristiques de l'électrolyte est exprimée par la loi de Helmholtz-Smoluchowski :

$$EF = (\rho\varepsilon\zeta/4\pi\eta)*\Delta P \quad (4.18)$$

où :

- $\rho$  = résistivité du fluide ;
- $\varepsilon$  = constante diélectrique du fluide ;
- $\eta$  = viscosité dynamique du fluide ;
- $\zeta$  = potentiel électrique de la double couche (ou potentiel  $\zeta$ ) ;
- $\Delta P$  = différence de charge hydraulique entre les points de mesure de EF.

Par définition, le potentiel  $\zeta$  est le potentiel au plan de cisaillement séparant la couche de Stern de la couche diffuse de Gouy-Chapman.

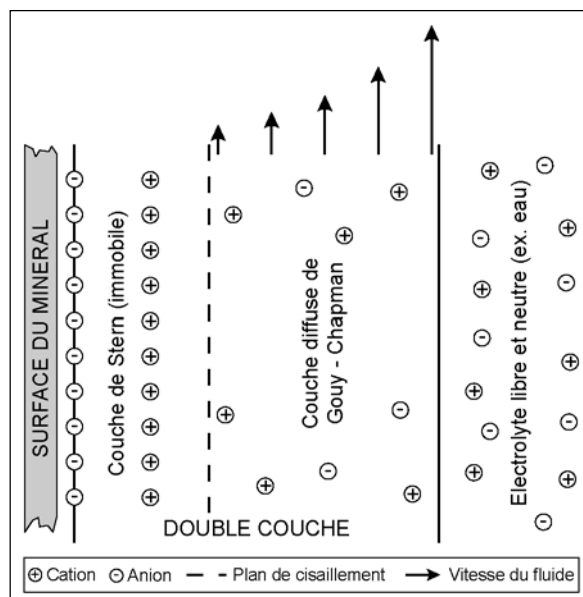


Fig. 4.18 : Structure schématique de l'interface minéral-eau à l'origine de la génération des potentiels d'électrofiltration. La taille de la double couche est en général de quelques nm. Modifié d'après Gass (2003) et Revil *et al.* (2004).

L'eau douce, en particulier si elle est peu conductrice (et donc peu chargée en ions), induit les potentiels EF maximaux (Bogoslowky & Ogilvy 1973). Au contraire, en présence d'eau très conductrice (avec une concentration en minéraux dissous supérieure à 5 g/l), l'électrolyte court-circuite le courant électrique spontané, ce qui fait chuter les valeurs des potentiels EF mesurés à la surface du sol. Les variations des potentiels EF peuvent être dues également aux variations de granulométrie et donc de perméabilité du sol (Ahmad 1964). Du point de vue théorique, la PS devrait donc être une méthode fort prometteuse pour la mise en évidence des flux d'eau en zone périglaciaires, en particulier dans des zones caractérisées par une pétrologie gneissique (eau très peu conductrice<sup>2</sup>), comme c'est le cas pour les Alpes Tessinoises orientales.

#### 4.2.5.3 Mise en œuvre et appareillage

La méthode PS est passive. Chaque valeur du potentiel EF mesurée à la surface du sol se réfère à une électrode de référence fixe, placée à une station de base et qui devrait se situer en dehors de toute perturbation ou anomalie d'origine naturelle ou artificielle. La différence de potentiel (en mV) est donc mesurée entre cette électrode de référence (fixe) et une électrode de mesure (mobile), que l'opérateur déplace le long d'un profil (Gex 1977 ; Reynolds 1997). Par convention, la différence de potentiel à l'électrode de référence est 0. L'ampleur de la différence de potentiel mesurée est généralement comprise entre quelques millivolts et un volt. Le signe (positif ou négatif) des potentiels mesurés est un paramètre très important pour l'interprétation des anomalies PS.

Le pas de mesure dépend de la problématique étudiée. Selon Gass (2003), pour des cibles de petite taille (émergences, niches d'arrachement dans des glissements de terrain), le pas de mesure doit être de l'ordre du mètre, voire inférieur, tandis que dans la prospection de zones d'infiltration d'eau ou de remontée d'eau de grande taille (par exemple dans un glissement de terrain), le pas de mesure peut être de plusieurs mètres voire de la dizaine de mètres. Etant donné qu'on n'a aucune information dans la littérature sur l'ampleur des anomalies PS sur des glaciers rocheux ou des éboulis de la zone périglaciaire, un pas de mesure de l'ordre de 3-5 mètres a été adopté. Celui-ci est un pas de mesure intermédiaire entre la prospection serrée d'anomalies ponctuelles et la prospection d'anomalies de grande taille.

Le matériel utilisé dans cette étude pour la prospection PS a été mis au point à l'Institut de Géophysique de l'Université de Lausanne (fig. 4.19). L'électrode de référence, du type impolarisable à Cu-CuSO<sub>4</sub>, a été réalisée en PVC pour le tube contenant la solution saturée de sulfate de cuivre et en bois dur pour le bouchon qui est en contact avec le terrain. L'électrode mobile de mesure fait un mètre de longueur et sa section fine (1.2 cm) permet d'enfoncer aisément sa partie inférieure dans le terrain. Les deux électrodes sont reliées par un fil de cuivre protégé de 0.2 mm de diamètre, et qui s'utilise en bobines de 3 km de fil disponible. Le dévidage du fil se fait à partir d'une canette située dans le sac sur le dos de l'opérateur, ce qui a l'avantage pratique de ne pas gêner les déplacements. Les mesures de la différence de potentiel se font à l'aide d'un millivoltmètre digital à haute impédance d'entrée (100 M $\Omega$ ), permettant de mesurer des variations de  $\pm 2000$  mV. Au millivoltmètre sont associés un compensateur, alimenté par une pile de 1.5 V (ce qui permet une compensation de  $\pm 750$  mV) et un filtre permettant de stabiliser les mesures lorsque le terrain présente des perturbations du champ électrique naturel (courants parasites).

---

<sup>2</sup> Pour en donner un exemple, l'eau du robinet à Claro (TI) (bassin versant dans des gneiss) à une conductivité électrique spécifique à 25°C de 100  $\mu$ S/cm, à Olivone (TI) (bassin versant dans des micaschistes et des calcschistes) de 160  $\mu$ S/cm et à Renens (VD) (bassin versant dans des grès à matrice calcaire) de 370  $\mu$ S/cm.

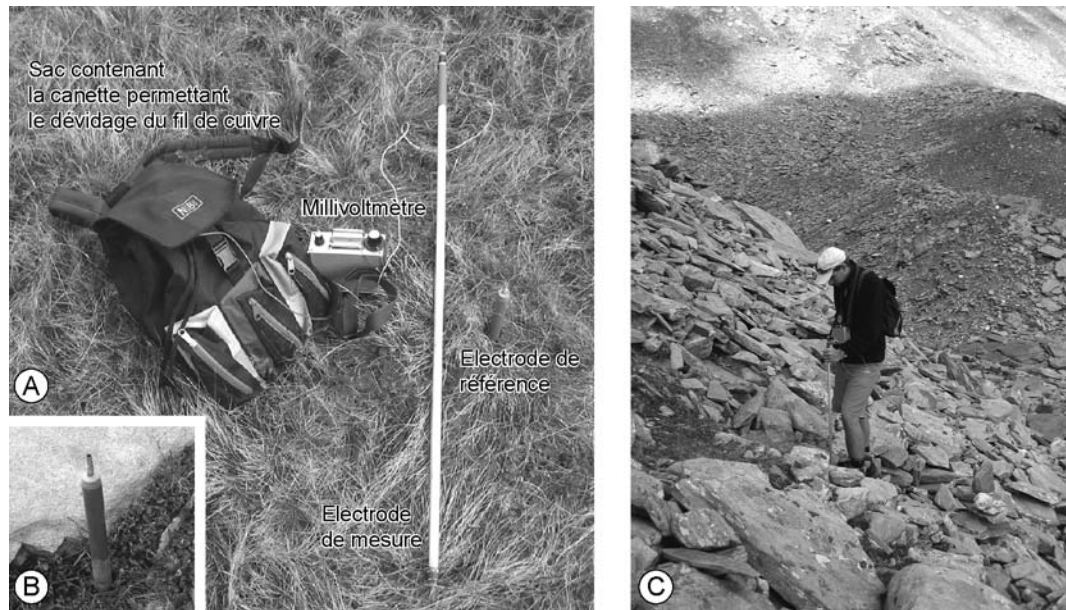


Fig. 4.19 : (A) Appareillage utilisé pour la prospection PS. (B) Vue en premier plan de l'électrode de référence. (C) Acquisition de données PS sur le glacier rocheux de Piancabella (Valle di Sceru ; cf. chap. 8.4). Photo C : G. Fontana.

Le compensateur à un double intérêt : d'une part, il permet d'ajuster la valeur de la différence de potentiel à 0 à l'électrode de référence et, d'autre part, il permet de reprendre les mesures à partir de n'importe quel point déjà levé, ce qui évite d'ajouter algébriquement à chaque mesure la valeur d'une éventuelle nouvelle base (Gex 1982). L'ensemble de l'appareillage, y compris une bobine de 3 km de longueur de fil, pèse environ 3 kg, ce qui permet à un seul opérateur de lever plusieurs centaines de mesures par jours, même dans des conditions de terrain difficiles. Pour des informations supplémentaires concernant le matériel, on se référera à Gex (1990) et à Gass (2003). La procédure d'acquisition des données est schématisée à la figure 4.20.

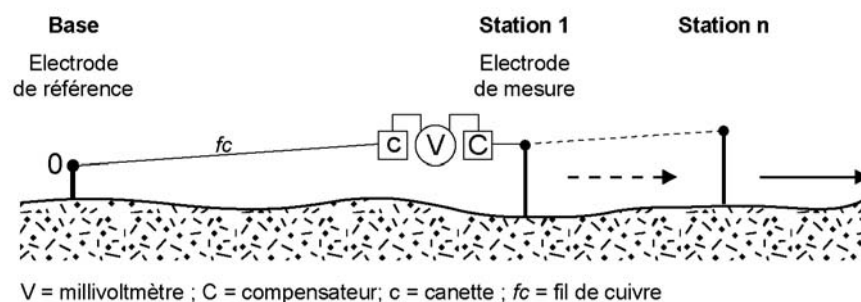


Fig. 4.20 : Procédure schématique pour d'acquisition des données PS. Modifié d'après Gex (1990) et Gass (2003).

#### 4.2.5.4 Interprétation des données PS

Dans le cas d'un terrain parfaitement homogène et isotrope, les potentiels EF reflètent les contours du toit de l'aquifère. Dans ce cas, la cartographie de la PS permet de déterminer, par inversion des données, certaines caractéristiques (configuration, direction et intensité) du flux de la nappe phréatique dans le plan horizontal et vertical (Bogoslowky & Ogilwy

1973 ; Darnet *et al.* 2003 ; Revil *et al.* 2004). Dans la théorie, il est donc possible de construire un modèle géophysique à deux terrains supposés homogènes – le premier constituant un terrain non saturé et le deuxième le même terrain saturé en eau (aquifère) – dont il est possible de calculer les variations d'épaisseur du premier terrain. Une des formulations possibles de cette relation est la suivante (Aubert & Kieffer 1998) :

$$H_{(x,y)} = h_{(x,y)} - V_{(x,y)}/K - E^0 \quad (4.19)$$

où :

- $H_{(x,y)}$  = côte altimétrique du toit de l'aquifère au point (x, y) (m) ;
- $h_{(x,y)}$  = côte altimétrique de la surface du sol au point (x, y) (m) ;
- $V_{(x,y)}$  = différence de potentiel entre la station (x, y) et le point de référence (mV) ;
- $K$  = gradient de l'électrofiltration naturelle de pente (mV/m) ;
- $E^0$  = épaisseur du premier terrain (connue ou supposée) au point de référence (m).

Dans l'impossibilité de connaître la valeur de  $E^0$ , j'ai renoncé à appliquer cette relation aux données PS. Quant à l'inversion des données PS, elle nécessite le plus souvent la connaissance de certains paramètres de la formule 4.18 (Gass 2003). Certains de ces paramètres sont déterminables seulement à partir de mesures effectuées dans des tubes piézométriques, ce qui impliquerait des moyens logistiques et financiers importants. Dans cette recherche, je me limiterai donc à une simple interprétation qualitative des profils exécutés.

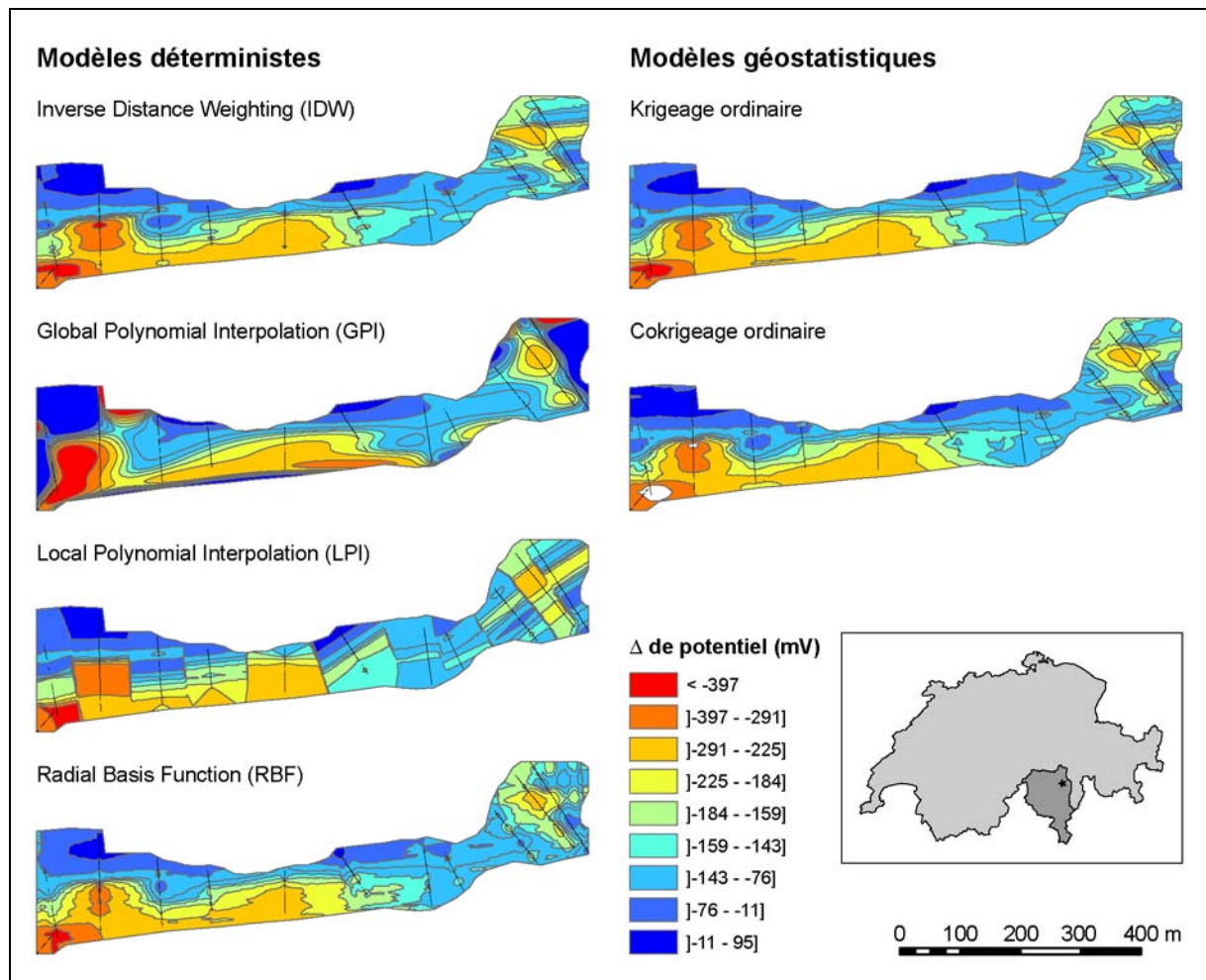


Fig. 4.21 : Comparaison des algorithmes d'interpolation testés pour construire les cartes des équipotentiels de PS de la Valle di Sceru (voir chap. 8.3). Modifié d'après Scapozza (2007b).

Parallèlement à la réalisation de profils, qui nous donnent des informations seulement le long de la ligne d'acquisition des mesures, un certain nombre de cartes des équipotentielles de PS ont été réalisées afin de pouvoir cerner les variations spatiales des potentiels spontanés. Après avoir testé nombreux algorithmes d'interpolation déterministe et géostatistique (fig. 4.21, voir aussi Scapoza 2007b), les interpolations pour les cartes des équipotentielles PS présentées dans cette recherche ont été effectuées à l'aide du krigeage ordinaire. Cette méthode d'interpolation géostatistique a en effet donné les meilleurs résultats, autant du point de vue quantitatif (erreurs d'entraînement et de validations, robustesse de l'algorithme) que qualitatif (représentation spatiale des classes et correspondance avec les observations de terrain) (Scapoza 2007b).

Dans une topographie à forte déclivité, comme c'est le cas pour les environnements périglaciaires alpins, l'**électrofiltration naturelle de pente**, due essentiellement à la topographie, est très haute, et son effet sur la différence de potentiel mesurée peut être important. Ce type de perturbation, nommée « Effet topographique » (TE – *Topographic Effect*), est connue par les géophysiciens depuis au moins 90 ans (Ernstson & Scherer 1986). La TE présente, pour un champ électrique constant (pas d'autres anomalies dues à des infiltrations ou à des remontées d'eau), une augmentation des potentiels négatifs lorsque l'on monte dans la pente et l'électrode de référence est placée à la base de celle-ci (Jackson & Kauahikaua 1988 ; Fournier 1983 ; cf. fig. 4.22A).

Pour cette raison, afin de cerner au mieux les anomalies produites par l'infiltration et le transfert d'eau dans le sous-sol – elles aussi se manifestant par des potentiels négatifs (fig. 4.22B) – une **anomalie régionale** ( $K \cdot H$ ), censée représenter l'électrofiltration naturelle de pente ( $K$ ), a été calculée et a été soustraite aux valeurs mesurées ( $\Delta V_M$ ). L'interprétation est donc basée exclusivement sur l'**anomalie résiduelle** qui en résulte ( $\Delta V_R$ ). En termes mathématiques, le procédé pour obtenir l'anomalie résiduelle pour chaque valeur mesurée est le suivant :

$$\Delta V_R = \Delta V_M - (K \cdot H) \quad (4.20)$$

avec  $\Delta V_R$  et  $\Delta V_M$  en mV et  $K$  en mV/m.

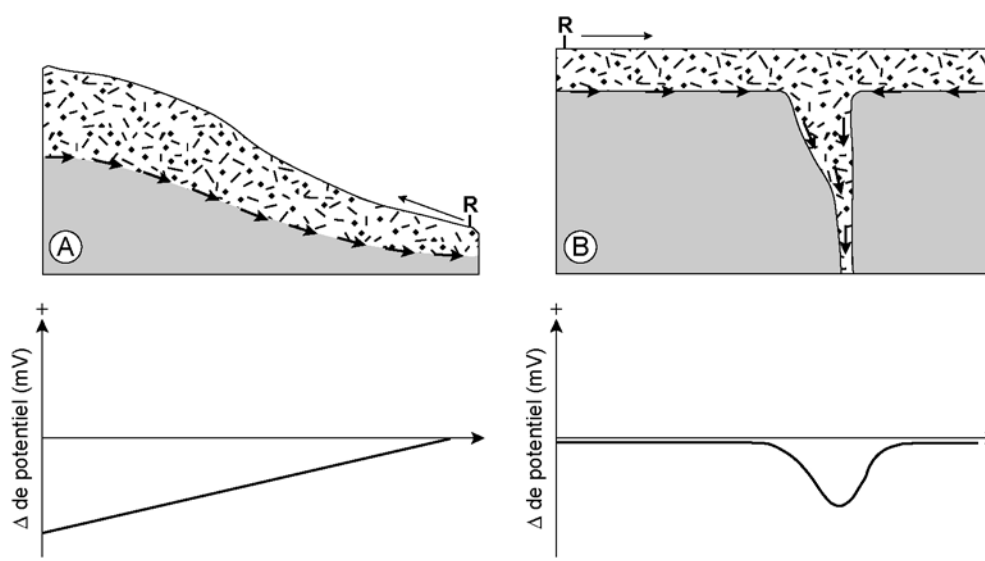


Fig. 4.22 : (A) Représentation schématique de l'électrofiltration naturelle de pente. (B) Représentation schématique d'une anomalie due à un mouvement vertical descendant de l'eau dans un corps poreux et perméable. Modifié d'après Gass (2003).

H représente la différence d'altitude entre le point de mesure et la base (m). Un exemple graphique du traitement des données PS est présenté dans la figure 4.23. Comme on peut le voir, la correction de la TE ne modifie pas la forme des anomalies, mais déplace seulement la courbe des valeurs mesurées. Pour le calcul de l'anomalie régionale, un coefficient K de  $-0.68 \text{ mV/m}$  a été utilisé. Ce gradient est dans l'ordre de mesure des coefficients K reportés par Ernstson & Scherer (1986), Aubert & Yene Atangana (1996) et Aubert & Kieffer (1998). La procédure de calcul de K pour la Valle di Sceru sera présentée dans la partie dédiée à la discussion des données PS (chap. 8.2).

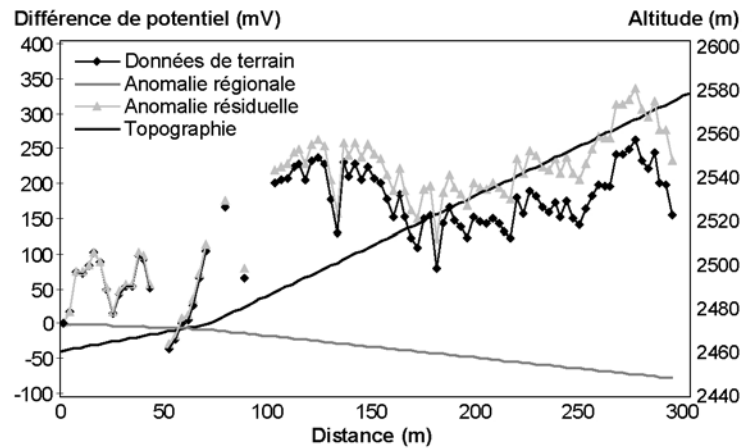


Fig. 4.23 : Décomposition des données de terrain en deux composantes : l'anomalie régionale et l'anomalie résiduelle. L'exemple montre les données provenant de l'éboulis de Gana Rossa (Valle di Sceru ; cf. chap. 8.5).





## 5. Présentation de la zone d'étude

---

*Alla ricerca della storia.*

*« Tutto il mondo è paese », dice un antico proverbio.*

*Tutti i paesi fanno parte del mondo e quindi si assomigliano.*

*Però non ne troviamo due identici. L'infinito si presenta a noi sotto l'apparenza di una identità infinita e di una infinita diversità.*

*Conoscendo il nostro Paese, conosciamo quindi, in forma generica, tutta la Terra. Per approfondire lo studio di una località che ci interessa non ci resta che specializzare.*

*Fu detto che i ciottoli parlano. Bisogna però saperli interrogare. E questo esame lo fanno i geologi.*

*Ogni ciottolo, ogni greto, ogni rio, ogni sporgenza di roccia, ogni valletta, ogni declivio, ogni monte, ogni frazione, ogni comune ha un nome proprio. Chi glielo diede? Ce lo diranno i glottologi. Ogni paese ha delle Leggende sue, delle tradizioni, e nella leggenda e nella tradizione troviamo sempre un substrato di verità storica.*

*Infine troviamo i manufatti: strade, ponti, castelli e ruderi, ed i manoscritti, prima in pergamena, poi in carta, che sono i documenti inoppugnabili della vera Storia. Olivone ha la fortuna di possedere un millennio di storia documentata (il documento più antico finora trovato risale al 965), ma ne possiede un altro più antico di storia archeologica, ed altri non classificabili di storia geologica. Nel nostro lavoro seguiremo fedelmente questa traccia.*

P. Bolla, *La Storia di Olivone*, 1931



## 5 Présentation de la zone d'étude

Tout travail de géomorphologie, et en particulier les études de géomorphologie dynamique concernant les environnements périglaciaires, ne peut pas se passer des données concernant les principaux facteurs de contrôle de la morphogenèse – les conditions climatiques et structurales – qui influencent la zone que l'on est en train d'étudier. Après une brève situation géographique (5.1), le cadre géologique et tectonique des Alpes Tessinoises orientales sera traité (5.2), pour passer à une discussion des données climatiques permettant de caractériser la région d'étude (5.3). Le dernier chapitre (5.4) sera consacré à la présentation l'histoire glaciaire de la région, ce qui permettra d'établir les données de référence pour les reconstitutions paléogéographiques et paléoclimatiques qui seront traitées dans le chapitre 6.

### 5.1 Les Alpes Tessinoises orientales

#### 5.1.1 Le mythe du *Mons Aduelas*

Le géographe grec Strabon, en 20 après J.-C., avait défini comme « *Mons Aduelas* » toute la région des Alpes Lépointines comprise entre les sources du Rhin et du Ticino (y compris le Brenno) (Valsecchi 2000 ; Widmer & Siegwart 1973), c'est-à-dire la région qui est actuellement située entre le Col du Nufenen et celui du Splügen, avec les principaux cols reliant le Nord et le Sud des Alpes. Selon les recherches historiographiques récentes, le centre du *Mons Aduelas* était probablement le Col de la Greina (Widmer & Siegwart 1973). Au XVe et au XVIe siècle, certains humanistes, au lieu de chercher un col, sont partis avec l'idée de trouver une imposante montagne. C'est pour cette raison que le massif situé à l'E du Val Blenio porte aujourd'hui le nom de massif de l'Adula. Cette étude, pour le fait qu'elle considère la région qui, du Col du Lukmanier, va vers le massif de l'Adula, en passant par la région de la Greina, s'inscrit donc dans le courant qui a démarré avec Pater Placidus a Specha au XVIIe siècle (Müller 1974) et qui, en passant par Luigi Lavizzari au XIXe siècle (Lavizzari 1988) et au XXe siècle par Carlo Taddei (1937), s'est attaché à une analyse géographique des environnements naturels de haute montagne du *Mons Aduelas*.

#### 5.1.2 Situation géographique

Les Alpes Tessinoises orientales se situent dans la partie NE du canton du Tessin et comprennent le Val Blenio avec ses vallées latérales (Valle di Santa Maria, Val Camadra, Val di Carassino, Val Malvaglia et Val Pontirone) et la rive gauche du Val Leventina (fig. 5.1). Dans cette étude, les Alpes Tessinoises orientales n'ont pas été considérées selon leur délimitation politique (canton du Tessin), mais plutôt selon des critères de continuité géographique. Pour cette raison, dans l'étude régionale sur les glaciers rocheux, le Val Cadlimo et le Val Termine, situés à l'W du Col du Lukmanier, la partie supérieure du Val Medel et la partie grisonne de la Greina ont été également investigués.

Du point de vue orographique, les Alpes Tessinoises orientales sont constituées par trois chaînes de montagnes principales. La première, qui borde la région au N, est la dorsale située entre le Col du Lukmanier et le Col de la Greina. Elle comprend le groupe du Scopi (3190 m) et le massif du Piz Medel (3210 m). La deuxième chaîne de montagnes est constituée par le complexe de sommets du massif de l'Adula/Rheinwaldhorn. Elle se développe en direction N-S pour presque 35 km entre le Piz Terri (3149 m) et le Pizzo di Claro (2720 m), avec comme point culminant le sommet de l'Adula/Rheinwaldhorn qui,

avec ses 3402 m d'altitude, est le plus haut sommet du canton du Tessin. La troisième chaîne principale comprend le massif de la Cima di Gana Bianca (2842 m), situé entre le Val Blenio et le Val Malvaglia, qui constitue une prolongation vers le SW de la grande chaîne de l'Adula/Rheinwaldhorn. On peut encore signaler deux chaînes de montagnes secondaires. La première, qui fait la ligne de partage des eaux entre le Val Blenio et le Val Leventina, se développe entre le Pizzo del Sole (2773 m) et le Matro (2172 m), tandis que la deuxième, constituée par le gruppo della Colma, avec une altitude maximale de 2486 m, se situe entre le Val Blenio et le Val di Carassino.

La surface de la zone d'étude est d'environ 400 km<sup>2</sup>, dont 180 situés au-dessus des 2000 m d'altitude. Mis à part la partie supérieure du Val Medel, drainée par le Rein da Medel, et la partie N de la région de la Greina, drainée par le Rein da Sumvigt (les deux étant des affluents du Rhin Antérieur), la région d'étude comprend tout le bassin versant du Brenno et une partie du bassin versant du Ticino. Pour de plus amples informations sur les montagnes des Alpes Tessinoises orientales, on consultera davantage les ouvrages de Brenna (1994) et de Valsecchi (1998, 2000).

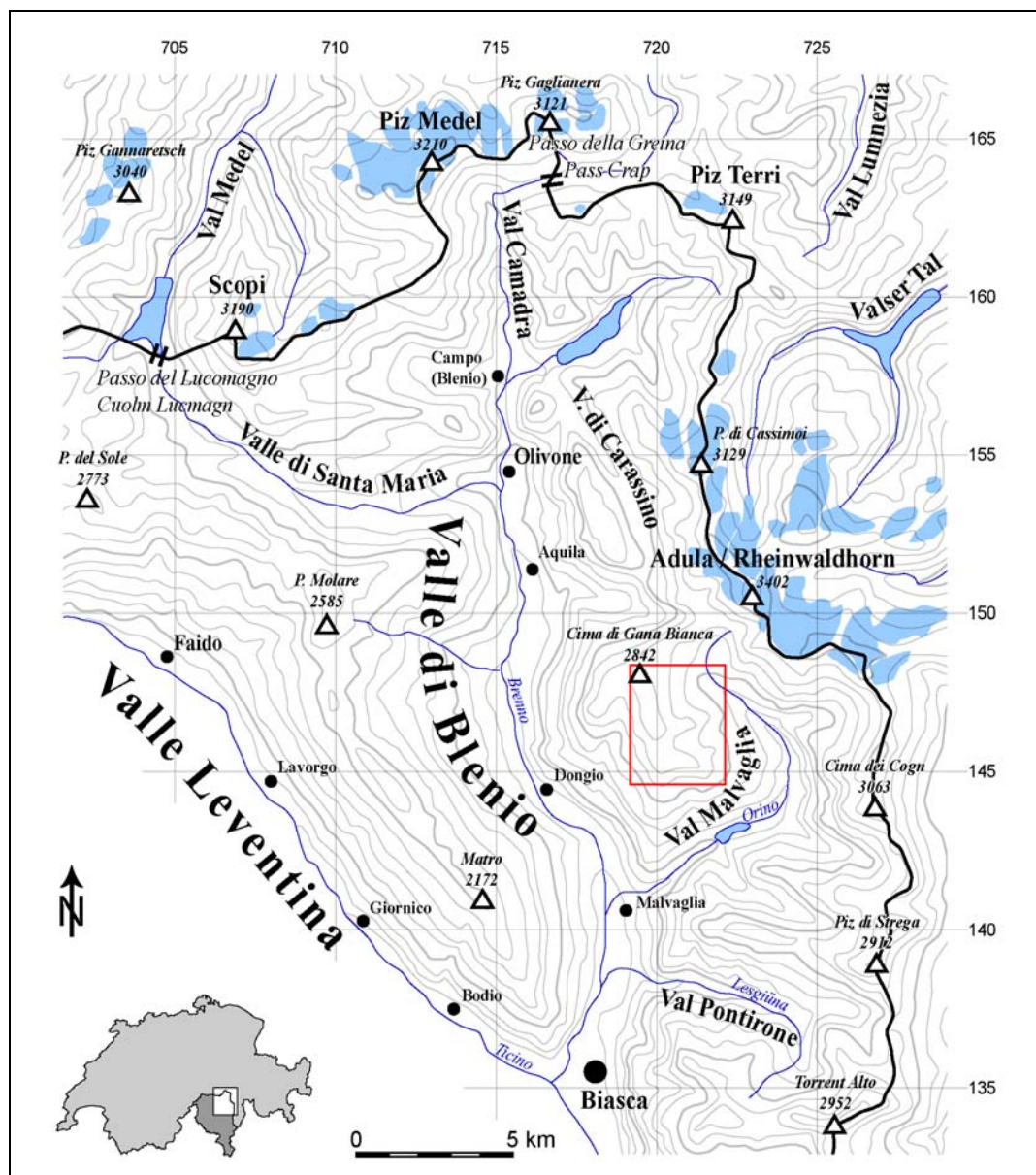


Fig. 5.1 : Situation géographique des Alpes Tessinoises orientales. Le rectangle rouge indique l'emplacement de la figure 6.17. Equidistance des courbes de niveau : 200 m.

## 5.2 Les conditions structurales

Les études monographiques concernant la tectonique et la pétrographie des Alpes Tessinoises orientales sont assez rares, et pour la plupart assez anciennes (par exemple, Argand 1918 ; Baumer 1964 ; Niggli *et al.* 1936). Au niveau cartographique, aucune planche de l'Atlas géologique de la Suisse au 1:25'000 n'a encore vu le jour. Si l'on excepte les documents globaux à l'échelle de la Suisse (en particulier, Commission Géologique Suisse 1980 ; OFEG 2005), les ressources cartographiques régionales datent des années 1920/30 (Frischnecht *et al.* 1923 ; Preiswerk *et al.* 1934). Les données concernant la géologie de cette région ont une double origine, selon l'échelle spatiale considérée : d'une part les études globales, au niveau de la Suisse ou du canton du Tessin (par exemple, Campana 1989 ; Casasopra 1942 ; Cotti *et al.* 1990 ; Labarth & Decrouez 1997 ; Trümpy 1980), et d'autre part les nombreuses études géologiques et pétrographiques locales (dont la bibliographie a été réunie par Cotti *et al.* 1991).

### 5.2.1 Unités tectoniques et pétrographie

Les Alpes Tessinoises orientales, du point de vue tectonique, comprennent deux unités principales : le massif du Gothard avec sa couverture autochtone et para autochtone au N et le complexe des nappes penniques inférieures au S (fig. 5.2). Les différentes unités tectoniques de la région, avec une description de leur stratigraphie et de leur pétrographie, seront présentées ici (fig. 5.3).

#### 5.2.1.1 Le Sudhelvétique

Le massif du Gothard ne constitue pas une seule formation, mais plutôt un complexe de plusieurs unités géologiques (Cotti *et al.* 1990). Dans la littérature géologique classique, on a toujours considéré le massif du Gothard comme un massif cristallin (et donc appartenant au domaine Helvétique, voir Baumer 1964 ; Frey 1967 ; Niggli *et al.* 1936 ; Winterhalter 1930), à l'instar du massif de l'Aar, du Mont Blanc ou des Aiguilles Rouges, même si le terme de « nappe du Gothard » est connu depuis longtemps dans la littérature géologique (Labarth & Decrouez 1997). Trümpy (1980), en effet, a été l'un des premiers à décrire le massif du Gothard comme étant le front d'une nappe et à l'associer au domaine pennique. Pour le différencier du domaine Helvétique au sens strict, le « massif » du Gothard avec sa couverture est associé parfois à l'Ultrahelvétique avec le terme de *Sudhelvétique* (Commission Géologique Suisse 1980), ou au pennique avec les termes de *Complexe Subpennique* (Milnes 1974) ou de *Infrapennique* (Trümpy 1980).

La pétrographie du « massif » du Gothard est constituée principalement par les gneiss granitiques protogynes de Medel et par les orthogneiss du Lukmanier, qui sont des gneiss oillés (*Augengneise*) clairs présentant des gros cristaux de feldspath (Fontana 2008 ; Winterhalter 1930). Il s'agit dans les deux cas de roches cristallines pré-triasiques, à faible degré de métamorphisme (Frey *et al.* 1980).

La couverture mésozoïque du « massif » du Gothard, de faciès Ultrahelvétique (Trümpy 1980), s'inscrit dans le paysage par une longue synforme qui traverse la région de Piora et du Lucomagno pour se prolonger en direction de la Greina, et présente trois unités distinctes : les sédiments autochtones du Trias, les sédiments para autochtones de la *Zone du Scopi* et ceux de la *Zone des écailles de Peiden* (Fontana 2008 ; Frey 1967 ; Jung 1962). La première unité est constituée par des dolomies, des cornieules et des calcaires datant du Trias, alors que les autres deux unités sont composées en prévalence de calcschistes du Jurassique inférieur (Lias).

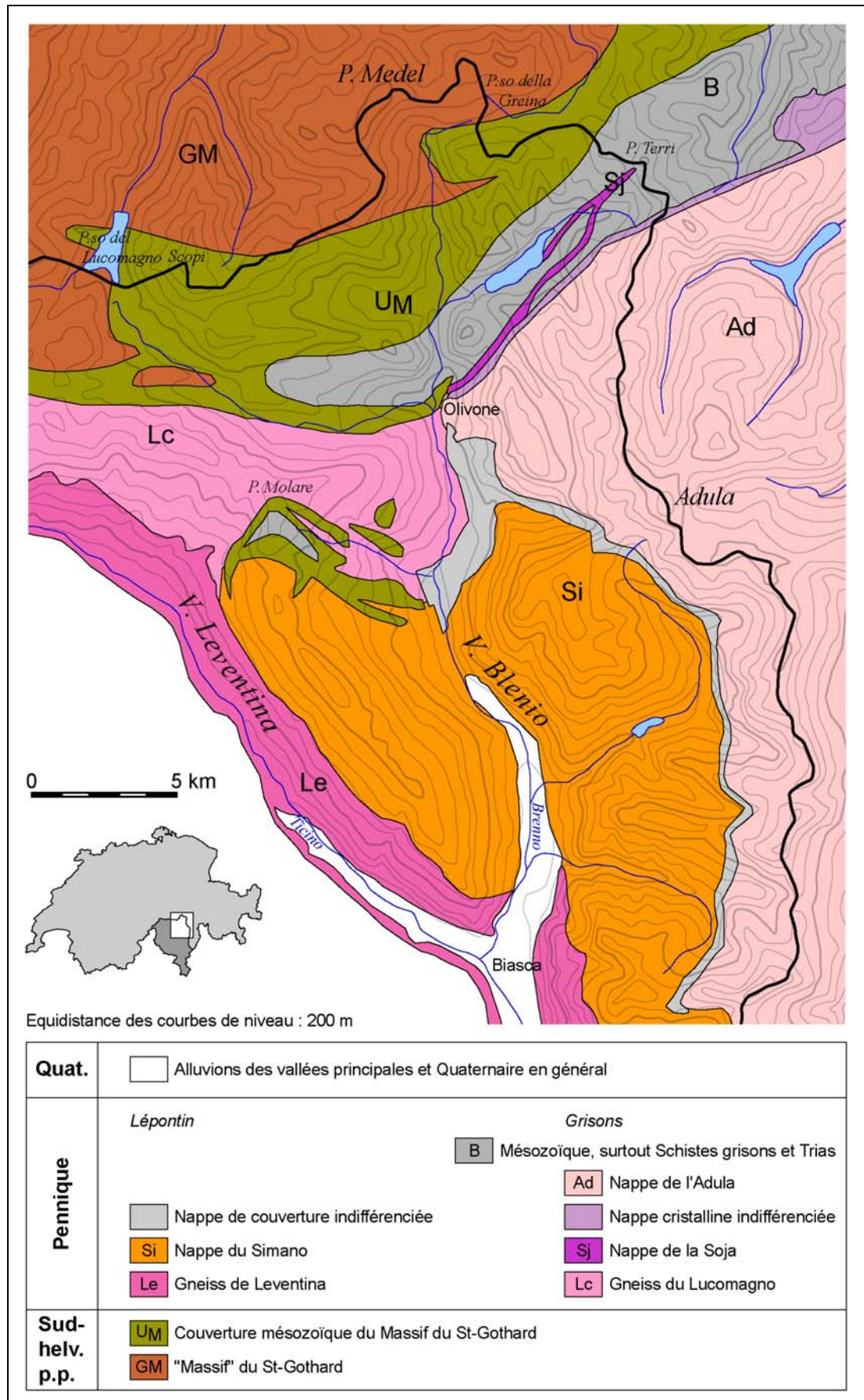


Fig. 5.2 : Carte tectonique des Alpes Tessinoises orientales. Modifiée d'après Commission Géologique Suisse (1980).

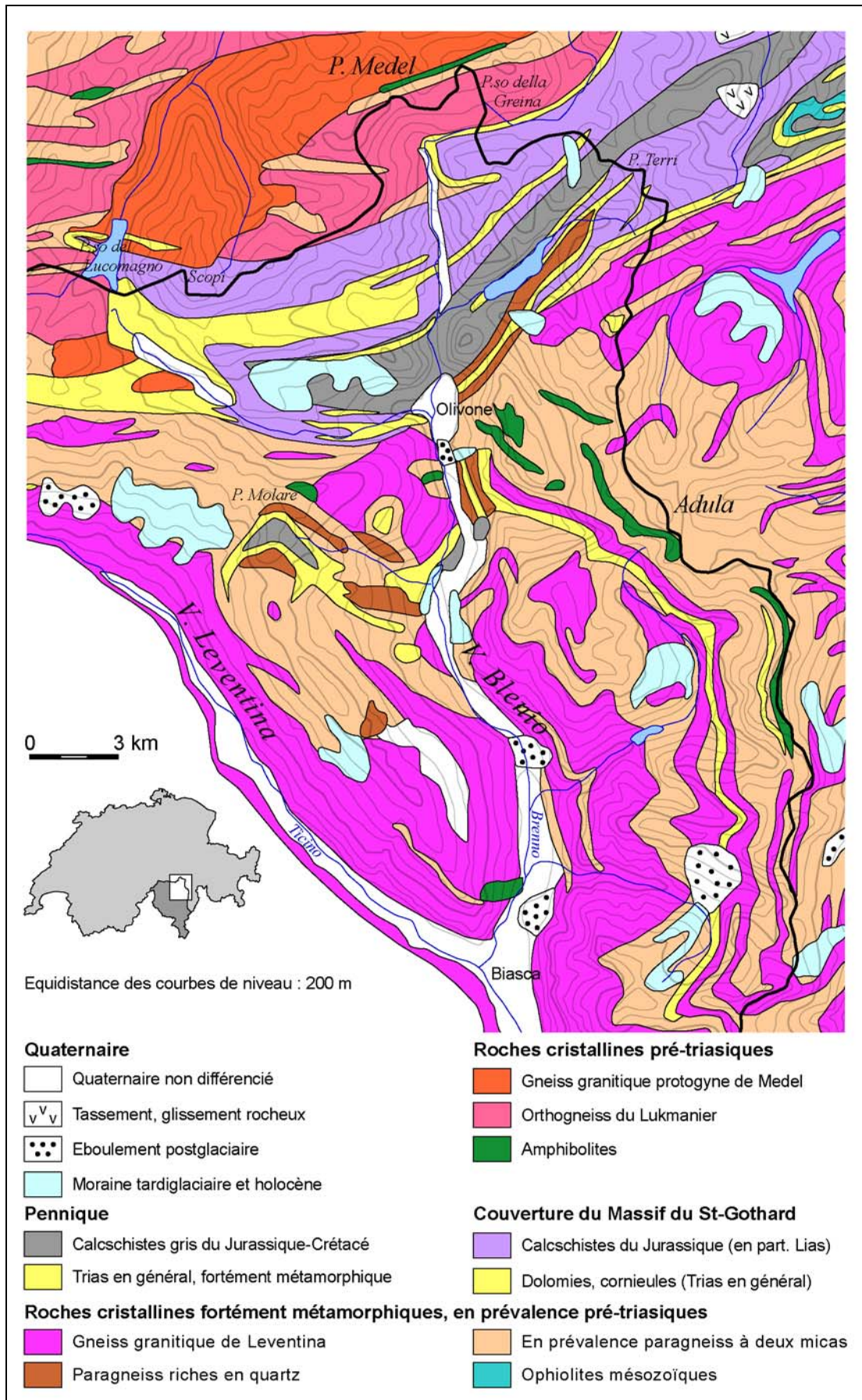


Fig. 5.3 : Carte géologique des Alpes Tessinoises orientales. Modifiée d'après OFEG (2005).

### 5.2.1.2 *Le pennique inférieur*

L'important soulèvement et la grande érosion de la chaîne alpine pendant le Tertiaire ont mis à nu, dans le Tessin septentrional, les nappes les plus profondes de l'édifice alpin (Labarth & Decrouez 1997). La région d'étude est située presque entièrement dans ce complexe des nappes penniques inférieures (ou nappes lépontiennes), principalement dans la nappe du Simano et dans le complexe des nappes de l'Adula qui, dans l'ordre, sont les structures les plus profondes au-dessus de la culmination simplio-tessinoise, représentée dans cette région par les gneiss de Leventina/Lucomagno. Selon la conception moderne, ces unités très profondes sont considérées comme « *les portions de croûte les plus profondes et les plus méridionales de la zone helvétique* » (Labarth & Decrouez 1997 : 88). La surimposition des différentes nappes est présentée dans la figure 5.4.

#### *Le « socle » lépontin*

La partie la plus profonde de la chaîne alpine est le « socle » lépontin. En effet, malgré les campagnes de prospection sismique profonde de la chaîne alpine, il est encore difficile de savoir si le « socle » lépontin constitue effectivement un socle « autochtone » non plissé ou s'il s'agit plutôt d'une nappe de charriage très profonde (Labarth & Decrouez 1997). Cette structure est formée par les gneiss du Lucomagno au N et par les orthogneiss granitiques de la Leventina au S (voir Casasopra 1939), regroupés sous l'appellation de gneiss Lépontiens (*Lepontinic gneiss* ; Wenk 1953). Ces deux unités ont été parfois groupées avec le massif du Gothard dans celui que l'on appelle complexe subpennique (Milnes 1974). Selon Köppel *et al.* (1980), le protolythe granitoïdique des gneiss de la Leventina résulte d'une intrusion volcanique d'âge hercynienne, tandis que le gneiss du Lucomagno a une origine métasédimentaire, probablement pré-carbonifère (Maxelon & Mancktelow 2005).

Entre le « socle lépontin » et la nappe du Simano sus-jacente, sont présentes des écaïlles formées par des amphibolites et par des serpentinites (Hezner 1909) qui témoignent d'un magmatisme continental très profond et/ou de magmatisme océanique dans la période pré-collisionnelle d'un orogénèse d'âge primaire. Les datations radiochronologiques U – Pb effectuées par Schaltegger *et al.* (2002) sur les zircons, ont donné un âge de cristallisation du protolythe d'environ 518 Ma (Cambrien).

#### *La nappe du Simano*

Avec une ampleur de charriage de 10-15 km, la nappe du Simano est constituée principalement par des intercalations plus ou moins complexes de ortho- et paragneiss (Köppel *et al.* 1980 ; Maxelon & Mancktelow 2005 ; Rütli 2001, 2003 ; Rütli *et al.* 2005). Les orthogneiss sont essentiellement des schistes micacés et des gneiss riches en biotite ou en muscovite assez hétérogènes, ayant comme protolythe des roches cristallines anciennes hautement métamorphisées. Les paragneiss sont pour la plupart des gneiss à deux micas et des paragneiss riches en feldspaths, ayant comme protolythe des gneiss et des schistes pré-mésozoïques (Keller 1968).

Entre la nappe du Simano et la nappe de l'Adula, on trouve une nappe de couverture indifférenciée, formée par des roches sédimentaires fortement métamorphisées datant du Trias (principalement marbres), qui constituait une partie de la couverture sédimentaire du socle cristallin plissé.

#### *Nappe de la Soja*

Dans la partie septentrionale du Val Blenio, entre la nappe du Simano et de l'Adula, s'intercale tectonostratigraphiquement la nappe de la Soja. Elle est constituée par des paragneiss et des schistes et, occasionnellement, par des métaconglomérats (Jenny *et al.* 1923). Entre la nappe de la Soja et la nappe de l'Adula, on trouve une nappe cristalline indifférenciée, prolongement de la nappe de couverture indifférenciée située entre les



nappes du Simano et de l'Adula, constituée par des sédiments du Trias et du Jurassique inférieur et par des ophiolites mésozoïques hautement métamorphiques.

### *Nappe de l'Adula*

Avec une ampleur de charriage de 50 km, la nappe de l'Adula est constituée, en plus des gneiss à deux micas et aux schistes micacés qui ont été déjà décrits pour la nappe du Simano, par des amphibolites, des éclogites et des péridotites (Deutsch 1979 ; Trosmmsdorff & Evans 1974). Ce sont les réactions chimiques entre les roches ultrabasiqes et les roches plus acides comme les gneiss qui ont mené, au cours de l'orogénèse alpine, à la formation des gisements de pierre ollaire de la nappe de l'Adula qui ont été exploités, par exemple, dans le Val di Carassino (par exemple, Mannoni *et al.* 1987 ; Pfeifer 1989 ; Pfeifer & Seernels 1986 ; Scapozza 2004, 2005).

La couverture mésozoïque des nappes penniques a été presque entièrement charriée contre le massif du Gothard. Elle est constituée principalement par deux unités, la *Zone du Sosto*, qui borde au SE la Zone des écaillés de Peiden (Sudhelvétique), et la *Zone du Terri*, qui se situe au SE de la Zone du Sosto (Fontana 2008 ; Baumer 1964). La pétrographie de ces deux unités est constituée essentiellement par des calcschistes gris du Jurassique-Crétacé (les schistes des Grisons ou *Bündnerschiefers*) et par du Trias (dolomies et cornieules en particulier) fortement métamorphisés.

## 5.2.2 Les Alpes Tessinoises orientales dans le contexte de l'orogénèse alpine

Si l'histoire alpine débute au Trias, nous trouvons dans les Alpes Tessinoises (et dans l'ensemble des Alpes) des roches beaucoup plus anciennes. Le « massif » du Gothard et les nappes penniques sont formés de roches qui, avant l'orogénèse alpine, ont connu l'orogénèse calédonienne (Carbonifère – Permien) et hercynienne (Silurien) au Paléozoïque (Labarth & Decrouez 1997).

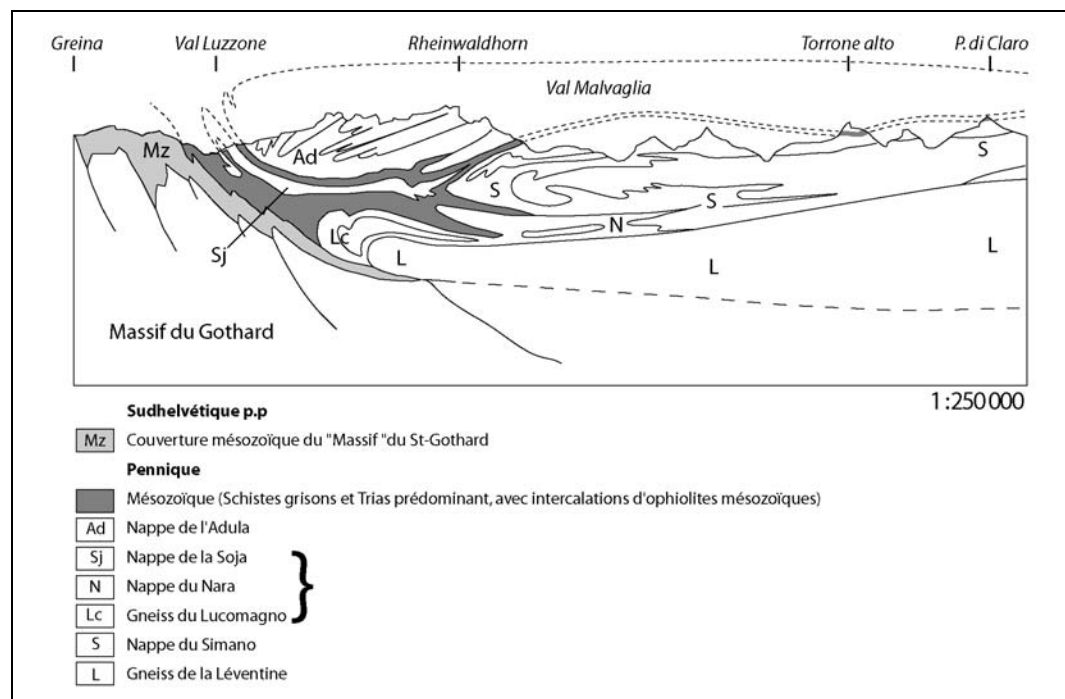


Fig. 5.4 : Coupe tectonique à travers les nappes penniques des Alpes Tessinoises orientales. Notez la surimposition de la nappe du Simano et de la nappe de l'Adula sur le « socle » lépontin. Modifié d'après Commission Géologique Suisse (1975).

Le « massif » du Gothard, par exemple, porte les traces d'un métamorphisme calédonien, voire plus ancien, dans sa zone septentrionale, et contient deux corps granitiques d'origine hercynienne dans la région du col du Gothard et au col du Lukmanier.

Après la déchirure de la Pangée au cours du Permien, la naissance de la Téthys au cours du Trias et l'expansion de l'océan et l'enfoncement de ses marges au cours du Jurassique (Labarth & Decrouez 1997 ; Marthaler 2001), les Alpes Tessinoises orientales au Crétacé inférieur, avant le début de la subduction de l'océan Piémontais, comprennent les structures suivantes (de NW à SE) (fig. 5.5) :

- La partie plus interne et distale de la plate forme continentale du **bassin Helvétique** (« massif du Gothard », nappe de Leventina/Lucomagno et du Simano, avec les sédiments marins de faciès Ultrahelvétique associés).
- Le **sillon Valaisan** qui, dans cette portion des Alpes, était un bassin profond sur de la croûte continentale (nappe de la Soja et nappe de l'Adula). Au SE du sillon Valaisan, nous retrouvons des écaïlles ophiolitiques d'âge Crétacé, qui sont probablement les restes d'un bassin en *pull-apart* de l'océan Piémontais, situé au SE du Briançonnais (Stämpfli 1993, 1994 ; Stämpfli *et al.* 1998).
- Le **Briançonnais**, qui était une péninsule continentale située entre le sillon Valaisan et l'océan Piémontais (nappe de Tambo et nappe de Suretta).

La subduction est accompagnée par un important métamorphisme des unités tectoniques des Alpes Tessinoises, qui sont entraînées de plus en plus en profondeur par l'alourdissement de la croûte continentale en subduction. Nous avons une importante phase de métamorphisme de haute pression vers 110 Ma et une autre phase de métamorphisme de haute température vers 85 Ma (Escher *et al.* 1997). A l'Eocène et à l'Oligocène, nous avons la phase paroxysmale du métamorphisme vers 38 Ma (avec la nappe de l'Adula qui est entraînée à plus de 50 km de profondeur), suivie du début de l'exhumation de l'ensemble des nappes lépontines (Nagel *et al.* 2002 ; Rütli 2003).

La phase paroxysmale de l'orogénèse alpine, vers 35 Ma, correspond au début du collapse gravitationnel des nappes en direction NW. Juste après cette phase, l'importante érosion accélère l'exhumation et la surrection du dôme gneissique lépontin au Miocène (Nagel *et al.* 2002 ; Rütli 2003 ; Schmid *et al.* 1996, 1997), ce qui entraîne un rétroplissage des nappes en direction du SE [voir, à ce propos, le modèle de formation de nappes-plis dans les Alpes de Escher & Beaumont (1997)].

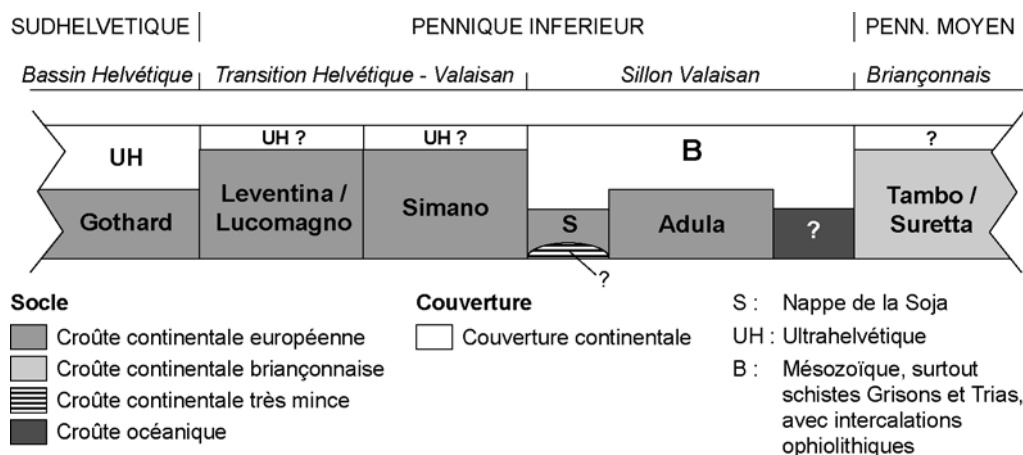


Fig. 5.5 : Schéma palinspastique des Alpes Tessinoises orientales au Crétacé inférieur (vers environ 130 Ma), juste avant la subduction de l'océan Piémontais vers 120 Ma. Echelle non respectée. Compilé d'après plusieurs sources (voir sources citées dans le texte).

### 5.2.3 Géologie du Quaternaire

Au Pléistocène et à l'Holocène, les vallées supérieures du Tessin ont été marquées par des importants éboulements, dus vraisemblablement à la décompression des versants suite à la dernière glaciation (Hinderer 2001). Les dépôts d'éboulements, en barrant les vallées, ont permis dans certains cas la formation d'un lac d'une durée de plusieurs siècles, ce qui a favorisé le remplissage alluvial de certaines parties des fonds des vallées. C'est le cas, par exemple, de l'éboulement postglaciaire de Ludiano, entre Malvaglia et Dongio, qui a permis la création de la plaine de Motto (Niggli *et al.* 1936), et des éboulements du Monte Crenone et de Chironico.

L'éboulement historique du Monte Crenone, entre Biasca et Malvaglia, s'est produit le 16 octobre 1513 (le 30 novembre selon d'autres sources) (Toschini 2004). Le barrage de la vallée par la masse éboulée de 500 millions de m<sup>3</sup> de roche a créé un lac de 5 km de longueur et de 1200 m de largeur. La vidange soudaine de ce lac au printemps 1515, connue sous le nom de « Buzza di Biasca », a détruit le village de Biasca, inondé la ville de Bellinzona et ravagé la plaine du Ticino jusqu'au Verbano (Cotti *et al.* 1990 ; Sargenti 1965).

L'éboulement Pléistocène de Chironico, entre Giornico et Lavorgo, qui avait été étudié au début du XXe siècle par Schardt (1910) et par Nägeli (1920), a été récemment daté par Antognini & Volpers (2002) à environ 11'500 C<sup>14</sup> BP (Bølling-Allerød). Le lac s'étant créé derrière la masse éboulée avait une profondeur de ~30 m, une longueur de ~3 km, une surface de ~1.3 km<sup>2</sup> et un volume de ~39 millions de m<sup>3</sup>; selon les calculs effectués sur la base du débit et de la charge solide du Ticino au Tardiglaciaire, la durée du lac a été estimée à environ 120-730 ans (Antognini & Volpers 2002).

Les plaines alluviales du bas Val Blenio et du bas Val Leventina se sont formées par remplissage morainique, fluvio-glaciaire, fluvatile et lacustre au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène. La topographie du fond rocheux du bas Val Leventina est connue grâce aux profils de sismique réflexion réalisés à Pollegio (au NW de Biasca) dans le cadre du Programme National de Recherche 20 sur les structures profondes de la Suisse (PNR20/NPF20). L'épaisseur de sédiments retrouvée est de 410 m, ce qui situe le fond rocheux à -100/-110 m/mer (Felber & Bini 1997 ; Felber *et al.* 1994). Il est intéressant de constater que, si l'on tient compte de l'importante érosion des vallées du Sud des Alpes par assèchement de la Méditerranée, avec abaissement relatif du niveau de base de l'érosion fluvatile, pendant l'époque Messinienne (il y a environ 6 Ma) (Bini *et al.* 1978 ; Cita *et al.* 1990 ; Felber *et al.* 1991a, b), la profondeur de l'excavation glaciaire due aux derniers cycles glaciaires – et donc la profondeur du remplissage tardiglaciaire et postglaciaire des vallées – est moindre par rapport à la profondeur du fond rocheux. Felber & Bini (1997) proposent un remplissage Pléistocène et Holocène du bas Val Leventina d'environ 250 mètres d'épaisseur, ce qui situe le fond de la vallée glaciaire à 60 m/mer. Pour le bas Val Blenio, Scapozza *et al.* (2007) estiment à 180 mètres l'épaisseur de sédiments quaternaires, ce qui situe le fond de la vallée glaciaire à 180 m/mer, alors que le fond rocheux de la vallée se situe au niveau de la mer.

Les dépôts morainiques, en raison de l'incision importante des vallées, de la déclivité des versants et de l'intense érosion fluvatile (qui a construit le grand cône de déjection de Olivone-Marzano, les nombreux cônes entre Olivone et Dongio et le cône de Bodio-Personico), sont très mal conservés. La question relative aux dépôts morainiques et à l'histoire glaciaire de la région sera traitée dans le chapitre 5.4.

### 5.3 Les conditions climatiques

#### 5.3.1 Caractéristiques générales

Les Alpes Tessinoises orientales, en particulier dans leur partie centrale et méridionale, se trouvent protégées de l'influence des courants de SW qui, d'habitude, amènent le gros des précipitations au Sud des Alpes Suisses et qui sont la cause, vers la fin de l'été et le début de l'automne, des nombreuses crues des cours d'eau sud alpins. Cet aspect, conjointement à la morphologie très encaissée des vallées supérieures tessinoises, est responsable du fait que cette région est celle avec le moins de précipitations de tout le canton du Tessin (Spinedi & Isotta 2004). Cette position d'abri est encore plus marquée dans la partie sud orientale du Val Blenio, telle la région du Simano – Gana Bianca et du haut Val Malvaglia. Comme on peut bien le voir sur la figure 5.6, cette région se trouve dans la zone moins arrosée de tout le Tessin, avec moins de 1400 mm de pluie par année pour la période 1961-1990. La différence climatique avec les Alpes Tessinoises occidentales (région du Basodino – Cristallina), qui bénéficient d'un climat plus humide en raison de l'interception des courants humides provenant du SW, est donc assez importante.

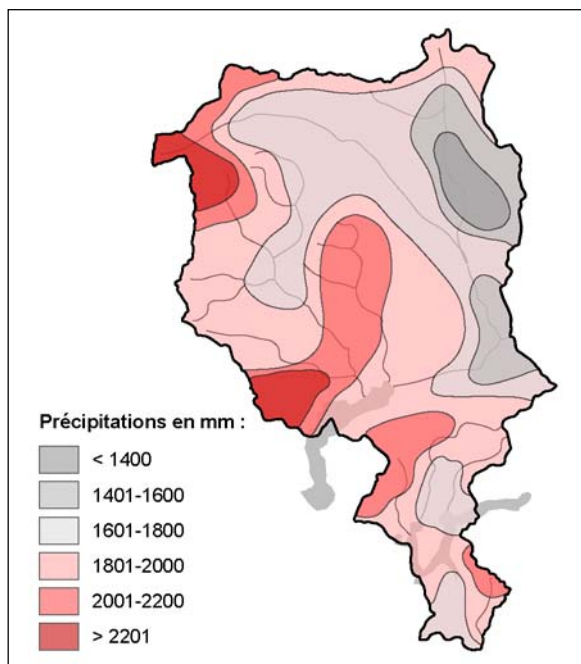


Fig. 5.6 : Distribution des précipitations annuelles moyennes au Tessin pour la période 1961-1990. Source : Cotti et al. (1990 : 157).

*Il est important de garder à l'esprit que la carte est assez grossière, parce que dans la partie centrale du Val Blenio seuls deux points de mesure, situés dans le fond de la vallée, ont été retenus (Comprovasco et Malvaglia), et que la valeur des précipitations sur le Simano est inconnue (S. Sartori & F. Spinedi, comm. personnelle).*

Si l'on prend comme référence la station MétéoSuisse de Comprovasco, située dans la partie centrale du Val Blenio, le climat des Alpes Tessinoises orientales, selon la classification de De Martonne (1940), est de type danubien. Ce type de climat, de caractère semi-continentale, est défini par des hautes températures en été accompagnées d'une relative sécheresse et deux maxima de précipitations au printemps et en automne (Viers & Vigneau 2001), comme on peut le voir sur la figure 5.7. Une autre caractéristique de ce climat semi-continentale est l'amplitude thermique annuelle comprise entre 15 et 20°C : dans le cas spécifique de Comprovasco, elle est en moyenne de 17.4 °C pour la période 1961-1990. La relative sécheresse de Comprovasco se manifeste, pour la période 1988 – 2004, par 22 mois secs et 10 mois sub-sec selon la classification de Gaussen (Gaussen & Bagnouls 1953), comme présenté dans la figure 5.8. Le tableau 5.1 présente les données climatiques pour les stations des Alpes Tessinoises orientales et des régions environnantes.

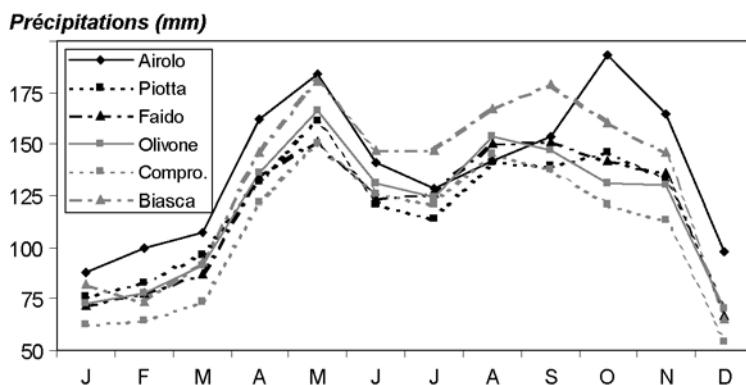


Fig. 5.7 : Répartition annuelle des précipitations pour la période 1961-1990 dans trois stations du Val Leventina (en noir) et trois stations du Val Blenio (en gris). Données : MétéoSuisse.

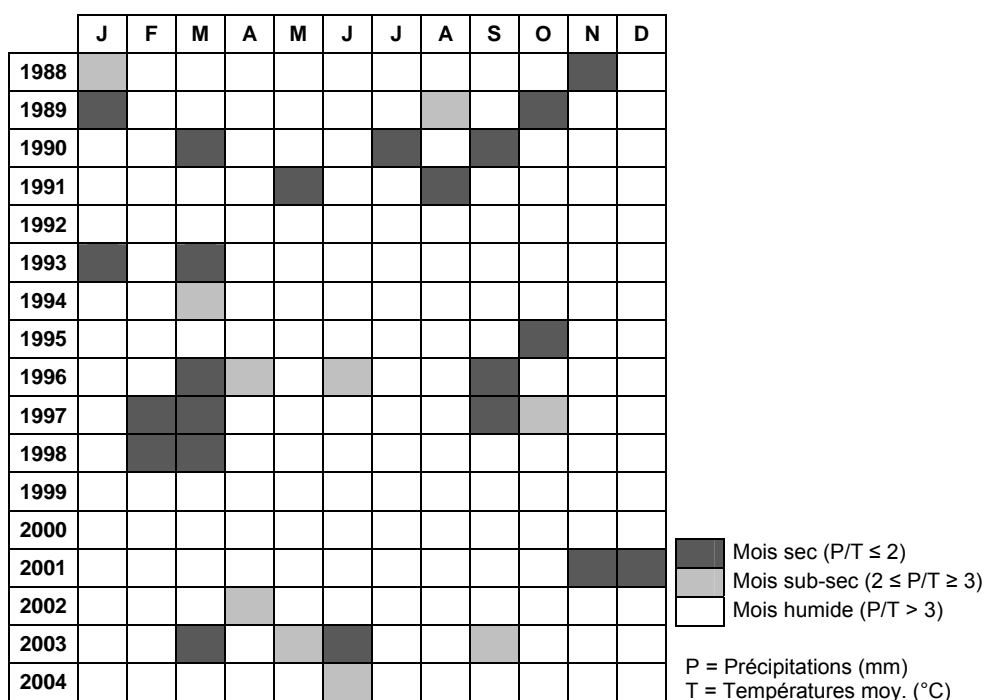


Fig. 5.8 : Mois écologiquement secs à Comprovasco, 575 m d'altitude. Données : MétéoSuisse.

Station	Alt. (m/mer)	T° moy. (°C)	T° à 500 m/mer (°C)	Ensoleill. relatif (%)	Préc. (mm)	Jours de pluie	Préc. par jour de pluie (mm/j)
Airolo	1130	-	-	-	1662	121	13.7
Bellinzona	225	-	-	-	1563	103	15.2
<i>Biasca</i>	291	-	-	-	1587	97	16.4
<i>Braggio</i>	1320	-	-	-	1646	97	17.0
Cimetta	1672	4.3	9.9	51	1548	109	14.2
<i>Comprovasco</i>	575	9.6	9.9	52	1291	102	12.7
Disentis	1190	5.9	9.1	46	1036	122	8.5
<i>Faido</i>	760	-	-	-	1416	106	13.4
Grono	380	11.1	10.6	-	1527	102	15.0
Hinterrhein	1611	2.2	7.5	47	1469	121	12.1
<i>Mesocco</i>	815	-	-	-	1550	103	15.0
<i>Olivone</i>	905	-	-	-	1430	110	13.0
<i>Piotta</i>	1007	7.2	9.5	50	1413	112	12.6
<i>San Bernardino</i>	1639	3.2	8.6	49	1864	128	14.6
Sedrun	1450	-	-	-	1118	138	8.1
Zervreila	1738	-	-	-	1305	135	9.7

Tab. 5.1 : Moyennes annuelles pour la période de référence 1961-1990 pour les stations des Alpes Tessinoises orientales (en italique) et des régions environnantes. Données : MétéoSuisse.

### 5.3.2 Précipitations et températures en altitude

L'évaluation des précipitations et des températures en montagne, en l'absence de stations climatiques situées à haute altitude, est principalement basée sur le calcul de régressions linéaires. Les stations à utiliser dans le calcul de la régression entre précipitations annuelle moyennes et altitude ont été choisies sur la base d'une analyse en composantes principales (ACP) sur une moyenne pluri-annuelle (d'habitude les normes climatologiques 1961-1990). La régression trouvée, avec les données d'Olivone et Comprovasco pour le Val Blenio et de San Bernardino, Mesocco et Braggio pour le Val Mesolcina (GR), s'est avérée très satisfaisante, avec un taux de corrélation entre précipitations et altitude de 0.95. Du fait que dans le calcul les stations du Val Leventina (beaucoup plus influencées par les courants humides provenant du SW) n'ont pas été considérées, la formule doit s'appliquer seulement pour la partie orientale du Val Blenio, en particulier pour le massif de l'Adula et pour le massif de la Cima di Gana Bianca.

La formule de la régression linéaire est la suivante :

$$y = 0.49 * x + 1044.7 \quad ; \text{ avec } R^2 = 0.90 \quad (5.1)$$

où :

y = Précipitations annuelles moyennes (mm) ;

x = Altitude (m/mer) ;

ce qui nous donne environ 2270 mm de précipitations annuelles à une altitude de 2500 m. Le gradient vertical des précipitations pour les Alpes Tessinoises orientales est donc de 0.49 mm/m.

Pour l'estimation des températures en altitude, les formules suivantes, élaborées par Bouët (1985), ont été utilisées :

*Estimation de la température moyenne annuelle avec l'altitude :*

$$T = T_0 - [(z - z_0) * (\Delta T / \Delta h)] \quad (5.2)$$

*Estimation de la température moyenne annuelle avec l'altitude pour une station située en dessous de 1500 m/mer et l'autre en dessus de 1500 m/mer :*

$$T = T_0 - [(1500 - z_0) * (\Delta T_1 / \Delta z_1)] - [(z - 1500) * (\Delta T_2 / \Delta z_2)] \quad (5.3)$$

où :

T = température calculée pour une altitude z (°C) ;

T<sub>0</sub> = température mesurée à la station située à une altitude z<sub>0</sub> (°C) ;

z = altitude de la station pour laquelle on veut calculer la température (m) ;

z<sub>0</sub> = altitude de la station de mesure (m) ;

ΔT/Δh = gradient vertical de température de Bouët (°C/m) ;

ΔT<sub>1</sub>/Δz<sub>1</sub> = gradient vertical de température de Bouët entre 500 et 1500 m (°C/m) ;

ΔT<sub>2</sub>/Δz<sub>2</sub> = gradient vertical de température de Bouët entre 1500 et 4000 m (°C/m).

Le problème dans l'estimation de la température en altitude est le choix de la station de référence utilisée pour le calcul. Pour ce faire, il serait intéressant de choisir une station de la région d'étude qui se situe au-dessus de 1500 m. Dans l'impossibilité d'avoir ce type de station pour la partie centrale des Alpes Tessinoises orientales, il a été décidé d'effectuer les calculs à partir des stations de Comprovasco et de Cimetta. Ces deux stations, bien que la première se situe dans le fond d'une vallée (effet de piège à air froid)

et la deuxième au sommet d'une montagne, possèdent la même MAAT ramenée à 500 m (voir tab. 5.1), ce qui devrait donner dans les deux cas des résultats semblables. En tenant compte des gradients de température annuels de Bouët (1985), c'est-à-dire 0.46 °C/100 m pour la couche de fond (entre 500 et 1500 m) et 0.59 °C/100 m pour la tranche supérieure (de 1500 à 4000 m), MAAT 1961-1990 à 2500 m calculée à partir des données de ces deux stations est de -0.56°C pour Comprovasco et -0.59°C pour Cimetta.

L'intérêt des formules 5.2 et 5.3 est également celui de permettre de calculer l'altitude d'une isotherme intéressant. Dans le tableau 5.2, ce calcul a été effectué pour les isothermes 0, -1 et -2 °C. Comme on peut le voir, les résultats sont très semblables, avec une différence qui ne dépasse jamais 5 mètres d'altitude.

MAAT (°C)	Comprovasco (575 m)	Cimetta (1672 m)
0	2400 m	2400 m
-1	2570 m	2575 m
-2	2740 m	2745 m

Tab. 5.2 : Altitude de MAAT 0, -1 et -2 °C selon la station de référence.

### 5.3.3 Conditions climatiques pendant l'hiver 2006/2007

Bien que cette étude se soit déroulée pendant les années 2006 et 2007, les conditions géomorphologiques reflètent une tendance climatique à plus long terme, en particulier le réchauffement progressif du climat depuis la fin du Petit Age Glaciaire et l'accélération de ce réchauffement depuis les années 1980 (fig. 5.9). La description des conditions climatiques (en particulier les températures de l'air et les caractéristiques de l'enneigement) pendant la période étudiée est tout de même importante, car elle est indispensable pour l'analyse des mesures géophysiques effectuées, en particulier pour les mesures de température de la surface du sol.

L'automne 2006 et l'hiver 2007 ont été particulièrement doux, avec des températures largement au-dessus de la moyenne 1961-1990 [+4 °C pour les stations de Locarno-Monti et Lugano pendant le mois de janvier (Spinedi 2006/2007)]. Selon Luterbacher *et al.* (2007), les températures de l'air pendant cette période ont été très probablement les plus chaudes des derniers 500 ans ! Les hauteurs de neige au Sud des Alpes à la fin du mois de février étaient comprises entre le 60 et le 80 % de la moyenne, et ceci en raison de l'absence de précipitations sous forme de neige pendant l'automne (Spinedi 2006/2007).

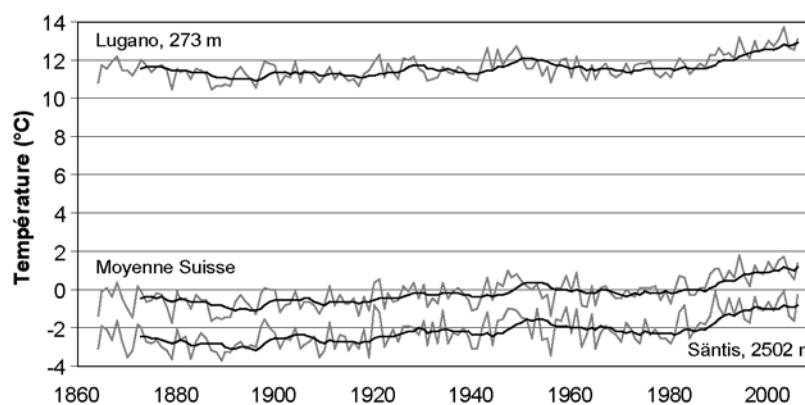


Fig. 5.9 : Evolution des températures moyennes annuelles de l'air (en gris) et moyennes mobiles sur une période de 10 ans (en noir) pour la période 1864-2005 pour une station du Sud des Alpes (Lugano), une station de haute montagne (Säntis) et pour l'ensemble de la Suisse. Données : MétéoSuisse, d'après Begert *et al.* (2005).

Les premières chutes de neige abondantes en montagne sont arrivées seulement vers la mi-décembre (fig. 5.10) alors que la hauteur de neige entre 2000 et 2500 mètres à la Bassa di Nara (rive droite du Val Blenio) n'a pratiquement jamais dépassé le mètre (E. Beretta, données non publiées).

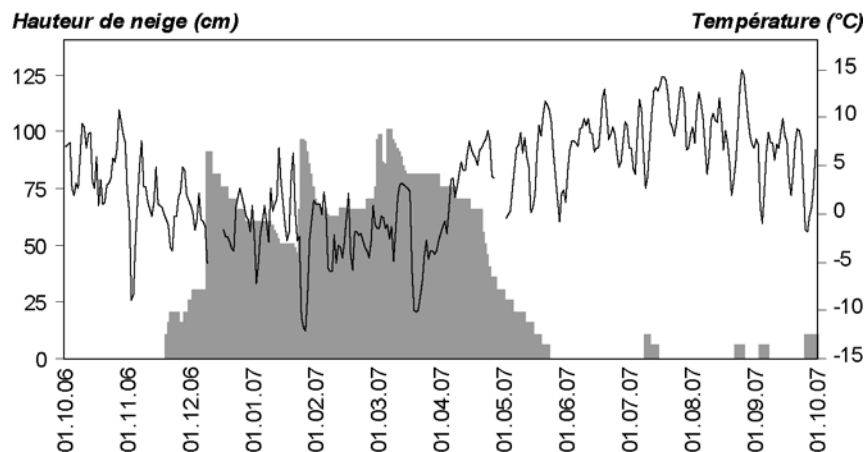


Fig. 5.10 : Reconstitution de la hauteur de neige (en gris) à environ 2000/2500 m sur la base des données de la Bassa di Nara (E. Beretta, données non publiées) et de l'Institut Fédéral pour la recherche sur la neige et les avalanches (ENA Davos), et températures moyennes journalières à 2 m du sol (en noir) au Matro, 2171 m, 714'260/140'940 (source : MétéoSuisse).



## 5.4 Histoire glaciaire des Alpes Tessinoises orientales

### 5.4.1 Historique des recherches sur le Quaternaire récent

Les recherches concernant la paléogéographie du glacier du Ticino et de ses affluents au Pléistocène se sont limitées, d'une part, à la cartographie et à l'étude stratigraphique des dépôts glaciaires et paraglaciers des lobes de piémont des glaciers du Ticino et de l'Adda au cours des dernières glaciations, en particulier dans le Tessin méridional (par exemple, Bini *et al.* 1992, 2001 ; Eberhard 1992 ; Felber 1993, 2002 ; Felber *et al.* 1991a, b ; Maggi 1991 ; Niessen & Kelts 1989 ; Pasquier 1974 ; Sgaria 1992) en Lombardie (par exemple, Bini 1987, 1997 ; Bini *et al.* 1989, 1996 ; Bini & Zucconi 2001 ; Rossi *et al.* 1991) et dans le Piémont (par exemple, Bersezio *et al.* 1999 ; Da Rold 1990 ; Sidler & Hantke 1993) et, d'autre part, à des études générales concernant l'englacement au dernier maximum glaciaire (LGM) (Florineth & Schlüchter 1998, 2000 ; Jäckli 1962) et aux conditions climatiques qui en découlaient (Haeberli & Penz 1985).

En ce qui concerne la dernière déglaciation, les études concernant les glaciers au Tardiglaciaire se sont limitées aux vallées latérales ou aux derniers stades glaciaires du Pléistocène (par exemple, Fontana 2008 ; Renner 1982 ; Scapozza & Reynard 2008 ; Scapozza *et al.* 2008a ; Seiffert 1953 ; Witschi 1956 ; Zeller 1964). Mis à part le travail monumental mais assez général de Hantke (1983), aucune synthèse régionale de la déglaciation dans les vallées supérieures du Tessin n'a jamais été effectuée.

La paléogéographie et paléoclimatologie Tardiglaciaire et Holocène des vallées tessinoises est essentiellement basée sur des datations de coléoptères et micromammifères (par exemple, Blant *et al.* 2004, 2007 ; Bona 2005 ; Focarile 1991) et sur l'analyse de profils polliniques – permettant également de documenter les modifications environnementales exercées par l'homme – (par exemple, Cherubini *et al.* 1995 ; Conedera & Tinner 2000 ; Tinner & Conedera 1995 ; Tinner *et al.* 1999, 2003, 2007 ; Toroni 1969 ; Vescovi *et al.* 2007). Les fluctuations holocènes des glaciers tessinois sont dans l'ensemble très mal connues. Les recherches dans ce domaine se sont en effet concentrées exclusivement sur le Petit Age Glaciaire et sur les fluctuations récentes des glaciers (par exemple, Aellen *et al.* 1995 ; Casartelli *et al.* 1995 ; Maisch 1992 ; Pelfini & Smiraglia 1995 ; Pellegrini 1973 ; Riva 2006 ; Strozzi & Valenti 2007 ; Vallengia *et al.* 2006).

L'histoire glaciaire et postglaciaire de la partie médiane des grandes vallées du sud des Alpes suisses – en amont des zones concernées par les grands lobes de piémont au dernier maximum glaciaire et en aval des zones actuellement encore englacées – demeure donc encore très mal connue. Mis à part l'étude de Venzo *et al.* (1999) sur le remplissage du sillon glaciaire de Bellinzona, celle de Antognini & Volpers (2002) sur l'éboulement de Chironico, celle de Scapozza *et al.* (2007) sur le remplissage alluvial du bas Val Blenio et quelques datations dans des sondages à caractère géotechnique (Ammann 1988 ; Felber 2000 ; Felber *et al.* 2000 ; Lodetti *et al.* 2005 ; Oppizzi 1988), aucune étude de détail de cette partie des vallées n'a pas encore été effectuée.

### 5.4.2 Le Dernier Maximum Glaciaire (LGM)

Le LGM (= Last Glacial Maximum) est défini comme le maximum d'extension glaciaire postérieur au stade isotopique océanique (OIS) 5e (le dernier interglaciaire, connu également sous le nom d'Eemien) et équivaut donc au maximum de la dernière glaciation (Schoeneich 1998c). Conformément à cette définition des variations du taux d'englacement mondial sur la base des courbes isotopiques marines, certains auteurs placent le LGM des glaciers alpins à l'OIS 2, vers 22'000 – 18'000 C<sup>14</sup> BP (par exemple,

Keller & Krayss 1993 ; Florineth & Schlüchter 1998, 2000 ; Preusser 2004 ; Schlüchter 1988, 1989, 2004), ce qui semble avoir été confirmé par les âges d'exposition obtenus sur des blocs erratiques de la moraine frontale du lobe suisse du glacier du Rhône à Wangen a.A. (Ivy-Ochs *et al.* 2004). D'autre part, Schoeneich (1998c), sur la base des séries de datations disponibles pour le LGM des glaciers du Rhône, de la Linth et du Rhin, envisage la possibilité que le LGM alpin pourrait ne pas correspondre au dernier pic froid des courbes isotopiques océaniques et être donc antérieur (vers 27'000 C<sup>14</sup> BP).

Les datations effectuées au Sud des Alpes pour les lobes de piémont des glaciers du Ticino et de l'Adda placent l'*Episodio di Cantù* (l'équivalent du LGM) vers 20'000 – 18'000 C<sup>14</sup> BP (Alessio *et al.* 1978 ; Bini 1987, 1997 ; Bini *et al.* 2001 ; Felber 1993 ; Orombelli 1974, 1983a, b), ce qui confirme les datations de l'LGM effectuées au Nord des Alpes. Pendant la dernière glaciation, la Glaciation de Cantù, le glacier du Ticino avait une extension beaucoup plus limitée qu'aux glaciations précédentes (Bini *et al.* 2001) : le lobe du Verbano occupait seulement la moitié du Lac de Varese et avait son front à l'amont de Sesto Calende, alors que le lobe du Ceresio arrivait au N de Varese pour le bras de Porto Ceresio et dans la région de Como – Chiasso (où il était confluent avec le glacier de l'Adda) par le bras de Capolago.

Selon les recherches effectuées par Florineth & Schlüchter (1998, 2000) sur la géométrie de la surface glaciaire et sur les flux de glace au LGM dans les Alpes Centrales, il résulte que les lobes de piémont des glaciers du Rhône, du Rhin et du Ticino étaient alimentés par des dômes de glace situés sur la vallée de Conches (VS) et sur la Haute Surselva (GR), ce qui implique un synchronisme du LGM pour ces trois complexes glaciaires. Le glacier du Ticino était donc alimenté par de la glace provenant du versant N des Alpes, et qui diffusait vers le S, d'une part par le Col du Nufenen (alimenté par le dôme « Rhône ») et d'autre part par le Col du Lukmanier et la région de la Greina (alimentés par le dôme « Rhin », voir fig. 5.11).

La position de ces dômes de glace vers la ligne de faite S des Alpes nous indique que, pendant la dernière glaciation, l'advection générale des masses d'air en direction des Alpes se faisait en dominance depuis le SW (au contraire d'aujourd'hui, où ce sont les masses d'air provenant de l'W qui dominant), ce qui s'explique par une descente en latitude du Front Polaire vers 45-50° N dans l'Atlantique Nord en raison de l'avancée des glaces marines de l'Arctique (Florineth & Schlüchter 1998, 2000). La conséquence est une augmentation des précipitations dans le Sud des Alpes et une diminution importante des précipitations sur le versant Nord des Alpes, ce qui pourrait expliquer les vitesses beaucoup plus élevées des glaciers du Sud des Alpes par rapport à ceux du Nord des Alpes au LGM reconstituées par Haeberli & Penz (1985).

### 5.4.3 Les stades tardiglaciaires

Penck & Brückner (1909), dans leur travail monumental sur les Alpes pendant les glaciations, avaient défini seulement trois stades tardiglaciaires ; on en reconnaît aujourd'hui au moins six, chacun d'entre eux comportant plusieurs phases (Schoeneich 1998a). Le modèle aujourd'hui reconnu pour les Alpes Suisses a été défini par Maisch (1981, 1982) sur la base des observations menées dans les Alpes Orientales, et comprend les stades de Bühl, Steinach, Gschnitz, Clavadel/Senders, Daun et Egesen (fig. 5.12a).

Un modèle alternatif des stades tardiglaciaires a été dressé par Schoeneich (1993a, 1998a, b), qui propose, sur la base de la comparaison du rythme des fluctuations glaciaires dans les Préalpes vaudoises avec les courbes isotopiques groenlandaises, de structurer le modèle des stades tardiglaciaires en deux complexes principaux de stades, Bühl-Gschnitz-Daun et Egesen s.l., séparés par l'interstade Bølling-Allerød (fig. 5.12b).



Fig. 5.11 : Reconstitution de la géométrie de la surface glaciaire et des flux de glace au LGM dans les Alpes Tessinoises orientales. Modifié d'après Florineth & Schliüchter (1998, 2000).

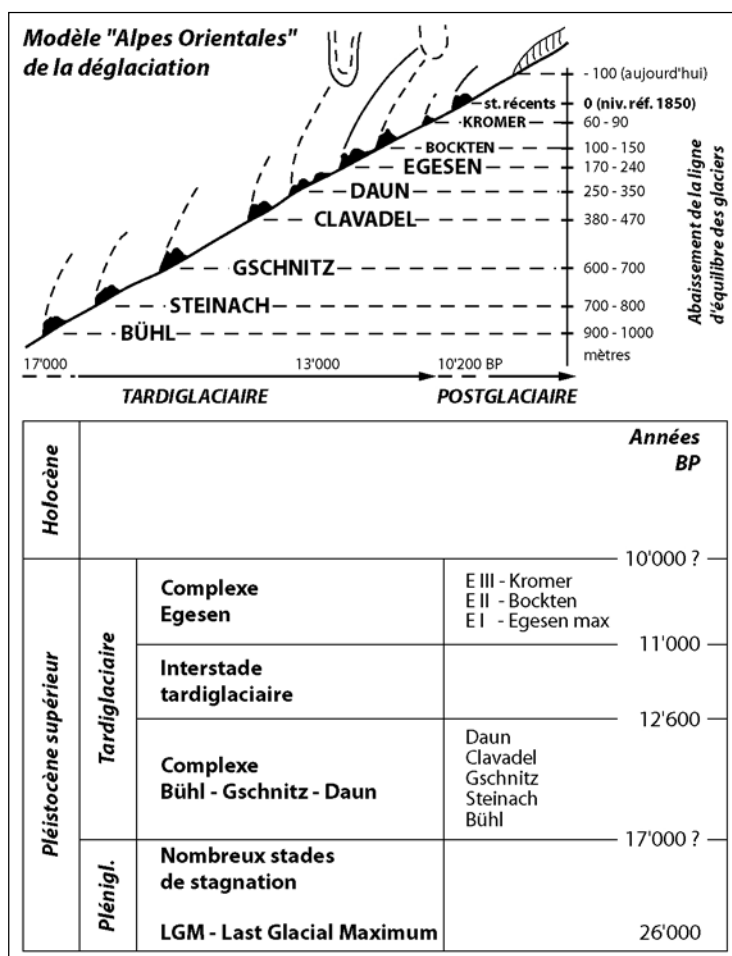


Fig. 5.12 : a) En haut, le modèle des stades tardiglaciaires de Maisch (1982); b) En bas, le modèle des stades tardiglaciaires de Schoeneich (1993, 1998a, b).

Il nous reste donc à savoir quel modèle de référence choisir pour les Alpes Tessinoises orientales. En tenant compte des spécificités morphoclimatiques du Sud des Alpes, il a été décidé de ne considérer aucun des deux modèles, mais de tenir compte du modèle régional développé dans la région du Gothard par Renner (1982). Ceci permettra de corréliser les stades avec une séquence établie dans une région aux conditions morphoclimatiques semblables et, seulement dans un deuxième temps, d'essayer une corrélation à plus longue distance avec le modèle « Alpes Orientales » ou avec les séquences développées dans les Alpes Occidentales. Le tableau 5.3 présente les caractéristiques des dépôts et de la situation régionale des stades tardiglaciaires dans les Alpes selon le modèle « Alpes Orientales », ainsi que les contributions des différents auteurs de l'école Autrichienne, Zurichoise et Bernoise.

La séquence développée par Renner (1982) a la particularité de présenter des calculs de la dépression de la ligne d'équilibre (DLEG) selon la méthode de partage des surfaces (méthode 2:1) et de donner des âges minimaux pour les stades de All'Acqua et de Manio. La séquence a été complétée sur la base des descriptions de Hantke (1983) et en effectuant les calculs de la DLEG selon la méthode d/2 (tab. 5.4).

Les datations reportées par Felber (1993 : 432-433) nous indiquent que le Mendrisiotto, le Ceresio et le Verbano étaient libres de glace vers 15'000 – 14'000 C<sup>14</sup> BP. Pour le stade de Biasca, Burga & Perret (1998) proposent un âge de environ 14'000 C<sup>14</sup> BP, ce qui nous indique que le glacier du Ticino/Brenno s'est retiré des amphithéâtres du Ceresio et du Verbano vers la partie interne des vallées supérieures du Tessin en à peu près 1'000 ans. Le stade de Biasca est le premier qui voit les glaciers du Ticino et du Brenno s'individualiser (cf. chapitre 6.4).

Stade	Moraines, morphologie	Situation régionale	Dépression de la LEG	Âges $^{10}\text{Be}$ BP	Position chronostratigraphique
Kromer/ Kartell	Moraines à gros blocs bien définies et à plusieurs vallums. Petits glaciers rocheux. Localités type : Cirque de Kartell (1) (Groupe du Ferwall) et Kromental (2) (Groupe de la Silvretta).	Glaciers de cirque et glaciers de vallée, plus grands qu'au PAG mais plus petits de la position Egeseen minimale.	-120 à -60 m selon la localité (2, 3, 4)	8400 ± 700 : Kromental ; 10'800 ± 1000 : Cirque de Kartell.	Phase froide de Misox ? (± événement GH 8.2 kyr) (4)
Egeseen	Moraines construites à crêtes bien marquées et plusieurs vallums (5). Parfois à gros blocs. Trois phases de réavancée des glaciers de cirque et de vallée. Développement de gros glaciers rocheux vers la fin du stade (4, 6, 7). Localité type : Vallée du Stubai, SW de Innsbruck (5).	Glaciers de cirque et glaciers de vallée, petits réseaux glaciaires dendritiques	-450 à -180 m pour l'avancée maximale selon la localité (6)	Maximum (I) : 12'300 ± 1500 (Col du Julier) ; 12'200 ± 1000 (Schönferwall). Fin de la phase d'activité des glaciers rocheux : 11'300 ± 900 (Col du Julier)	Dryas récent (8, 9, 10)
Interstade Bølling-Allerød	Pas d'évidences morphologiques d'avancées glaciaires, pourtant pendant les périodes plus froides les glaciers ont pu avancer. Les dépôts ont été probablement remaniés pendant le Dryas récent.	Glaciers de cirque et glaciers de vallée (?)	Moins qu'à l'Egeseen		Bølling-Allerød
Daun	Moraines bien définies mais aplanies, avec relativement peu de blocs. Elles ont été remaniées par solifluxion au Dryas récent (5). Elles sont absentes dans les zones à climat plus océanique des Alpes (remaniées à l'Egeseen ?) (11). Localité type : Vallée du Stubai, SW de Innsbruck (12).	Glaciers légèrement plus étendus qu'à l'Egeseen, mais plus petits qu'au Clavadel/Senders	-400 à -250 m selon la localité (2)		Avant le Bølling (3, 13)
Clavadel/ Senders	Moraines bien définies, très riches en sédiments (3, 13, 14, 15). Localités type : Clavadel (Davos) (3) et Senders (Innsbruck) (15). Probablement équivalent au stade de Zwischbergen au Col du Simplon (16, 17).	Glaciers de cirque, glaciers de vallée et réseaux glaciaires dendritiques clairement plus petits qu'au Gschnitz.	-500 à -400 selon la localité (16, 17)		Avant le Bølling
Gschnitz	Grandes moraines à versants abrupts, sans traces de solifluxion au-dessous de 1400 m. Première grande récurrence du Tardiglaciaire (18). Localité type : Gschnitztal (S de Innsbruck) (12).	Glaciers de cirque, glaciers de vallée et réseaux glaciaires dendritiques.	-700 à -600 selon les localités	> 15'400 ± 1400 (Trins, Gschnitztal)	Avant le Bølling (événement de Heinrich 1) (19)
Début du Tardiglaciaire	Phases de retrait des lobes de piémont à l'intérieur des vallées marquées par des petites oscillations des marges du glacier. Comprend les stades classiques de « Bühl » et « Steinach » (12, 20).	Réseaux glaciaires dendritiques	Assez indéfini. Entre le LGM et -800 m		Avant le Bølling, plus vieux que 15'400 ± 470 C <sup>14</sup> BP (20).
LGM	Dômes de glace dans les Alpes, glaciers de piémont au débouché des grandes vallées alpines (21, 22, 23).	Lobes de piémont	> -1200 à -1000 m	19'900 ± 1600 (ER 1) ; 20'500 ± 1400 (ER 2) ; Wangen a.A. (24)	21'000 – 19'000 BP

1 : Fraedrich (1975) ; 2 : Gross *et al.* (1977) ; 3 : Maisch (1981) ; 4 : Sailer (2001) ; 5 : Heuberger (1966) ; 6 : Kerschner *et al.* (2000) ; 7 : Sailer & Kerschner (1999) ; 8 : Patzelt (1972) ; 9 : Kerschner (1986) ; 10 : Ivy-Ochs *et al.* (1996) ; 11 : Hertl (2001) ; 12 : Mayr & Heuberger (1968) ; 13 : Maisch (1982) ; 14 : Maisch (1987) ; 15 : Kerschner & Bertold (1982) ; 16 : Müller (1982) ; 17 : Müller (1984) ; 18 : Kerschner *et al.* (1999) ; 19 : Ivy-Ochs *et al.* (2006) ; 20 : van Husen (1977) ; 21 : Florineth & Schlüchter (1998) ; 22 : Florineth & Schlüchter (2000) ; 23 : Kelly *et al.* (2004) ; 24 : Ivy-Ochs *et al.* (2004).

Tab. 5.3 : Caractéristiques des dépôts et de la situation régionale des stades tardiglaciaires dans les Alpes. Modifié d'après la compilation de Ivy-Ochs *et al.* (2006, 2007).

D'un point de vue morphostratigraphique, le stade de Biasca semble être le premier véritable stade de progression des glaciers du Ticino et du Brenno au Tardiglaciaire. Les stades précédents (par exemple les stades de Melide pour le bras du Ceresio et le stade de Cugnasco pour le bras du Verbano), au contraire, étaient plutôt des stagnations du retrait glaciaire au Pléniglaciaire et au début du Tardiglaciaire (Hantke 1983). La vitesse de la déglaciation pré-Bølling a dû être très rapide : selon Burga (1988), en effet, les zones de Campra (1400 m ; Valle di Santa Maria) et de la Bedrina (1200 m ; Valle Leventina), étaient déjà libres de glace à la fin du Dryas ancien (vers 13'000 BP), et le Col du Lukmanier était libre de glace à partir de l'interstade du Bølling.

Stade	Position de la langue	Altitude (m/mer)	DLEG 2:1 (m/1850) (1,2)	DLEG d/2 (m/1850) (3)	Réf.
Biasca	Osogna/Ponte di Iragna	~270 (4)	-	1100-1300	(8)
Faido	Gorges du Piottino	800-850	-	805-830	(8)
Airolo	Airolo	1100	660	680	(9)
Fontana	Fontana	1250	420-450	605	(9)
All'Acqua (5)	All'Acqua	1516	260-315	470	(9)
Manio (6)	Manio	1740	170-240	360	(9)
Alpe di Cruina	Alpe di Cruina	2000	120	230	(9)
Grobb. Gletsch.	Chilchorn	2480	90	40 (7)	(9)

**1** : AAR de 0.67 ; **2** : Référence 1850 variable selon le glacier de référence. Elle est d'environ 2600 m pour un glacier de Bedretto de référence ; **3** : Référence : 2460 m, altitude de la langue du glacier du Corno en 1850 ; **4** : Sans tenir compte du remplissage alluvial de la plaine. **5** : Age minimal du stade de Selva (Oberen Tavetsch), corrélé avec le stade de All'Acqua :  $10'325 \pm 130$  C<sup>14</sup> BP (UZ-167) ; **6** : Age minimal du stade de Manio :  $9'995 \pm 110$  C<sup>14</sup> BP (UZ-348). **7** : Référence : 2560 m, altitude de la langue du glacier du Chilchorn en 1850 ; **8** : Hantke (1983) ; **9** : Renner (1982).

*Tab. 5.4 : La séquence de référence pour les corrélations des stades tardiglaciaires des Alpes Tessinoises orientales : les stades tardiglaciaires du glacier du Ticino du stade de Biasca jusqu'au début de l'Holocène.*

#### 5.4.4 L'Holocène

Les fluctuations glaciaires Holocènes des glaciers tessinois, faite exception du Petit Age Glaciaire, ont été dans l'ensemble très peu étudiées. Les informations sur les variations climatiques en montagne sont donc connues grâce aux diagrammes polliniques établis dans les hauts-marais de la Bedrina (1200 m) (Zoller 1960), de Campra (1400 m) (Müller 1972) et de Cadagno di Fuori et Robiei (1900 m) (Zoller 1960, 1987). Le seul profil complet du Tardiglaciaire et de l'Holocène a été enregistré à la Bedrina de Dalpe (Val Leventina) (Pellegrini 1973 ; Toroni 1969 ; Zoller 1960). Selon le diagramme pollinique et les datations au radiocarbone effectuées dans ce marais, il résulte que le retour de la végétation au Sud des Alpes a été synchrone avec le Nord des Alpes pendant le Tardiglaciaire ; par contre, le postglaciaire (en termes écologiques) est arrivé au Sud des Alpes environ 1'000 ans plus tôt qu'au Nord des Alpes (tab. 5.5). A partir de ce moment, l'histoire végétale des deux versants des Alpes se différencie.

Pendant l'Holocène, les études entreprises par Zoller (1960) lui permettent de mettre en évidence trois oscillations climatiques correspondant à des périodes froides (voir Pellegrini 1973 : 209) :

- 1) de 10'100 à 9800 BP (Préboréal), l'oscillation du Piottino, avec éclaircissage de la forêt jusque vers 1200 m ;

- 2) de 7500 à 6500 BP (Atlantique ancien), l'oscillation de Mesocco, avec éclaircissage de la forêt jusque vers 1500 m ;
- 3) de 5400 à 4500 BP (Atlantique récent – Subboréal), l'oscillation de Piora, avec éclaircissage de la forêt jusque vers 1800 m.

Ces trois oscillations froides correspondent, respectivement, aux phases froides de Palü, Misoxer et Piora I et II selon Burga *et al.* (2001). Ces trois périodes froides sont mises en relation avec les variations glaciaires. Ainsi, les moraines barrant le lac de Cadagno (1900 m) ont été datées comme contemporaines de l'oscillation de Piora (Zoller 1960). Selon Pellegrini (1973), au Boréal et à l'Atlantique (considéré comme l'optimum climatique de l'Holocène), la limite supérieure de la forêt (*Timberline*) n'était pas plus élevée qu'actuellement. Au contraire, selon Burga (1988), pendant l'optimum climatique Holocène (Atlantique récent), la *timberline* était de 100 à 200 m plus haute qu'aujourd'hui. De plus, il reconnaît aussi l'oscillation de Schams (entre 8500 et 7200 BP) dans la région du Lukmanier (à Campra et Acquacalda), qui vient donc s'intercaler entre les phases froides de Palü et Misox (Burga *et al.* 2001).

Après la dégradation climatique du Subboréal et du Subatlantique ancien et l'optimum climatique de l'époque romaine et du Moyen Age, la dernière dégradation climatique marquée par une importante récurrence glaciaire est celle du Petit Age Glaciaire qui, selon Pellegrini (1973) – qui a mis en relation les oscillations glaciaires avec des analyses dendroclimatologiques – correspond à l'époque 1590-1850 dans les Alpes Tessinoises.

Epoque	Europe Centrale		Région Insubrienne		Climat
Tardiglaciaire	1a	Dryas ancien ~15'000 - 13'000 BP	1a		continental froid
	1b	Interstade Bølling 13'000 - 12'000 BP	1b		plus chaud et sec
	1c	Dryas ancien inférieur 12'000 – 11'800 BP	1c		continental froid
	II	Interstade Allerød 11'800 – 11'000 BP	2		plus chaud et sec
	III	Dryas Récent 11'000 – 10'200 BP	3		frais et sec
Postglaciaire ou Holocène	IV	Préboréal 10'200 – 8800 BP	4a, b	10'200 – 9800 BP	plus chaud et sec
	V	Boréal 8800 – 7500 BP	5	9800 – 6000 BP	chaud et sec
	VI	Atlantique ancien 7500 – 6000 BP			chaud et tendant à humide
	VII	Atlantique récent 6000 – 4800 BP	6	6000 – 3000 BP	chaud et humide
	VIII	Subboréal 4800 – 2800 BP			mois chaud et plus sec
	IX	Subatlantique ancien 2800 BP – 1300 apr. J.-C.	7a	3000 BP – 500 apr. J.-C.	frais et humide
			7b	500 – 1100 apr. J.-C.	
	X	Subatlantique récent depuis 1300 apr. J.-C.	7c	1100 – 1700 apr. J.-C.	plus chaud et plus sec
			7d	depuis 1700 apr. J.-C.	

Tab. 5.5 : Les zones polliniques de l'Europe Centrale et de la région Insubrienne pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène. D'après Zoller (1960). Etant données les datations assez anciennes, pour la chronologie ont été utilisées les âges proposés par Burga (1988).

## 5.4.5 Le stade de référence de 1850

### 5.4.5.1 Introduction

Le calcul de l'abaissement de la ligne d'équilibre, qui est à la base de la méthode classique d'étude des stades tardiglaciaires, se fait d'habitude par rapport au dernier maximum historique, celui de 1850, qui marque la fin du Petit Age Glaciaire, et dont il représente le dernier maximum. Le stade 1850, considéré le dernier stade d'équilibre à peu près synchrone pour tous les glaciers alpins, constitue le stade de référence pour toutes les reconstitutions paléogéographiques et paléoclimatiques (Dorthe-Monachon & Schoeneich 1993 ; Gross *et al.* 1977).

Dans le cas où le bassin versant pour lequel on veut faire des reconstitutions paléogéographiques des stades glaciaires est aujourd'hui dépourvu de glaciers, il est conseillé de prendre la valeur de la ligne d'équilibre des glaciers en 1850 (LEG 1850) à partir d'une vallée voisine encore pourvue de glacier ou à partir d'une référence régionale. Pour cette recherche, j'ai opté pour la reconstitution d'un modèle de référence pour le stade 1850 dans les Alpes Tessinoises orientales pour les deux raisons suivantes :

- 1) le massif de la Cima di Gana Bianca (le secteur qui sera étudié en détail dans ce mémoire) était dépourvu de glaciers au Petit Age Glaciaire ; de plus, son contexte morphoclimatique particulier ne permet pas d'avoir des données fiables de la LEG pour les orientations E et NE dans les vallées voisines ;
- 2) La comparaison, à l'échelle régionale, de la distribution des glaciers rocheux nécessite un modèle régional de la LEG.

Afin de bâtir une référence régionale valable pour toutes les Alpes Tessinoises orientales, tous les glaciers de la zone étudiée et des régions environnantes ont été considérés, et ceci afin d'avoir un nombre significatif d'appareils permettant de construire une référence régionale statistiquement fiable. Les données proviennent de Maisch (1992), qui avait déjà calculé la LEG 1850 selon la méthode 2:1 pour tous les glaciers considérés. Les données utilisées sont présentées dans le tableau 5.6.

### 5.4.5.2 Résultats

Avant de construire la référence régionale, trois modèles locaux pour le Val Malvaglia – Val Pontirone, le massif de l'Adula et la région de la Greina – Piz Medel ont été construits (voir tab. 5.7). Ceci a été fait, d'une part, pour avoir des modèles locaux et, d'autre part, pour pouvoir mettre en évidence une éventuelle tendance régionale.

#### *Val Malvaglia – Val Pontirone*

Pour cette région, on a à disposition les données de 9 glaciers (en considérant aussi les glaciers du Val Calanca, GR). Il s'agit pour la plupart de petits glaciers de cirque qui, en 1850, dépassaient rarement 1 km<sup>2</sup> de surface. Il a été décidé d'écarter du modèle régional le Ghiacciaio di Basso et le Ghiacciaio di Stabi. Le premier, qui est le glacier le plus méridional du Tessin (Riva 2006), est situé aux pieds d'une paroi rocheuse de plusieurs centaines de mètres de hauteur, ce qui favorise l'accumulation de neige par les avalanches et son maintien par effet d'ombre. Ces facteurs, en influençant la zone d'accumulation et d'ablation, nous donnent une LEG très basse (2245 m en 1850), qui a été considérée non significative du point de vue climatique. Le Ghiacciaio di Stabi, quant à lui, est en partie alimenté par une difffluence de la glace du Zapportgletscher coté Rheinquellhorn (Hinterrhein), ce qui donne également une valeur de la ligne d'équilibre qui n'est pas significative climatiquement.



Code	Nom du Glacier	No. CN 1:25'000	Coord. (km)		Exp.	Alt. langue en 1850 (m)	LEG 2:1 1850 (m)
			X	Y			
<b>HINTERRHEIN</b>							
A13N/04	Zapportgletscher (teil Z'horn)	1254	727.4	149.4	NE	1990	2450
A13N/05	Zapportgl. (teil Rhein'horn)	1254	726.3	149.3	NE	2120	2645
A13N/06	Paradiesgletscher	1254	724.1	149.7	N	2210	2620
A13N/07	Rheinwaldhorn-NE	1253	723.3	151.0	NE	2760	2925
A13N/09n	Güferhorn-S	1253	724.7	152.3	S	2820	2935
<b>ZERVREILA (GR)</b>							
A14D/17	Läntagletscher	1253	722.7	151.7	N	2180	2450
A14D/19	Grauhornletscher	1253	721.9	151.2	NE	2400	2660
A14D/21	Cima di Fornee	1253	721.6	153.8	NE	2480	2750
A14D/22	Pizzo di Cassimoi-E	1253	721.3	154.6	NE	2750	2970
A14D/23	Pizzo Cassinello	1253	721.6	155.0	NE	2640	2815
A14D/24	Cassinell Gletscher	1253	721.7	155.7	NE	2460	2705
A14D/26	Plattenberg-E	1253	721.9	157.6	NE	2660	2775
A14D/28n	Schwarzhorn-W	1253	723.9	153.6	NW	2640	2810
<b>GREINA (GR/TI)</b>							
A14F/03	Terri Gletscher dil	1233	721.5	162.6	NW	2500	2640
A14F/04	Rialpe Gletscher da	1233	717.5	162.7	N	2480	2625
A14F/05	Valdraus Vadrecc del	1233	716.0	165.4	S	2680	2835
A14F/07	Gaglianera Gletscher da	1233	716.7	165.3	S	2620	2790
A14F/09	Greina Gletscher dalla	1233	718.0	165.5	E	2450	2795
A14F/11	Sutgletscher	1233	717.6	166.0	N	2140	2420
A14F/12	Valdraus Gletscher da	1233	716.5	166.0	N	2200	2500
A14F/13	Piz Valdraus-NE	1233	715.6	166.1	N	2460	2530
A14F/15	Lavaz Gletscher da	1233	714.5	165.0	N	2050	2490
A14F/16	Lavaz-W	1233	713.5	165.5	NE	2520	2655
<b>MEDEL (GR/TI)</b>							
A14G/02	Medel Gletscher da-W	1233	712.0	164.0	N	2090	2705
A14G/03	Puzzetta Gletscher da	1233	710.0	163.7	NW	2580	2705
A14G/07	Tuors Gletscher dalla	1233	709.6	159.5	N	2400	2695
A14G/08	Bianca Gletscher dalla	1233	708.9	158.9	NW	2380	2650
A14G/09	Casatscha Gletscher da	1232	707.3	158.4	NE	2220	2775
A14G/10	Piz Vallatscha-SE	1232	707.1	159.5	NE	2480	2795
A14G/11	Piz Rondadura	1232	701.2	159.2	NE	2480	2705
A14G/12	Lai Blau Gletscher dil	1232	702.3	162.0	NE	2540	2725
A14G/16n	Plattas Gletscher da-E	1232	713.0	165.0	NW	2180	2840
A14G/17n	Davos la Buora Gl. Da	1232	711.0	164.0	N	2220	2795
A14G/18n	Puzzetta-II	1232	710.3	164.1	NW	2560	2760
<b>VAL CAMADRA (TI)</b>							
C42/02	Camadra Vadrecc di	1233	712.7	163.5	SE	2620	2865
C42/03	Piz Medel-SE	1233	713.0	164.0	SE	2580	2900
<b>OLIVONE E (TI)</b>							
C43/02	Torrone di Garzora-N	1233	722.0	159.5	N	2480	2630
C43/03	Plattenberg-NW	1253	721.4	158.0	NW	2560	2700
C43/04	Sorda Vadrecc di	1253	721.2	155.3	N	2180	2590
C43/06	Scaradra Vadrecc di	1253	720.2	155.2	N	2180	2450
C43/08	Piz Jut-W	1253	721.2	152.4	NW	2580	2705
C43/09	Casletto Vadrecc di	1253	721.4	151.7	NW	2400	2735
C43/10n	Cima di Fornée-W	1253	721.2	153.8	W	2600	2710
<b>VAL SOI (TI)</b>							
C44/02	Bresciana Vadrecc di	1253	722.3	150.7	W	2400	2830
<b>VAL MALVAGLIA (TI)</b>							
C45/02	Gane dei Cadabi	1253	723.3	149.4	W	2600	2735
C45/03	Giumello Ghiacciaio di	1254	726.1	148.4	SE	2650	2895
C45/06	Parete Ghiacciaio della	1274	726.7	143.8	NW	2680	2785
C45/07	Ramulazz Ghiacciaio del	1274	727.2	139.9	NW	2440	2600
<b>VAL PONTIRONE (TI)</b>							
C46/01	Vedrign	1274	726.7	134.6	N	2460	2575
C46/03	Basso Ghiacciaio di	1274	726.5	134.3	N	2050	2245
<b>VAL CALANCA (GR)</b>							
C51/01	Piz Piotta-NE	1274	727.2	145.9	NE	2700	2775
C51/02	Stabi Ghiacciaio di	1254	726.9	148.3	E	2390	2685
C51/04	Zapporthorn-SW	1254	728.1	148.8	S	2800	2880

Tab. 5.6 : Caractéristiques des glaciers des Alpes Tessinoises orientales. D'après Maisch (1992).

### **Massif de l'Adula**

On a à disposition pour cette région les données de 21 glaciers qui, en raison de l'importance de l'englacement de la partie supérieure des vallées du versant grisons de l'Adula/Rheinwaldhorn, orientées vers le N et le NE, sont orientés de prédilection vers les secteurs septentrionaux. On a pour la plupart des glaciers de cirque, même si des glaciers de vallée de taille supérieure à 2 km<sup>2</sup> ne sont pas exclus (Zapportgletscher, Paradiesgletscher et Läntagletscher). Un seul glacier est orienté au S ; il s'agit du glacier du Güferhorn (Hinterrhein). Dans l'ensemble, le motif de répartition pour ce modèle local est cohérent : seuls quelques appareils s'en écartent, en particulier pour l'orientation NE. Il a quand même été décidé d'écarter du modèle régional le Zapportgletscher coté Zapporthorn, parce qu'il est alimenté en partie par les glaces du Zapportgletscher coté Rheinquellhorn, ce qui fait baisser la valeur climatiquement significative de la LEG.

### **Massif Greina – Piz Medel**

Pour ce massif, on a les données de 23 glaciers. Les glaciers de vallée se situent pour la plupart sur le versant N du Piz Medel alors que, dans les autres secteurs, on a plutôt des glaciers de cirque. 18 glaciers sont orientés vers les quadrants septentrionaux, tandis que seulement 4 sont orientés vers les secteurs méridionaux. Dans l'ensemble, le motif de répartition pour ce modèle local est très cohérent, ce qui a permis de considérer tous les 23 glaciers dans le modèle régional.

#### **5.4.5.3 Le modèle régional**

La comparaison des données des modèles locaux par rapport au modèle régional qui en résulte donne des résultats dans l'ensemble assez cohérents (tab. 5.7). Malgré cela, si l'on fait une comparaison entre les trois modèles locaux sur la base des valeurs extrêmes pour les secteurs NW-N-NE (fig. 5.13), on constate une augmentation de la LEG de la partie méridionale (Val Malvaglia – Val Pontirone) vers la partie centrale du Val Blenio (massif de l'Adula), et une diminution de la partie centrale vers celle septentrionale (massif Greina – Piz Medel). L'ampleur de la variation est d'environ 150-200 m du Val Malvaglia – Val Pontirone vers le massif de l'Adula, et d'environ une centaine de mètres du massif de l'Adula vers la région de la Greina – Piz Medel. Cette tendance est beaucoup moins marquée si l'on considère la valeur moyenne de la LEG, qui est de 2650 m pour le Val Malvaglia – Val Pontirone, 2685 m pour le massif de l'Adula et 2670 m pour la région de la Greina – Piz Medel.

Il est intéressant de voir que cette tendance, bien que peu prononcée, est présente aussi sur les cartes de Jegerlehner (1902), Müller *et al.* (1976) et Maisch *et al.* (2000). Deux explications sont possibles pour cette tendance :

<b>Orient.</b>	<b>Val Malvaglia-Pontirone</b>	<b>Adula</b>	<b>Greina-Piz Medel</b>	<b>Modèle régional</b>
N	2575	2550	2595	<b>2580</b>
NE	2775	2780	2730	<b>2740</b>
E	-	-	2795	<b>2800</b>
SE	2895	-	2880	<b>2890</b>
S	2880	2935	2810	<b>2860</b>
SW	-	-	-	<b>2810</b>
W	2735	2770	-	<b>2760</b>
NW	2690	2740	2710	<b>2720</b>

Tab. 5.7: Modèles locaux et modèle régional pour les Alpes Tessinoises orientales de la LEG 1850. Toutes les Altitudes sont exprimées en mètres. La valeur pour l'orientation SW du modèle régional a été obtenue par régression linéaire entre les valeurs pour les orientations SE, S, W et NW ( $y = -44*x + 2940$  ;  $R = 0.99$ ).

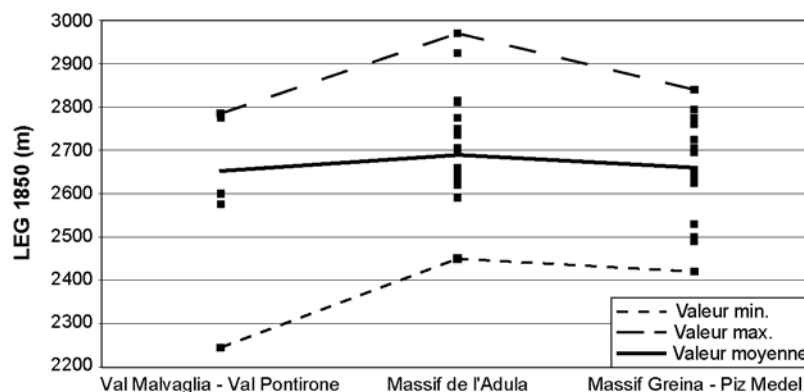


Fig. 5.13 : Evolution de la LEG, pour le stade de référence de 1850, du Sud vers le Nord des Alpes Tessinoises orientales pour les secteurs NW-N-NE.

- 1) Une légère tendance climatique entre la région de la Greina et le massif de l'Adula, avec un assèchement du climat vers la partie centrale du Val Blenio et vers la vallée de Hinterrhein (voir chap. 5.3.1), ce qui implique une remontée en altitude de la LEG ;
- 2) Un échantillon statistique trop faible et basé seulement sur des glaciers de petite taille orientés pour la plupart au N ou au NW pour la région du Val Malvaglia – Val Pontirone par rapport aux deux autres massifs, ce qui contribue à une sous-estimation de la LEG.

Si nous prenons ces deux explications comme complémentaires et si nous considérons la tendance peu marquée montrée par les valeurs moyennes de la LEG par rapport aux valeurs extrêmes, nous pouvons considérer le modèle régional comme significatif étant donné qu'il exprime une valeur « moyenne » de la LEG pour chaque orientation, ce qui tend à estomper la légère tendance climatique que l'on a dans les Alpes Tessinoises orientales. Ces considérations étant faites, nous pouvons considérer comme valable le modèle régional de la LEG 1850 pour les Alpes Tessinoises orientales (tab. 5.7 et fig. 5.14) pour les calculs d'abaissement de la LEG des stades tardiglaciaires dans les vallées ne comportant plus de glacier et qui se situent pour la plupart dans la partie centrale et orientale du Val Blenio.

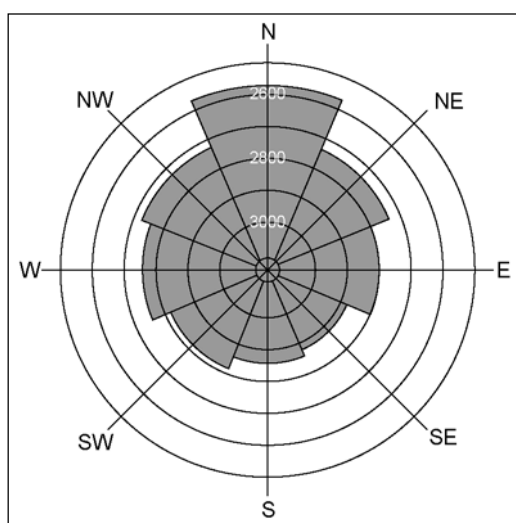


Fig. 5.14 : Modèle de référence régional pour la Ligne d'Equilibre des Glaciers (LEG) au stade 1850 dans les Alpes Tessinoises orientales.



---

**2<sup>ème</sup> PARTIE :**

**GLACIERS ROCHEUX ET GLACIERS  
DES ALPES TESSINOISES ORIENTALES**

---



## 6. Inventaire des glaciers rocheux

---

*En effet, loin de me fournir des arguments contre l'hypothèse des glaciers, je reconnus clairement qu'elle expliquait de la manière la plus satisfaisante le terrain erratique jusque dans ses moindres détails, et tous les phénomènes qui s'y rattachent.*

J. de Charpentier, *Essai sur les glaciers et sur le terrain erratique du bassin du Rhône*, 1841.





## 6 Inventaire des glaciers rocheux

La partie qui suit est le résultat d'un inventaire systématique des glaciers rocheux des Alpes Tessinoises orientales, compilé sur la base des observations effectuées pendant plus de deux années. Les premiers glaciers rocheux qui ont été observés et cartographiés sont en effet ceux de la région du Nara (rive droite du Val Blenio), inventoriés en mai 2005 déjà, tandis que les derniers se sont ajoutés à la liste au cours du mois de septembre 2007 seulement, suite à la vérification de signatures InSAR détectées par Tazio Strozzi, de *Gamma Remote Sensing*. L'analyse de cet inventaire devrait permettre de déterminer la répartition régionale du permafrost discontinu et les changements dans cette répartition en fonctions des différentes générations de glaciers rocheux.

La structure du chapitre est la suivante : après une partie introductive (6.1), servant à rappeler les éléments essentiels déjà présentés dans le chapitre 3.3, l'inventaire des glaciers rocheux proprement dit sera présenté (6.2), avec un essai de détermination de la répartition régionale du permafrost discontinu, des comparaisons avec d'autres régions des Alpes et un essai de datation relative des glaciers rocheux fossiles. Le chapitre suivant sera dédié à la présentation de la géomorphologie du massif de la Cima di Gana Bianca (6.3), afin de pouvoir y reconstituer les extensions glaciaires passées et de les comparer avec la distribution des glaciers rocheux (6.4). Le but est d'arriver à un modèle de l'évolution paléoclimatique de la région (6.5), basé sur la comparaison entre formes glaciaires et périglaciaires. Un chapitre de synthèse (6.6) clôturera enfin cette partie de la recherche.

### 6.1 Introduction et méthodologie

Les glaciers rocheux actifs/inactifs (fossiles) étant des indicateurs du permafrost discontinu actuel (passé) (Barsch 1996 ; Evin 1987 ; Haeberli 1985), l'altitude minimale atteinte par leur front peut être utilisée pour estimer le limite inférieure du permafrost discontinu dans une région aux conditions morphoclimatiques homogènes. Etant donné que les glaciers rocheux tendent à exporter des conditions de permafrost à plus basse altitude par rapport aux zones non caractérisées par des sédiments meubles grossiers, l'altitude de la limite inférieure du permafrost discontinu obtenue doit être considérée comme une **altitude minimale** (dans le sens où la répartition du permafrost obtenue d'après les glaciers rocheux est surestimée) ; toutefois, comme le soulignent Lambiel & Reynard (2003), le modèle de la répartition du permafrost obtenu a le mérite d'être basé sur des paramètres locaux.

Un inventaire de glaciers rocheux se base le plus souvent sur la mobilisation de plusieurs méthodes. Ainsi, à côté des descriptions et de la cartographie effectuée directement *in situ*, les sources documentaires existantes (littérature, photos aériennes, orthophotos) ont été aussi consultées. L'inventaire a été complété également sur la base de l'analyse d'interférogrammes InSAR<sup>1</sup> (*Space-borne synthetic aperture Radar Interferometry*), ce qui a permis de détecter des glaciers rocheux qui n'avaient pas été aperçus avec les autres techniques et de confirmer le degré d'activité de certains d'entre eux. Cette partie du

---

<sup>1</sup> La technique consiste dans la combinaison de deux images radar acquises à partir de deux configurations orbitales différentes, ou à deux moments différents, afin d'analyser la différence de phase interférométrique des deux signaux (Strozzi & Valenti 2007). La phase interférométrique est sensible aux changements de topographie et donc aux déplacements survenus dans l'intervalle de temps entre les deux acquisitions, ce qui permet d'obtenir, à l'aide d'un modèle numérique de terrain, une cartographie des zones en déplacement. Pour plus d'informations sur la technique, voir Strozzi *et al.* (2004).

travail a été effectuée en collaboration avec Tazio Strozzi (voir Strozzi & Scapozza 2007). Etant donné que le but de l'inventaire est celui de pouvoir déterminer la répartition du permafrost discontinu, je me suis limité à décrire seulement les paramètres les plus importants pour chaque glacier rocheux, qui sont les suivants :

<b>N° et nom</b>	Le numéro a été donné de façon progressive du N vers le S de la région d'étude pour les deux degrés d'activités différenciés (voir ci-dessous <i>Degré d'activité</i> ). Le nom sert à identifier le glacier rocheux et a été donné sur la base de la toponymie de la CN 1:25'000 ; il se réfère à un lieu dit ou au nom d'un sommet.
<b>Type</b>	Une distinction a été effectuée, selon l'origine du matériel, entre <i>talus rockglaciers</i> et <i>debris rockglaciers</i> et, selon la forme générale, entre <i>tongue-shaped rockglaciers</i> et <i>lobate rockglaciers</i> . Dans l'inventaire ont été considérés également les <i>protalus ramparts</i> .
<b>Degré d'activité</b>	Les glaciers rocheux actifs/inactifs (considérés dans une seule catégorie) et fossiles ont été différenciés sur la base de leur morphologie uniquement (cf. chap. 3.3.2). Les glaciers rocheux sont donc considérés <b>morphologiquement actifs/inactifs ou fossiles</b> . Etant donné que l'inventaire a été compilé à partir de plusieurs sources, des mesures de température des sources et l'analyse d'images InSAR venant supporter les analyses morphologiques sont parfois disponibles.
<b>Coordonnées</b>	Les coordonnées ont été prises au centre du glacier rocheux sur la base de la CN 1:25'000. Elles sont exprimées dans le système métrique suisse.
<b>Alt. du front (m)</b>	Elle a été mesurée à la base du front du glacier rocheux.
<b>Orientation</b>	L'orientation a été déterminée d'après la CN 1:25'000. La différenciation a été effectuée selon les huit orientations principales.
<b>Lithologie</b>	Elle a été déterminée sur la base de la carte géologique et d'observations personnelles.
<b>CN 1:25'000</b>	Indique le numéro de la CN 1:25'000, permettant de retrouver plus facilement le glacier rocheux.
<b>Références</b>	Les références permettent de connaître la source des informations pour chaque glacier rocheux. Il est important de préciser que des vérifications de terrain ou sur des orthophotos ont été effectuées pour tous les glaciers rocheux inventoriés et que parfois les paramètres cités par d'autres auteurs ont été corrigés.

Des fiches descriptives plus détaillées pour chaque appareil, présentant des paramètres additionnels (comme par exemple la pente du front, la longueur, la largeur, l'altitude supérieure, la superficie et le volume), permettant par exemple une analyse spatiale plus poussée de la répartition et des caractéristiques des glaciers rocheux (Lambiel 1999 ; Baroni *et al.* 2004), sont quand même disponibles pour tout le massif de la Cima di Gana Bianca (Scapozza 2006). Ces paramètres additionnels peuvent également être déterminés à partir de l'intégration de l'inventaire des glaciers rocheux dans un Système d'Information Géographique (SIG) (voir par exemple Seppi *et al.* 2005a).

## 6.2 Glaciers rocheux et répartition du permafrost discontinu

### 6.2.1 Nombre et caractéristiques des glaciers rocheux inventoriés

#### 6.2.1.1 Généralités

Le travail de terrain a permis de recenser 54 glaciers rocheux, parmi lesquels 19 (35 %) ont été considérés comme actifs/inactifs et 35 (65 %) comme fossiles (tab. 6.2 et fig. 6.1). Seul un tiers des glaciers rocheux recensés est donc actif/inactif. Le nombre de glaciers rocheux est assez faible par rapport à la surface de la zone d'étude. La densité est en effet de 0.14 glaciers rocheux/km<sup>2</sup> : elle est environ huit fois plus faible que dans les Alpes Valaisannes et environ quatre fois plus faible que dans le massif de l'Ortles – Cevedale (I), tandis qu'elle est semblable à celle du massif de l'Adamello – Presanella, et supérieure à celle des Alpes de Vanoise et des Alpes Bernoises (tab. 6.1). Ces différences expriment les conditions climatiques des zones étudiées, avec les zones à climat plus continental qui présentent une haute densité de glaciers rocheux (Alpes Valaisannes et massif de l'Ortles – Cevedale) et les régions à climat plus océanique (en principe plus favorables aux glaciers), avec une densité de glaciers rocheux très faible (comme par exemple les Alpes Bernoises et les Alpes de Vanoise). Les régions au climat semi-continental, par contre, présentent une densité de glacier rocheux « moyenne » (Alpes Tessinoises orientales et massif de l'Adamello – Presanella).

Région étudiée	Référence	Nombre de GR	Surface de la région (km <sup>2</sup> )	Densité GR/km <sup>2</sup>
Alpes Tessinoises orientales	ce travail	54	400	0.14
Alpes Valaisannes	Delaloye & Morand (1998) ; Lambiel (1999) ; Morand (2000) ; Golaz (1995) ; Broccard (1998) ; Frauenfelder (1997)	962	840	1.15
Alpes Bernoises	Imhof (1996a)	82	3660*	0.02
Ortles – Cevedale (I)	Seppi (2006) ; Seppi <i>et al.</i> (2005a)	57	95	0.60
Adamello – Presanella (I)	Seppi (2006) ; Baroni <i>et al.</i> (2004)	216	1100	0.20
Alpes de Vanoise (F)	Monnier (2006)	157	2600	0.06

\* Sans considérer les 540 km<sup>2</sup> de surface englacée.

Tab. 6.1 : Densité de glaciers rocheux dans six régions des Alpes.

La distribution des glaciers rocheux des Alpes Tessinoises orientales n'est pas homogène. Si l'on considère le même découpage zonal adopté pour le modèle régional du stade de 1850 (cf. chap. 5.4.5.2), seuls 9 % ( $n = 5$ ) des glaciers rocheux sont situés dans le massif Greina – Medel (y compris la région du Col du Lukmanier), 26 % ( $n=14$ ) se situent dans le massif de l'Adula/Rheinwaldhorn et 47 % ( $n = 25$ ) dans la région du Val Malvaglia – Val Pontirone. Les 18 % ( $n = 9$ ) restants sont compris dans la dorsale entre le Pizzo Molare et le Matro. Il faut constater que, presque la moitié des glaciers rocheux des Alpes Tessinoises orientales se situent dans la partie sud-orientale du Val Blenio, principalement dans le massif de la Cima di Gana Bianca, qui est la zone avec le nombre de glaciers le plus faible.

La distribution des glaciers rocheux est donc plus importante dans les zones moins englacées, ce qui confirme la tendance que l'on vient de montrer pour l'ensemble des Alpes. Cette différence se trouve à plus grande échelle encore. Dans le Val di Carassino (massif de l'Adula), par exemple, sept glaciers rocheux se trouvent en rive gauche de la vallée (non englacée), contre les trois de la rive droite, actuellement encore englacée (Vadrec di Casletto et Ghiacciaio della Bocchetta di Furnei).

No.	Nom/Lieu dit	Type (1)	Act. (2)	Coordonnées	Front (m)	Orient.	Litho. (3)	CN 1:25'000	Réf. (4)
1	Passo della Greina	T - L	A	715'700/163'080	2340	N	C	1233	-
2	Terri	T - L	A	720'550/163'100	2560	N	C	1233	a
3	Ganoni di Schenadüi	T - L	A	700'350/157'000	2470	N	O	1252	b
4	Pizzo dell'Uomo	T - L	A	702'600/155'800	2500	NW	O	1252	c
5	Passo Predèlp	T - L	A	704'250/153'250	2410	W	P	1252	-
6	Plattenberg	T - L	A	720'950/158'050	2590	NW	O	1233	c
7	Torrone di Nav	T - L	A	718'610/156'150	2380	W	M	1253	d
8	B.tta di Fornee	D - L	A	720'450/153'750	2480	W	M	1253	d
9	Monte Amianto	D - L	A	720'530/153'150	2440	NW	M	1253	d
10	Cima del Laghetto	PR	A	721'630/149'600	2420	E	M	1253	d
11	Stabbio di Largario	T - L	A	718'800/148'720	2240	N	M	1253	e
12	Forca	PR	A	719'850/148'500	2540	SE	M	1253	e
13	Gana	T - L	A	719'760/148'200	2530	E	M	1253	e
14	Gana Bianca	T - L	A	719'800/147'700	2560	NE	M	1253	e
15	Pièi	T - TS	A	718'710/147'040	2340	S	M	1253	e
16	Gana Bianca II	T - L	A	719'350/147'050	2630	W	M	1253	e
17	Gana di Multón	T - L	A	718'250/147'800	2540	NW	M	1253	f
18	Piancabella	T - L	A	720'250/145'650	2440	NE	P	1273	e
19	Cima Rossa	T - L	A	726'150/144'360	2710	SW	M	1274	d
20	Poncione di Nara	T - L	F	709'220/148'350	2000	SW	P	1253	-
21	Pizzo di Nara	PR	F	709'660/148'300	2090	SW	P	1253	-
22	Gane di Laghetto	T - L	F	709'800/147'650	2080	NE	P	1253	-
23	Cambra	T - L	F	710'250/147'500	1930	E	P	1253	-
24	Passo dei Laghetti	T - L	F	712'450/143'250	2100	N	P	1273	-
25	Croce di Sasso	T - L	F	713'000/142'800	1940	E	P	1273	-
26	Pianca del Drus	T - L	F	713'920/142'100	1820	NE	P	1273	-
27	Cogn	T - L	F	714'300/141'670	1870	E	P	1273	-
28	Matro	T - L	F	714'350/141'450	1900	NE	P	1273	-
29	Supra Bolla	T - L	F	718'650/155'350	2300	W	M	1253	d
30	Cima Sgiu I	PR	F	717'770/154'050	2200	E	M	1253	d
31	Cima Sgiu II	T - L	F	717'770/153'950	2200	NE	M	1253	d
32	Colma I	T - L	F	717'950/153'750	2170	N	M	1253	d
33	Fornee	T - L	F	719'800/153'580	2200	N	M	1253	d
34	Colma II	T - L	F	718'120/153'350	2180	SE	M	1253	d
35	Forca di Pinadee	T - L	F	718'650/152'800	2160	E	M	1253	d
36	Cima di Pinadee I	T - L	F	718'540/152'430	2240	NE	M	1253	d
37	Cima di Pinadee II	T - L	F	718'680/152'300	2220	NE	M	1253	d
38	Quarnei	T - TS	F	721'550/148'700	2050	E	M	1253	e
39	Ürbell	PR	F	721'940/148'300	2080	W	M	1253	d
40	Guald I	D - L	F	721'200/147'150	2120	N	M	1253	e
41	Guald II	T - L	F	722'050/146'850	1910	NE	P	1253	e
42	Sceru I	T - TS	F	721'950/146'200	1975	NE	P	1253/1273	e
43	Sasso di Luzzone	PR	F	721'680/145'850	2070	N	P	1273	e
44	Sceru II	T - L	F	721'200/145'800	2190	NE	P	1273	e
45	Trusvalt	T - L	F	722'350/145'500	1920	E	P	1273	e
46	Luzzone	T - TS	F	721'700/145'400	2150	SE	P	1273	e
47	Lavill I	PR	F	719'030/145'500	2050	NW	P	1273	e
48	Lavill II	T - L	F	718'850/145'320	2060	W	M	1273	e
49	Prou	T - L	F	720'050/144'000	2040	S	M	1273	e
50	Padella	T - L	F	725'500/139'750	2140	N	P	1274	d
51	Airold	T - L	F	720'800/136'240	1960	N	P	1273	d
52	Pizzo Magn	PR	F	721'550/135'900	2000	NE	M	1273	d
53	Alpe d'Albèa	PR	F	722'744/136'250	1820	NW	M	1273	d
54	Alpe di Cava	T - L	F	723'350/135'100	1900	NE	M	1273/1293	d

(1) T = Talus ; L = Lobate ; D = Debris ; TS = Tongue-shaped ; PR = Protalus rampart. (2) A = Actif/inactif ; F = Fossile. (3) C = Calcschistes ; O = Orthogneiss ; P = Paragneiss ; M = Micaschistes. (4) a = Fontana (2008) ; b = Binggeli (1965) ; c = Strozzi & Scapozza (2007) ; d = Zeller (1964) ; e = Scapozza & Reynard (2008) ; f = G. Valenti (2005, communication personnelle).

Tab. 6.2 : Inventaire des glaciers rocheux des Alpes Tessinoises orientales.

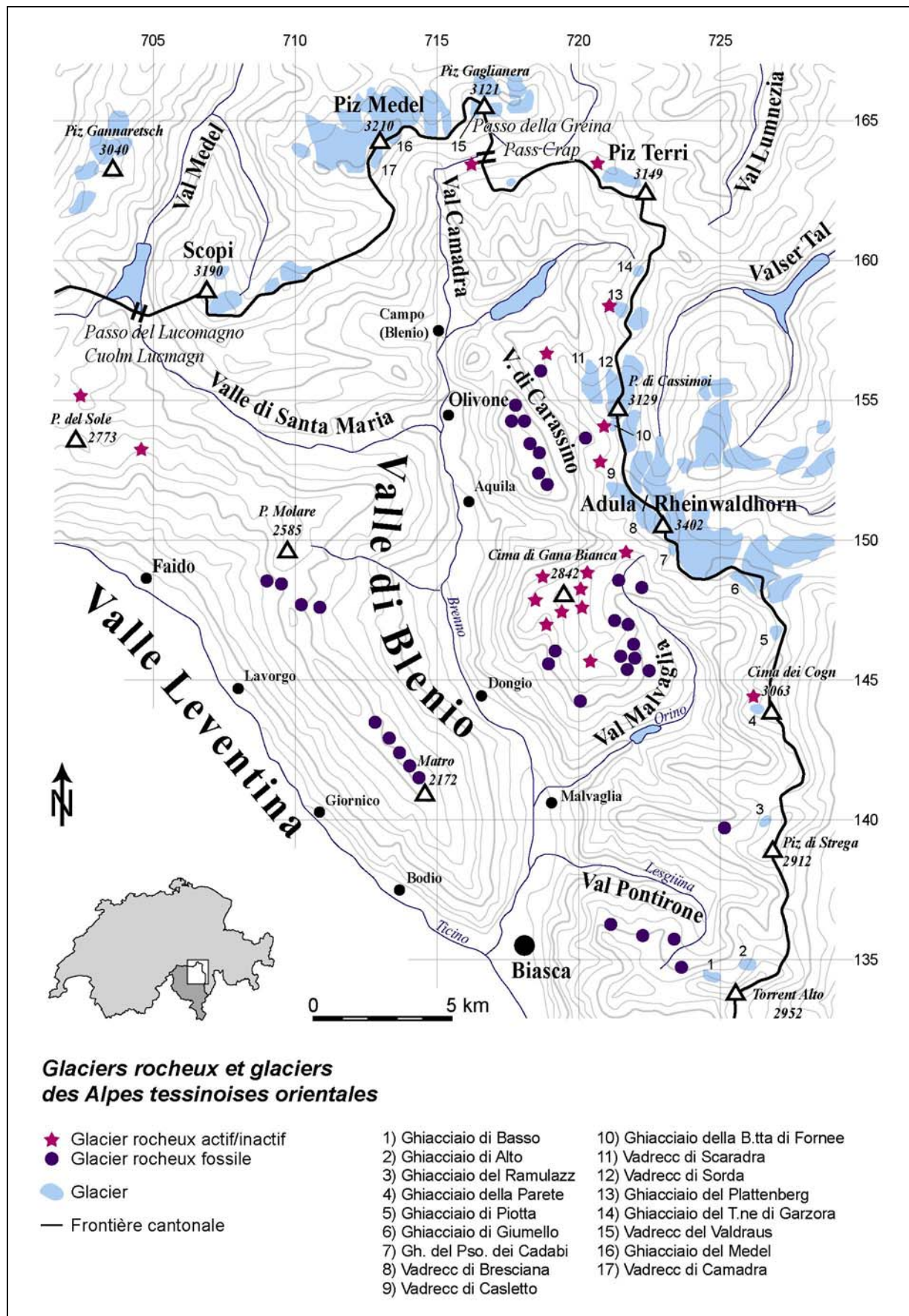


Fig. 6.1 : Distribution des glaciers rocheux dans les Alpes Tessinoises orientales. La carte présente également l'emplacement et le nom des glaciers situés à l'intérieur du périmètre étudié.

Cette tendance se retrouve également en ce qui concerne l'origine des matériaux qui constituent le glacier rocheux. En effet, pour les Alpes Tessinoises orientales, seuls 6 % des glaciers rocheux ( $n = 3$ ) sont, ou ont été, alimentés par des dépôts morainiques. Les 94 % ( $n = 51$ ) sont en effet alimentés par des éboulis<sup>2</sup>. En ce qui concerne la forme générale, il y a une nette prédominance, avec 76 % des appareils ( $n = 41$ ), des glaciers rocheux lobés de pied de versant (généralement monomorphiques) par rapport aux glaciers rocheux de vallée (généralement polymorphiques), qui constituent seulement 7 % ( $n = 4$ ) de l'échantillon étudié. Les 17 % restants sont constitués par les 9 protalus remparts répertoriés.

La figure 6.2A permet de visualiser le nombre de glaciers rocheux par orientation. Les quadrants septentrionaux sont largement privilégiés, en particulier les secteurs W, NW pour les glaciers rocheux fossiles et le secteur NE pour les glaciers rocheux actifs/inactifs. Le nombre limité de glaciers rocheux actifs/inactifs est trop faible pour pouvoir caractériser statistiquement des orientations préférentielles. En ce qui concerne les glaciers rocheux fossiles, l'orientation privilégiée vers le NE et l'E s'explique par l'orientation générale des vallons et des cirques qui désherbent les versants en rive droite du Val Blenio et du Val Malvaglia et en rive gauche du Val di Carassino.

L'altitude moyenne des glaciers rocheux actifs/inactifs est de 2480 mètres, contre 2060 mètres pour les glaciers rocheux fossiles : la différence d'altitude est donc de 420 m. La figure 6.2B présente l'altitude moyenne des glaciers rocheux actifs/inactifs et fossiles pour les huit orientations principales. Mis à part pour les orientations SE et S, la différence est globalement assez uniforme et comprise entre 300 et 500 mètres. Dans le cas des orientations SE et S, la différence est donnée par un échantillon trop faible, qui est donc influencé par un glacier rocheux en position « anormale ». De plus, en orientation S, le seul glacier rocheux actif/inactif est celui de Pièi (No. 15), qui a une histoire assez complexe (cf. plus loin).

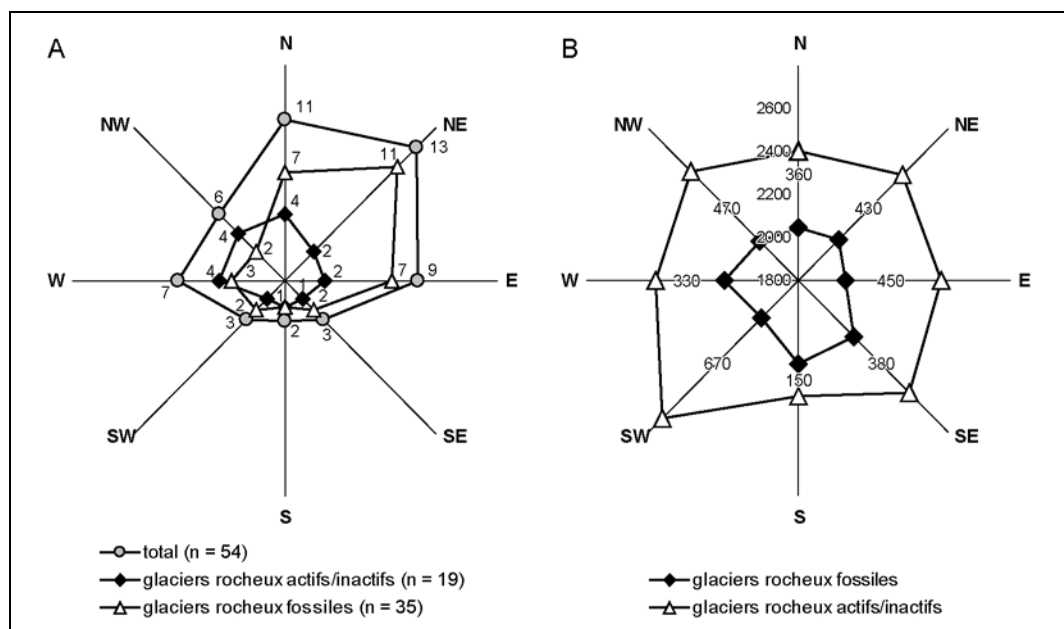


Fig. 6.2 : (A) Orientation des glaciers rocheux. Notez comme les quadrants septentrionaux sont largement privilégiés par rapport aux quadrants méridionaux. (B) Altitude moyenne des glaciers rocheux. Le chiffre indique la différence (en m) pour chaque orientation.

<sup>2</sup> Les protalus remparts ont été considérés comme étant alimentés par des éboulis.

### **6.2.1.2 Les glaciers rocheux actifs/inactifs**

Les glaciers rocheux actifs/inactifs des Alpes Tessinoises orientales présentent, généralement, un relief bombé caractérisé par des rides et sillons transversaux et longitudinaux, une pente du front comprise entre 35 et 45° et l'absence de végétation (exception faite de quelques lichens). La température des sources à la base du front est généralement comprise entre 0 et 2°C (Scapozza & Reynard 2008 ; voir aussi le tableau 3.4). Mis à part le glacier rocheux de Pièi, ils sont tous monomorphiques au sens de Frauenfelder & Käab (2000).

Ils se concentrent pour la plupart dans le massif de la Cima di Gana Bianca, avec 47 % des appareils ( $n = 9$ ). Les 10 autres glaciers rocheux actifs/inactifs sont dispersés dans le reste de la zone d'étude, en particulier dans sa partie orientale.

Le degré d'activité de certains d'entre eux a pu être vérifié sur la base de l'analyse d'images InSAR (fig. 6.3 et 6.4). Les glaciers rocheux du Pizzo dell'Uomo (No. 4), Plattenberg (6), Torrone di Nav (7), B.tta di Fornee (8), Monte Amianto (9) et Stabbio di Largario (11) présentent des signatures qui témoignent de leur activité, tandis que pour les glaciers rocheux de Pièi (15), Gana Bianca II (16) et Piancabella (18), les images InSAR ne présentent pas de signatures particulières, ce qui laisserait penser que ces appareils sont inactifs. Malheureusement, pour les glaciers rocheux de la partie orientale du massif de la Cima di Gana Bianca, il n'a pas été possible de détecter une signature en raison du masquage exercé par les parois rocheuses (voir Strozzi & Scapozza 2007).

### **6.2.1.2 Les glaciers rocheux fossiles**

Les caractéristiques des glaciers rocheux fossiles des Alpes Tessinoises orientales sont le relief marqué par des nombreuses dépressions thermokarstiques bien évidentes, un talus frontal avec une pente comprise entre 28 et 32°, une couverture végétale continue et des températures de sources à la base du front supérieures à 2 °C (Scapozza & Reynard 2008 ; voir aussi le tableau 3.4). La couverture par la végétation différencie deux groupes de glaciers rocheux fossiles et varie en fonction de l'altitude. Un premier groupe, situé entre 2300 et 2100 mètres, présente une couverture continue par des lichens et une couverture discontinue par de la végétation basse sous forme de lande à éricacées, tandis que le deuxième groupe, situé au-dessous de 2100 mètres et donc déjà à l'étage forestier, présente une couverture par la végétation continue sous forme de lande à éricacées et d'essences ligneuses (en particulier mélèzes et épicéas), selon les caractéristiques de la surface du glacier rocheux.

Les glaciers rocheux fossiles se concentrent principalement dans le massif de la Cima di Gana Bianca (34 % des appareils ;  $n = 12$ ), dans le Val di Carassino (26 %,  $n = 9$ ), dans la dorsale entre le Pizzo Molare et le Matro (entre le Val Leventina et le Val Blenio) (26 %,  $n = 9$ ) et en rive gauche du Val Pontirone (11 % ;  $n = 4$ ).

La taille des glaciers rocheux fossiles est supérieure à celle des glaciers rocheux actifs/inactifs. Dans le massif de la Cima di Gana Bianca, par exemple, la surface moyenne des glaciers rocheux fossiles est de 11.4 ha, tandis que celle des glaciers rocheux actifs/inactifs est de 6.6 ha seulement (Scapozza & Reynard 2008). Bien évidemment, les calculs de surfaces moyennes sont biaisés par les grands glaciers rocheux de vallée, comme les glaciers rocheux actifs/inactifs de Stabbio di Largario (11) (14.6 ha) et Pièi (15) (15.0 ha) et les glaciers rocheux fossiles de Quarnei (38) (22.3 ha) et de Sceru I (42) (64.1 ha !). Sans ces quatre glaciers rocheux, la surface moyenne serait de 3.5 ha pour les glaciers rocheux actifs/inactifs et de 4.3 ha pour les glaciers rocheux fossiles.

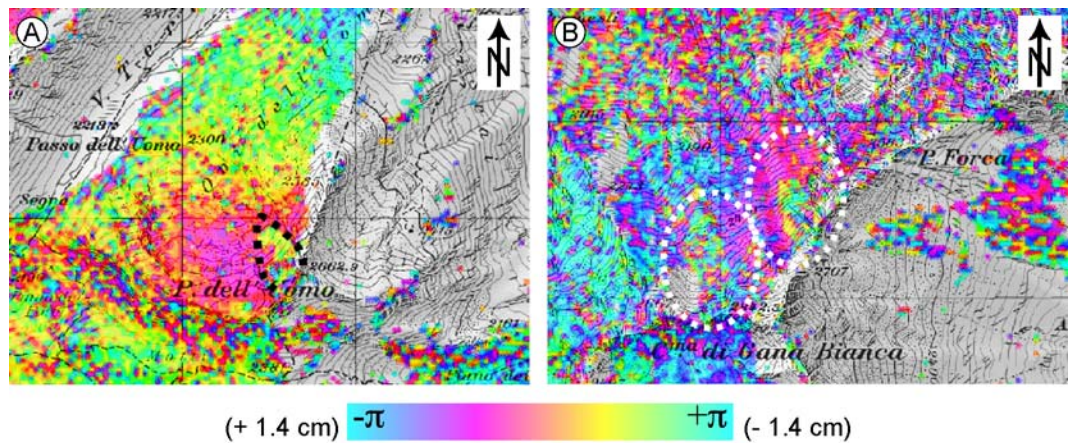


Fig. 6.3 : (A) Le glacier rocheux du Pizzo dell'Uomo sur l'interférogramme InSAR ERS-1/2 à 385 jours (entre le 26.07.1996 et le 15.08.1997), acquis en orbite descendante avec une ligne de base de 88 mètres. (B) Le glacier rocheux de Stabbio di Largario (à gauche), sur l'interférogramme InSAR ERS-1/2 à 70 jours (entre le 16.07.1999 et le 24.09.1999), acquis en orbite descendante avec une ligne de base de 109 mètres. La nature du signal de droite est à l'heure actuelle inconnue. Source des images : Strozzi et al. (2007).

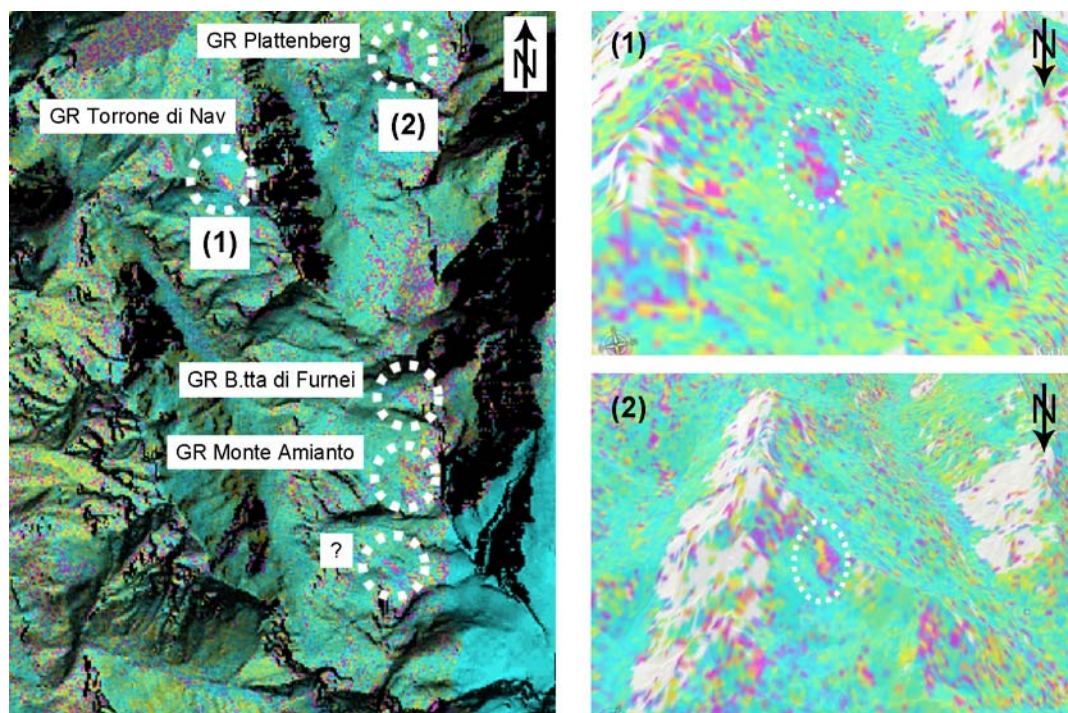


Fig. 6.4 : Interférogramme InSAR ALOS à 46 jours (entre le 13.09.2006 et le 29.10.2006) du Val di Carassino montrant plusieurs glaciers rocheux. Source des images : Strozzi et al. (2007).

## 6.2.2 Générations de glaciers rocheux et limite inférieure du permafrost

Sur la base de la limite inférieure des glaciers rocheux actifs/inactifs, censés représenter la limite inférieure du permafrost discontinu, et en admettant que les différences d'altitude en fonction de l'orientation des versants restent constantes, j'ai essayé de déterminer si l'on était en présence d'une seule ou de plusieurs générations de glaciers rocheux fossiles et de déterminer la dépression du permafrost (DP) pour chaque génération, dans le but de proposer une datation relative de ces formes (voir Schoeneich



1992). La différenciation en générations a été effectuée en tenant compte de chaque glacier rocheux, tandis que pour la limite inférieure des glaciers rocheux (et donc du permafrost discontinu), seulement celui situé le plus bas en altitude a été considéré, en tenant compte des différences d'altitude lorsqu'un glacier rocheux était positionné largement plus bas que les autres (dans ce cas, conformément à Lambiel 1999, c'est la moyenne des trois glaciers rocheux les plus bas qui a été retenue).

La distribution des glaciers rocheux pour chaque orientation est présentée à la figure 6.5. J'ai tout d'abord procédé à la détermination de la limite inférieure du permafrost discontinu *actuelle* sur la base des glaciers rocheux actifs/inactifs, pour ensuite l'utiliser pour différencier les générations de glaciers rocheux fossiles. **Le motif qui en résulte a permis de différencier trois générations de glaciers rocheux, la première (GR I) composée par les glaciers rocheux actifs/inactifs, et donc à priori d'âge holocène, et les deux autres (GR II et GR III) composées par des glaciers rocheux fossiles, et donc en principe d'âge pléistocène.**

En tenant compte du fait que l'altitude inférieure des glaciers rocheux est plus basse pour les quadrants septentrionaux (N, NE et NW) que pour les quadrants méridionaux (S, SE et SW), le glacier rocheux de Pièi qui, sur la base des observations et des mesures de températures des sources, avait été considéré comme inactif par Scapozza & Reynard (2008), a été inséré dans GR II<sup>3</sup>. **La DP moyenne qui en résulte (en considérant le glacier rocheux du Pièi comme appartenant à GR II) entre GR I, considérée comme représentative de la répartition du permafrost à la fin du Petit Age Glaciaire<sup>4</sup> (voir Lambiel & Reynard 2001, 2003) et les autres générations de glaciers rocheux, est de 300 m pour GR II et de 500 m pour GR III.** La répartition du permafrost discontinu a donc été recalculée en tenant compte de ce changement et en déterminant la valeur actuelle pour l'orientation Sud sur la base de la DP entre GR I et GR II/GR III (voir fig. 6.5).

Il est intéressant de mentionner le fait que la différenciation entre GR II et GR III s'est révélée cohérente non seulement du point de vue de la DP, mais aussi de celui de la morphologie de surface du glacier rocheux, en particulier du type et de la continuité de la couverture par la végétation (cf. ci-dessus).

---

<sup>3</sup> Ce glacier rocheux se présente comme une série de coulées de blocs superposées, dépourvues de végétation, avec une altitude du front de 2340 m et une exposition plein S. L'eau qui sort à la base de son front a une température comprise entre 0.8 et 1.9 °C (Scapozza & Reynard 2008), ce qui prouve que la forme pourrait encore contenir de la glace. Etant donné la taille, la position et la structure du glacier rocheux, il est possible que l'appareil se soit développé à partir d'un glacier couvert à la fin du Tardiglaciaire et que la glace a pu se préserver grâce à la grande inertie du permafrost et à l'albédo très haut des orthogneiss de la Cima di Gana Bianca, ce qui a permis de maintenir des conditions froides au sol. Ces observations confirmeraient les hypothèses présentées par Scapozza (2006) et Scapozza & Reynard (2008), selon lesquels la partie frontale du glacier rocheux de Pièi doit être considérée comme morphologiquement fossile et donc non représentative de la limite inférieure du permafrost discontinu en équilibre (ou en sub-équilibre) avec les conditions climatiques actuelles.

<sup>4</sup> On admet que la limite inférieure du permafrost discontinu n'a pas beaucoup changé du Petit Age Glaciaire à aujourd'hui, et ceci en raison de la grande inertie du permafrost face aux changements climatiques. La distribution et les caractéristiques des glaciers rocheux actifs/inactifs correspondent donc plutôt aux conditions climatiques du Petit Age Glaciaire qu'aux conditions actuelles, ce qui implique que la partie inférieure de la zone caractérisée par du permafrost (environ une tranche d'altitude de 140 m pour les Alpes Tessinoises orientales, en tenant compte d'un réchauffement de 0.84°C entre 1850 et 1990 pour le Sud des Alpes, cf. tab. 3.7, et d'un gradient de température de 0.6 °C/100 m), est caractérisée à l'heure actuelle par un épaissement progressif de la couche active et par une dégradation progressive du permafrost qui, dans ces zones, doit être de type tempéré (Lambiel & Reynard 2003).

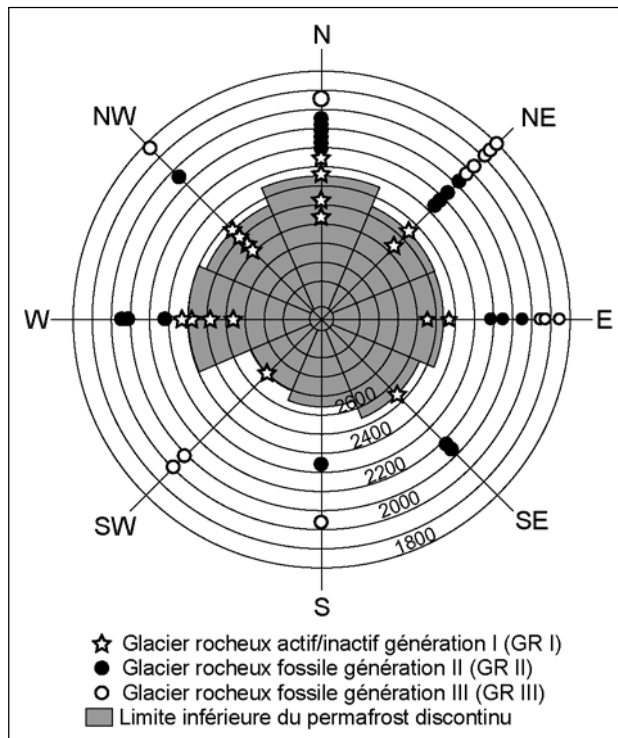


Fig. 6.5 : Répartition et générations des glaciers rocheux des Alpes Tessinoises orientales et définition de la limite inférieure du permafrost discontinu à l'échelle régionale pour la fin de l'Holocène.

Etant donné le faible nombre de glaciers rocheux pour chaque orientation et pour chaque génération, afin de déterminer la limite inférieure du permafrost discontinu exprimée pour chaque génération de glaciers rocheux, les valeurs ont été corrigées en tenant compte de la DP moyenne (300 m entre GR I et GR II et 500 m entre GR I et GR III). Cette option a été choisie étant donné que la différence entre la valeur moyenne de la limite inférieure du permafrost discontinu brute et corrigée, pour les deux générations de glaciers rocheux fossiles, est de 5 mètres d'altitude au maximum. Une autre façon de procéder à la correction est celle de calculer la moyenne de l'altitude au front des tous les glaciers rocheux fossiles pour chaque génération (voir, par exemple, Lambiel & Reynard 2003). Les valeurs qui en résultent sont présentées dans le tableau 6.3 et dans la figure 6.6.

	LIP GR I	GR II			GR III		
		LIP brute	DP	LIP corrigée	LIP brute	DP	LIP corrigé
N	2350	2100	250	2050	1950	400	1850
NE	2450	2200	250	2150	1900	550	1950
E	2450	2150	300	2150	2050	400	1950
SE	2550	2150	400	2250	2050	500	2050
S	2650	2350	300	2350	2050	600	2150
SW	2700	2400	300	2400	2050	650	2200
W	2400	2100	300	2100	2050	350	1900
NW	2450	2150	300	2150	1950	500	1950
<i>Moyenne</i>	<i>2500</i>	<i>2200</i>	<i>300</i>	<i>2200</i>	<i>2005</i>	<i>495</i>	<i>2000</i>

Tab. 6.3 : Altitude (en mètres) de la limite inférieure du permafrost discontinu (LIP) pour chaque génération de glaciers rocheux (GR) et dépression du permafrost (DP) qui en résulte. La LIP corrigée a été calculée sur la base de la valeur moyenne de DP, à savoir 300 m pour GR II et 500 m pour GR III.

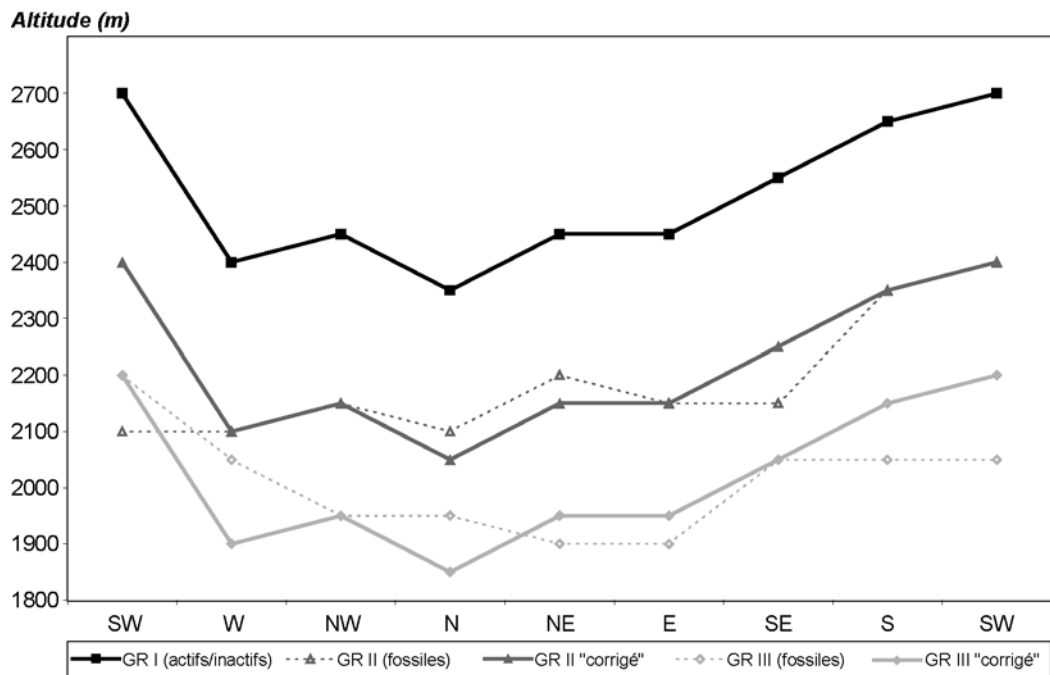


Fig. 6.6 : Limite inférieure du permafrost discontinu pour chaque génération de glaciers rocheux. Les valeurs ont été arrondies de cinquante en cinquante mètres afin de tenir compte de la marge d'erreur due aux conditions climatiques locales pour chaque glacier rocheux et à l'analyse statistique (principalement au faible nombre d'individus de l'échantillon).

Comme on peut le voir d'après la figure 6.6, l'altitude la plus basse de la limite inférieure du permafrost discontinu se retrouve dans l'orientation N, tandis que l'altitude la plus haute ne se retrouve pas dans l'orientation S mais dans l'orientation SW. L'orientation S est bien évidemment celle qui est marquée par le rayonnement solaire absolu le plus important, mais c'est orientation SW qui permet, globalement, de transmettre au sol le plus d'énergie solaire au cours de la journée. En effet, dans le cas d'une journée sans modifications de couverture nuageuse (qui diminue le rayonnement solaire au sol), le rayonnement solaire du matin et d'une partie de l'après-midi est utilisé pour l'évaporation de l'eau qui s'est formée au sol par condensation pendant la nuit à cause du refroidissement du sol par rayonnement infrarouge. En début d'après-midi, quand l'énergie transmise au sol peut commencer à être emmagasinée (l'eau a été complètement évaporée), le rayonnement est maximal en orientation SW. Si l'on considère que pendant l'été cette orientation bénéficie encore de beaucoup d'heures de rayonnement intense pendant l'après-midi, on se rend compte que c'est au SW que la part de rayonnement qui peut être transmise au sol est maximale, ce qui pourrait expliquer l'altitude maximale de la limite inférieure du permafrost discontinu.

L'amplitude de la limite inférieure du permafrost discontinu entre les orientations N et SW est de 350 mètres. Cette valeur nous montre la difficulté de déterminer plusieurs générations de glaciers rocheux sur la simple valeur de l'altitude de leur front. En effet, le DP entre les différentes générations de glaciers rocheux est le plus souvent inférieure ou dans l'ordre de mesure de l'amplitude maximale de la limite inférieure du permafrost pour une même génération de glaciers rocheux. Ces considérations démontrent la robustesse de la démarche adoptée, qui est basée sur la reconstitution de la limite inférieure actuelle du permafrost et ensuite sur la différenciation des générations de glaciers rocheux sur la base de la valeur de la DP et de leur morphologie.

### 6.2.3 Les glaciers rocheux actifs/inactifs (GR I)

Le modèle empirique régional de la répartition potentielle du permafrost discontinu obtenu grâce aux glaciers rocheux *actuellement* actifs/inactifs (GR I) (que l'on nommera PERMABLENIO) permet donc de visualiser l'étendue des zones potentiellement favorables au permafrost dans les Alpes Tessinoises orientales (fig. 6.7). Ceci est possible en appliquant le modèle PERMABLENIO à un modèle numérique d'altitude avec des pixels de 25 mètres de côté (MNA 25) des Alpes Tessinoises orientales à l'aide d'un SIG (Système d'Information Géographique). Les calculs ont été effectués en utilisant les outils *3D Analyst* et *Spatial Analyst* du logiciel ArcGIS, de la firme ESRI (box 6.1).

Le modèle PERMABLENIO est très optimiste (il modélise une limite inférieure **minimale** du permafrost discontinu) et simple (il tient compte seulement de l'altitude et de l'orientation), néanmoins il a l'avantage d'être basé sur des paramètres locaux. Les principaux défauts sont que le modèle considère comme appartenant à la catégorie *Permafrost* toutes les zones situées au-dessus de la limite inférieure calculée, ce qui rend impossible la représentation de discontinuités. De plus, aucune distinction n'a été opérée entre pente et pied de pente et entre sédiments meubles et parois rocheuses. De ce fait, la répartition du permafrost dans des secteurs à très forte déclivité (> 35-40°) peut être très largement surestimée, en particulier pour les quadrants méridionaux. Afin d'améliorer la cohérence de la répartition du permafrost calculée, je me suis limité à extraire des zones de permafrost potentiel les aires englacées ; en effet, du fait d'être exclusivement de type tempéré (et donc avec une température de la base du glacier toujours au point de fusion de la glace sous pression), les glaciers des Alpes Tessinoises orientales ne présentent (à priori) pas de permafrost à leur base. Bien évidemment, ceci implique que les marges glaciaires récemment déglacées ont également été considérées comme zones de permafrost, sans que du néo-permafrost ne se soit forcément développé entre temps dans ces zones.

Box 6.1 :

#### **Modélisation de la répartition potentielle du permafrost discontinu grâce à un modèle empirique régional sur un SIG**

Ce type de modèle considère seulement deux variables, l'altitude et l'orientation. L'altitude est connue grâce à un MNA fourni par SwissTopo (nommé ici de suite *mnt25\_grid*), tandis que pour l'orientation, un modèle numérique des huit classes d'exposition (nommé ici *aspect\_mnt25*) a été créé à l'aide de la fonction *Surface Analysis* de l'outil *3D Analyst* du logiciel ArcGIS. Le MNA utilisé est de type matriciel (raster), avec des pixels de la taille de 25x25 mètres (taille réelle). Avec ces deux modèles numériques (*mnt25\_grid* et *aspect\_mnt25*), il est alors possible de calculer la répartition du permafrost à l'aide de la fonction *Raster Calculator* de l'outil *Spatial Analyst*, en implémentant dans le logiciel un script analogue au suivant (celui-ci est le script pour le modèle PERMABLENIO) :

```
(([aspect_mnt25] > 337.5 | [aspect_mnt25] < 22.5) & [mnt25_grid] > 2350) |
(([aspect_mnt25] > 22.5 & [aspect_mnt25] < 67.5) & [mnt25_grid] > 2450) |
(([aspect_mnt25] > 67.5 & [aspect_mnt25] < 112.5) & [mnt25_grid] > 2450) |
(([aspect_mnt25] > 112.5 & [aspect_mnt25] < 157.5) & [mnt25_grid] > 2550) |
(([aspect_mnt25] > 157.5 & [aspect_mnt25] < 202.5) & [mnt25_grid] > 2650) |
(([aspect_mnt25] > 202.5 & [aspect_mnt25] < 247.5) & [mnt25_grid] > 2700) |
(([aspect_mnt25] > 247.5 & [aspect_mnt25] < 292.5) & [mnt25_grid] > 2400) |
(([aspect_mnt25] > 292.5 & [aspect_mnt25] < 337.5) & [mnt25_grid] > 2450)
```

avec les orientations exprimées en degrés (N = 337.5-22.5; NE = 22.5-67.5 ; E = 67.5-112.5 ; SE = 112.5-157.5; S = 157.5-202.5 ; SW = 202.4-247.5 ; W = 247.5-292.5 ; NW = 292.5-337.5) pour *aspect\_mnt25* et la limite inférieure du permafrost discontinu en mètres pour *mnt25\_grid*.

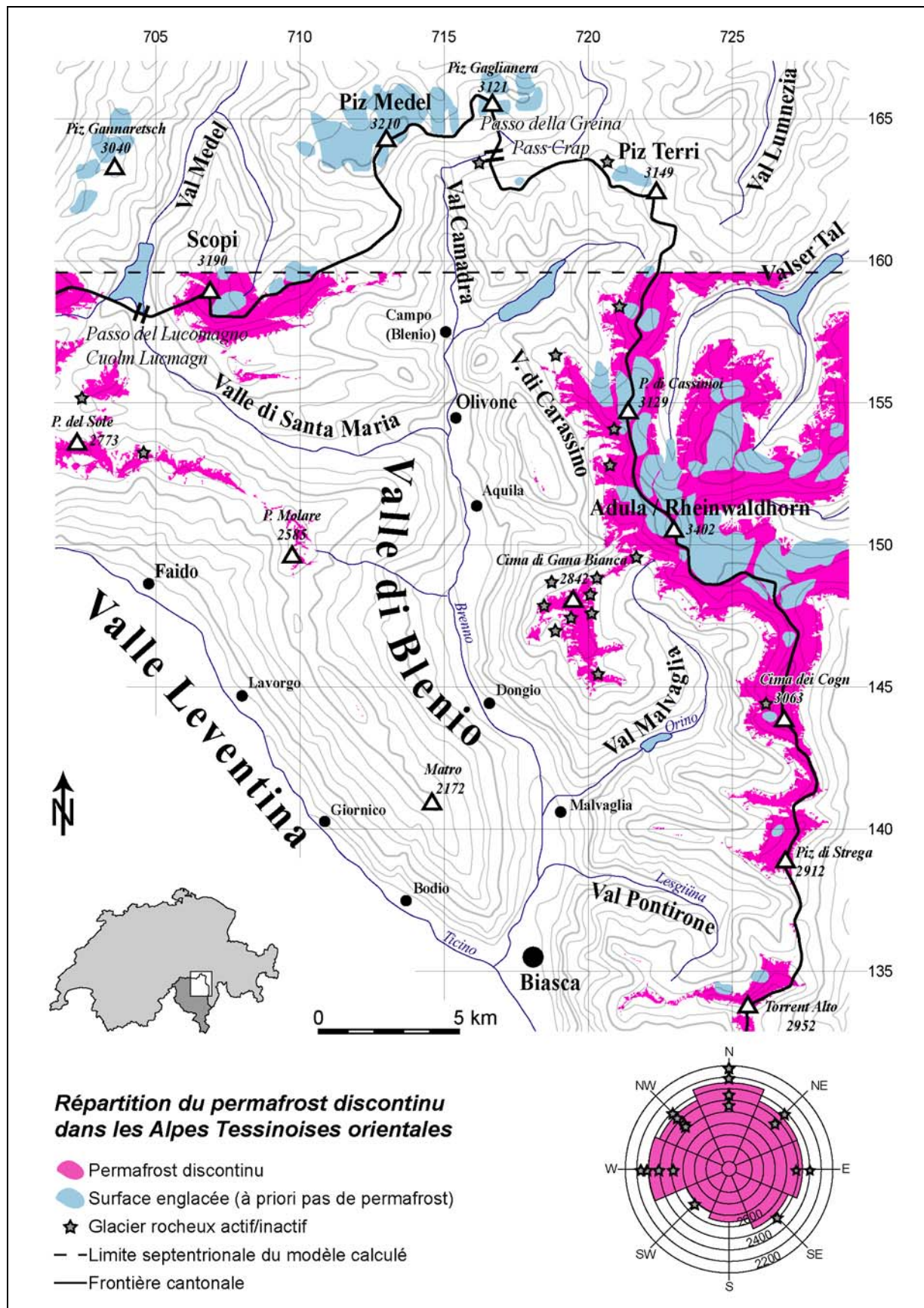


Fig. 6.7 : Modélisation de la répartition du permafrost discontinu dans les Alpes Tessinoises orientales sur la base des glaciers rocheux actuellement actifs/inactifs (modèle PERMABLENIO).

En ce qui concerne les glaciers rocheux *actuellement* actifs/inactifs, seuls trois d'entre eux ne sont pas compris dans la ceinture du permafrost discontinu modélisée : il s'agit des glaciers rocheux du Torrone di Nav, de Stabbio di Largario et de Pièi. Les deux premiers, orientés respectivement à l'W et au N, descendent très bas en altitude (respectivement, 2380 et 2240 m) tandis que le troisième a été attribué à la génération de glaciers rocheux GR II (cf. ci-dessus).

Sans vouloir entrer dans le débat de la validité des cartes de la répartition potentielle du permafrost au Tessin, les zones attribuées à la classe permafrost du modèle PERMABLENIO sont légèrement plus grandes que pour la cartographie proposée par Keller (2002) et par BWG (2005). Ceci pourrait être simplement dû au fait que notre modèle est plus optimiste que les deux autres. Bien évidemment, le modèle PERMABLENIO est plus cohérent que les deux autres en ce qui concerne l'intégration des glaciers rocheux actifs/inactifs dans les zones potentiellement favorables au permafrost ; ce fait n'a rien d'étonnant, vu que le modèle est exclusivement basé sur la distribution de ces formes.

Il est maintenant important d'effectuer des comparaisons avec, d'une part, d'autres régions des Alpes Suisses et, d'autre part, avec les Alpes Centrales Italiennes, afin de déterminer les spécificités, les différences et les similitudes régionales des Alpes Tessinoises orientales par rapport à d'autres régions des Alpes.

### 6.2.3.1 Comparaison avec d'autres régions des Alpes Suisses

Pour des raisons de cohérence, les comparaisons ont été effectuées exclusivement avec les limites inférieures du permafrost discontinu déterminées sur la base d'inventaires de glaciers rocheux (i.e. avec les limites inférieures des glaciers rocheux actifs/inactifs). On a à disposition pour les Alpes Suisses deux modèles issus des Alpes Valaisannes (climat continental relativement sec) (Delaloye & Morand 1998 ; Lambiel & Reynard 2001) et le modèle de la répartition du permafrost discontinu dans les Alpes Bernoises (climat océanique relativement humide) (Imhof 1996a) (fig. 6.8). Les données de ces trois modèles sont présentées dans le tableau 3.2. Malheureusement on ne dispose pas d'un modèle régional pour les Alpes Grisonnes.

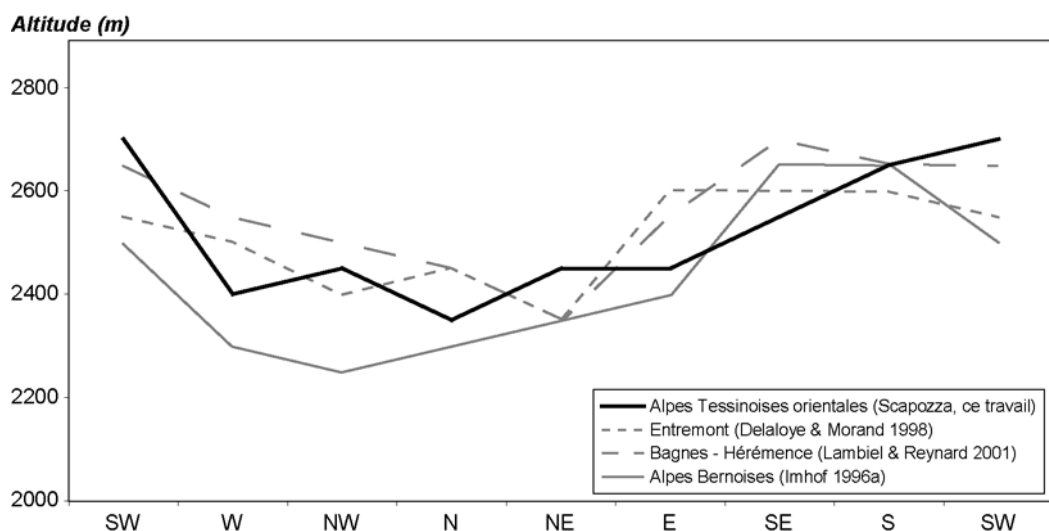


Fig. 6.8 : Comparaison entre quatre modèles de la répartition potentielle du permafrost discontinu issus d'inventaires régionaux de glaciers rocheux dans les Alpes Suisses.

En ce qui concerne les deux modèles des Alpes Valaisannes, à part les orientations de N à E, les limites inférieures établies dans le Val d'Entremont sont environ 50 mètres plus basses que pour le Val de Bagnes – Val d'Hérémence. Mis à part cette différence, les deux courbes sont relativement similaires. Pour les Alpes Bernoises, les altitudes sont nettement inférieures que pour les Alpes Valaisannes, en particulier en ce qui concerne les orientations de l'W à l'E (mis à part NE). La courbe déterminée dans les Alpes Tessinoises orientales vient grosso modo s'intercaler entre les Alpes Valaisannes et les Alpes Bernoises, bien que des différences locales soient visibles pour les orientations NE et SW.

Etant donné que les modèles reflètent des situations régionales, les explications de leurs différences et similitudes sont à rechercher dans les paramètres climatiques et morphologiques à l'échelle régionale, en particulier la température, les précipitations et la morphologie structurale.

Si l'on regarde la répartition spatiale de MAAT 1961-1990 ramenée à 500 m/mer (J.-M. Fallot, données non publiées ; cartographie sur la base des normes 1961-1990 de la base de données de MétéoSuisse), on se rend compte que, malgré la faible différence de latitude parmi les régions étudiées, une légère tendance existe. MAAT à 500 m/mer est de 8.5-9.5 °C pour les Alpes Bernoises, de 9.5 °C pour les Alpes Tessinoises orientales et de 9.5-10.0 °C pour les Alpes Valaisannes. L'altitude de l'isotherme -1/-2 °C sera donc de plus en plus haut que MAAT à 500 m/mer est grande, ce qui confirme jusqu'à maintenant les limites inférieures du permafrost discontinu retrouvées.

Un autre des paramètres intervenant à l'échelle régionale sont les précipitations. Au lieu de regarder les précipitations annuelles moyennes, qui selon le régime pluviométrique de chaque région peuvent se concentrer en une, voire deux, périodes de l'année (comme par exemple au Sud des Alpes), les comparaisons ont été effectuées sur la base des hauteurs annuelles de neige à 2500 m pour la période 1983-2002 (données ENA Davos et MétéoSuisse). La quantité de neige tombée pendant l'hiver détermine l'épaisseur de la couche de neige à la fin de l'hiver, ce qui peut influencer le régime thermique du sol selon la date de disparition de la neige. Il n'est donc pas étonnant de voir que les régions avec les limites inférieures du permafrost discontinu plus hautes sont celles avec la hauteur annuelle de neige plus basse (120 cm/an pour la région Bagnes-Hérémence et 150 cm/an pour le Val d'Entremont). Les Alpes Bernoises, au contraire, sont la région avec l'enneigement le plus important, quantifié à environ 180 cm/an. Comme pour MAAT à 500 m/mer, les Alpes Tessinoises orientales se trouvent intercalées entre les Alpes Valaisannes et les Alpes Bernoises, avec environ 135 cm/an de neige.

Afin de montrer de façon qualitative et quantitative l'interdépendance entre ces trois variables, l'altitude moyenne des glaciers rocheux actifs/inactifs (*Alt. moy. GRa* ; elle représente la moyenne des altitudes inférieures du permafrost discontinu pour chaque orientation) a été mise en relation avec MAAT 1961-1990 ramenée à 500 m/mer et avec les hauteurs annuelles moyennes 1983-2002 de la neige à 2500 m (fig. 6.9). Les paramètres utilisés sont présentés dans le tableau 6.4.

	Alt. Moy. GRa (m)	MAAT à 500 m/mer (°C)	Station de référence	H ann. moy. neige (1983-2002) (cm)
<b>Alpes Bernoises</b>	2440	8.6	Grimsel-Hospiz (1980 m)	180
<b>Alpes Tessinoises E</b>	2500	9.9	Comprovasco (575 m)	135
<b>Entremont</b>	2510	9.0	Grand St. Bernard (2472 m)	150
<b>Bagnes - Hérémence</b>	2550	10.1	Fey (Nendaz) (737 m)	120

Tab. 6.4 : Quelques paramètres morpho-climatiques pour les régions étudiées. Données climatiques : ENA Davos ; J.-M. Fallot (données non publiées) ; MétéoSuisse.

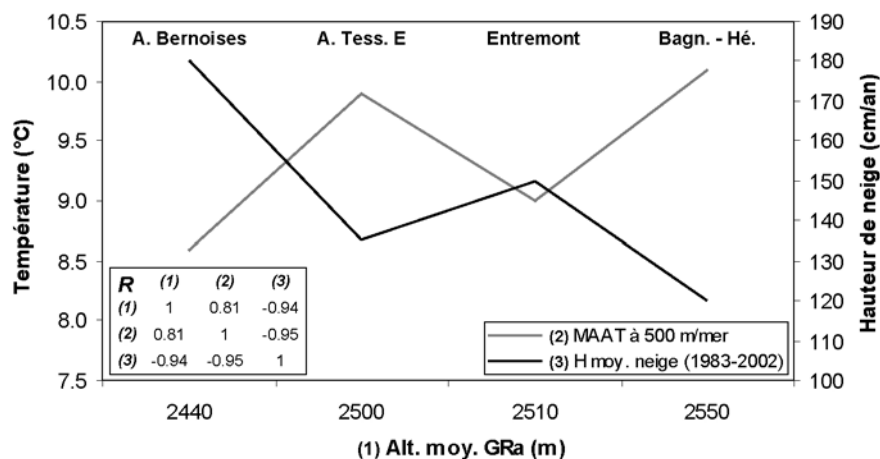


Fig. 6.9 : Comparaison entre altitude moyenne des glaciers rocheux actifs/inactifs, MAAT 1961-1990 ramenée à 500 m/mer et les hauteurs annuelles moyennes 1983-2002 de la neige à 2500 m. Les données sont présentées au tableau 6.4.

Le degré de continentalité du climat s'exprime par la relation entre MAAT à 500 m/mer et la hauteur moyenne de la neige. La corrélation fortement négative ( $R = -0.95$ ) nous indique que plus le climat est sec et plus les températures à 500 m/mer sont hautes. Ceci implique que l'isotherme  $-1/-2$  °C se situe plus haut en altitude dans les régions les plus sèches, ce qui induit une altitude moyenne des glaciers rocheux actifs/inactifs plus haute (la corrélation entre *H. moy. neige* et *Alt. moy. GRa* est à ce propos significative, elle vaut en effet  $R = -0.94$ ). La prédominance des *Précipitations neigeuses* par rapport à MAAT, comme facteur de contrôle de la répartition régionale du permafrost discontinu, est donnée par une corrélation moins forte entre *Alt. moy. GRa* et MAAT ( $R = 0.81$ ) par rapport à *Alt. moy. GRa* et *H moy. neige* ( $R = -0.94$ ). Il faut ajouter que MAAT à 500 m pour le Val d'Entremont a été probablement sous-estimée ; MAAT ramenée à 500 m/mer au Col du Grand St. Bernard est en effet plus froide par rapport aux autres stations du Valais Central, ce qui fait que cette station est peu représentative pour le reste de la vallée.

En ce qui concerne les hauteurs de neige, la seule région qui se différencie légèrement des autres sont les Alpes Tessinoises orientales. Ceci pourrait être dû au fait que, au contraire des Alpes Valaisannes et des Alpes Bernoises, au Sud des Alpes l'enneigement est lié à une advection du SW tandis que pour les autres trois régions c'est l'advection d'W et de NW qui est prédominante. Cette hypothèse sera testée au chapitre suivant en effectuant des comparaisons avec les Alpes Italiennes (en particulier avec les Alpes Centrales).

En ce qui concerne la morphologie structurale, le style tectonique des Alpes Valaisannes et des Alpes Tessinoises est assez similaire (les deux font partie du domaine Pennique), avec des vallées disposées S-N pour les Alpes Valaisannes et N-S pour les Alpes Tessinoises. Pour les Alpes Bernoises, au contraire, le contexte structural (domaine Helvétique) fait que l'effet d'ombre des parois calcaires peut favoriser le maintien de conditions de permafrost à plus basse altitude, en particulier pour les quadrants septentrionaux (Phillips & Reynard 1996).

### 6.2.3.2 Comparaison avec les Alpes Centrales italiennes

Pour une comparaison de la limite inférieure du permafrost discontinu selon les huit orientations principales, seuls les inventaires de glaciers rocheux du massif de l'Adamello – Presanella (Baroni *et al.* 2004) et du Haut Val d'Ultimo (Trentino, secteur oriental du



massif de l'Ortles – Cevedale) (Seppi *et al.* 2005a) ont été considérés (fig. 6.10). En effet, malgré le grand nombre d'inventaires régionaux de glaciers rocheux effectués dans les Alpes Italiennes, le plus souvent seule l'altitude inférieure moyenne de tous les glaciers rocheux est présentée, et non pas l'altitude inférieure pour chaque orientation.

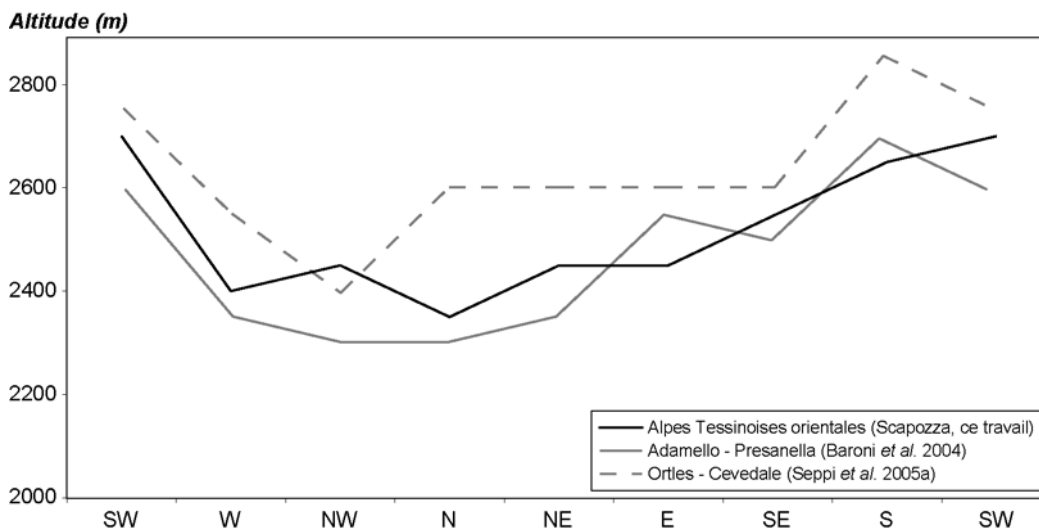


Fig. 6.10 : Comparaison du modèle PERMABLENIO avec deux modèles de la répartition potentielle du permafrost discontinu issus d'inventaires régionaux de glaciers rocheux dans les Alpes Centrales italiennes. Les données pour ces deux modèles sont présentées dans le tab. 3.2.

Le modèle développé dans le massif de l'Adamello – Presanella est assez similaire au modèle PERMABLENIO, sauf pour les orientations NW, E et SW, où la différence est égale ou supérieure à 100 mètres d'altitude. Pour toutes les autres orientations, la différence ne dépasse jamais 50 mètres d'altitude (elle est donc de même ampleur que la marge d'erreur, arbitraire, qui a été fixée). Ceci n'a rien d'étonnant, étant donné que la différence de latitude est peu marquée et que les précipitations annuelles moyennes sont semblables (cf. chap. 1.3.2). Les deux régions bénéficient donc d'un climat semblable. Par rapport au massif de l'Ortles – Cevedale, au contraire, les différences sont beaucoup plus marquées, avec les limites inférieures du permafrost discontinu qui sont globalement supérieures à celles des Alpes Tessinoises orientales. Le haut Val d'Ultimo (Ortles – Cevedale), en effet, est caractérisé par un climat très sec, avec la moyenne annuelle 1971-1990 des précipitations au-dessus des 2000 mètres et sur les sommets qui est comprise entre 900 et 1100 mm/an (Schwarb *et al.* 1999). Du fait de ce climat très continental, les limites inférieures du permafrost discontinu sont encore plus hautes que dans les Alpes Valaisannes.

En l'absence de données relatives à l'enneigement, la comparaison a été effectuée sur la base de l'altitude de la ligne d'équilibre des glaciers au stade de 1850. Conformément au modèle de la cryosphère de Haeberli (1983), il est possible d'estimer que plus la LEG monte en altitude et plus le climat est de type continental (et donc plus sec). La comparaison a été élargie à toutes les régions des Alpes Italiennes (y compris les Alpes Tessinoises orientales) comprises entre le massif du Mont Blanc et les Dolomites (fig. 6.11). Pour les Alpes Tessinoises orientales, la valeur moyenne de la LEG est issue du modèle régional du stade de référence de 1850 présenté au chapitre 5.4.5. Le calcul de MAAT à l'altitude moyenne de la limite inférieure des glaciers rocheux actifs/inactifs a été effectué à l'aide des formules 5.2 et 5.3.

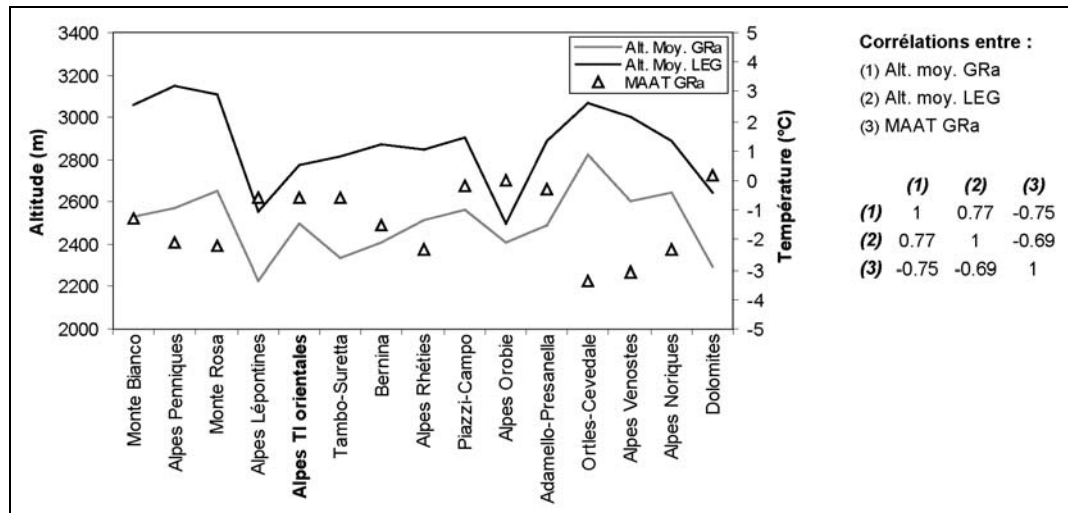


Fig. 6.11 : Comparaison entre l'altitude moyenne de la limite inférieure des glaciers rocheux actifs/inactifs (GRa), l'altitude de la ligne d'équilibre des glaciers (LEG) et MAAT calculée à l'altitude moyenne des GRa. Les données sont présentées dans le tableau 6.5.

Région/massif	Alt. moy. GRa (m)	Alt. Moy. LEG (m)	MAAT GRa (°C)
Mont Blanc	2530	3060	-1.3
Alpes Penniques	2570	3150	-2.1
Monte Rosa	2650	3110	-2.2
Alpes Lépointines	2230	2550	-0.6
<b>Alpes TI orientales</b>	<b>2500</b>	<b>2770</b>	<b>-0.6</b>
Tambo – Suretta	2330	2810	-0.6
Bernina	2410	2870	-1.5
Alpes Rhétiques	2510	2850	-2.3
Piazz – Campo	2560	2900	-0.2
Alpes Orobie	2410	2500	0.0
Adamello – Presanella	2490	2890	-0.3
Ortles – Cevedale	2820	3070	-3.4
Alpes Venostes	2600	3000	-3.1
Alpes Noriques	2640	2890	-2.3
Dolomites	2290	2640	0.2

Tab. 6.5 : Altitude moyenne de la limite inférieure des glaciers rocheux actifs/inactifs (GRa) et de la ligne d'équilibre des glaciers (LEG) et MAAT calculée à l'altitude moyenne des GRa. Compilation à partir de Belloni et al. (1993), Dramis et al. (2003) et Maisch et al. (2000).

La figure 6.1 nous permet de voir que plus le climat est continental (i.e. plus l'altitude moyenne de la LEG monte en altitude) et plus la limite inférieure des glaciers rocheux actifs/inactifs (et donc la limite inférieure du permafrost discontinu) monte en altitude. La corrélation entre ces deux facteurs est assez importante ( $R = 0.77$ ). En ce qui concerne la relation de ces deux facteurs et MAAT, au contraire, la corrélation est négative. Elle est de  $-0.75$  entre *alt. moy. GRa* et *MAAT GRa* et de  $-0.69$  entre *alt. moy. LEG* et *MAAT GRa*. En d'autres termes, plus l'altitude de la limite inférieure des glaciers rocheux actifs/inactifs est basse et plus MAAT à cette altitude est proche de  $0^{\circ}\text{C}$ . L'explication est (relativement) simple : étant donné que les deux corrélations sont négatives (entre *alt. moy. GRa* et *MAAT GRa* et entre *alt. moy. LEG* et *MAAT GRa*), il en suit que *MAAT GRa* est plus élevée dans les régions au climat plus humide, où les importantes précipitations sous forme de neige qui peuvent persister à la fin de l'hiver et au début du printemps retardent le réchauffement du sol. La persistance de la couverture neigeuse permet d'avoir MAGST favorable au permafrost avec MAAT plus élevée que l'isotherme  $-1/-2^{\circ}\text{C}$ , considérée dans la théorie comme le facteur déterminant la répartition du permafrost discontinu à l'échelle régionale (Haeberli 1985).

### 6.2.4 Les glaciers rocheux fossiles (GR II et GR III)

Si l'on considère l'altitude moyenne de la limite inférieure des glaciers rocheux fossiles pour chaque génération de ces formes (2200 m pour GR II et 2000 m pour GR III), la DP entre les glaciers rocheux fossiles et les glaciers rocheux actifs/inactifs permet de calculer la différence de MAAT par rapport à 1850 (et à l'actuel) pour chaque génération de glaciers rocheux fossiles (voir formules 3.1 et 3.2). Ainsi, en considérant un gradient vertical de température pour une atmosphère standard de  $0.006^{\circ}\text{C}/\text{m}$ , GR II et GR III témoignent d'une période avec, respectivement, MAAT  $1.8^{\circ}\text{C}$  et  $3.0^{\circ}\text{C}$  plus froide qu'en 1850 ( $2.6^{\circ}\text{C}$  et  $3.8^{\circ}\text{C}$  plus froide que 1990), ce qui les situe dans le Pléistocène. Pendant l'Holocène, en effet, les variations à long terme des températures moyennes estivales dans les Alpes Suisses Centrales par rapport à l'actuel, déterminées sur la base des fluctuations de la *timberline*, étaient comprises entre  $\pm 0.7\text{-}0.9^{\circ}\text{C}$  (Haas *et al.* 1998), avec comme minimum le PAG. Il faut également signaler la présence, au début de l'Holocène, de la fluctuation froide connue sous le nom de « 8.2 ka event » (Alley *et al.* 1997), qui est marquée par la réavancée glaciaire du stade de Kromer (Kerschner *et al.* 2006) et qui correspond à la phase froide de Misoxer (cf. chap. 5.4.4). Malgré MAAT de  $1.5$  à  $2^{\circ}\text{C}$  plus froide qu'à l'actuel (Kerschner *et al.* 2006), la courte durée de cette phase froide ( $500 \pm 200$  années) ne devrait pas avoir permis le développement d'une génération de glaciers rocheux proprement dite.

Pour effectuer une datation relative des glaciers rocheux fossiles, la méthode développée par Lambiel & Reynard (2003) a été adoptée. Cette méthode consiste en la comparaison de la position des glaciers rocheux *actuellement* fossiles avec les surfaces englacées à différents moments du Tardiglaciaire (fig. 6.12). Les glaciers rocheux situés dans une zone englacée à un moment ou à un autre du Tardiglaciaire n'ont pu se former qu'après le stade concerné.

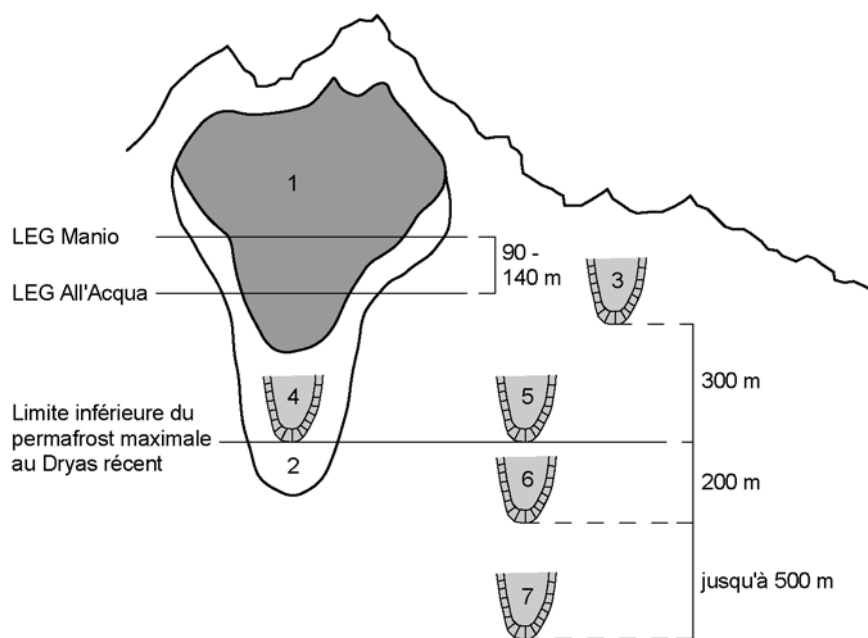


Fig. 6.12 : Méthode de datation des glaciers rocheux fossiles, basée sur la comparaison de la position des glaciers et des glaciers rocheux, ainsi que sur des considérations climatiques d'altitude. Modifié d'après Lambiel & Reynard (2003 : 96). (1) Glacier au Dryas récent, stade de Manio. (2) Glacier à la fin du Dryas ancien, stade de All'Acqua. (3) GR I. (4) GR II formés au Dryas Récent. (5) GR II qui ont pu se former avant le Dryas récent et qui étaient encore actifs/inactifs au Dryas récent. (6) GR III probablement déjà fossiles au Dryas récent. (7) GR III très certainement déjà fossiles au Dryas récent.

Le schéma théorique développé par Lambiel & Reynard (2003) a été modifié en l'adaptant aux données propres à notre terrain d'étude, à savoir les stades et les valeurs de la LEG pour le Sud des Alpes (voir tab. 5.4) et les générations de glaciers rocheux et les valeurs de la DP déterminées sur la base de l'inventaire des glaciers rocheux.

Mis à part la position des glaciers rocheux, il est extrêmement important de tenir compte aussi de leur morphologie : la présence de *debris rockglaciers* dans des zones potentiellement englacées, en effet, permet de confirmer la contemporanéité du glacier rocheux avec le stade modélisé. Ce propos peut être illustré à l'aide des glaciers rocheux *actuellement* actifs/inactifs et de la modélisation de la zone d'accumulation des glaciers au PAG<sup>5</sup> (fig. 6.13). Cette dernière a été effectuée de la même façon que pour PERMABLENIO, en rentrant dans le SIG le modèle régional de la LEG pour le stade de 1850 (cf. chap. 5.4.5) : on appellera ce modèle GLACIOBLENIO. Les deux seuls glaciers rocheux compris dans les zones englacées au PAG sont des *debris rockglaciers*. Le premier, qui est le glacier rocheux de la B.tta di Fornee (No. 8), s'est développé à partir d'un glacier couvert (des lambeaux de glace sont encore aujourd'hui visibles aux racines du glacier rocheux, vers 2650 m ; voir Riva 2006), tandis que le deuxième, le glacier rocheux du Monte Amianto (No. 9), s'est développé par fluage de la moraine du glacier qui se trouvait au PAG entre le Piz Jut et la Cima del Casletto (dont des lambeaux de glace étaient encore cartographiés sur la CN au 1:25'000, feuille No. 1253/Olivone, de 1966, présentant l'état des glaciers en 1961) et qui aujourd'hui a complètement disparu.

La modélisation de la LEG au Dryas récent (stade de Manio) et à la fin du Dryas ancien (stade de All'Acqua) a été effectuée en admettant que la différence d'altitude en fonction de l'orientation des versants reste constante au cours du temps, et en corrigeant les valeurs d'altitude sur la base de la DLEG par rapport au stade de référence de 1850. Les valeurs de la DLEG sont -220 m pour le stade de Manio et -300 m pour le stade de All'Acqua. Les relations entre la LEG et les générations de glaciers rocheux sont présentées dans la figure 6.14.

Nous pouvons voir que GR II et GR III se situent distinctement plus bas par rapport à la LEG aux stades de Manio et All'Acqua, ce qui n'exclut pas, à priori, que ces générations de glaciers rocheux soient contemporaines au stade glaciaire. Par contre, GR I se situe à l'intérieur de la zone d'accumulation des glaciers au stade de All'Acqua et en proximité de la LEG pour le stade de Manio, ce qui confirme que les glaciers rocheux *actuellement* actifs/inactifs se sont développés à l'Holocène. Ces considérations sont confirmées également par la comparaison entre la LEG et la position de chaque glacier rocheux (fig. 6.15), ce qui permet de s'exprimer avec certitude sur l'âge relatif de certains glaciers rocheux. Ainsi, les glaciers rocheux No. 3, 14, 16 et 19 se sont développés **très certainement** après le stade de Manio (ils sont toujours actifs/inactifs et compris entre la LEG Manio et la LEG 1850), les No. 1, 8, 9, 10 et 18 se sont développés **très certainement** après le stade de All'Acqua et **probablement** après le stade de Manio (ils sont toujours actifs/inactifs et compris entre la LEG All'Acqua et la LEG Manio), tandis que, les glaciers rocheux No. 5, 7, 11 et 33 se sont développés **probablement** après le stade de All'Acqua (ils sont toujours actifs/inactifs, sauf le No. 33, et ils sont très proches de la LEG pour le stade de All'Acqua). Pour tous les autres glaciers rocheux, pour le moment aucune datation relative peut être proposée, parce que (en théorie), ils auraient pu se former avant le stade de All'Acqua. Ces considérations ont permis de dresser une représentation cartographique (théorique) de la cryosphère des Alpes Tessinoises orientales au stade de Manio (fig. 6.16).

<sup>5</sup> Pour les comparaisons au niveau régional, je me suis limité à modéliser la zone d'accumulation des glaciers. La présence d'un glacier rocheux à l'intérieur de celle-ci nous indique que celui-ci s'est développé après le stade en question.

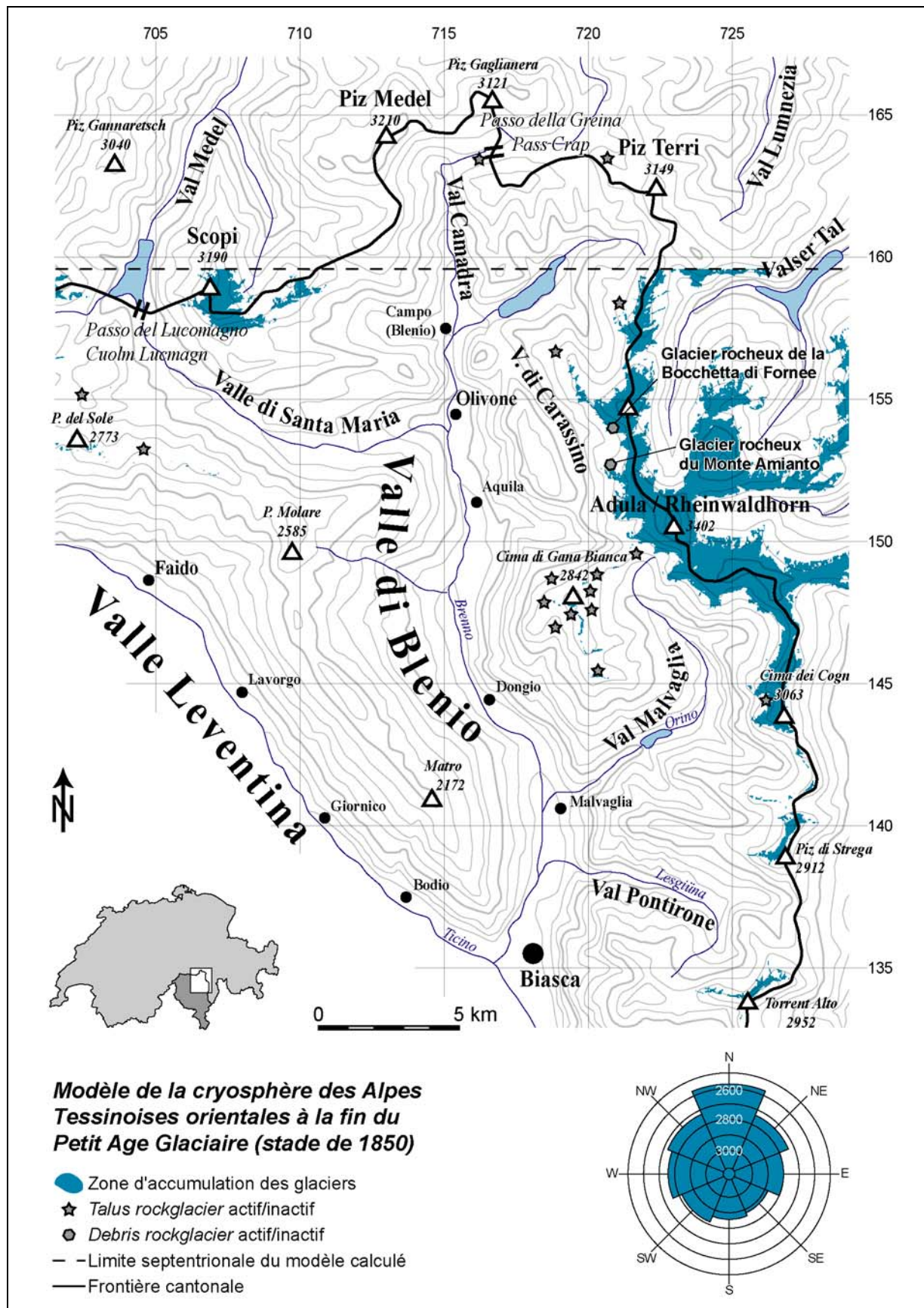


Fig. 6.13 : Modèle GLACIOBLENIO de la zone d'accumulation des glaciers au stade de 1850. Notez comme les deux seuls glaciers rocheux compris dans des zones englacées au PAG sont des débris rockglaciers, les deux situés en rive droite du Val di Carassino.

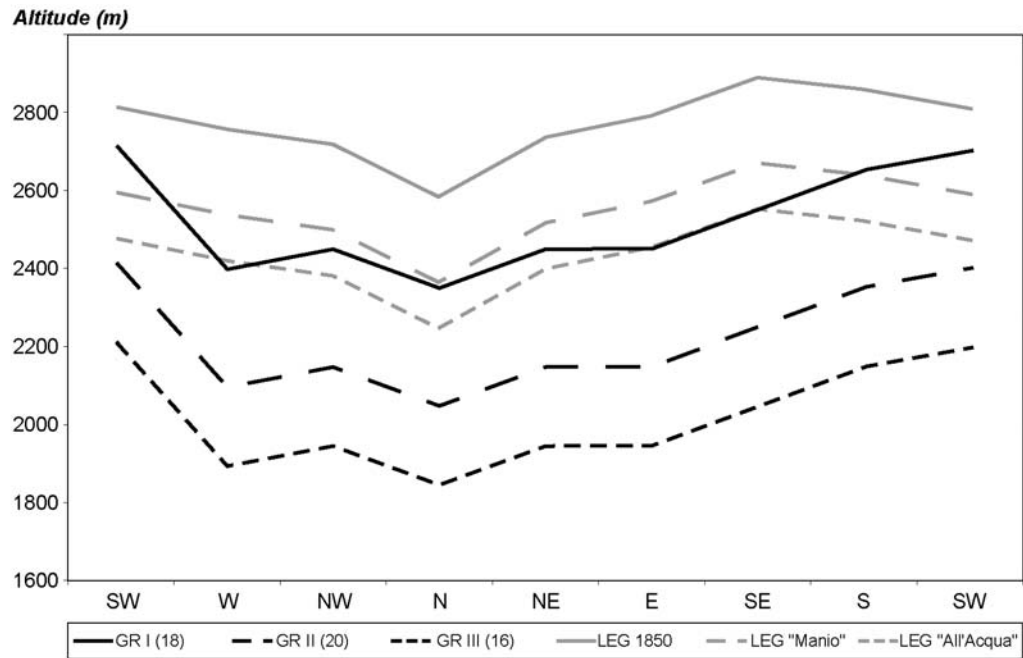


Fig. 6.14 : Altitude minimale des glaciers rocheux pour chaque génération de ces formes et altitude de la LEG pour la fin du PAG et pour les deux derniers stades du Tardiglaciaire.

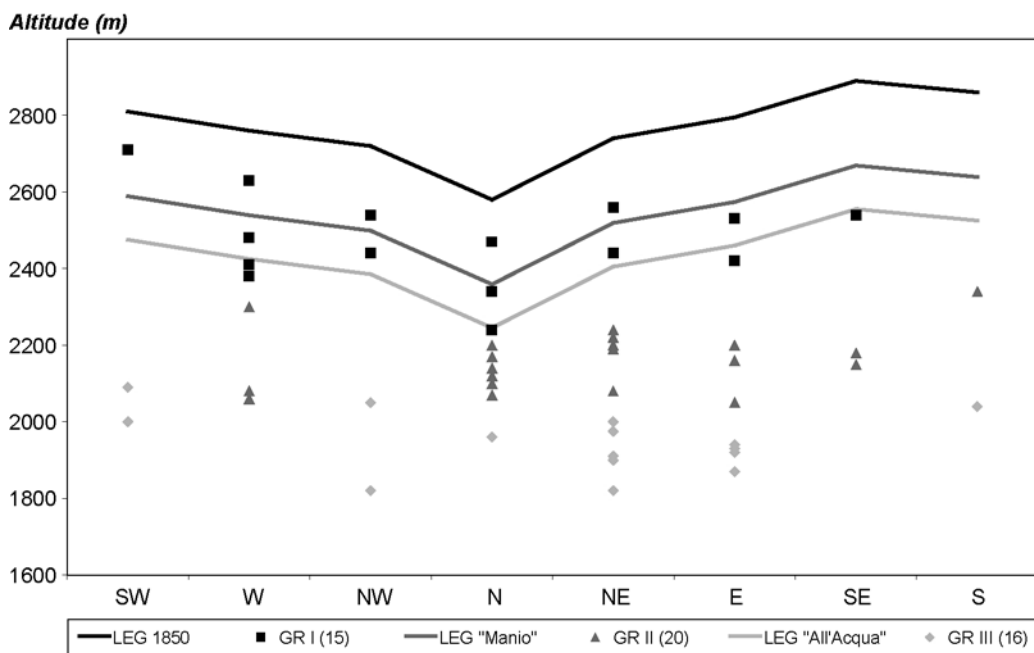


Fig. 6.15 : Comparaison entre la position des glaciers rocheux et la LEG pour la fin du PAG et pour les deux derniers stades du Tardiglaciaire.

Un essai de chronologie relative à l'échelle régionale a été effectué sur la base de la différence de température ( $\Delta T^\circ$ ) par rapport à 1850 calculée sur la base de la moyenne de l'altitude minimale des glaciers rocheux pour chaque génération de glaciers rocheux fossiles et sur la base de l'altitude moyenne de la LEG pour les stades de Manio et de All'Acqua. La génération GR I et le stade PAG sont considérés contemporains ( $\Delta T^\circ = 0^\circ\text{C}$ ). Les différents calculs, effectués sur la base des formules présentées dans le chapitre 3.3.3, sont présentés dans le tableau 6.6.

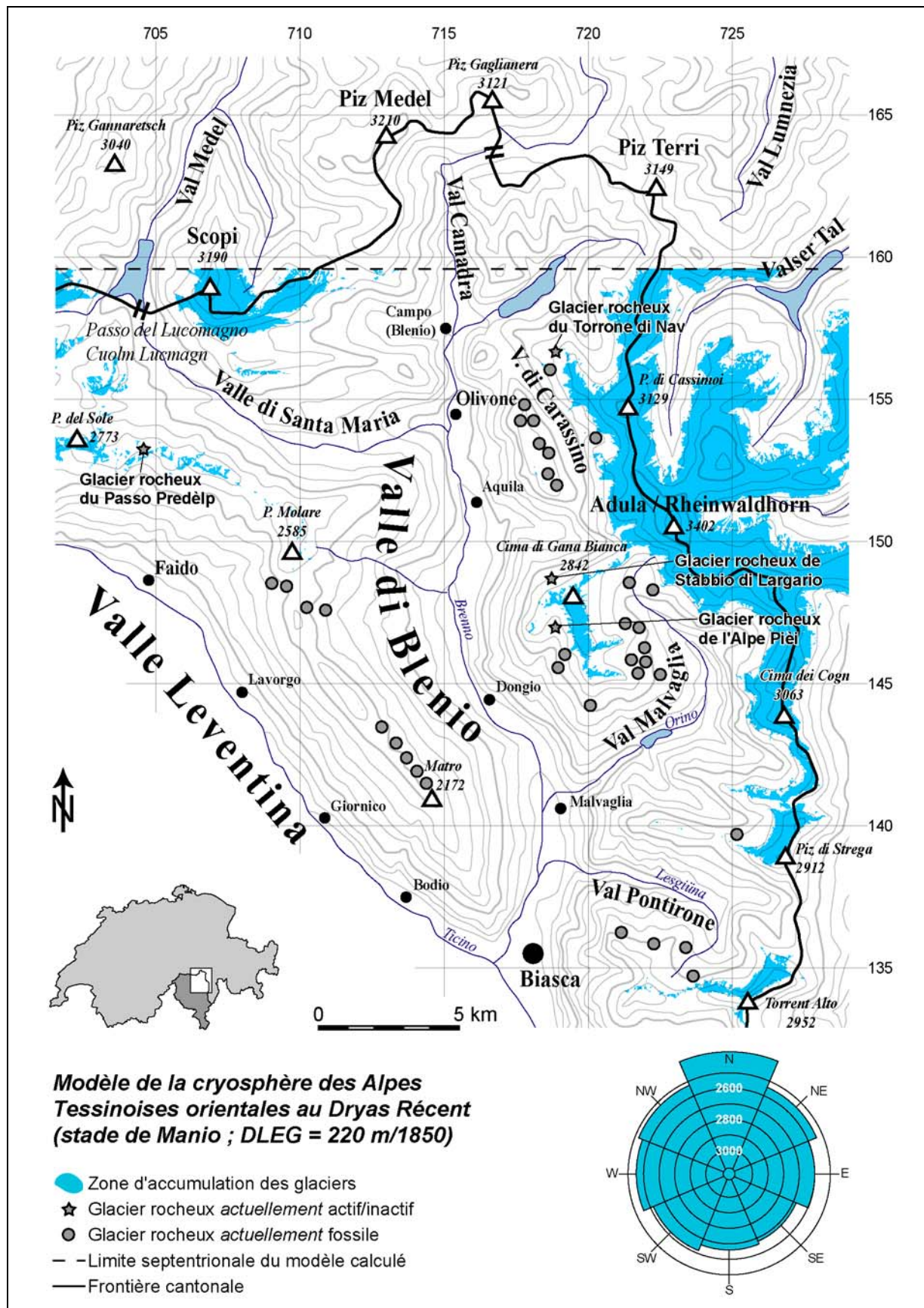


Fig. 6.16 : Représentation cartographique de la cryosphère des Alpes Tessinoises orientales au stade de Manio. Une grande partie des glaciers rocheux actuellement fossiles pouvaient être, au Dryas récent, actifs/inactifs, tandis que quatre glaciers rocheux actuellement actifs/inactifs auraient pu s'être formés à cette époque.

Génération GR	Alt. moy. GR	$\Delta T^\circ$ à GR	Stade	Alt. moy LEG	$\Delta T^\circ$ à la LEG
GR I	2500 m	0°C	PAG	2770 m	0 °C
			Manio	2550 m	-1.3 °C
GR II	2200 m	-1.8°C	All'Acqua	2470 m	-1.8 °C
GR III	2000 m	-3.0°C			

Tab. 6.6 : Différences *relatives* de température ( $\Delta T^\circ$ ) par rapport à 1850 pour chaque génération de glaciers rocheux fossiles et pour les stades de Manio et de All'Acqua. Les calculs ont été effectués en considérant un gradient vertical de température pour une atmosphère standard de 0.006°C/m

Comme on peut le voir d'après le tableau 6.6, **la différence relative de température permet de voir que, en termes paléoclimatiques, GR II est contemporain au stade de All'Acqua, tandis que GR III est plus ancien.** Il résulte donc qu'on n'a pas de génération de glaciers rocheux corrélable au stade de Manio !

### 6.2.5 Synthèse

L'analyse de l'inventaire des glaciers rocheux des Alpes Tessinoises orientales a permis de déterminer trois générations de ces formes. Les glaciers rocheux actifs/inactifs ont permis d'établir un modèle de la répartition régionale du permafrost discontinu. La comparaison avec d'autres régions des Alpes (en particulier des Alpes Italiennes), permet de voir que les conditions climatiques qui règnent dans le versant sud des Alpes ne sont pas homogènes ; l'application de n'importe quel modèle de calcul de la répartition potentielle pour le Canton du Tessin doit obligatoirement tenir compte des spécificités morphoclimatiques régionales. Quant à l'âge des glaciers rocheux fossiles, GR II a été corrélé (pour le moment) au stade de All'Acqua (fin du Dryas ancien), tandis que GR III est plus ancien. Étonnamment, aucune génération de glaciers rocheux a pu être corrélée avec le stade de Manio (Dryas récent).

Bien évidemment, les considérations proposées jusqu'à maintenant sont basées exclusivement sur des modèles régionaux des glaciers rocheux et de la LEG. Afin de voir si la datation relative des glaciers rocheux se retrouve également à l'échelle locale, la paléogéographie et la paléoclimatologie de la partie orientale du massif de la Cima di Gana Bianca sera étudiée. La relative abondance de délaissés glaciaires et de glaciers rocheux dans cette zone devrait permettre de reconstituer dans les détails l'histoire de la déglaciation dans cette partie des Alpes Tessinoises orientales.

Avant d'aborder la question du retrait glaciaire et de l'évolution paléoclimatique du massif de la Cima di Gana Bianca, il sera donc nécessaire de décrire et de présenter les formes glaciaires et périglaciaires de la zone étudiée : cette question sera traitée dans le chapitre suivant.



## 6.3 Géomorphologie du massif de la Cima di Gana Bianca

### 6.3.1 Généralités

Le massif de la Cima di Gana Bianca se situe dans la partie sud-orientale du Val Blenio, et constitue la dorsale entre le Pizzo Forca (2583 m) et la Cima di Piancabella (2679 m), comprenant la Cima di Gana Bianca (2842 m) et la Cima di Gana Rossa (2687 m) (fig. 6.17). Ce massif fait de ligne de partage des eaux entre la partie centrale du Val Blenio et le Val Malvaglia à l'W et entre le Val Malvaglia et le Val Soi au N. A l'exception d'un petit névé permanent situé en contrebas du point coté 2820 au S de la Cima di Gana Bianca (code C45/01 dans Maisch 1992), et dont quelques lambeaux de glace sont encore présents aujourd'hui, à l'heure actuelle la zone est dépourvue de glaciers et névés permanents : l'altitude de la LEG (théorique) est, en effet, située à environ 2800-3000 m d'altitude (Maisch 1992 ; situation pour 1973). Pendant le PAG, la zone ne présentait aucun glacier, comme on peut également le voir d'après le modèle GLACIOBLENIO de la figure 6.13.

Comme on peut le voir sur la figure 6.17, au-dessus de 2000-2200 mètres d'altitude, la région présente des vastes surfaces de sédiments meubles d'origine glaciaire, périglaciaire et gravitaire. La présence de ces matériaux meubles est à l'origine de la pénurie de cours d'eau sub-aériens dans cette tranche d'altitude. La limite supérieure de la forêt (*timberline*) se situe entre 2000 et 2100 mètres d'altitude, tandis que la limite supérieure des arbres (*treeline*) se situe vers 2100-2200 mètres d'altitude (Steiger 1998) : le paysage est dépourvu de végétation, avec les versants occupés par les vastes voiles d'éboulis alimentés par les parois gneissiques. Etant donnée la vaste étendue des sédiments meubles par rapport à la taille actuelle des parois rocheuses – qui, dans certains cas, ont été complètement érodées, comme par exemple entre le point coté 2821 et la Cima di Gana Rossa ou entre la Cima di Gana Rossa et le point coté 2623, en passant par la Cima di Piancabella – il est probable que la région ait été soumise à une érosion intense pendant le Tardiglaciaire (comme l'indique la taille de certains glaciers rocheux) et une partie de l'Holocène (comme l'indique l'éboulisation importante de certaines parois rocheuses).

La partie orientale du massif de la Cima di Gana Bianca peut être subdivisée hydrographiquement en deux unités distinctes, correspondant à deux grands cirques glaciaires : le Cirque des Gane di Terra Rossa et la Valle di Sceru. Ces deux unités seront présentées séparément afin de garder une certaine cohérence avec les reconstitutions glaciaires qui seront présentées dans le chapitre 6.4. Je ne discuterai pas de toutes les formes géomorphologiques de la région mais je me limiterai à décrire seulement les glaciers rocheux et les dépôts glaciaires, indispensables afin de reconstituer l'histoire de la déglaciation dans le massif. En ce qui concerne l'analyse microgéomorphologique des éboulis étudiés, elle sera présentée dans la partie consacrée à la répartition du permafrost dans le massif de la Cima di Gana Bianca (chap. 7).

### 6.3.2 Les glaciers rocheux

Les glaciers rocheux du massif de la Cima di Gana Bianca ont déjà été décrits dans les détails par Zeller (1964), Scapozza (2006) et Scapozza & Reynard (2008). La description des glaciers rocheux présentée ici a donc été inspirée de ces travaux. Dans certains cas, des éléments nouveaux qui n'avaient pas été perçus lors de la première description des glaciers rocheux ont été rajoutés et la cartographie proposée par Scapozza & Reynard (2008) (notamment en ce qui concerne les glaciers rocheux de Guald I et de Sceru I) a été partiellement révisée. Des informations additionnelles sur les glaciers rocheux décrits dans cette partie sont présentées dans le tableau 6.7.

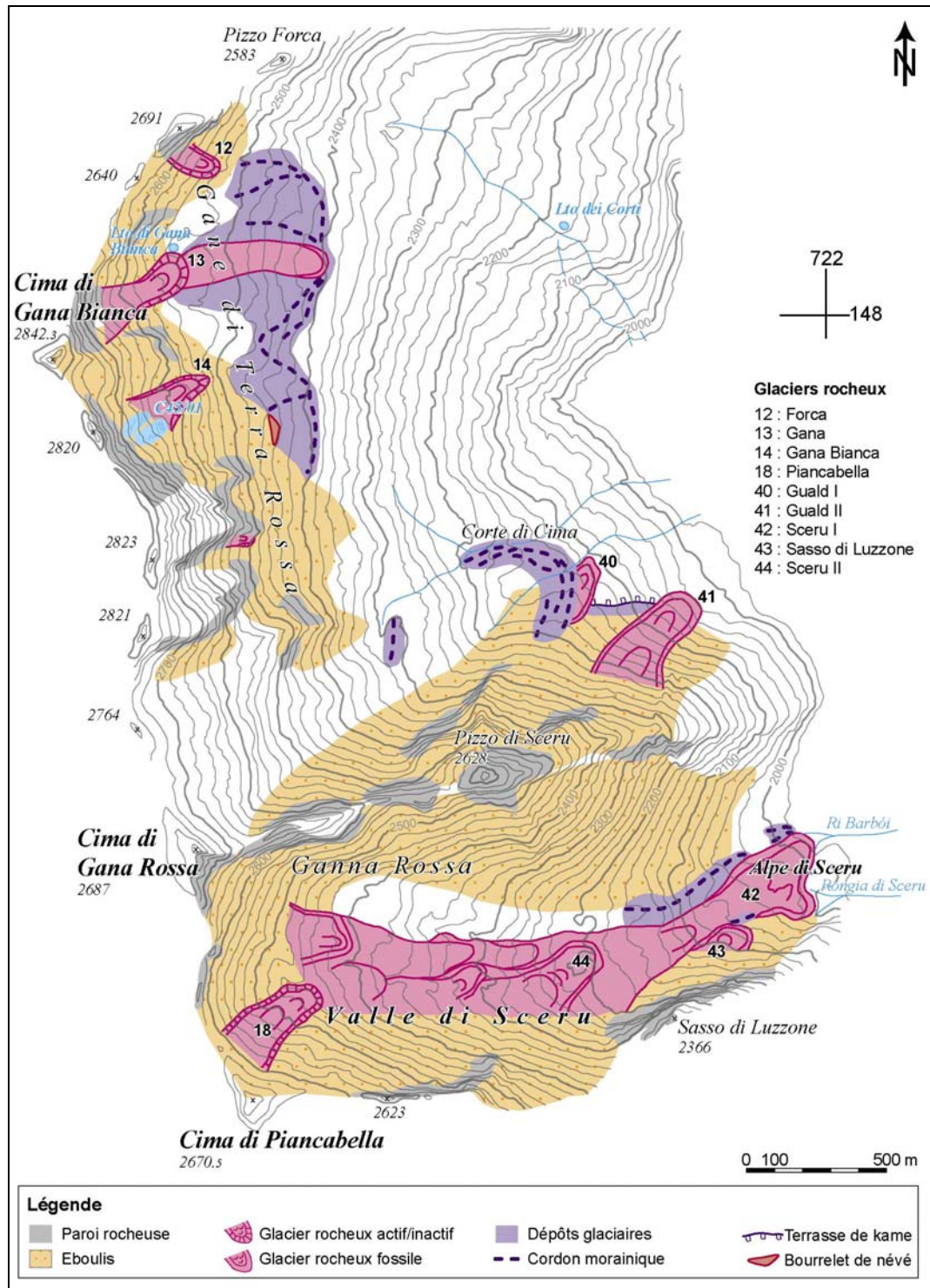


Fig. 6.17 : Carte géomorphologique simplifiée de la partie orientale du massif de la Cima di Gana Bianca. Le levé original (sur fond topographique au 1:10'000) est présenté en annexe.

### 6.3.2.1 Le Cirque des Gane di Terra Rossa

Le Cirque des Gane di Terra Rossa comprend sept glaciers rocheux (y compris les protalus remparts), dont seulement cinq seront présentés ici. Le corps sédimentaire en aval du glacier rocheux de Gana, de par sa morphologie particulière, sera décrit plus bas avec les moraines des Gane di Terra Rossa, alors que pour le petit glacier rocheux en aval du point coté 2823, qui constitue une loupe de gélifluxion très profonde dont la

morphologie ne se prête pas à être corrélée avec les autres glaciers rocheux actifs/inactifs du cirque, une description détaillée ne sera pas proposée.

#### **Glacier rocheux de Forca**

Il s'agit d'un protalus rempart avec le front très éboulé et quelques tâches de végétation. Le front est composé de galets et de quelques gros blocs. Le corps présente des gros blocs décimétriques et est complètement dépourvu de végétation. Ce glacier rocheux constitue la partie terminale de l'éboulis alimenté par la paroi rocheuse culminant au point coté 2691.

#### **Glacier rocheux de Gana**

C'est un glacier rocheux de pied de versant (fig. 6.18A), avec le front très marqué et éboulé, composé de galets et de petits blocs reposant sur des sables fins. Le corps présente une carapace de gros blocs et est dépourvu de végétation. Des gros blocs sont présents à la base du front. La forme bombée et la topographie en rides et sillons permettent de faire l'hypothèse que la forme est encore active. Etant donnée la température des sources à la base du front (0.9°C), la présence de permafrost à l'intérieur de la forme est probable. Ces sources alimentent un petit lac périglaciaire temporaire, connu sous le nom de Laghetto di Gana Bianca.

#### **Glacier rocheux de Gana Bianca**

Ce glacier rocheux de pied de versant (fig. 6.18A), présente un front très éboulé, constitué de galets et de petits blocs dans une matrice de sables fins. La partie centrale présente des blocs décimétriques et est complètement dépourvue de végétation. La forme bombée et la présence de rides transversales et longitudinales sont bien évidentes. Les racines du glacier rocheux constituent la partie terminale de l'éboulis situé en contrebas de la Cima di Gana Bianca et sont caractérisées par la présence d'un petit névé permanent et par des plaques de glace sous faible couverture détritique (*buried ice patches*).

Ces trois glaciers rocheux se sont développés en amont du complexe morainique des Gane di Terra Rossa. De ce fait, leur âge relatif est donc plus jeune que le stade local des Gane di Terra Rossa du glacier homonyme.

#### **Glacier rocheux de Guald I**

Le front de ce glacier rocheux fossile est recouvert de végétation (principalement sous forme de lande à éricacées et de quelque petit mélèze). Cet appareil est intéressant parce qu'il a été alimenté en débris rocheux par les moraines de Corte di Cima et qu'il vient recouper une terrasse de kame. Son âge relatif est donc postérieur à la terrasse de kame et plus jeune (ou contemporain) que le stade local de Corte di Cima du glacier des Gane di Terra Rossa.

No	Nom	Type	Act.	Exp.	Alt. sup. (m)	Alt. inf. (m)	Pente front	Long. (m)	Larg max. (m)	Superficie (ha)	T° sources (°C)
12	Forca	PR	A	SE	2620	2540	38°	100	200	1.4	-
13	Gana	T	A	E	2800	2530	38°	350	180	5.3	0.9
14	Gana Bianca	T	A	NE	2800	2560	37°	300	200	2.8	-
18	Piancabella	T	A	NE	2600	2440	35°	350	150	4.4	0.1/0.3
40	Guald I	D	F	NE	2180	2110	?	150	150	?	-
41	Guald II	T	F	NE	2160	1910	?	500	200	8.3	-
42	Sceru I	TS	F	NE	2600 ?	1975	32°	~2000	600	64.1	2.1/3.7
43	S. di Luzzone	PR	F	N	2120	2070	35°	100	250	2.2	-
44	Sceru II	T/TS	F	NE	2400	2190	30°	750	150	4.8	-

Tab. 6.7 : Caractéristiques des glaciers rocheux de la partie orientale du massif de la Cima di Gana Bianca. (PR) Protalus rempart ; (T) Talus RG ; (D) Débris RG ; (TS) Tongue-shaped RG ; (A) Actif/inactif ; (F) Fossile.

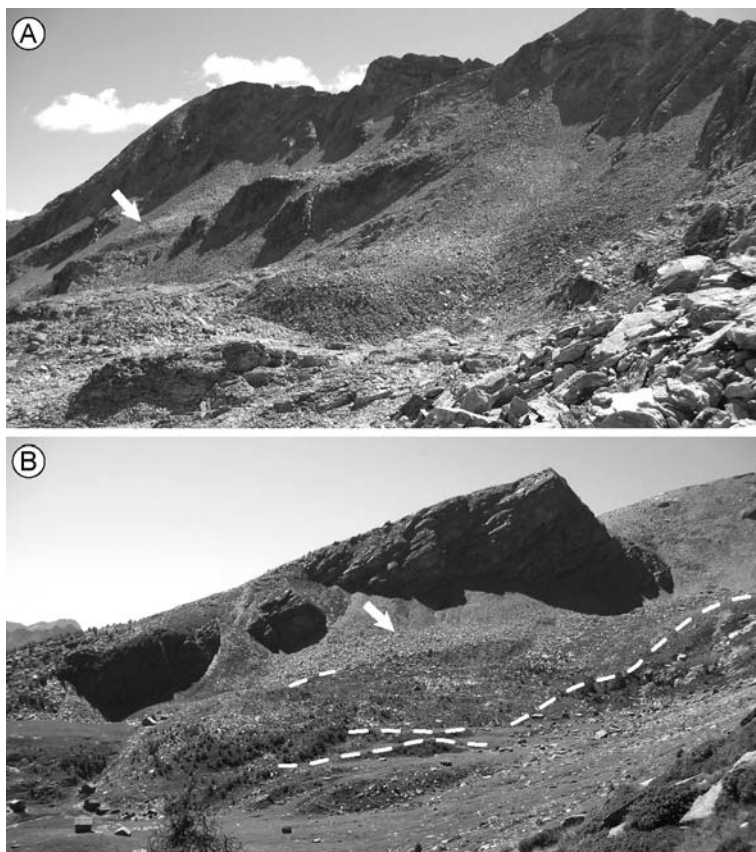


Fig. 6.18 : (A) Le glacier rocheux de Gana avec, au deuxième plan (flèche), le glacier rocheux de Gana Bianca. (B) Les glaciers rocheux de Sceru I (premier plan) et de Sasso di Luzzone (flèche), avec, en trait-tillé, les cordons morainiques (cf. chap. 6.3.3.2).

#### ***Glacier rocheux de Guald II***

Cet appareil est recouvert par des gros blocs et par une forêt clairsemée de mélèzes. A cause de la végétation, les différentes parties morphologiques du glacier rocheux sont difficiles à reconnaître. Ce glacier rocheux vient recouper la terrasse de kame de Corte di Cima, ce qui nous indique que la terrasse de kame est plus ancienne.

#### ***6.3.2.2 La Valle di Sceru***

La Valle di Sceru est caractérisée par le grand complexe du glacier rocheux de Sceru I (fig. 6.18B). Il a été difficile de différencier morphologiquement des glaciers rocheux proprement dits des lobes du complexe principal. Ainsi, les glaciers rocheux de Sasso di Luzzone et de Sceru II ont été différenciés parce qu'ils présentaient une morphologie qui venait se superposer au glacier rocheux de Sceru I; ils permettaient donc de se différencier de celui-ci en termes paléoclimatiques. Le seul glacier rocheux morphologiquement actif/inactif est celui de Piancabella, situé au fond du vallon.

#### ***Glacier rocheux de Sceru I***

Il s'agit d'un grand glacier rocheux de vallée occupant toute la partie droite de la Valle di Sceru. Zeller (1964) en estime le volume à 10 millions de m<sup>3</sup>. Le front se subdivise en deux lobes et est recouvert de végétation (rhododendron, myrtilles et quelque mélèze). Le corps est marqué par la présence de nombreuses dépressions thermokarstiques, ayant parfois plus de cinq mètres de profondeur. A la base du front du lobe Sud, une source avec une température de 2.1 °C alimente la *rongia di Sceru*<sup>6</sup>, qui est un ancien canal

<sup>6</sup> Une *rongia* est un canal artificiel creusé dans le terrain et dont les dépôts limoneux très fins en imperméabilisent le fond (Valsecchi 1995, 2003). Ces canaux d'irrigation sont présents dans tous l'arc alpin ; ils sont connus sous le nom de *bisses* au Valais central, *raies* dans le Bas-Valais, *rus*

d'irrigation qui servait dans le passé les prairies de Monte Toma (au débouché du Val Malvaglia) (Valsecchi 2003) et dont les eaux sont captées aujourd'hui quelques centaines de mètres plus bas pour alimenter l'aqueduc communal de Malvaglia. A la base du front du lobe N, une autre source, cette fois-ci avec une température de 3.7 °C, alimente le torrent nommé Ri Barbòi. Ce glacier rocheux a été inscrit dans l'inventaire des géotopes d'importance nationale (ASSN 1999)<sup>7</sup>.

#### ***Glacier rocheux de Sasso di Luzzone***

Ce protalus rempart se superpose à la zone dorsale du glacier rocheux de Sceru I. Le front présente des blocs de quelques décimètres de diamètre, tandis que le corps est composé de gros blocs de taille métrique. Mis à part quelques rhododendrons, l'appareil est dépourvu de végétation.

#### ***Glacier rocheux de Sceru II***

Il s'agit d'un glacier rocheux de pied de versant se superposant à la partie supérieure du glacier rocheux de Sceru I. La partie frontale est recouverte de végétation et présente des dépressions thermokarstiques bien marquées, tandis que la partie plus en amont est caractérisée par des lobes à l'aspect très frais dépourvus de végétation, ce qui permet de supposer que les différentes parties de ce glacier rocheux sont caractérisées par un degré d'activité différent (la partie terminale étant fossile et la partie plus en amont, alimentée par l'éboulis de Piancabella, active/inactive). Cette différence morphologique pourrait également correspondre à une différence d'âge entre les différentes parties du glacier rocheux. La partie frontale, en effet, présente une morphologie en crêtes aiguës concentriques qui font penser à des vallums morainiques bien développés. Malgré l'analyse micromorphologique des sédiments (en particulier la morphométrie et les caractéristiques de surface des blocs), il n'a pas été possible de statuer sur la nature du dépôt. A l'heure actuelle, je ne sais pas encore si l'on doit considérer cette forme comme un glacier rocheux ou des dépôts morainiques. Une solution intermédiaire est d'ailleurs également possible.

#### ***Glacier rocheux de Piancabella***

Ce glacier rocheux de pied de versant présente un front avec des gros blocs dans une matrice de sables fins. Le corps est composé par des blocs décimétriques et présente des rides transversales bien marquées. A la base du front, on trouve des gros blocs de taille métrique. Les racines du glacier rocheux se perdent dans l'éboulis de la Cima di Piancabella. D'après les images InSAR, cet appareil est probablement inactif. Il reste à savoir si l'inactivité est de type climatique ou dynamique, car le front se situe dans une cuvette dominée de l'autre côté par une bosse formée par de la roche en place. Etant donnée la température comprise entre 0.1 et 0.3 °C de la source située à la base de la partie gauche du front, la présence de permafrost au sein du glacier rocheux est probable.

Pendant le dégagement du trou permettant de mesurer la température de l'eau qui coulait en profondeur dans les blocs, des fragments de bois fossiles ont été retrouvés (voir Scapozza 2007a). Un des fragments de bois a été daté par AMS à  $845 \pm 50$  C<sup>14</sup> BP (UZ-5545/ETH34417). La calibration de la datation ainsi que son interprétation seront présentés au chapitre 7.5.3.

---

au Val d'Aoste, *Suonen* ou *Wasserleite* dans le Haut-Valais, *bealera* dans la province de Turin, *bial* en occitan, *waale* dans le Val Venosta et *béals* dans le Briançonnais (voir, par exemple, Papilloud 2002 ; Reynard 2002 ; Vauterin 2003).

<sup>7</sup> Il faut remarquer que l'inventaire des géotopes d'importance nationale n'a actuellement aucune force légale (Jordan *et al.* 2004).

### 6.3.3 Les dépôts glaciaires

Pour la description des dépôts glaciaires, lorsque la morphologie est univoque et permet d'attribuer sans réserves les dépôts à l'action des glaciers, je me limiterai à présenter leurs caractéristiques de surface et l'agencement des cordons morainiques. Afin de déterminer la genèse des sédiments dans les cas les plus complexes, où il n'était pas possible de déterminer les processus à leur origine sur la base de la seule morphologie de surface, des coupes verticales ont aussi été étudiées (lorsque celles-ci étaient présentes).

#### 6.3.3.1 Le Cirque des Gane di Terra Rossa

##### *Gane di Terra Rossa*

Les dépôts morainiques des Gane di Terra Rossa se présentent comme des moraines construites à crêtes bien marquées et à plusieurs vallums (d'habitude entre deux et trois). Etant donné que les moraines se relient entre-elles, elles seront considérées comme appartenant au même stade local (fig. 6.19A). Cinq cordons morainiques ont été numérotés, correspondant très probablement à trois positions glaciaires seulement. Entre le vallum le plus externe et le glacier rocheux de Gana, se trouve un corps sédimentaire à gros blocs anguleux sans stries glaciaires, qui se différencie morphologiquement et sédimentologiquement des dépôts glaciaires environnants. Etant donné sa forme étroite et allongée et la position en aval d'un glacier rocheux actuellement actif/inactif, on pourrait considérer cette forme comme un glacier rocheux qui a été glaciotectoniquement déformé par l'avancée glaciaire au stade local des Gane di Terra Rossa, et qui aurait donc constitué une moraine de poussée (*push moraine*). Une autre hypothèse est celle d'un lambeau de glacier couvert qui aurait persisté au moment du retrait du glacier des Gane di Terra Rossa. Si l'on regarde la carte géomorphologique, on s'aperçoit que ce corps sédimentaire se trouve – comme le glacier rocheux de Gana – en aval de la seule paroi rocheuse bien développée du versant E de la Cima di Gana Bianca, ce qui pourrait expliquer la différence de couverture du paléoglacier (peut être à la suite d'un éboulement ; de très grands blocs sont effectivement présents en aval du glacier rocheux de Gana). Malheureusement, l'analyse microgéomorphologique des blocs n'a pas permis de statuer sur l'une ou l'autre hypothèse. De plus, la fusion de la glace de ce corps sédimentaire a passablement perturbé la topographie de surface<sup>8</sup>. Dans les deux hypothèses présentées, il s'agit d'une forme complexe issue des interactions entre glaciers et permafrost : pour la différencier des dépôts glaciaires environnants elle a donc été cartographiée comme surface d'accumulation périglaciaire.

##### *Corte di Cima*

Les dépôts morainiques de Corte di Cima se présentent comme des moraines construites de forme arrondie et avec beaucoup de blocs (fig. 6.19B). Quatre cordons morainiques ont été numérotés, correspondant probablement à trois seules positions du glacier. Le vallum morainique le plus externe a alimenté dans le passé le glacier rocheux de Guald I.

Au SE du complexe des moraines de Corte di Cima, une petite terrasse qui a été cartographiée comme terrasse de kame (elle présente un bord abrupt et un replat de quelque dizaine de mètres) est présente. Cette terrasse est recoupée par les glaciers rocheux de Guald I et II, qui sont donc plus jeunes. Cette terrasse date en effet très probablement du stade antérieur à celui de Corte di Cima.

<sup>8</sup> Cet exemple, tout comme celui du glacier rocheux de Sceru II, nous montre la difficulté de l'interprétation de formes géomorphologiques reliques issues des interactions glaciers – glaciers rocheux. Par rapport aux moraines de poussées et aux glaciers couverts post PAG, en effet, la fusion de la glace et l'effet d'altération exercé par la végétation effacent une partie des témoins morphologiques et sédimentologiques permettant de caractériser ces formes complexes.

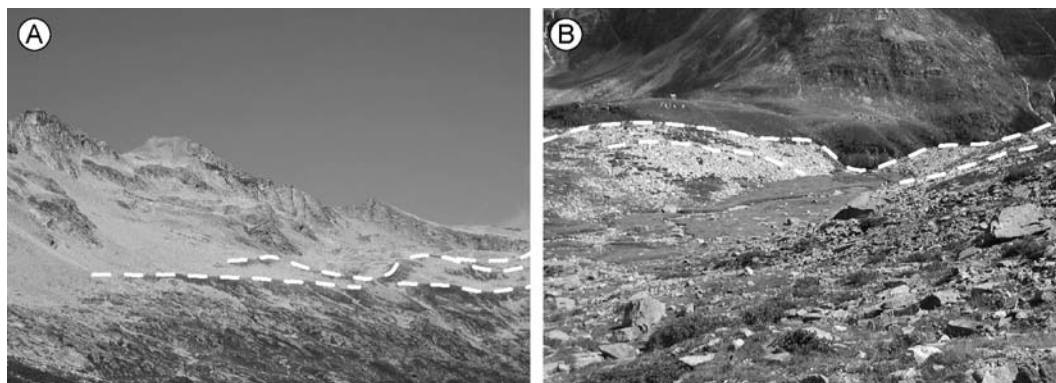


Fig. 6.19 : (A) Une partie des cordons morainiques des Gane di Terra Rossa. (B) Les cordons morainiques de Corte di Cima.

### 6.3.3.2 La Valle di Sceru

#### *Alpe di Sceru*

Les moraines de l'Alpe di Sceru sont de petite taille, assez mal définies et ne présentent pas de gros blocs. De plus, il a été difficile de les différencier du glacier rocheux de Sceru I, parce que les moraines sont parfois reliées à celui-ci (fig. 6.18B). Ceci nous indique que cet appareil pourrait s'être développé à partir d'une forme complexe (très probablement un glacier couvert). Dans deux cas, il a été nécessaire de recourir à l'analyse de coupes afin de pouvoir déterminer la nature et l'origine des sédiments.

Une description sommaire des deux coupes est présentée dans le tableau 6.8. La coupe de l'Alpe di Sceru a permis de voir que la petite colline allongée qui convergeait vers le glacier rocheux était une moraine frontale très riche en sédiments fins et avec peu de gros blocs (fig. 6.20), tandis que, la coupe de Gesa Rasurèda a permis de déterminer que la bosse topographique ne se reliait pas morphologiquement au glacier rocheux mais qu'elle était en réalité une moraine latérale (fig. 6.21). La structure des deux moraines est assez similaire, mis à part le fait que la moraine de Gesa Rasurèda présente une matrice plus graveleuse (elle est plus sableuse pour la moraine de l'Alpe di Sceru) et des éléments de plus grande taille. Ceci est d'ailleurs logique : étant donné que la moraine de Gesa Rasurèda est une moraine latérale, constituée donc de débris transportés de façon passive par le glacier, les gros blocs n'ont pas subi de contraintes glaciotectioniques, tandis que pour la moraine de l'Alpe di Sceru, qui est une moraine frontale et donc constituée de débris rocheux transportés de façon active, les contraintes glaciotectioniques ont fortement réduit la taille des blocs et augmenté la part sableuse de la matrice (Benn & Evans 1998). Des différences d'éroulement des blocs et des galets ne sont pas visibles (comme il serait logique selon Benn & Ballantynes 1994) car, sous contraintes mécaniques, la nature schisteuse des paragneiss de la nappe du Simano donne des plaques de gneiss anguleuses.

	<b>Alpe di Sceru</b>	<b>Gesa Rasurèda</b>
<b>Contexte</b>	Petite colline au-dessus de l'Alpe di Sceru entaillé par érosion fluviale.	Griffe d'érosion dans la bosse au-dessous du Pizzo di Sceru.
<b>Éléments</b>	Gros blocs et galets, très anguleux, non triés, non striés et sans aucune stratification visible.	Blocs et galets très anguleux, non triés, non striés et sans aucune stratification visible.
<b>Matrice</b>	Sablo-graveleuse (prédominance graveleuse). Couleur gris clair – rouge/ocre. Les éléments sont supportés par la matrice.	Sables fins – gravier (prédominance sableuse). Couleur gris clair – ocre. Les éléments sont supportés par la matrice.
<b>Lithologie</b>	100 % paragneiss de la nappe du Simano	100 % paragneiss de la nappe du Simano
<b>Lithofaciès</b>	Gmm	Gmm

Tab. 6.8 : Description sommaire des coupes de l'Alpe di Sceru et de Gesa Rasurèda.

**Valle di Sceru**

En considérant les dépôts de celui que l'on a décrit comme glacier rocheux de Sceru II comme des dépôts glaciaires, cinq cordons morainiques, qu'il est possible de regrouper en trois (ou quatre) positions glaciaires, ont été numérotés. Dans les reconstitutions paléogéographiques présentées dans le chapitre 6.4, sera considérée tantôt l'hypothèse périglaciaire (glacier rocheux) tantôt l'hypothèse glaciaire (complexe de moraines), tout en sachant qu'une histoire complexe mêlant les deux hypothèses n'est pas à exclure à priori.

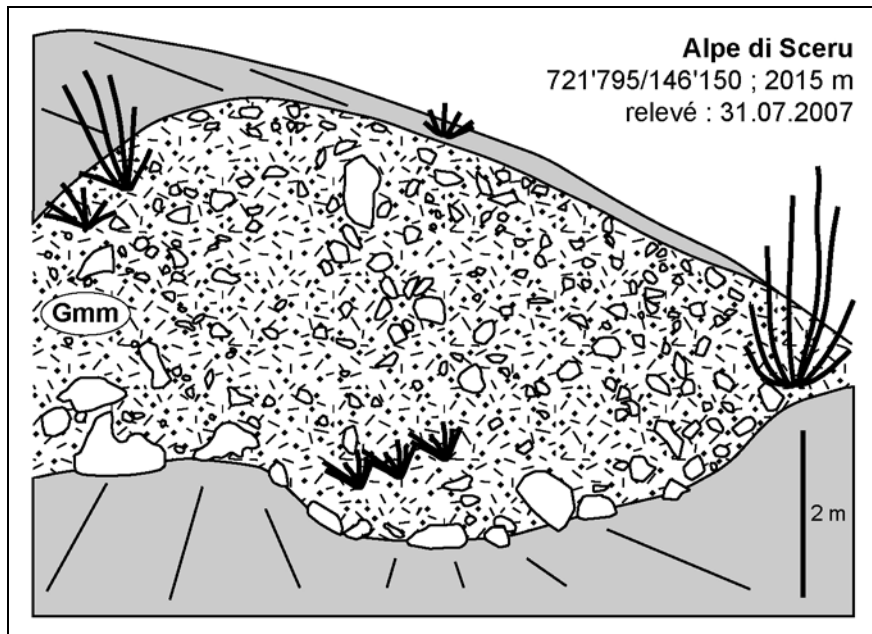


Fig. 6.20 : Relevé de la coupe de l'Alpe di Sceru.

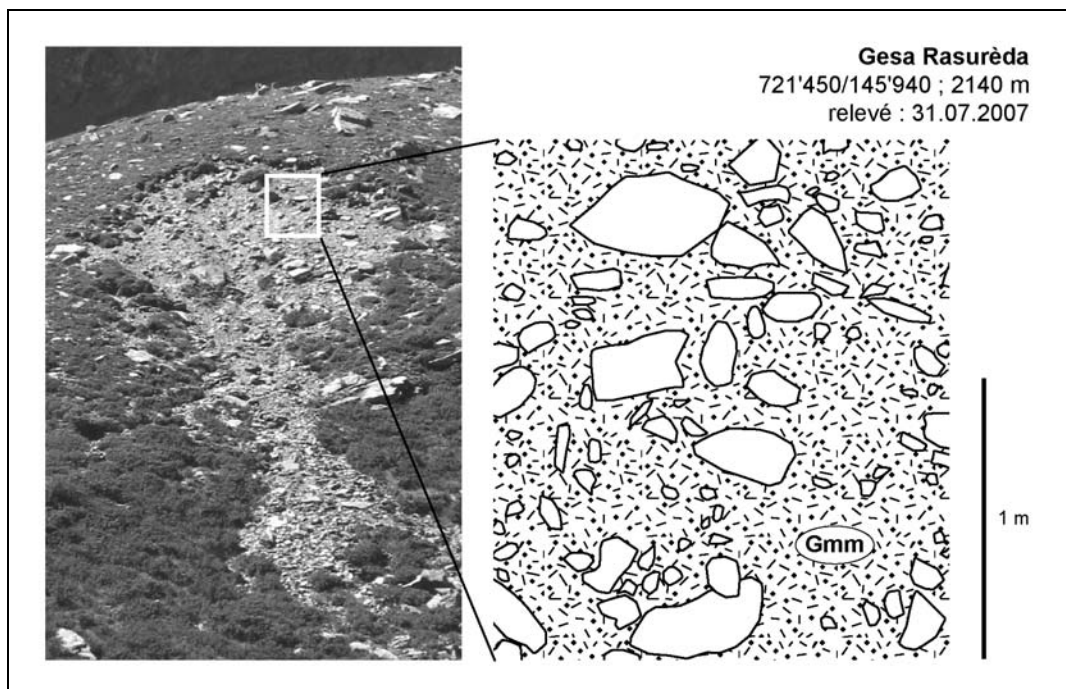


Fig. 6.21 : Relevé de la coupe de Gesa Rasurèda.



## 6.4 Le retrait glaciaire dans le massif de la Cima di Gana Bianca

### 6.4.1 Reconstitution des positions choisies

D'après l'analyse de leur morphologique et sédimentologique, les moraines ont été numérotées d'amont en aval par groupes correspondant aux moraines d'un même stade local (et donc reliées par une ou plusieurs moraines latérales communes). La carte des moraines est présentée à la figure 6.22.

Pour chaque groupe de moraines, la topographie du paléoglacier a été reconstituée seulement pour une des positions déterminées. La position la mieux marquée et témoignant d'une phase de stagnation prolongée du glacier (moraines bien développées) a été choisie. La reconstitution de la surface du paléoglacier est le plus souvent basée sur des corrélations hypothétiques des moraines latérales situées des deux côtés du glacier. Les positions choisies et les moraines corrélées entre elles pour chaque stade local sont les suivantes :

#### *Glacier des Gane di Terra Rossa*

- **Stade local des Gane di Terra Rossa** : la position marquée par le cordon morainique 1 a été reconstituée. Cette reconstitution nous donnera donc une valeur de la LEG pour l'**avancée maximale** du stade (qui est d'ailleurs celle des moraines les plus marquées).
- **Stade local de Corte di Cima** : la position No. 4, qui a été corrélée avec le cordon morainique 1a, a été reconstituée. Cette position ne caractérise pas l'avancée maximale du stade mais celle présentant les moraines les mieux marquées.

#### *Glacier de Sceru*

- **Stade local de la Valle di Sceru** : pour ce stade local, la surface du paléoglacier pour la position No. 1, caractérisée par les moraines les mieux marquées et qui témoigne, de ce fait, d'une stagnation prolongée du glacier, a été reconstituée.
- **Stade local de l'Alpe di Sceru** : la position marquée par les moraines 1a, 1b et 2 a été reconstituée. La corrélation entre 1a et 1b paraît assez logique (il s'agit du même cordon morainique coupé par érosion fluviale), tandis que la corrélation avec la moraine 2 est largement hypothétique (elle a été effectuée afin de pouvoir délimiter le glacier sur sa partie droite). Pour reconstituer la géométrie et la position du front glaciaire, les limites du glacier rocheux de Sceru I ont été choisies (ce qui paraît assez logique étant donné qu'à l'aval du front du glacier rocheux on ne trouve plus de sédiments meubles).

Dans la théorie, ces stades locaux devraient représenter les derniers stades de la séquence de déglaciation du massif (ils se situent en effet à l'intérieur des cirques glaciaires). Pour avoir un point d'accrochage au bas de la séquence des stades tardiglaciaires, la surface du paléoglacier du Brenno et de la Lesgiüna (Val Pontirone) au stade de Biasca a été reconstituée (fig. 6.23). Le stade de Biasca est le premier stade qui voit le glacier du Brenno s'individualiser du glacier du Ticino, et semble être le premier véritable stade de progression des glaciers du Brenno et du Ticino au Tardiglaciaire (Hantke 1983).

Les témoins morphologiques qui ont permis de reconstituer géométriquement le glacier du Brenno à ce stade ont été repris des travaux de Hantke (1983). Certains d'entre eux ont été vérifiés sur le terrain. Ces témoins sont les suivants :

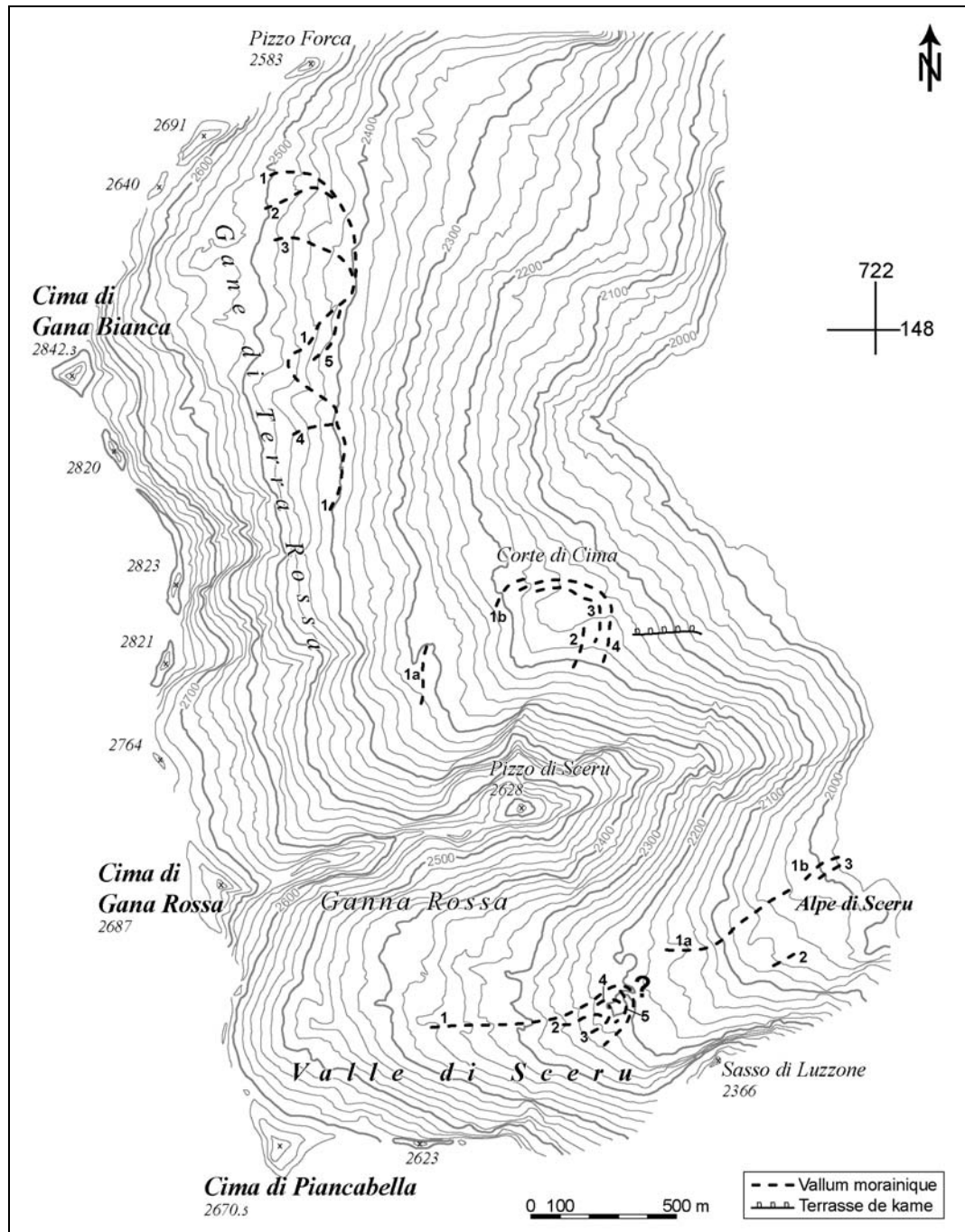


Fig. 6.22 : Cartographie et numérotation des moraines de la partie orientale du massif de la Cima di Gana Bianca.

- Surface du glacier à 600 mètres d'altitude à la confluence avec le glacier de l'Orino (Val Malvaglia). Cette donnée est en accord avec la surface du glacier de l'Orino à 750 en amont de sa gorge de raccordement avec le Val Blenio, marquée par les moraines latérales de Sciarcé.
- Surface du glacier à 900 mètres d'altitude à Marolta (rive droite du Brenno, en aval du Pizzo Molare) marquée par des moraines latérales. La présence des moraines a été confirmée par des observations personnelles.
- Surface du glacier à 1000 mètres d'altitude à la confluence avec le glacier de la Soja (Val Soi), marquée par la moraine médiane du Möttra di Castellanza, au-dessus de Aquila (confirmée par observations personnelles).

- Surface du glacier entre 1100 et 1300 mètres d'altitude au SW de Olivone. Le niveau 1100 m est marqué par la moraine latérale de Pianezza di Larescia (observations personnelles), le niveau 1140 par la moraine de Larescia (Hantke 1983 ; moraine non retrouvée !) tandis que le niveau 1300 m est marqué par la moraine (terrasse de kame ?) de Rambött (observations personnelles).

La représentation cartographique des glaciers du Brenno et de la Lesgiüna au stade de Biasca est présentée dans la figure 6.23.

Pour chacune des positions reconstituées, l'altitude de la LEG théorique a été calculée à l'aide de la méthode 2:1, d/2 et de l'enracinement des moraines (cf. chap. 4.1.3.2). Les résultats des calculs morphométriques pour chaque stade reconstitué sont présentés dans le tableau 6.9. Les niveaux de référence de la LEG pour le stade de 1850 sont issus du modèle régional de la LEG décrit au chapitre 5.4.5.3.

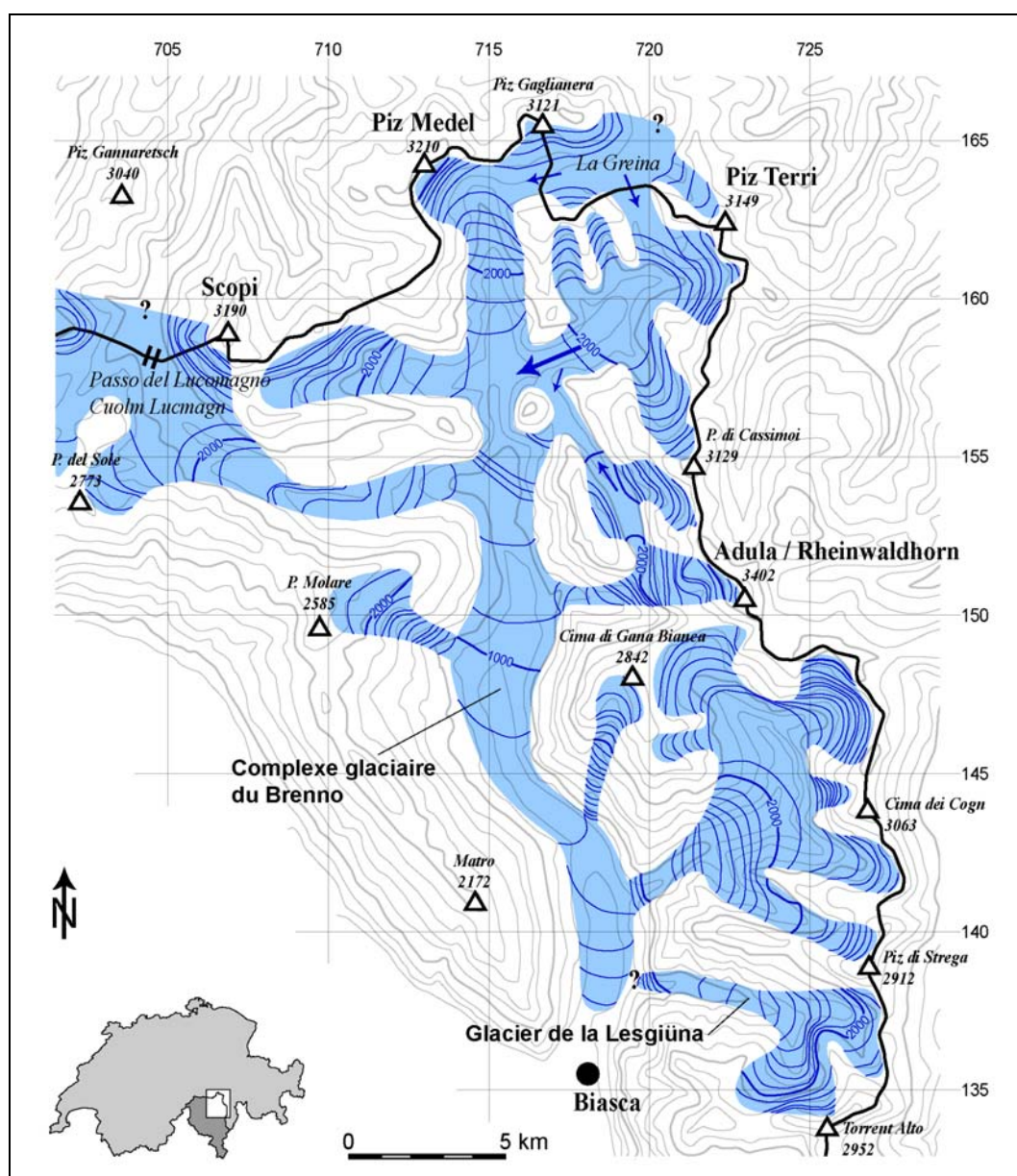


Fig. 6.23 : Le complexe glaciaire du Brenno (Val Blenio) et de la Lesgiüna (Val Pontirone) au stade de Biasca. Les flèches indiquent la direction et l'importance relative des diffluences.

Position	Orient.	Alt. front	Alt. max. moraines	LEG 2:1	Réf. 1850	DLEG
<b>GLACIER DE SCERU</b>						
Valle di Sceru 1	E	2200	2360	2400	2800	400
Alpe di Sceru 1	E	1980	2170	2330	2800	470
<b>GLACIER DES GANE DI TERRA ROSSA</b>						
Gane di Terra Rossa 1	E	2400	2500	2510	2800	290
Corte di Cima 4	E/NE	2140	2320/2210	2350	2770	420
<b>GLACIER DE L'ORINO</b>						
« Stade Biasca »	Composite	350	?	1620	2820	1200
<b>GLACIER DE LA LESGIÛNA</b>						
« Stade Biasca »	Composite	550	?	1600	2680	1080

Tab. 6.9 : Calculs morphométriques des stades tardiglaciaires. Toutes les altitudes sont exprimées en mètres. Une orientation composite est calculée sur la base d'une moyenne pondérée en fonction d'un facteur d'importance différent pour chaque orientation (voir chap. 4.1.3.3).

Comme on peut le voir d'après le tableau 6.9, la LEG déterminée à l'aide de la méthode 2:1 est en accord avec l'altitude d'enracinement des moraines latérales (*Alt. max. moraines* dans le tableau), ce qui nous indique que le degré de fiabilité des dépressions de la LEG (DLEG) calculées est assez bon.

#### 6.4.2 Les séquences morphostratigraphiques

Pour le cirque des Gane di Terra Rossa et la Valle di Sceru, une séquence morphostratigraphique locale a été composée. Cette séquence est basée, d'une part, sur la représentation de **toutes** les moraines, de leur distance depuis le fond du cirque et de la DLEG pour les positions reconstituées et, d'autre part, sur la représentation des glaciers rocheux **de même orientation** et de la DP entre les glaciers rocheux fossiles et les glaciers rocheux actifs/inactifs.

La séquence morphostratigraphique locale pour le paléoglacier des Gane di Terra Rossa (fig. 6.24) a été complétée en tenant compte du stade local de l'Alpe di Pozzo (Hantke 1983 ; position des moraines vérifiée mais non cartographiée). La valeur de la DLEG pour ce stade local a été obtenue en rajoutant la demi-différence d'altitude entre le front glaciaire à Corte di Cima et à Alpe di Pozzo (obtenue par la méthode d/2) à la valeur de la DLEG obtenue pour le stade local de Corte di Cima à l'aide de la méthode 2:1.

Pour la séquence morphostratigraphique locale du paléoglacier de Sceru (fig. 6.25), ont été considérées, pour le glacier rocheux de Sceru II, tant l'hypothèse périglaciaire que l'hypothèse glaciaire.

Il est intéressant de voir que, en faisant une comparaison entre les deux séquences morphostratigraphiques locales, il est possible d'effectuer un certain nombre de corrélations entre les deux cirques glaciaire (ce qui devrait être logique, étant donnée la proximité spatiale et les caractéristiques morphoclimatiques pratiquement identiques). Sur la base de la DLEG et de la morphologie des moraines, le stade local de la Valle di Sceru a été corrélé avec celui de Corte di Cima, tandis que le stade local de l'Alpe di Sceru a été corrélé avec celui de l'Alpe di Pozzo (tab. 6.10). La DP, quant à elle, a permis de confirmer l'appartenance du glacier rocheux de Sceru II à la génération GR II et des glaciers rocheux de Sceru I et de Gauld I à la génération GR III. Il est intéressant de voir que, malgré la relative abondance de glaciers rocheux dans le cirque des Gane di Terra Rossa, on n'a aucun appareil de la génération GR II.

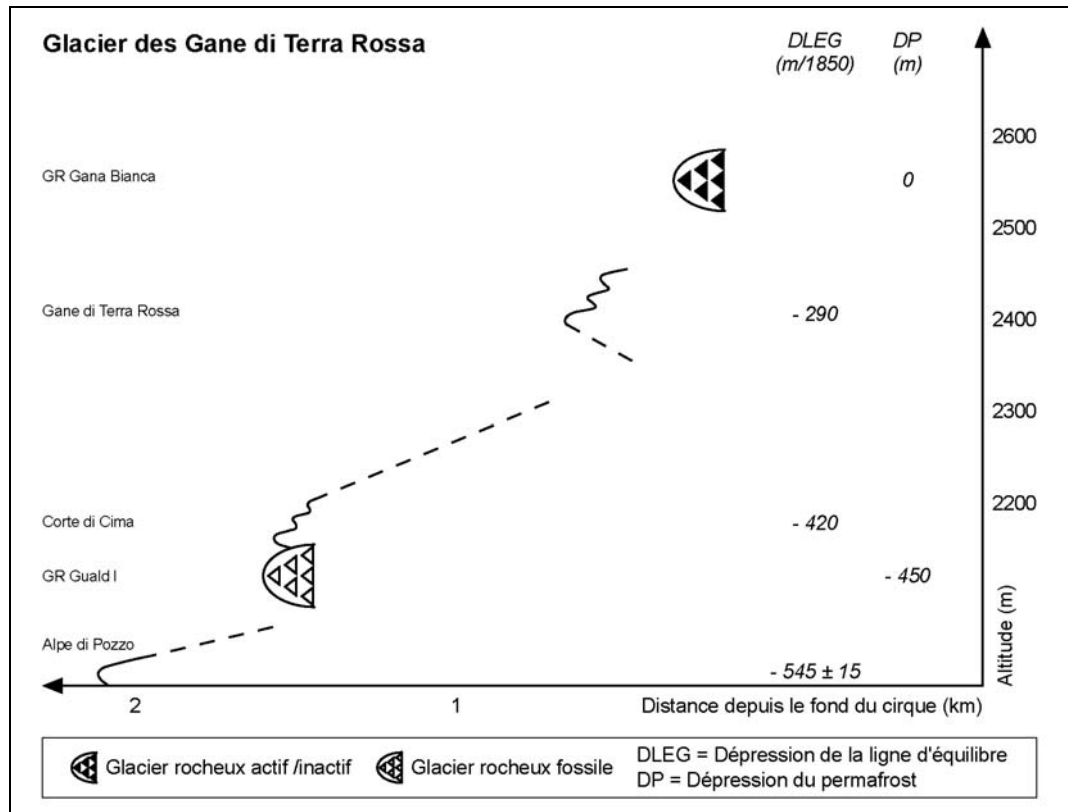


Fig. 6.24 : Séquence morphostratigraphique locale pour le paléoglacier des Gane di Terra Rossa.

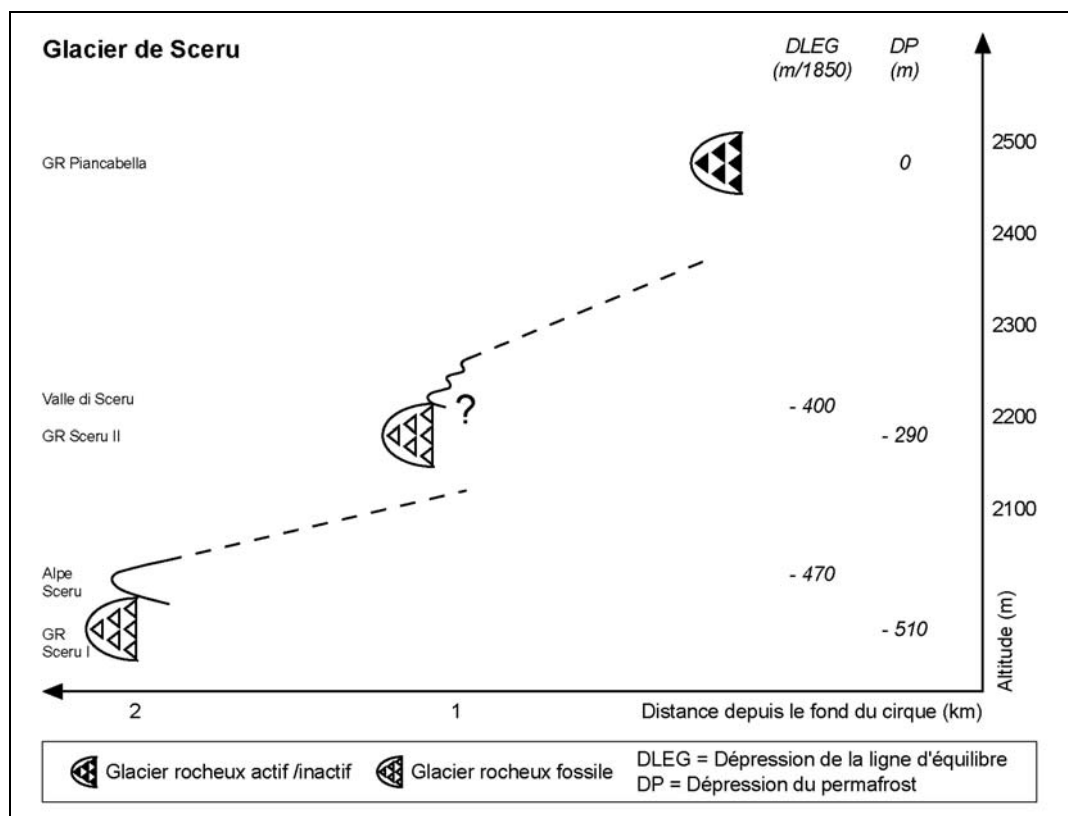


Fig. 6.25 : Séquence morphostratigraphique locale pour le paléoglacier de Sceru.

Position	Altitude langue (m/mer)	Alt. LEG 1850 (m)	DLEG 2:1 (m/1850)	Observations
<b>Séquence locale « Valle di Sceru »</b>				
Valle di Sceru	2200	2800	400	Corrélée avec Corte di Cima
Alpe di Sceru	1970	2800	470	Corrélée avec Alpe di Pozzo
<b>Séquence locale « Gane di Terra Rossa »</b>				
Gane di Terra Rossa max.	2400	2800	290	-
Corte di Cima	2140	2770	420	Corrélée avec Valle di Sceru
Alpe di Pozzo	1860	2800	530-560 (d/2)	Corrélée avec Alpe di Sceru

Tab. 6.10 : Corrélation des séquences morphostratigraphiques locales « Valle di Sceru » et « Gane di Terra Rossa » afin de bâtir une séquence composite pour la déglaciation de la partie orientale du massif de la Cima di Gana Bianca (voir fig. 6.26).

En ce qui concerne le corps sédimentaire en aval du glacier rocheux de Gana, en le considérant comme un glacier rocheux, il nous donne une valeur de la DP de 160 m, ce qui ne permet pas de le corrélérer ni avec GR I ni avec GR II. Cet appareil n'a donc pas été considéré dans les séquences morphostratigraphiques proposées. La combinaison des deux séquences morphostratigraphiques locales a permis de bâtir une séquence composite régionale pour la partie orientale du massif de la Cima di Gana Bianca (fig. 6.26). Les stades glaciaires locaux ont été regroupés en stades (portant le nom de OW, pour Orino W, suivi d'un chiffre arabe), tandis que les glaciers rocheux ont été regroupés en générations (portant le nom GR suivi d'un chiffre romain). La représentation cartographique des paléoglaciers pour chacun des stades définis ici est présentée dans la figure 6.27.

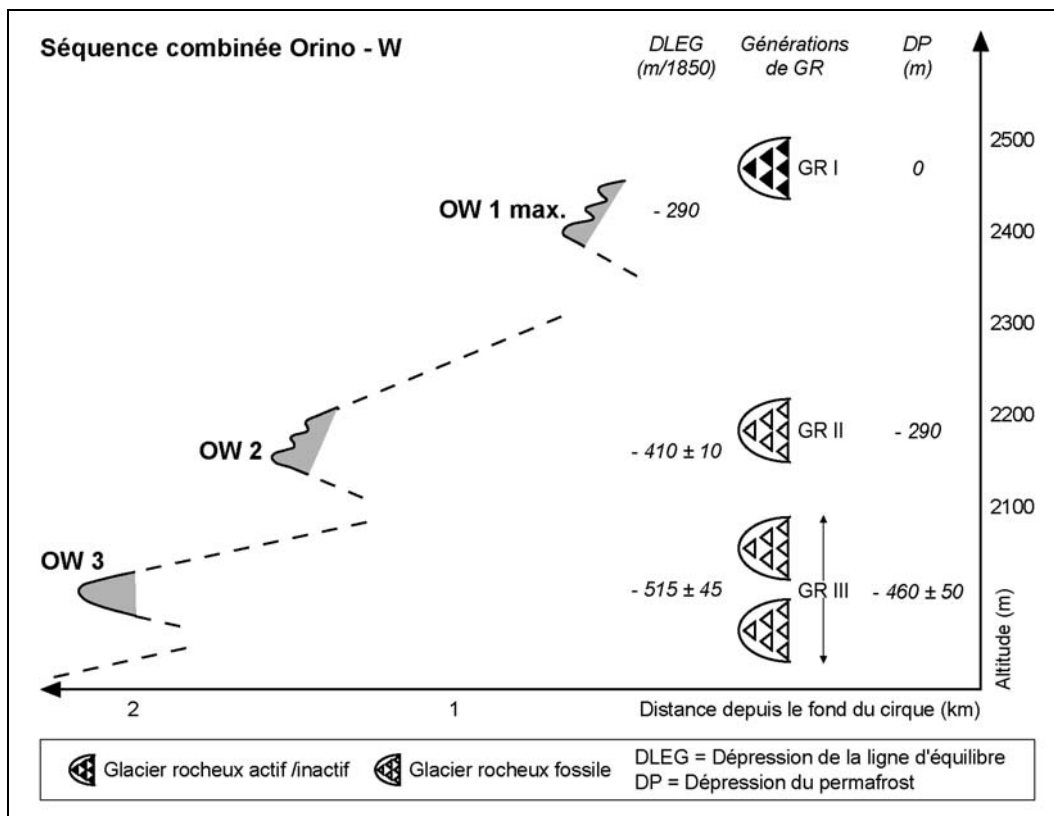


Fig. 6.26 : Séquence composite régionale de la déglaciation pour la partie orientale du massif de la Cima di Gana Bianca (glacier de l'Orino-W).

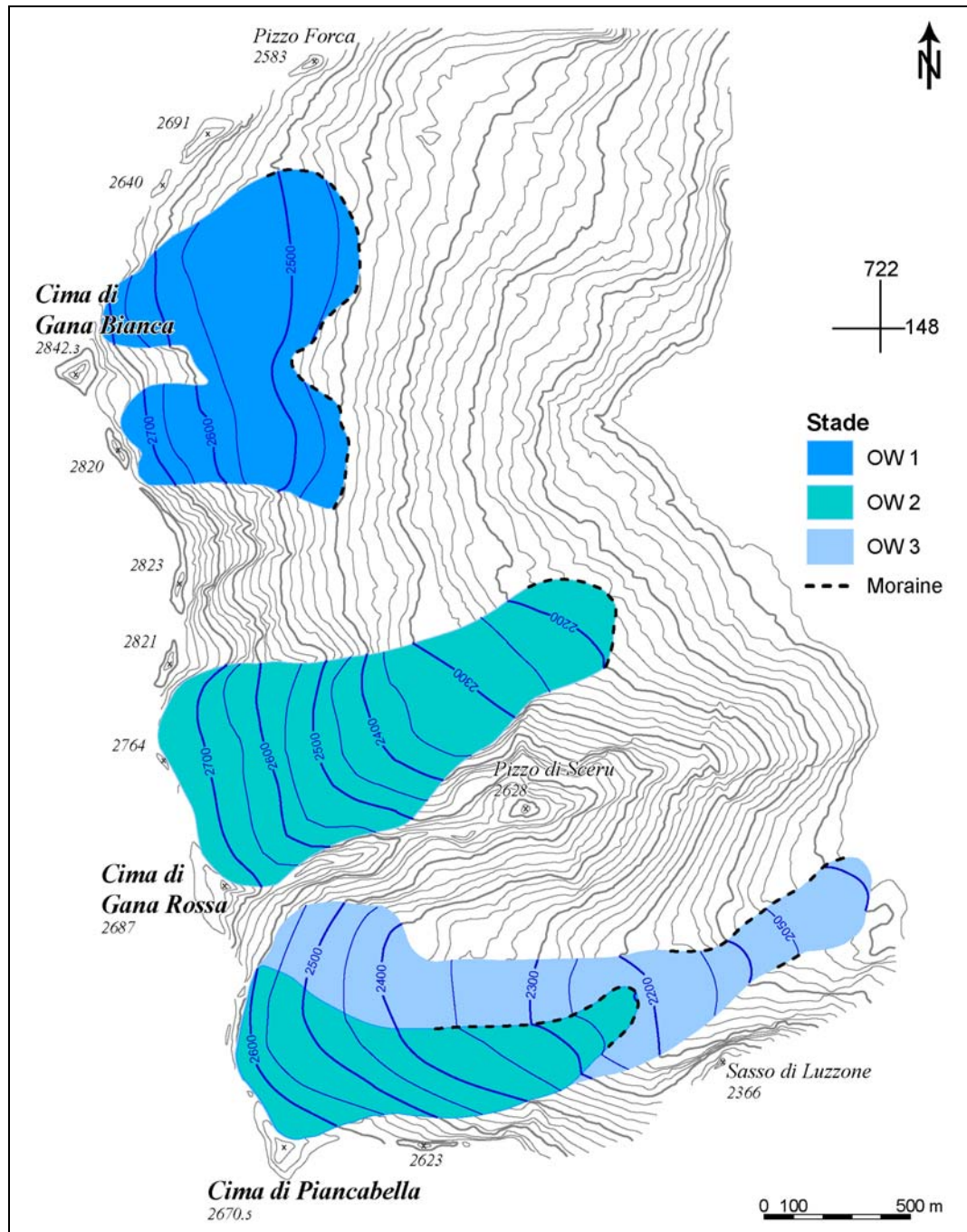


Fig. 6.27 : Les paléoglaciers de la partie orientale du massif de la Cima di Gana Bianca aux stades OW 1, OW 2 et OW 3.

### 6.4.3 Essai de corrélation des stades glaciaires

Afin de disposer d'une chronologie semi-absolue, il est indispensable de pouvoir corréler la séquence définie pour la partie orientale du massif de la Cima di Gana Bianca avec d'autres séquences de la déglaciation présentant des points d'accrochage en âges absolus ; c'est celle que l'on nommera **corrélation inter-régionale**. Avant d'arriver à cela, je procéderai à un certain nombre de **corrélations intra-régionales** afin, d'une part, de définir une séquence plus complète pour le Val Malvaglia et, d'autre part, de bâtir une séquence composite pour tout le bassin versant du Brenno. C'est sur la base de ces deux séquences que les corrélations inter-régionales seront effectuées.

### 6.4.3.1 Corrélations intra-régionales

#### **La séquence Orino-W (OW) complète**

Afin de compléter la séquence de déglaciation pour le Val Malvaglia, le stade de Biasca du glacier du Brenno (pendant ce stade, le glacier de l'Orino était coalescent au glacier du Brenno) a été rajouté à la fin de la séquence. Pour ce stade, qui a été reconstitué géométriquement, la valeur de la DLEG est de 1200 m. Entre ce stade et le stade OW 3, deux autres stades ont été rajoutés conformément à Hantke (1983). La séquence complète comprend donc six stades, avec OW 5 et OW 6 qui devraient correspondre, d'après Hantke (1983), au stade de Faïdo, respectivement, de Biasca, du glacier du Ticino. Pour le dernier stade défini, la séquence a été complétée en corrélant le stade OW 1 au stade de Quarnei défini par Zeller (1964). Ce stade présente une DLEG de 290 m. Zeller (1964), en se basant sur le modèle des stades tardiglaciaires de Heuberger (1966, 1968) et Mayr & Heuberger (1968), attribue ce stade au début de l'Holocène<sup>9</sup>. En tenant compte de la révision du modèle de H. Heuberger et F. Mayr (*op. cit.*) par les travaux de Maisch (1981, 1982, 1987), ce stade doit être considéré comme datant du Dryas récent. La séquence composite Orino-W de la déglaciation du Val Malvaglia au Tardiglaciaire qui en résulte est donc la suivante (tab. 6.11) :

Stade	Orient.	DLEG (m/1850)	Alt. LEG (m)	Méthode	Source
OW 1 max.	Est	290-295	2510	DEP 2:1	Scapozza, ce travail
OW 2	Est	400-420	2350-2400	DEP 2:1	Scapozza, ce travail
OW 3	Est	470-560	2250-2300	DEP 2:1	Scapozza, ce travail
OW 4	C.	810-850	1950-2000	DEP d/2	Hantke (1983)
OW 5 = Stade Faïdo	C.	995-1035	1750-1800	DEP d/2	Hantke (1983)
OW 6 = Stade Biasca	C.	1080-1200	1600-1650	DEP 2:1	Scapozza, ce travail

Tab. 6.11 : Séquence composite « Orino-W » (OW) de la déglaciation du Val Malvaglia au Tardiglaciaire. C. = Orientation complexe.

#### **La séquence composite « Blenio »**

En partant de la séquence composite Orino-W, utilisée comme séquence de référence (elle est la seule avec les stades caractérisés par une DLEG déterminée à l'aide de la méthode 2:1), un essai de corrélation entre toutes les séquences connues pour les vallées du bassin versant du Brenno a été effectué. Ces séquences ont été bâties sur la base d'une compilation de la littérature et de calculs de la DLEG grâce à l'utilisation conjointe des méthodes 2:1 et d/2. L'intérêt d'une telle corrélation multiple, bien que le risque de cumuler les erreurs basées sur une définition de stade qui n'est pas toujours la même est important, est celui de pouvoir bâtir une séquence de référence pour tout le bassin versant du Brenno. En d'autres termes, on a voulu construire une séquence de référence permettant de pouvoir effectuer les corrélations avec les séquences établies dans d'autres endroits des Alpes. Les séquences locales pour chaque vallée, avec les niveaux de référence de la LEG pour le stade de 1850, sont présentées dans le tableau 6.12, tandis que les corrélations entre les séquences sont présentées dans le tableau 6.13.

Comme on peut le voir d'après le tableau 6.13, un des problèmes principaux qui se pose au moment d'effectuer les corrélations est celui du nombre inégal de stades pour chaque vallée (et ceci en tenant compte des différents rapports de confluence). En tenant compte de ces différences, une séquence composite *Blenio* en sept stades a été construite.

<sup>9</sup> Le modèle de Heuberger (1966, 1968) et Mayr & Heuberger (1968) attribue le stade du Daun à la fin du Tardiglaciaire (Dryas récent) et situe le stade de l'Egesen au début de l'Holocène. Dans le modèle de déglaciation plus récent (Maisch 1981, 1982, 1987), le modèle a été révisé en attribuant le stade du Daun à la fin du Dryas ancien et le stade de l'Egesen au Dryas récent. Les deux stades sont donc tardiglaciaires.



Stade	Stade selon « source »	Position de la langue	Altitude (m/mer)	DLEG 2:1 (m/1850)	DLEG d/2 (m/1850)	Source	
<b>GLACIER DU BRENNO (1)</b>							
BR 4	Airolo	Gola del Sosto	1200	775-825	700	a	
BR 5	Faido	Ponto Valentino	700	1000	950	a	
BR 6	Biasca	Semione-Motto	~350-450	<b>1200</b> (2)	1080-1105	a	
<b>Brenno della Greina (Val Camadra)</b>							
BG 1a	letzten moränen	Cogn di Camadra	2100-2200	275-325	200-250	a	
BG 2a	letzten Spätwürm	Camadra di dentro	1900	425-475	350	a	
BG 3a	Daigra	Daigra	1550	600-650	525	a	
<b>Brenno del Lucomagno (Valle di Santa Maria)</b>							
BL 1b	ausgehenden Spätwürm	Pian Segno	1650	550-600	Pas de glacier de référence	a	
BL 2b	Airolo	Campra	1400	675-725		a	
<b>GLACIER DE L'ORINO (Val Malvaglia) (3)</b>							
OR 1	Holozäne	Alpe di Quarnei	2040	-	290-295	b	
OR 2	Letze Spätwürm	Alpe di Pozzo	1600-1860	-	380-510	a	
OR 3	Späteren Spätwürm	Cascina di Dandrio	1300	-	660-665	a	
OR 4	Faido	Bassin Val Malvaglia	930	-	850	a	
OR 5	Biasca	Confluence avec le glacier du Brenno				a	
<b>GLACIER DE LA LESGIÜNA (Val Pontirone) (4)</b>							
LE 1	Letze Spätwürm 1	Alpe di Cava	2050	330	205	c	
LE 2	Letze Spätwürm 2	A. di Cava/ A. di Sceng di Sopra/ A. di Giümèla	1700-1900	405-505	280-380	c	
LE 3	Jüngerer Spätwürm	Ponte di Cengio	1200	755	630	c	
LE 4	Pontirone	Pontirone	850	730	805	a	
LE 5	Biasca	Gorges de la Lesgiüna	550	<b>1080</b> (2)	955	a	
<b>GLACIER DE LA CIMA DI GANA BIANCA</b>							
GB 1	Letzen Spätwürm	Alpe Pièi	2200	-	Pas de glacier de référence	a	
GB 2	Airolo	Stabbio/Cregua	1300-1600	-		a	
GB 3	Faido	Stabbio	900	-		a	
GB 4	Biasca	Confluence avec le glacier du Brenno				a	Biasca
<b>GLACIER DE CARASSINO (5)</b>							
CA 1	Letzen Spätwürm (6)	A. Cassimoi/A. Bresciana	1900	-	310-315	a	
CA 2	Ausgehendes Spätwürm	Bassin Carassino	1600	-	460-465	a	
CA 3	Airolo	Piano di Compietto	1100	-	1210-1215	a	
<b>GLACIER DE LA SOJA (7)</b>							
SO 1	Jüngste moränen	Piana	1600	-	400	a	
SO 2	Jüngere Spätwürm	Güfera/Mancuróu	1100	-	650	a	
SO 3	Airolo	Dangio	800	-	800	a	
<b>GLACIER DE LA FRÜDA (Pizzo Molare)</b>							
FR 1	Letzen Spätwürm	Gorda/Piandioss	1700-1950	-	Pas de glacier de référence	a	
FR 2	Faido	Marolta	900	-		d	
FR 3	Biasca	Confluence avec le glacier du Brenno				a	

1 : Référence d/2 : 2600 m [moyenne de l'alt. de la langue pour V. di Camadra (C42/02) et Piz Medel-SE (C42/03)] ; 2 : Avec le stade de Biasca comme référence. Séquence complétée avec la méthode d/2 ; 3 : Référence d/2 : 2625 m [moyenne de l'alt. de la langue pour Gane dei Cadabi (C45/02) et Gh. di Giumello (C45/03)] ; 4 : Référence d/2 : 2460 m : [alt. de la langue du Gh. di Vedrign (C46/01)] ; 5 : Référence d/2 : 2525 m [moyenne de l'alt. de la langue pour Piz Jut-W (C43/08), V. di Casletto (C43/09) et Cima di Fornee-W (C43/10n)] ; 6 : Pour le V. di Fornee et le V. di Casletto ; 7 : Référence d/2 : 2400 m [alt. de la langue du V. di Bresciana (C44/02)] ; a : Hantke (1983) ; b : Zeller (1964) ; c : Oberhänsli (1973) ; d : Bossard (1925).

Tab. 6.12 : Compilation de toutes les séquences locales pour le bassin versant du Brenno.

OW		BR		BG		BL		SO		OR		LE		BLENIO	
St.	D	St.	D	St.	D	St.	D	St.	D	St.	D	St.	D	St.	D
1	290	1		1a	200 250					1	290 295	1	205 330	1	200 330
2	400 420	2		2a	350			1	400	2	380 510	2	280 505	2	280 510
3	470 560	3		3a	525	1b	550 600							3	630 755
						2b	575 725	2	650	3	660 665	3	630 755	4	575 755
4	810 850	4	700 825					3	800	4	850	4	730 805	5	700 850
5	995 1035	5	950 1000									5	955 1080	6	950 1080
6	1080 1200	6	1080 1200							5	1080 1200			7 = Biasca	1080 1200

Tab. 6.13 : Essai de corrélation entre les séquences locale des vallées du bassin versant du Brenno et construction d'une séquence composite « Blenio ». St. = Stade ; D = DLEG (m/1850). Pour la signification des codes de chaque séquence locale, voir le tableau 6.12.

Un autre problème de la séquence composite Blenio est qu'elle présente des valeurs de la DLEG non univoques (parfois elles se recoupent). Ceci est dû au fait que la marge retenue pour la DLEG est assez grande, parce qu'elle a été composée sur la base de toutes les valeurs des séquences locales.

#### 6.4.3.2 Corrélations inter-régionales

Les propositions de corrélation des stades tardiglaciaires de la séquence Orino-W et de la séquence composite Blenio avec la séquence du Val Leventina – Val Bedretto (Renner 1982 ; Hantke 1983), le modèle « Alpes Orientales » de Maisch (1982), la séquence de la Vallée de l'Arve (Coutterand & Nicoud 2005) et la séquence de déglaciation des Préalpes vaudoises (Schoeneich 1998a) sont présentés dans la figure 6.14. Ces propositions de corrélation sont basées exclusivement sur les valeurs de la DLEG.

Etant donné qu'il est impossible de proposer une solution univoque, en particulier pour le début et la fin de la séquence, il est indispensable d'effectuer des corrélations basées également sur la morphologie des moraines et sur les caractéristiques glaciologiques de chaque stade.

##### **Le stade OW 1 (= BLE 1)**

Les localités type des Alpes Tessinoises orientales pour ce stade sont les Gane di Terra Rossa et de l'Alpe di Quarnei pour le glacier de l'Orino et Cogn di Camadra pour le glacier du Brenno. Il s'agit de moraines construites à crêtes bien marquées et à plusieurs vallums (généralement entre 2 et 3). Les moraines de ce stade se situent à une distance d'environ 1 – 1.5 km des moraines du stade de 1850 (lorsque celles-ci sont présentes, comme par exemple à Cogn di Camadra pour le Vadrecc di Camadra et à l'Alpe di Quarnei pour le Ghiacciaio del Passo dei Cadabi). Ces arguments morphologiques permettent de corréler les stades OW 1 et BLE 1 avec le stade de Manio de Renner (1982), et donc avec le stade de l'Egesen du modèle Alpes Orientales.

Il est intéressant de voir que la seule corrélation univoque pour ce stade est celle avec le stade DA 2 des Préalpes vaudoises défini par Schoeneich (1998a), qui a été corrélé à l'Egesen. Cependant, cette corrélation doit être considérée avec une extrême prudence, vu la distance séparant les Préalpes vaudoises des Alpes Tessinoises orientales.

Orino-W ce travail		Composite Blenio ce travail		Gothard-S Renner (1982) ; Hantke (1983)		Alpes Orientales Maisch (1982)		Vallée de l'Arve Coutterand & Nicoud (2005)		Préalpes vaudoises Schoeneich (1998)	
OW 1 max.	290	BLE 1	200-330	Manio ? All'Acqua ?	200-240 280-315	Egesen max. ? Daun ?	170-240 250-350	Chamonix ? Les Houches ?	240 320-430	DA 2	345 ± 100
OW 2	400-420	BLE 2	280-510	All'Acqua ? Fontana ?	280-315 420-450	Daun ? Clavadel ?	250-350 380-470	Les Houches ?	320-430	HE 1 – DA 3 HE 2 – DA 4	490 ± 130 585 ± 85
OW 3	470-560	BLE 3	505-600	Airolo	660	Gschnitz	600-700	Fayet	620-800		
OW 4	810-850	BLE 4/5	575-850	Faido	805-830	Steinach	700-800	Magland	800-850	HE 4 – HE 5	760 ± 100
OW 5	995-1035	BLE 6	950-1080	?	?	Bühl ?	900-1000 ?	Bonneville ? Les Rocailles	900-950 1000-1100	HE 6 HE 7	950 ± 100 960 ± 100
OW 6	1080-1200	BLE 7	1080-1200	Biasca	1100-1300					HE 8 – GE 9	1050 ± 100

Tab. 6. 14 : Essai de corrélation des stades tardiglaciaires de la séquence Orino-W et de la séquence composite Blenio avec la séquence du Val Leventina - Val Bedretto (Renner 1982 ; Hantke 1983), le modèle " Alpes Orientales " de Maisch (1982), la séquence de la Vallée de l'Arve (Coutterand & Nicoud 2005) et la séquence de déglaciation des Préalpes vaudoises (Schoeneich 1998a) - Les chiffres indiquent la dépression de la ligne d'équilibre glaciaire (DLEG) en mètres pour un AAR de 0.67 (Gross et al. 1977) et par rapport au stade de référence 1850. La DLEG pour les stades OW 4 et OW 5 de la séquence Orino-W et les stades de la séquence composite Blenio (mis à part le stade de Biasca) a été calculée selon la méthode d/2 de Zienert (1965). A noter que pour le Gothard-S, l'âge minimal du Stade de Selva (Oberer Tavetsch), corrélé avec le Stade de All'Acqua, est de  $10325 \pm 130$  C<sup>14</sup> BP (UZ-167) (Renner 1982), tandis que l'âge minimal du Stade de Manio est de  $9995 \pm 110$  C<sup>14</sup> BP (UZ-348) (Renner 1982).

***Le stade OW 2 (= BLE 2)***

Pour ce stade, les localités type des Alpes Tessinoises orientales sont Camadra di Dentro pour le glacier du Brenno et Corte di Cima pour le glacier de l'Orino. Il s'agit dans les deux cas de moraines à plusieurs vallums bien définies mais assez aplanies et arrondies et remaniées (en partie) par soli/gélifluxion. Morphologiquement, il est possible de les corrélérer aux moraines de All'Acqua, dans le Val Bedretto, et donc avec le stade du Daun du modèle Alpes Orientales.

***Le stade OW 6 (= BLE 7 ou « stade de Biasca »)***

Nous avons déjà vu à maintes reprises que le stade de Biasca est le premier véritable stade de progression du Tardiglaciaire, suivant une phase de retrait interrompue seulement par des stades de stagnation du glacier du Ticino au Pléniglaciaire (stades de Sesto Calende et Cugnasco pour le bras du Verbano et stades de Faloppio et Melide pour le bras du Ceresio). Selon Hantke (1983), qui fait une corrélation entre les stades du glacier du Ticino est ceux du glacier de la Linth, les stades de Sesto Calende et Faloppio correspondraient au stade de Zurich tandis que les stades de Melide et de Cugnasco correspondraient au stade de Hurden.

Ces caractéristiques morphologiques et glaciologiques permettent de proposer une corrélation du stade de Biasca avec le stade de Weissbad défini par Keller (1988) dans le massif du Säntis et sur le front oriental des Alpes. Les caractéristiques qui permettent de comparer le stade de Biasca au stade de Weissbad sont les suivantes (Keller 1988, in Schoeneich 1998a) :

- le stade de Weissbad correspond au premier stade de progression indépendant des glaciers locaux au Tardiglaciaire ;
- ce stade de progression marqué résulterait d'un refroidissement court et brutal suivant un interstade important, caractérisé par une longue phase de retrait interrompue par seulement quelques phases de stagnation, dont la dernière semble être celle d'Appenzell-Konstanz du glacier du Rhin ;
- la phase principale de ce stade est caractérisée par une DLEG moyenne de l'ordre de 950 m.

La corrélation entre le stade d'Appenzell-Konstanz du glacier du Rhin et le stade de Hurden du glacier de la Linth est généralement admise. Sous réserve de la corrélation entre le stade de Cugnasco-Melide et le stade de Hurden proposée par Hantke (1983), **le stade de Biasca serait le premier stade suivant la dernière phase du Hochwürm (stade de Appenzell-Konstanz) et de ce fait corrélable au stade de Weissbad.** La DLEG pour le stade de Biasca, de l'ordre de 1080-1200 m, est légèrement supérieure, mais reste dans le même ordre de grandeur. De plus, il faut tenir compte de la marge d'erreur donnée par ces corrélations à longue distance. Pour les Alpes Occidentales, Schoeneich (1998a) corrèle le stade HE 8 – GE 9 au stade de Weissbad : on peut voir que, comme pour l'Egesen, la corrélation entre Préalpes vaudoises (stade HE 8 – GE ) et Alpes Tessinoises orientales (stade de Biasca) est univoque.

Sur la base des similitudes et des valeurs la DLEG, Keller (1988) corrèle le stade de Weissbad avec le Bühl II du modèle Alpes Orientales.

En tenant compte des corrélations suivantes, plus ou moins assurées :

- OW 1 = BLE 1 = Manio = Egesen ;
- OW 2 = BLE 2 = All'Acqua = Daun ;
- OW 6 = BLE 7 = Biasca = Bühl II (*Weissbad*) ;

la corrélation proposée pour la séquence de déglaciation du Val Blenio est donc la suivante (tab. 6.15) :

Stade	DLEG (m)	Modèle Gothard	Modèle Alpes Orientales
BLE 1 – OW 1	200 – 350	Manio	Egesen
BLE 2 – OW 2	300 – 500	All'Acqua	Daun
BLE 3 – OW 3	500 – 600	Fontana ?	Clavadel ?
BLE 4	600 – 700	Airolo ?	Gschnitz ?
BLE 5 – OW 4	800 – 850	Faido ?	Steinach ?
BLE 6 – OW 5	950 – 1100	?	Bühl III ?
BLE 7 – OW 6 – Biasca	1100 – 1200	Biasca	Bühl II – Weissbad

Tab. 6.15 : Hypothèse de corrélation de la séquence de déglaciation du Val Blenio avec, d'une part, le modèle « Gothard » et, d'autre part, le modèle « Alpes Orientales ».

Sur la base de cette proposition de corrélation, il est possible d'avancer les considérations générales d'ordre chronologique suivantes :

- le stade de Biasca suit vraisemblablement un interstade marquant la transition Pléniglaciaire – Tardiglaciaire (soit avant le stade de Bühl). Selon Burga & Perret (1998), cet épisode se passe avant 14'000 C<sup>14</sup> BP ;
- les stades OW 6 à OW 2 (BLE 7 à BLE 2) sont antérieurs au Bølling-Allerød. Selon Burga (1988), le Col du Lukmanier était encore englacé au milieu du Dryas ancien (le dernier stade qui voit le col englacé est BLE 3) et devient libre de glace à la fin de cette chronozone (Burga 1988) (il est libre de glace au stade BLE 2, correspondant un Daun). Pour le Sud des Alpes, la transition Dryas ancien/Bølling-Allerød a été datée à Soazza (Mesolcina) à 13'060 C<sup>14</sup> BP par Zoller & Kleiber (1971).
- le stade OW 1 (BLE 1) date du Dryas récent (11'000 – 10'200 C<sup>14</sup> BP d'après Burga 1988).

#### 6.4.4 La place des glaciers rocheux

D'après les reconstitutions paléogéographiques des glaciers de la partie orientale du massif de la Cima di Gana Bianca et leur corrélation avec des séquences de déglaciation présentant des éléments chronologiques, il est possible d'attribuer un âge aux générations de glaciers rocheux fossiles sur la base de leur position par rapport aux stades glaciaires.

Comme il a été montré dans la figure 6.26, les glaciers rocheux appartenant à GR II se sont développés dans des zones qui étaient englacées au stade OW 2 (Daun) mais qui étaient libres de glace au stade OW 1 (Egesen). On en peut conclure que **GR II est probablement contemporain de OW 1** : cette génération de glaciers rocheux s'est donc développée **très certainement** après le stade OW 2 (Daun) et **probablement** pendant le Dryas récent. L'hypothèse que certains glaciers rocheux de GR II se soient développés au stade OW 2 dans les zones non englacées n'est cependant pas exclue.

Pour GR III, la question est similaire : ils se sont développés dans des zones qui étaient englacées au stade OW 3 (Clavadel ?) et qui étaient libres de glace au stade OW 2 (Daun). Etant donnée la proximité spatiale de certains d'entre eux avec les moraines du stade OW 2, ces glaciers rocheux se sont développés **très certainement** après le stade OW 3 (Clavadel ?) et **probablement** pendant le stade OW 2 (Daun). Certains glaciers rocheux, très proches des moraines du stade OW 2 (en particulier le *debris rockglacier* de Corte di Cima), auraient également pu se former pendant le Dryas récent.

Etant donné que les variations d'altitude des isothermes sont plus homogènes à l'échelle des Alpes que les variations de la LEG, les glaciers rocheux devraient permettre, par rapport aux glaciers, des meilleures corrélations à distance entre régions morphoclimatiquement différentes. Le gros problème de ces corrélations à l'aide des glaciers rocheux fossiles est celui de pouvoir disposer de données concernant des générations de glaciers rocheux, et non seulement l'altitude moyenne de l'ensemble des glaciers rocheux fossiles.

J'ai essayé de corréler les générations de glaciers rocheux fossiles de Alpes Tessinoises orientales avec des générations de glaciers rocheux issus d'autres régions des Alpes (tab. 6.16). Nous pouvons voir que les stades présumés pour cette recherche sont cohérents avec les données des Préalpes vaudoises (Schoeneich 1998a), du Val de Bagnes – Val d'Hérémence (Lambiel & Reynard 2003) et du Ferwall group, au Tyrol occidental (Sailer & Kerschner 1999). Par rapport à la zone de l'Err-Julier (Frauenfelder *et al.* 2001) et au Tyrol (Kerschner 1985), la différence est par contre plus importante. En ce qui concerne les travaux de Kerschner (1985), les données doivent probablement être corrigées en vieillissant les stades, ce qui donnerait des valeurs de la DP cohérentes par rapport à Sailer & Kerschner (1999). Pour Frauenfelder *et al.* (2001), le problème est par contre différent : du fait de baser leurs calculs paléoclimatiques également sur une datation directe, celle du *debris rockglacier* du Julier Pass, dont l'âge d'exposition est de  $11'300 \pm 900 \text{ Be}^{10} \text{ BP}$  (Ivy-Ochs *et al.* 1996, 2007), qui a été interprétée comme l'âge de la fin de l'activité du glacier rocheux, ils attribuent à priori le même âge (Dryas récent) à tous les glaciers rocheux fossiles de leur terrain d'étude. Or, étant donné que les valeurs de l'abaissement relatif de température (selon un gradient vertical de température de  $0.55^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ ) calculés par Frauenfelder *et al.* (2001) pour chaque glacier rocheux fossile varie entre 0.0 et  $-3.4^\circ\text{C}$ , il est vraisemblable que, dans la réalité, les glaciers rocheux de la région de l'Err-Julier appartiennent à plus d'une génération.

Afin d'essayer de déterminer avec certitude l'âge relatif des générations de glaciers rocheux par rapport aux stades glaciaires, dans le chapitre suivant j'essayerai de bâtir une chronologie relative basée sur les paléotempératures.

Région	Génération de GR	DP (m)	$\Delta T^\circ$ ( $^\circ\text{C}$ )	Stade présumé	Source
Alpes Tessinoises orientales	GR II	300	1.8	OW 1 (=Egesen)	Ce travail
	GR III	500	3.0	OW 2 (=Daun)	
Préalpes vaudoises	Préalpes III	700	4.2	Gschnitz-Clavadel ?	Schoeneich (1998a)
Err-Julier	"Dryas récent"	500-600	3.0-3.6	Egesen	Frauenfelder <i>et al.</i> (2001)
Bagnes-Hérémence	"Dryas récent"	200	1.2	Egesen	Lambiel & Reynard (2003)
Tyrol	"Dryas récent"	520	3.1	Egesen	Kerschner (1985)
	"Dryas ancien"	650	3.9	Daun	
Ferwall group	"Dryas récent"	250-350	1.5-2.1	Egesen I	Sailer & Kerschner (1999)

Tab. 6.16 : Valeurs de la dépression du permafrost (DP) et de l'abaissement relatif de température (calculé selon un gradient vertical de température de  $0.006^\circ\text{C}/\text{m}$ ) pour différents groupes de glaciers rocheux dans les Alpes.

## 6.5 Signification paléoclimatique des glaciers rocheux du massif de la Cima di Gana Bianca

Afin de composer une chronologie paléoclimatique relative permettant de caler les générations de glaciers rocheux par rapport aux stades glaciaires, j'ai calculé les paléotempératures dans la partie orientale du massif de la Cima di Gana Bianca pour GR I-II-III et pour OW 1-2-3. Ces calculs ont été effectués sur la base des formules présentées dans le chapitre 3.3.3. Les résultats et les paramètres utilisés dans les formules sont présentés dans les tableaux 6.17 à 6.22.

La chronologie paléoclimatique a été composée en tenant compte de MAAT normalisée à 2000 mètres d'altitude (tab. 6.23), ce qui permet de proposer un graphique de l'abaissement des paléotempératures par rapport à 1850 (fig. 6.28). Il est important de souligner que les paléotempératures ont été calculées sous l'hypothèse de précipitations constantes, ce qui n'a sûrement pas été le cas dans la réalité. Le schéma a été complété en rajoutant la différence de MAAT par rapport à 1850 couramment admise pour l'interstade Bølling-Allerød dans les Alpes Tessinoises, soit environ 0.8-1.5°C [valeur déterminée d'après Burga & Perret (1998) sur la base des changements de la *Timberline*].

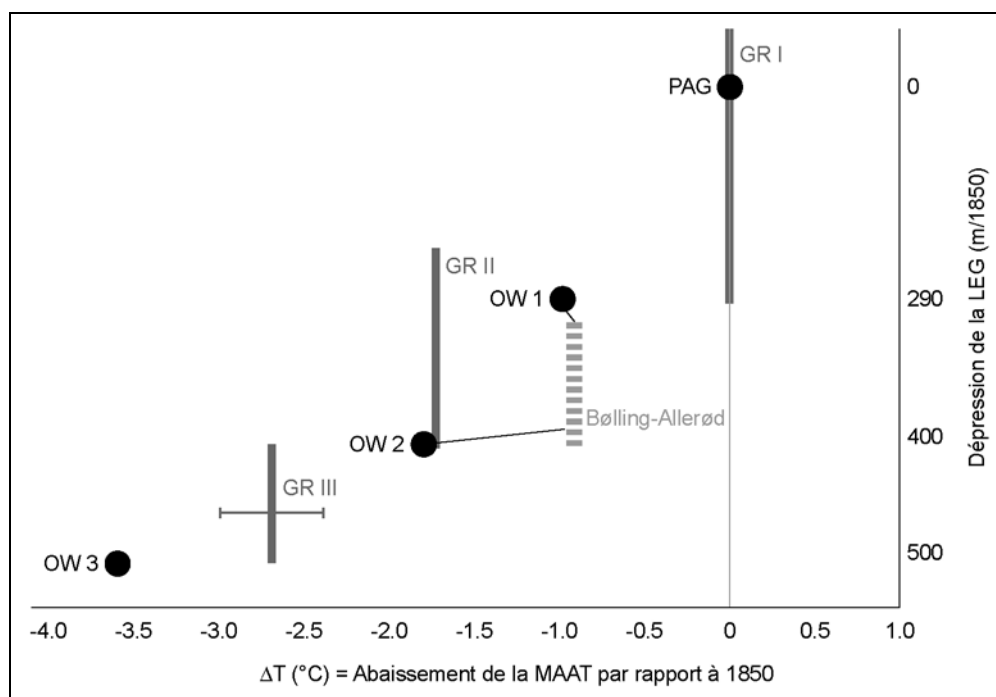


Fig. 6.28 : Evolution des paléotempératures au cours de la séquence des stades tardiglaciaires sous l'hypothèse de précipitations constantes.

Ce schéma vieillit légèrement la datation relative proposée sur la base de la comparaison de la position des glaciers rocheux et des glaciers aux différents stades reconstitués. Le cadre qui en résulte est le suivant :

- GR I est d'âge Holocène et donc postérieur au stade OW 1 (Egesen) ;
- GR II aurait pu se développer dès la fin du Dryas ancien (OW 2).
- GR III aurait pu se développer dès la fin du stade OW 3 (Clavadel ?).

RESULTATS	Station de réf.		PARAMETRES	Station de réf.	
	Co.	Ci.		Co.	Ci.
MAAT à 2500 m (GR I) (°C)	-0.56	-0.59	T <sub>0</sub> (1961-1990) (°C)	9.6	4.3
MAAT à 2500 m en 1850 (°C)	<b>-1.40</b>	<b>-1.43</b>	Z <sub>0</sub> (m)	575	1672
MAAT à 2740 m (LEG PAG) (°C)	-1.97	-2.00	ΔT <sub>1</sub> /Δz <sub>1</sub> (500 - 1500 m) (°C/m)	0.0046	
MAAT à 2740 m en 1850 (°C)	<b>-2.81</b>	<b>-2.84</b>	ΔT <sub>2</sub> /Δz <sub>2</sub> (1500 - 4000 m) (°C/m)	0.0059	
			Correction 1990 - 1850 (°C)	0.84	

Tab. 6.17 : MAAT à l'altitude inférieure des glaciers rocheux actifs/inactifs (GR I) et à l'altitude de la LEG en 1850 (LEG PAG) pour l'orientation NE calculée à partir des stations de Comprovasco (Co.) et Cimetta (Ci.).

RESULTATS POUR GR II		PARAMETRES	
Dépression du permafrost (m)	290	ΔT/Δz (°C/m)	0.0059
MAAT à 2500 m (°C)	<b>-3.11</b>	ΔT° (°C)	-1.71

Tab. 6.18 : MAAT à 2500 m pour GR II.

RESULTATS POUR GR III		PARAMETRES	
Dép. du permafrost max (m)	510	ΔT/Δz (°C/m)	0.0059
Dép. du permafrost min (m)	410	ΔT° max (°C)	-3.01
MAAT min à 2500 m (°C)	<b>-4.40</b>	ΔT° min (°C)	-2.42
MAAT max à 2500 m (°C)	<b>-3.81</b>	ΔT° moy. (°C)	-2.71
MAAT moy. à 2500 m (°C)	<b>-4.11</b>		

Tab. 6.19 : MAAT à 2500 m pour GR III.

RESULTATS POUR OW 1		PARAMETRES	
Dép. de la LEG (m)	290	ΔT/Δz (°C/m)	0.0059
MAAT à la LEG (°C)	<b>-2.81</b>	ΔT° basée sur GR II (°C)	-1.71

Tab. 6.20 : MAAT à l'altitude de la LEG pour le stade OW 1.

RESULTATS POUR OW 2		PARAMETRES	
Dép. de la LEG (m)	410	ΔT/Δz (°C/m)	0.0059
MAAT à la LEG (°C)	<b>-2.81</b>	ΔT° basée sur GR III min (°C)	-2.42

Tab. 6.21 : MAAT à l'altitude de la LEG pour le stade OW 2.

RESULTATS POUR OW 3		PARAMETRES	
Dép. de la LEG (m)	530	ΔT/Δz (°C/m)	0.0059
MAAT à la LEG (°C)	<b>-2.93</b>	ΔT° basée sur GR III max (°C)	-3.01

Tab. 6.22 : MAAT à l'altitude de la LEG pour le stade OW 3.

NORMALISATION DE T° À 2000 m/mer	Alt. (m)	Réf. (m)	MAAT (°C)	T° à 2000 m (°C)	ΔT° (°C)
GR I (PAG)	2500	2500	-1.40	<b>1.55</b>	0
GR II (OW 1 = Egesen)	2210	2500	-3.11	<b>-0.16</b>	-1.71
GR III min (OW 2 = Daun)	2090	2500	-3.81	<b>-0.86</b>	-2.41
GR III max (OW 3 = Clavadel ?)	1990	2500	-4.40	<b>-1.45</b>	-3.00
LEG 1850	2740	2740	-2.84	<b>1.55</b>	0
LEG OW 1	2450	2450	-2.81	<b>0.55</b>	-1.00
LEG OW 2	2330	2330	-2.81	<b>-0.21</b>	-1.76
LEG OW 3	2210	2210	-2.93	<b>-2.10</b>	-3.65

Tab. 6.23 : Normalisation de MAAT à 2000 m/mer pour GR I-II-III et pour les stades glaciaires OW 1-2-3.

STADE GLACIAIRE	Alt. LEG (m)	Réf. (m)	MAAT (°C)	T° à 2000 m corr. (°C)	ΔT° corr. (°C)
1850	2740	2740	-2.84	<b>0.83</b>	0
OW 1	2450	2450	-2.81	<b>-0.17</b>	-1.72
OW 2	2330	2330	-2.81	<b>-0.93</b>	-2.48
OW 3	2210	2210	-2.93	<b>-2.82</b>	-4.37

Tab. 6.24 : Normalisation de MAAT à 2000 m/mer pour les stades glaciaires OW 1-2-3 en tenant compte d'une diminution de 20 % des précipitations au Tardiglaciaire.



Les hypothèses présentées ci-dessus ont été formulées sous réserve de précipitations constantes tout au long du Tardiglaciaire et de l'Holocène. Or, d'après Kerschner *et al.* (2000), **les précipitations dans les Alpes Tessinoises orientales au Dryas récent étaient de 10 à 20% plus faibles par rapport à nos jours** (-20% dans le massif de la Cima di Gana Bianca). Sachant que plus le climat est sec et plus la valeur de la LEG tend à monter en altitude, il en résulte qu'à une altitude constante de la LEG la diminution des précipitations traduit une diminution des températures. En d'autres termes, pour produire la DLEG déterminée pour les stades tardiglaciaires de la partie orientale du massif de la Cima di Gana Bianca avec des précipitations de 20% inférieures à l'actuel, il aurait fallu des températures plus froides de celles calculées. Il est donc probable que les paléotempératures calculées pour OW 1-2-3 aient été sous-estimées (comme il est évident du très faible refroidissement entre le Bølling-Allerød et le Dryas récent calculé dans la figure 6.28)

Une diminution de 20% des précipitations engendre une remontée de la LEG d'environ 120 m (Kerschner *et al.* 2000), ce qui nous dit que les températures calculées pour le Dryas récent doivent être corrigées de  $-0.72^{\circ}\text{C}$  au moins. En appliquant ce facteur de correction aux autres stades tardiglaciaires<sup>10</sup>, on obtient les valeurs présentées dans le tableau 6.24.

Les valeurs corrigées donnent des températures qui correspondent à un refroidissement par rapport à l'actuel d'environ  $2.5 - 3.0^{\circ}\text{C}$  pour le Dryas récent et d'environ  $3.5 - 5.5^{\circ}\text{C}$  pour la fin du Dryas ancien, ce qui est conforme aux valeurs couramment admises (voir, par exemple, Kerschner 1985 ; Kerschner *et al.* 1999 ; Schoeneich 1998a). La version corrigée de la figure 6.18 sur la base des paléotempératures recalculées est présentée à la figure 6.19. Les conclusions que l'on peut tirer de cette nouvelle chronologie sont les suivantes :

- **GR I est d'âge Holocène et donc postérieure au stade OW 1 (Egesen) ;**
- **GR II s'est probablement développée juste avant et/ou pendant le Dryas récent.** Si l'on considère la dépression du permafrost engendrée par la différence de MAAT au Bølling-Allerød par rapport à 1850, les glaciers rocheux *actuellement* fossiles situés entre 170 et 250 mètres plus bas que les glaciers rocheux *actuellement* actifs/inactifs auraient pu se développer tout au long de l'interstade. Dans les zones non englacées au stade OW 1, leur développement aurait pu continuer tout au long du Dryas récent, tandis qu'ils auraient subi des perturbations thermiques et mécaniques dans les zones qui ont été englacées (comme par exemple le corps sédimentaire en aval du glacier rocheux de Gana, sous réserve de le considérer comme un glacier rocheux). Il est également probable que certains glaciers rocheux se soient formés à la fin du Dryas récent. Il est en effet couramment admis que le climat est resté froid pendant tout le Dryas récent mais que son assèchement vers la fin de la chronozone a déterminé un retrait glaciaire, ce qui a laissé l'espace pour le développement de glaciers rocheux (par exemple, Ivy-Ochs *et al.* 1996 ; Kerschner 1985). Etant donnée l'importante inertie du permafrost face aux changements climatiques, une fossilisation de cette génération de glaciers rocheux au Préboréal ou au Boréal est probable.

---

<sup>10</sup> Evidemment, il est peu probable que les précipitations pendant le Dryas récent soient représentatives pour toute la fin du Tardiglaciaire. Cette valeur à néanmoins l'avantage de nous donner une image plus réaliste par rapport au fait de considérer les précipitations comme semblables aux précipitations actuelles.

- **Le développement de GR III a probablement commencé juste avant OW 2 dans les zones non englacées à cette époque et s'est poursuivi jusqu'à la fin du Dryas ancien dans les zones non englacées au stade OW 2 (Daun).** Certains glaciers rocheux de cette génération, comme par exemple le glacier rocheux de Guald I, auraient pu se former également juste après le stade OW 2, c'est à dire pendant le Bølling (qui était légèrement plus froid que l'Allerød). Leur inactivation/fossilisation se serait faite à l'Allerød. Une réactivation au Dryas récent n'est pas à exclure.

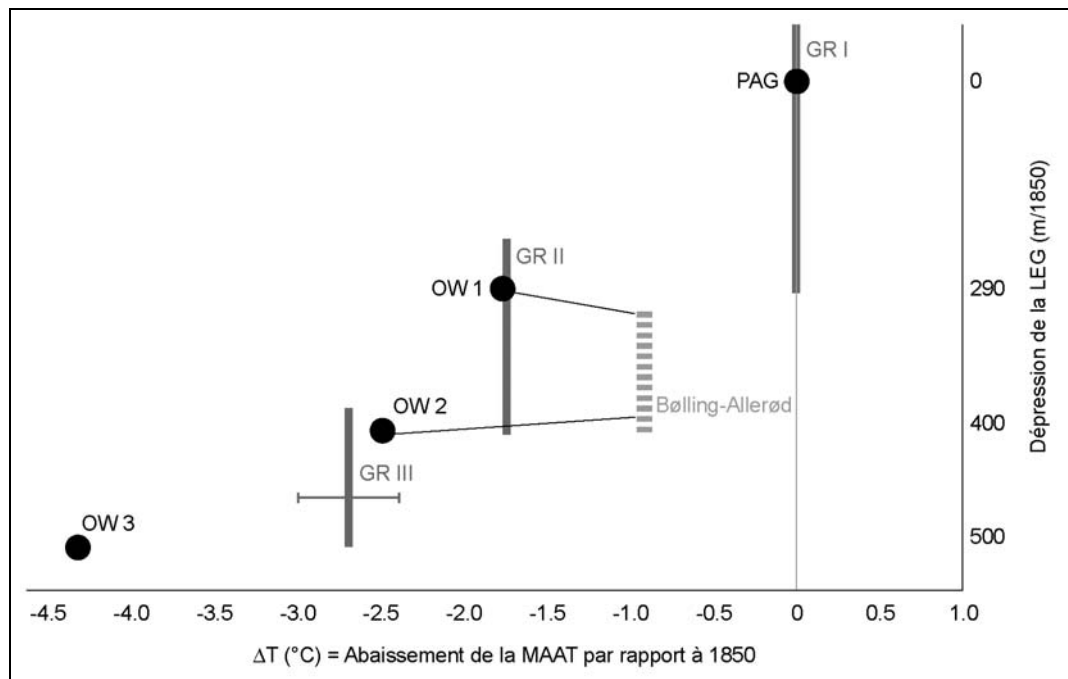


Fig. 6.29: Evolution des paléotempératures au cours de la séquence des stades tardiglaciaires sous l'hypothèse de précipitations égales à celles du Dryas récent pour le Tardiglaciaire et égales aux actuelles pour l'Holocène.

## 6.6 Synthèse générale

### 6.6.1 Evolution de la cryosphère

L'intégration de la modélisation de la répartition du permafrost discontinu à diverses périodes (chap. 6.2), des reconstitutions paléogéographiques des stades glaciaires (chap. 6.4) et de la datation relative des générations de glaciers rocheux par rapport aux stades glaciaires (chap. 6.5), a permis de dresser un schéma de l'évolution temporelle de la répartition du permafrost et des glaciers dans la partie orientale du massif de la Cima di Gana Bianca depuis la fin du Dryas ancien (fig. 6.30).

Etant donné qu'il est difficile de donner une représentation dynamique de l'inertie du permafrost face aux changements climatiques, la position des glaciers rocheux et la répartition du permafrost pour chacune des quatre images proposées est également valable pour la période juste après le stade glaciaire en question (qui correspond à l'état actuel pour la fig. 6.30A, au début du Préboréal pour la fig. 6.30B et au début du Bølling pour la fig. 6.30C).

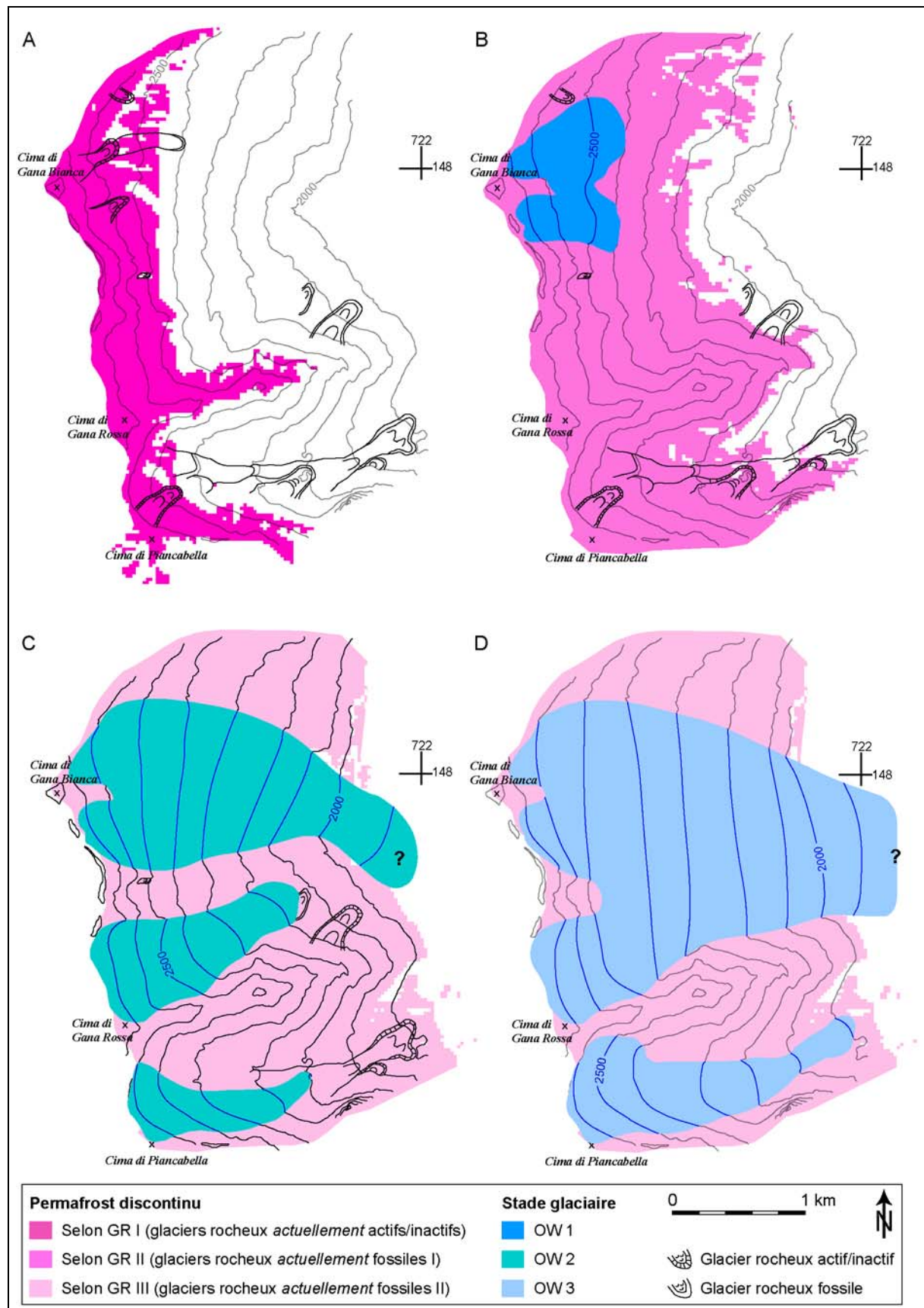


Fig. 6.30 : Evolution temporelle de la cryosphère de la partie orientale du massif de la Cima di Gana Bianca. (A) Fin du Petit Age Glaciaires (et phases froides de l'Holocène). (B) Dryas récent (11'000 – 10'200 BP). (C) Fin du Dryas ancien (vers 12'500 – 13'000 BP). (D) Dryas ancien (vers 13'500 – 14'000 BP).

### 6.6.2 Vers une nouvelle signification paléoclimatique des glaciers rocheux ?

L'interprétation des glaciers rocheux en termes paléoclimatiques présentée jusqu'à maintenant est basée sur le présupposé que la limite inférieure des glaciers rocheux *actuellement* actifs/inactifs est en équilibre avec les conditions climatiques de la fin du PAG et en déséquilibre progressif avec les conditions climatiques actuelles. Or, étant donné que dans les reconstitutions paléogéographiques basées sur les glaciers rocheux, l'altitude de leur front (et non pas une valeur « moyenne », comme la LEG pour les glaciers) a été utilisée, et en sachant que cette altitude a pu varier depuis la fin du PAG et plus particulièrement dans les dernières décennies<sup>11</sup>, il est possible de supposer que la référence dans les reconstitutions de la DP n'est plus 1850 mais l'actuel. En transposant le phénomène de l'accélération des glaciers rocheux lors d'une période de réchauffement climatique au passé, **la signification paléoclimatique des glaciers rocheux ne serait plus stadiaire, mais plutôt interstadiare (ou plus précisément post-stadiaire)**, comme on peut le voir d'après la figure 6.31, où la DP et les reconstitutions des paléotempératures qui en dérivent ont été calées par rapport au niveau de référence actuel (et non plus par rapport à 1850).

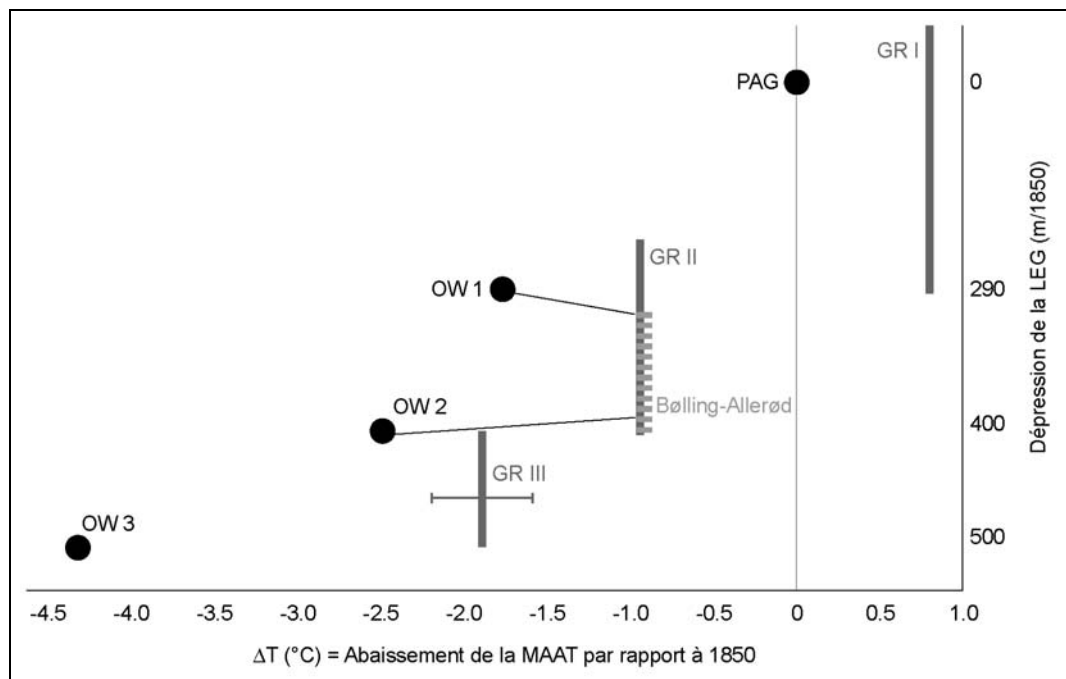


Fig. 6.31 : Evolution des paléotempératures au cours de la séquence des stades tardiglaciaires sous l'hypothèse de précipitations égales à celles du Dryas récent pour le Tardiglaciaire et égales aux actuelles pour l'Holocène. **Pour les glaciers rocheux, le niveau de référence pour les calculs paléoclimatiques a été transposé de 1850 à nos jours** (cf. explications dans le texte).

<sup>11</sup> Comme le témoigne l'accélération sensible de certains glaciers rocheux situés à proximité de la limite inférieure du permafrost discontinu qui semble être généralisée à l'échelle alpine (cf. Avian *et al.* 2005 ; Ikeda *et al.* 2003 ; Kääh *et al.* 2007b ; Lambiel 2006 ; Lambiel & Delaloye 2004 ; Roer *et al.* 2005a).

---

**3<sup>ème</sup> PARTIE :**

**LE PERMAFROST DANS LE  
MASSIF DE LA CIMA DI GANA BIANCA**

---



## 7. Répartition du permafrost

---

*L'existence des sols (ou, plus exactement, des sous-sols) éternellement gelés a été constatée, de bonne heure, par les explorateurs de la Sibérie (...).*

*Actuellement, la bibliographie de cette question comprend plus de 120 numéros. Malheureusement, toute cette littérature ne présente, en grande partie, que des descriptions de cas épars. L'étude systématique de cet étrange phénomène est à peine commencée (...).*

*Le phénomène même consiste dans l'existence, à une profondeur variable de 0,5 à 30 m, de niveaux caractérisés durant toute l'année par des températures négatives (en dessous de zéro). L'épaisseur de ces niveaux varie de 2 à 70 m. En dessous de cette zone constamment gelée, la température augmente de façon continue et redevient positive. Les zones constamment gelées sont recouvertes par des couches (vrai sol), qui dégèlent en été et qui sont recouvertes, à leur tour, de végétation : herbes, buissons ou grandes forêts.*

*Les zones éternellement gelées sont parfois stratifiées, autrement dit sont formées par l'alternance de couches perpétuellement gelées avec d'autres qui ne le sont pas. M. Soumguine cite des cas remarquables où cette alternance se répète jusqu'à 10 et 14 fois (...).*

N. Oulianoff, Les derniers progrès dans l'étude des sols éternellement gelés. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, 57 (224), 203-204, 1930





## 7 Répartition du permafrost

Cette partie a comme objectif de quantifier la répartition actuelle du permafrost dans la partie orientale du massif de la Cima di Gana Bianca, et plus précisément dans la Valle di Sceru. Par rapport à la partie précédente, où on est passé progressivement de l'échelle régionale (les Alpes Tessinoises orientales) à l'échelle locale (le massif de la Cima di Gana Bianca), dans cette partie nous descendrons d'un autre échelon spatial, en passant de l'échelle locale à l'échelle de l'objet (ou de la forme géomorphologique).

Après une partie introductive (7.1), où les sites qui seront étudiés dans ce chapitre seront présentés brièvement, l'analyse spatiale et statistique des températures des sources au niveau du massif entier sera traitée (7.2), pour passer ensuite à la description et à l'analyse des observations et des mesures géophysiques effectuées sur les sites sélectionnées. Parmi ces sites, quatre glaciers rocheux (7.3, 7.4, 7.5 et 7.6) et trois éboulis (7.6, 7.7, 7.8) ont été étudiés. Un chapitre de synthèse (7.9) permettra enfin d'intégrer toutes les informations obtenues par l'étude des différents sites, afin de proposer une carte de la répartition actuelle du permafrost dans la Valle di Sceru et quelques remarques méthodologiques. Etant donné que cette recherche est aussi fondée sur une problématique méthodologique, au fur et à mesure de la description des différents sites étudiés et des mesures effectuées, on procédera à des analyses comparatives des techniques de prospection géophysique utilisées.

### 7.1 Introduction

La figure 7.1 présente la répartition potentielle du permafrost discontinu d'après le modèle PERMABLENIO, développé au chapitre précédent, et la localisation des sites qui seront étudiés au cours de ce chapitre. Les caractéristiques géomorphologiques de la partie orientale du massif de la Cima di Gana Bianca ont déjà été présentées au chapitre 6.3.

Quatre glaciers rocheux ont été étudiés (fig. 7.1). A l'exception du glacier rocheux de Piancabella, ils sont tous localisés à l'extérieur de la ceinture du permafrost discontinu ; ils sont donc, à priori, fossiles. Il faut constater que tous les glaciers rocheux ont la même orientation, ce qui nous dit que, en principe, ils sont soumis (à parité d'altitude) aux mêmes conditions topoclimatiques. La description des glaciers rocheux a déjà été présentée au chapitre 6.3.2.2 ; elle ne sera donc plus reprise ici.

En ce qui concerne les éboulis étudiés, ceux de Gana Rossa et de Piancabella se situent à l'intérieur de la ceinture du permafrost discontinu tandis que celui de Sasso di Luzzone n'en fait pas partie. Les éboulis de Sasso di Luzzone et de Piancabella sont orientés au N tandis que l'éboulis de Gana Rossa est orienté à l'E.

### 7.2 Analyse statistique des températures des sources

#### 7.2.1 Mesures effectuées

Pendant les étés de 2005 à 2007, 38 sources ont été échantillonnées dans tout le massif de la Cima di Gana Bianca. 12 sources ont été échantillonnées à la base du front de glaciers rocheux, 23 au pied d'éboulis et 3 dans de la roche en place. Certaines sources ont été échantillonnées plusieurs fois. L'éboulis et le glacier rocheux de Pièi présentaient plusieurs sources à leur pied.

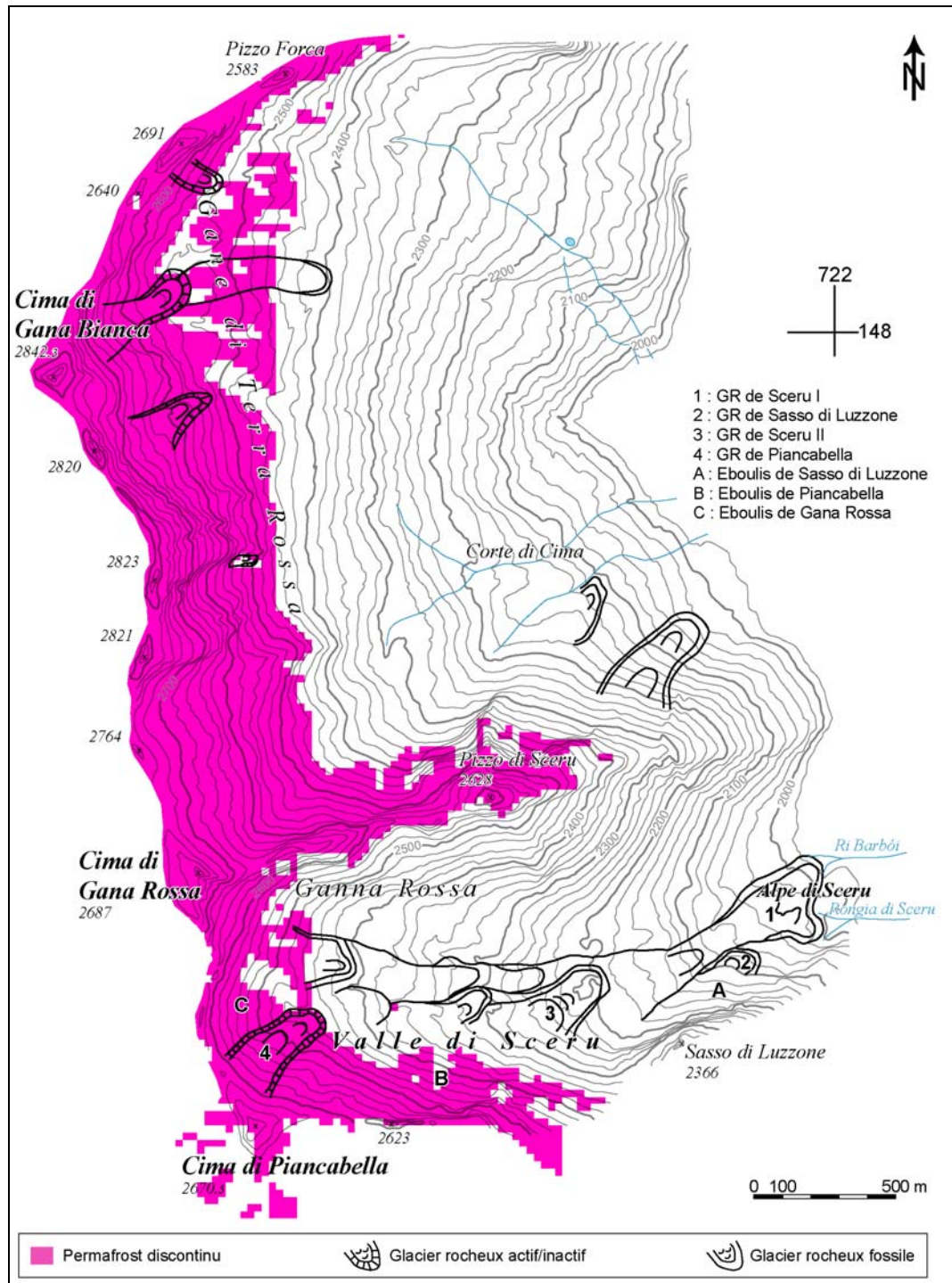


Fig. 7.1 : La partie orientale du massif de la Cima di Gana Bianca avec les sites étudiés et la répartition potentielle du permafrost discontinu, basée sur une simulation à l'aide du modèle PERMABLENIO (cf. chap. 6.2.2 et 6.2.3).

Pour toutes les sources, la température, les coordonnées géographiques, le type de forme auxquelles elles étaient liées et les conditions climatiques des jours précédant l'échantillonnage et au moment de la mesure ont été relevés. La valeur de la conductivité électrique spécifique à 25°C est également disponible pour 17 sources. Seuls certains de ces paramètres sont présentés dans le tableau 7.1. Dans la tranche d'altitude étudiée, à l'exception des glaciers rocheux fossiles (situés entre 1975 et 2040 m), les formes prospectées s'étagent entre 2190 et 2530 m.

Source	X	Y	Alt. (m)	Temp. (°C)	Cond. (mS/cm)	Date
GR fossile de Sceru I, lobe N	721'950	146'200	1975	3.7	27.8	(moyenne)
GR fossile de Sceru I, lobe S	721'970	145'950	2005	2.1	35.5	(moyenne)
GR fossile de Lavill I	718'950	145'500	2040	2.9	-	15.09.2005
GR actif/inactif de Gana	719'700	148'200	2530	1.3	16.7	22.08.2006
GR actif/inactif de Gana	719'700	148'200	2530	0.9	-	16.09.2005
GR actif/inactif de Gana	719'700	148'200	2530	0.5	16.7	22.08.2006
GR actif/inactif de Piancabella	720'050	145'630	2480	0.4	-	16.09.2005
GR actif/inactif de Piancabella	720'130	145'670	2470	0.3	13.2	31.07.2006
GR actif/inactif de Piancabella	720'130	145'670	2470	0.1	-	16.07.2007
GR inactif de Pièi	718'850	147'140	2360	2.9	-	15.09.2005
GR inactif de Pièi	718'600	147'100	2330	1.9	-	15.09.2005
GR inactif de Pièi	718'560	147'150	2360	0.8	-	15.09.2005
Eboulis	720'350	145'920	2395	2.1	12.2	31.07.2006
Eboulis	720'350	145'970	2410	1.9	16.2	31.07.2006
Eboulis	720'650	146'700	2280	1.6	-	16.09.2005
Eboulis	720'700	146'760	2260	1.9	-	16.09.2005
Eboulis	720'750	146'840	2230	2.3	-	16.09.2005
Eboulis	720'800	146'870	2210	2.5	-	16.09.2005
Eboulis	720'850	146'910	2190	3.1	-	16.09.2005
Eboulis	720'400	146'020	2400	2.3	20.7	31.07.2006
Eboulis	720'460	146'010	2380	1.7	13.6	31.07.2006
Eboulis	720'510	146'190	2450	1.4	24.4	08.08.2006
Eboulis	720'795	146'860	2215	2.8	25.2	21.08.2006
Eboulis	720'795	146'860	2215	2.5	-	16.09.2005
Eboulis	720'660	146'740	2275	2.2	28.2	21.08.2006
Eboulis	720'660	146'740	2275	1.6	-	16.09.2005
Eboulis	720'340	147'140	2320	1.7	20.5	21.08.2006
Eboulis	720'360	147'520	2325	3.2	9.8	21.08.2006
Eboulis	720'330	147'730	2330	2.8	-	16.09.2005
Eboulis	720'330	147'350	2340	2.8	-	16.09.2005
Eboulis	720'500	147'150	2290	2.9	-	16.09.2005
Eboulis	720'500	147'020	2285	3.7	-	16.09.2005
Eboulis	720'840	146'900	2190	3.1	-	16.09.2005
Eboulis	720'400	146'020	2400	3.0	-	16.09.2005
Eboulis	720'350	145'900	2400	2.3	-	16.09.2005
Roche en place	720'370	145'930	2395	4.0	19.5	31.07.2006
Roche en place	720'490	146'670	2335	4.6	16.4	21.08.2006
Roche en place	720'350	147'430	2320	4.7	14.5	22.08.2006

Tab. 7.1 : Caractéristiques des sources échantillonnées. Pour les sources à la base du front du glacier rocheux de Sceru I, un monitoring de la température tout au long des étés de 2005 à 2007 a été effectué : les données et les résultats de ce suivi seront présentés dans le chapitre 8.3.

## 7.2.2 Résultats

En classifiant les températures des sources selon l'interprétation conventionnelle présentée au chapitre 4.2.2.1, 6 sources indiquent que la présence de permafrost est probable ( $T^{\circ} < 1^{\circ}\text{C}$ ), 9 sources témoignent d'une présence possible de permafrost ( $1^{\circ}\text{C} < T^{\circ} < 2^{\circ}\text{C}$ ) et 23 sources indiquent que la probabilité d'avoir du permafrost est faible ( $T^{\circ} > 2^{\circ}\text{C}$ ).

Pour la partie orientale du massif de la Cima di Gana Bianca, une représentation cartographique des sources et de l'interprétation de leur température en termes de probabilité d'occurrence du permafrost est présentée à la figure 7.2. Les sources marquant la présence **probable** de permafrost sont toutes situées à la base du front de glaciers rocheux actifs/inactifs (et ceci également pour les sources non représentées sur la figure 7.2), tandis que les sources marquant la présence **possible** de permafrost sont situées au pied d'éboulis.

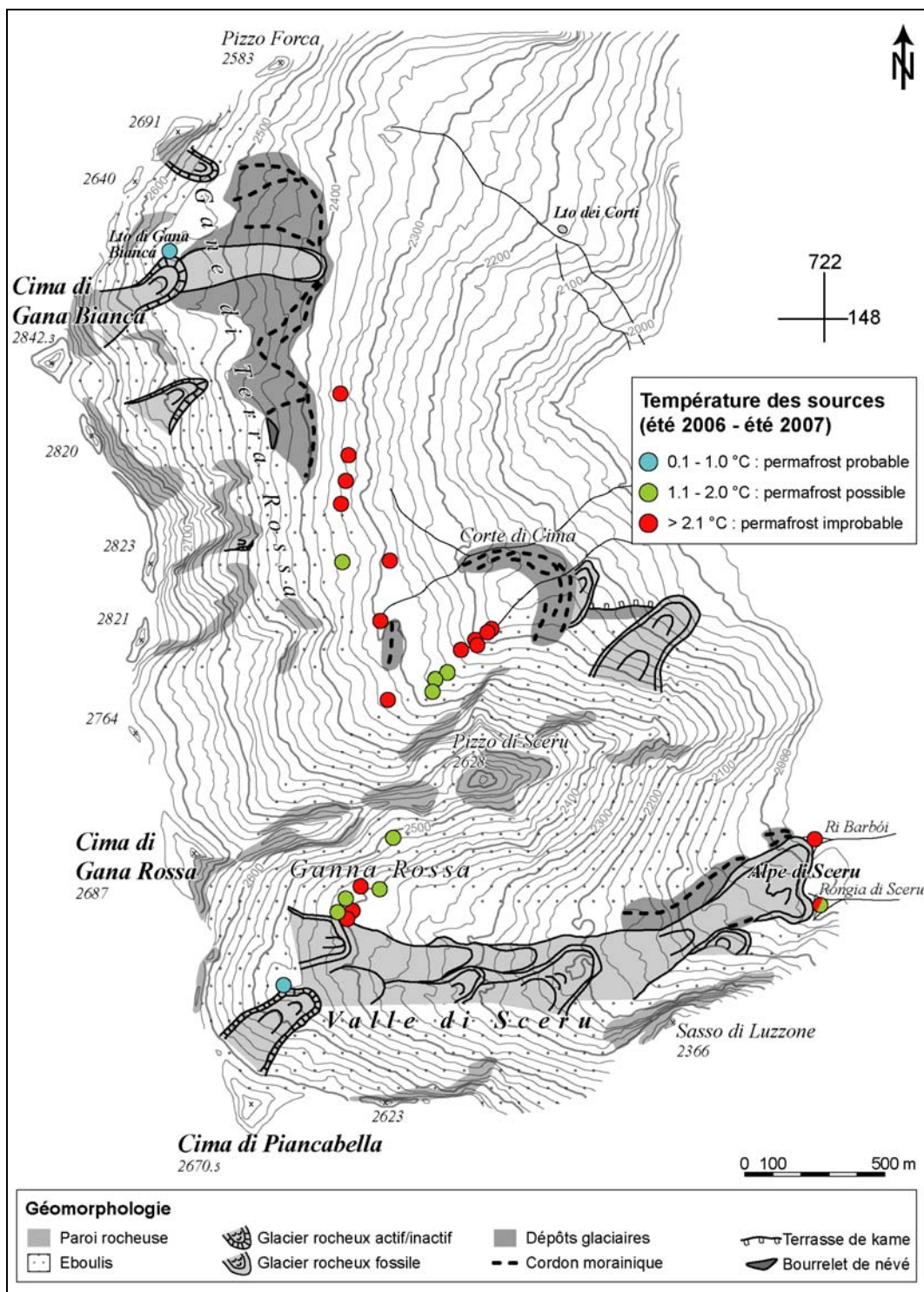


Fig. 7.2 : Classification des sources selon la probabilité d'occurrence de permafrost.

	T° vs altitude		Cond. vs altitude		T° vs cond.	
	R	R <sup>2</sup>	R	R <sup>2</sup>	R	R <sup>2</sup>
Tout l'échantillon	-0.46	0.21	-0.70	0.48	0.04	0.00
GR actifs/inactifs et éboulis	-0.65	0.43	-0.36	0.13	-0.04	0.00
Variation (%)		21.58		-35.55		0.00
Glaciers rocheux (n = 12)	-0.80	0.64	-0.93	0.87	0.65	0.43
Eboulis (n = 23)	-0.35	0.12	-0.37	0.14	-0.21	0.05

Tab. 7.2 : Coefficients de corrélation calculés.

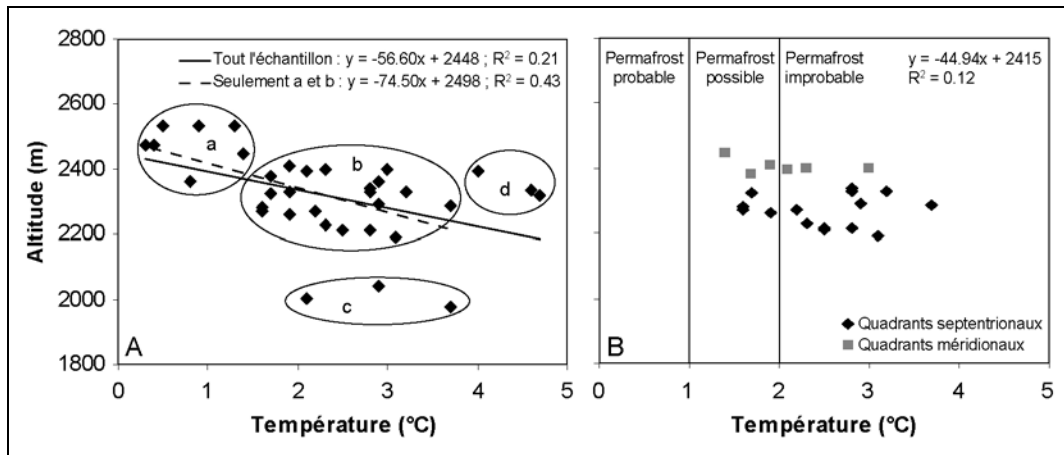


Fig. 7.3 : (A) Relation entre l'altitude et la température des sources. a = glaciers rocheux actifs/inactifs ; b = éboulis ; c = glaciers rocheux fossiles ; d = roche en place. (B) Relation entre l'altitude et la température des sources aux pieds des éboulis en fonction de l'orientation des accumulations étudiées.

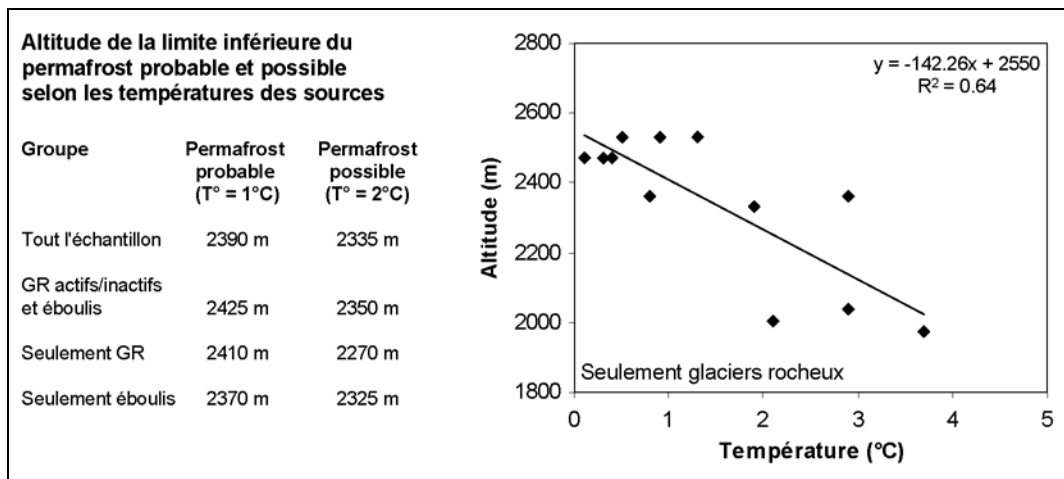


Fig. 7.4 : Estimation de l'altitude de la limite inférieure du permafrost probable et possible selon les températures des sources et relation entre l'altitude et la température des eaux pour les glaciers rocheux.

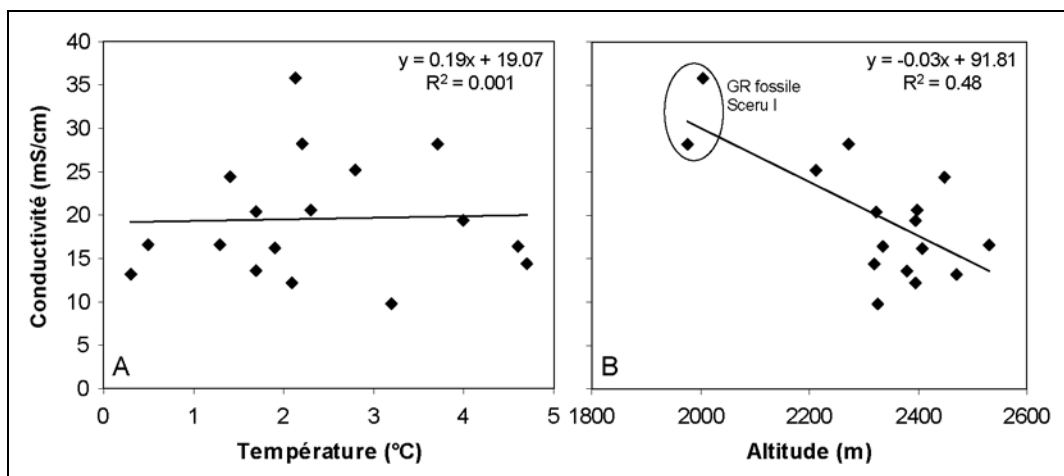


Fig. 7.5 : (A) Relation entre la conductivité et la température des sources échantillonnées. (B) Relation entre la conductivité et l'altitude des sources échantillonnées.

Afin de déterminer quels paramètres déterminent cette différenciation entre les glaciers rocheux actifs/inactifs et les éboulis, un certain nombre de corrélations entre la température, l'altitude et la conductivité électrique des sources ont été effectuées, et ceci pour tout l'échantillon et pour les différentes familles de formes. Les corrélations sont présentées dans le tableau 7.2 et dans les figures 7.3, 7.4 et 7.5. Etant donné le nombre assez important de données pour les éboulis, il a paru intéressant d'exprimer les valeurs mesurées en fonction de l'orientation des accumulations sédimentaires étudiées (fig. 7.3B).

### 7.2.3 Interprétation et discussion

Dans l'ensemble, les corrélations ne sont pas bonnes. La variable *altitude* explique seulement à 21% les températures mesurées, tandis que pour les conductivités,  $R^2$  augmente légèrement (il est de 48 %). La relation entre l'altitude et les températures des sources se renforce en considérant seulement les glaciers rocheux actifs/inactifs et les éboulis, alors que, en ce qui concerne les conductivités, elle s'affaiblit. La corrélation entre la température et la conductivité est presque nulle, ce qui signifie que ces deux facteurs sont indépendants.

La représentation graphique de la température en fonction de l'altitude permet de différencier les familles de formes étudiées (fig. 7.3A), avec les glaciers rocheux actifs/inactifs et les sources dans la roche en place qui présentent les températures des eaux les plus basses, respectivement les plus hautes. En ce qui concerne les glaciers rocheux fossiles, ils contribuent à exporter des conditions froides à plus basse altitude par rapport aux formes avec les mêmes températures des sources. Des circulations d'air internes pourraient expliquer ce phénomène. La ventilation interne permettrait en effet de maintenir la température du glacier rocheux fossile plus froide par rapport aux zones environnantes, comme cela a été observé par Delaloye (2004) et Delaloye & Lambiel (2005) sur les glaciers rocheux inactifs/fossiles de l'alpage de Mille (VS) et par Lambiel (2006) et Dorthe & Morard (2007) dans certains complexes éboulis-glacier rocheux des Préalpes romandes.

Globalement, nous pouvons donc retenir qu'à un abaissement de l'altitude correspond une élévation des températures. Cette relation se renforce si l'on considère seulement les glaciers rocheux ( $R^2 = 0.64$ ), tandis qu'elle s'affaiblit en considérant seulement les éboulis ( $R^2 = 0.12$ ).

Malgré ces coefficients de corrélation faibles (mis à part pour les glaciers rocheux), l'altitude de la limite inférieure du permafrost probable ( $T^{\circ} = 1^{\circ}\text{C}$ ) et possible ( $T^{\circ} = 2^{\circ}\text{C}$ ) a été calculée par régression linéaire entre la température des sources et l'altitude. Les valeurs obtenues s'échelonnent entre 2370 et 2425 m pour le permafrost probable et entre 2270 et 2350 pour le permafrost possible (fig. 7.4). Etant donnée la configuration morphologique du secteur étudié, ces valeurs sont considérées représentatives pour les quadrants septentrionaux (de NW à NE).

Un dernier mot sur la bonne corrélation entre la température des sources et l'altitude pour les glaciers rocheux ( $R = -0.80$ ) ; étant donné qu'il est possible que ces formes soient soumises à un régime thermique de type conductif/convectifs (même si des exceptions sont possibles, comme on l'a dit plus haut), à conditions morphologiques égales (en particulier la porosité et la granulométrie de la formation sédimentaire), la température du sous-sol devrait être déterminée par les conditions topoclimatiques du site, ce qui explique la bonne corrélation entre température et altitude. Pour les éboulis, le discours est différent : étant donné que pour ces accumulations sédimentaires au régime thermique conductif/convectif pourrait s'ajouter un régime thermique de type advectif, la

dépendance de la répartition du permafrost aux conditions topoclimatiques est plus faible, ce qui explique l'indépendance partielle entre température des sources et altitude ( $R = -0.35$ ). Pour les éboulis, on a également essayé de voir si la variable *orientation* était corrélée avec la température des sources. A priori, sur la base du discours que l'on vient de présenter sur l'indépendance (partielle) des éboulis face aux facteurs topoclimatiques, on devrait s'attendre à ce que l'on n'a aucune différence de température des sources avec l'exposition. La figure 7.3B vient nous contredire, étant donné qu'elle montre que, pour les mêmes températures des sources, les éboulis orientés vers les quadrants méridionaux se situent à plus haute altitude. L'explication de ce phénomène est simple : étant donné que toutes les sources échantillonnées pour des éboulis orientés vers les quadrants méridionaux se situent aux pieds des formations dans la zone de Ganna Rossa (partie haute de la Valle di Sceru), l'échantillon est complètement biaisé par le fait que les sept mesures considérées proviennent toutes du même site (même si de sources différentes). Le nombre d'éboulis orientés de SE à SW n'est donc pas suffisamment grand pour un traitement statistique significatif.

En ce qui concerne les conductivités des eaux, nous pouvons retenir qu'elles sont indépendantes des températures des eaux et qu'elles diminuent avec l'altitude (fig. 7.5A). Il est en effet probable que les eaux météoriques, de fusion des neiges et de fusion de la glace du permafrost se chargent d'éléments en solution tout au long de leur trajet vers l'aval. Cette relation est particulièrement marquée pour les glaciers rocheux ( $R = -0.93$ ) qui, comme on l'a montré au chapitre 3.5.3, peuvent parfois présenter à leur base d'importants aquifères.

#### 7.2.4 Synthèse

A partir de l'analyse statistique des températures (et des conductivités) des sources, nous retiendrons les points suivants :

- Toutes les formes indiquant morphologiquement la présence probable de permafrost (glaciers rocheux actifs/inactifs) présentent des températures des sources inférieures à 1°C, tandis que les formes dans lesquelles la présence de permafrost est possible (éboulis de haute altitude et glaciers rocheux inactifs/fossiles) présentent des températures des sources comprises entre 1 et 2.5 °C.
- Les eaux de source des glaciers rocheux et des éboulis ont des propriétés physico-chimiques permettant de les différencier entre elles et par rapport aux autres eaux ruisselant dans les zones environnantes ;
- Une élévation de l'altitude engendre une diminution de la température des sources et une diminution de la conductivité des eaux, ce qui montre que les eaux se réchauffent et se minéralisent au fur et à mesure que l'on descend dans les cirques et les vallons.
- Sur la base de la relation entre l'altitude et la température des eaux, une limite inférieure du permafrost représentative pour les quadrants septentrionaux a été calculée : elle se situe en moyenne vers 2400 m pour le permafrost probable et vers 2320 m pour le permafrost possible.

Globalement, les résultats et les conclusions présentées ici confirment les études d'Evin (1984) et de Tenthorey (1993) sur les caractéristiques physico-chimiques des eaux en zone périglaciaire alpine, menées dans des contextes morphologiques similaires à ceux de cette recherche.

## 7.3 Le glacier rocheux de Sceru I

### 7.3.1 Caractéristiques du site et mesures effectuées

Malgré la morphologie laissant penser que le glacier rocheux est fossile (cf. chap. 6.3.2.2), un certain nombre de mesures géophysiques a été effectué sur ce corps sédimentaire, visant principalement deux objectifs :

- 1) Vérifier si le glacier rocheux est effectivement dépourvu de glace ou s'il conserve encore des conditions froides héritées du Pléistocène ;
- 2) Déterminer la profondeur de l'aquifère sous le lobe Sud du glacier rocheux dans le but de soutenir les analyses qui seront présentées au chapitre 8.

Les deux objectifs sont étroitement liés et sont motivés par la curiosité d'en savoir plus quant à l'origine des températures de la source à la base du front du lobe Sud du glacier rocheux, qui indique que la présence de permafrost est possible (températures oscillant autour des 2°C tout au long de l'année et débit assez constant ; cf. chap. 8.3). Malgré la couverture végétale continue et la profondeur et la taille de certaines dépressions thermokarstiques, il n'est pas exclu que de la glace soit encore présente dans le glacier rocheux, du fait de l'épaisseur de plusieurs dizaines de mètres de l'accumulation sédimentaire. De plus, le lobe Sud du glacier rocheux se situe aux pieds de la paroi N du Sasso di Luzzone, qui le protège pour bonne partie de l'année du rayonnement solaire direct.

Comme on l'a vu dans la partie précédente, ce glacier rocheux se serait développé après le stade glaciaire OW 3 (Clavadel ?) et tout au long du Dryas ancien. Etant donnée la taille de l'appareil et sa relation avec les moraines (cf. chap. 6.3.3.2), il est probable qu'une telle accumulation sédimentaire se soit en partie développée à partir d'un glacier s'étant progressivement couvert de débris rocheux (il s'agirait d'une formation complexe mêlant des caractéristiques de *ice-cored rockglacier*, d'origine glaciaire, et de *ice-cemented rockglacier*, d'origine périglaciaire), ce qui aurait permis d'englober au sein du glacier rocheux d'importantes quantités de glace (déterminant ainsi la taille des dépressions thermokarstiques au moment de leur fonte).



Fig. 7.6 : Vue de la partie centrale du glacier rocheux de Sceru I avec les deux sondages géoélectriques réalisés.



Afin de vérifier si ce glacier rocheux contient encore de la glace d'âge Pléistocène, deux sondages géoélectriques (fig. 7.6) et un profil de résistivité apparente par VLF-R (fig. 7.9), avec un écartement entre les mesures de 10 mètres, ont été effectués. Mis à part les températures des sources, on ne dispose pas de mesures thermiques pour ce glacier rocheux.

### 7.3.2 Résultats et interprétation

Le sondage SCE-SE01, réalisé au centre du corps du glacier rocheux, présente une stratigraphie électrique qui est assez typique pour les glaciers rocheux fossiles (fig. 7.7). Ce sondage présente, sous 0.5 m de couverture pédologique, un niveau très résistant (92 k $\Omega$ m) d'environ 6 m d'épaisseur. Ce niveau est interprété comme la partie superficielle du glacier rocheux qui, en raison des vides d'air entre les gros blocs, est très peu perméable au courant électrique. Au-dessous de ce niveau, nous avons une couche plus conductrice (3 k $\Omega$ m) qui témoigne du colmatage progressif par les sables et les fines (ce qui augmente la capacité de rétention de l'humidité) du glacier rocheux en profondeur. Etant donné que le niveau poreux est très résistant, un éventuel autre niveau résistant situé plus en profondeur resterait probablement masqué.

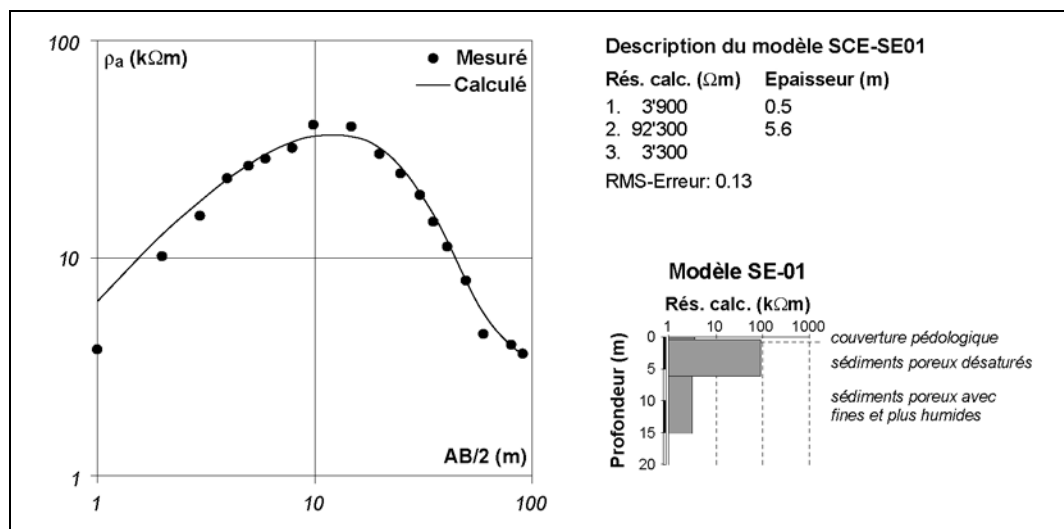


Fig. 7.7 : Sondage géoélectriques SCE-SE01 réalisé sur le corps du glacier rocheux de Sceru I.

Pour le sondage SCE-SE06, réalisé sur le lobe Sud du glacier rocheux (fig. 7.8), l'interprétation selon un modèle à trois couches a donné un résultat semblable que pour SCE-SE01, avec un niveau très résistant (74 k $\Omega$ m) de 12 m d'épaisseur intercalé entre la couverture pédologique et un niveau plus conducteur (4 k $\Omega$ m). Le sondage a été arrêté à un écartement AB de 120 m parce que sa branche amont avait déjà atteint l'éboulis descendant du versant N du Sasso di Luzzzone.

Le résultat est assez surprenant, parce qu'étant donné qu'on a réalisé le sondage quelques dizaine de mètres en amont de la zone des sources du lobe Sud du glacier rocheux et environ 15-20 m de dénivellation plus haut, on s'attendait à trouver à la base de la stratigraphie électrique des faibles résistivités marquant la présence d'un aquifère. Le sondage géoélectrique a donc été réinterprété sur la base d'un modèle stratigraphique à quatre couches (fig. 7.8).

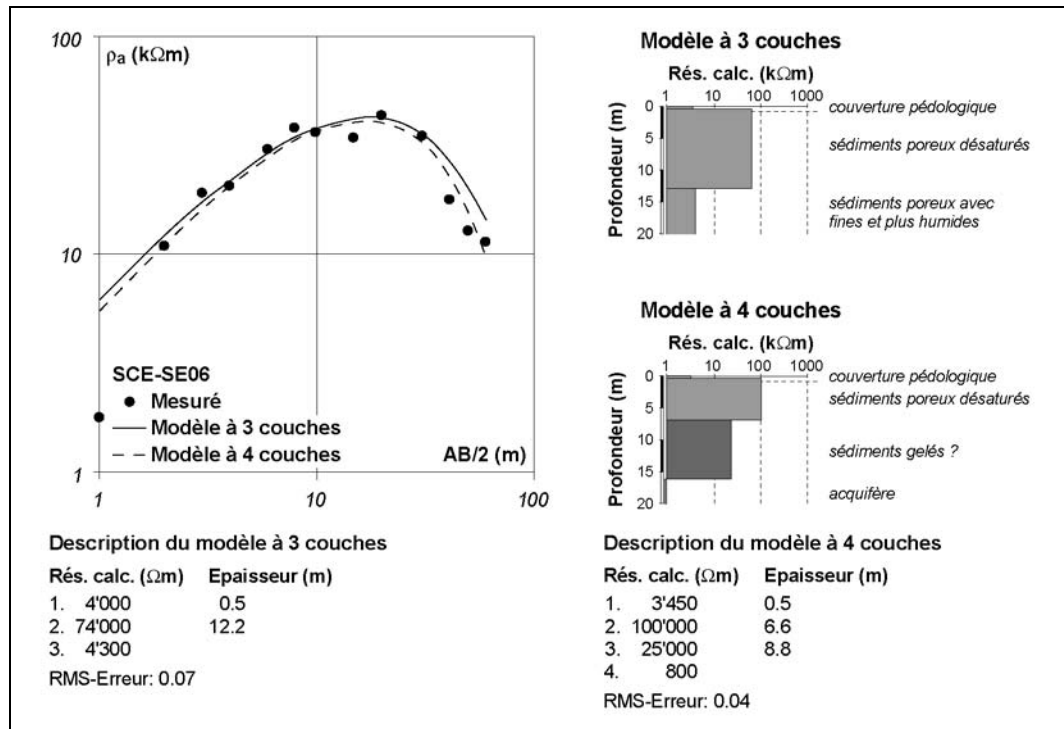


Fig. 7.8: Sondage géoélectriques SCE-SE06 réalisé sur le lobe Sud du glacier rocheux de Sceru I.

Le modèle à quatre couches obtenu (donnant par ailleurs de meilleurs résultats d'inversion), à part le fait qu'il a permis de modéliser la présence de l'aquifère à la profondeur attendue, présente deux niveaux résistant au lieu d'un seul présent dans la stratigraphie à trois couches. Le niveau résistant supérieur (100 kΩm) a été interprété comme la partie supérieure fortement poreuse du glacier rocheux, tandis que le niveau résistant inférieur (25 kΩm), situé entre 7 et 16 m de profondeur, **pourrait être interprété comme un niveau présentant de la glace faiblement résistante**. Il est en effet improbable d'avoir le niveau poreux faisant plus de 16 mètres d'épaisseur. Il reste difficile de se prononcer sur quelle des deux variantes est la plus proche de la réalité.

Le profil de résistivité apparente SCE-VLF01 a été effectué longitudinalement sur la partie droite du glacier rocheux (fig. 7.9). Les résistivités apparentes mesurées sont relativement faibles (elles sont comprises entre 200 et 2200 Ωm) et globalement assez homogènes. Les zones présentant les résistivités les plus hautes se situent dans la première partie (sur le lobe Sud) et à la fin du profil, à proximité du front du glacier rocheux de Sasso di Luzzzone. L'angle  $\phi$  est toujours supérieur à 45°, ce qui indique que la résistivité diminue avec la profondeur.

Afin de cerner au mieux les variations de la résistivité avec la profondeur, une tomographie électrique VLF-R des 200 premiers mètres du profil SCE-VLF01 a été réalisée. La valeur de résistivité de la première couche qui a été introduite dans le processus d'inversion a été déterminée à partir du sondage géoélectrique SCE-SE06 ; les autres paramètres sont présentés dans la figure 7.10.

Nous pouvons voir que sur les 100 premiers mètres, la tomographie arrive à visualiser l'interface entre le glacier rocheux (environ 3000 Ωm) et un aquifère (environ 600 Ωm). Il est important de préciser que la tomographie électrique VLF-R ne considère pas comme première couche la couverture pédologique, mais plutôt la partie supérieure (composée de gros blocs et de vides) du glacier rocheux. En effet, étant donnée la longueur du dispositif (10 m), le VLF-R n'arrive pas à visualiser la mince couche superficielle de sol (0.5 m).

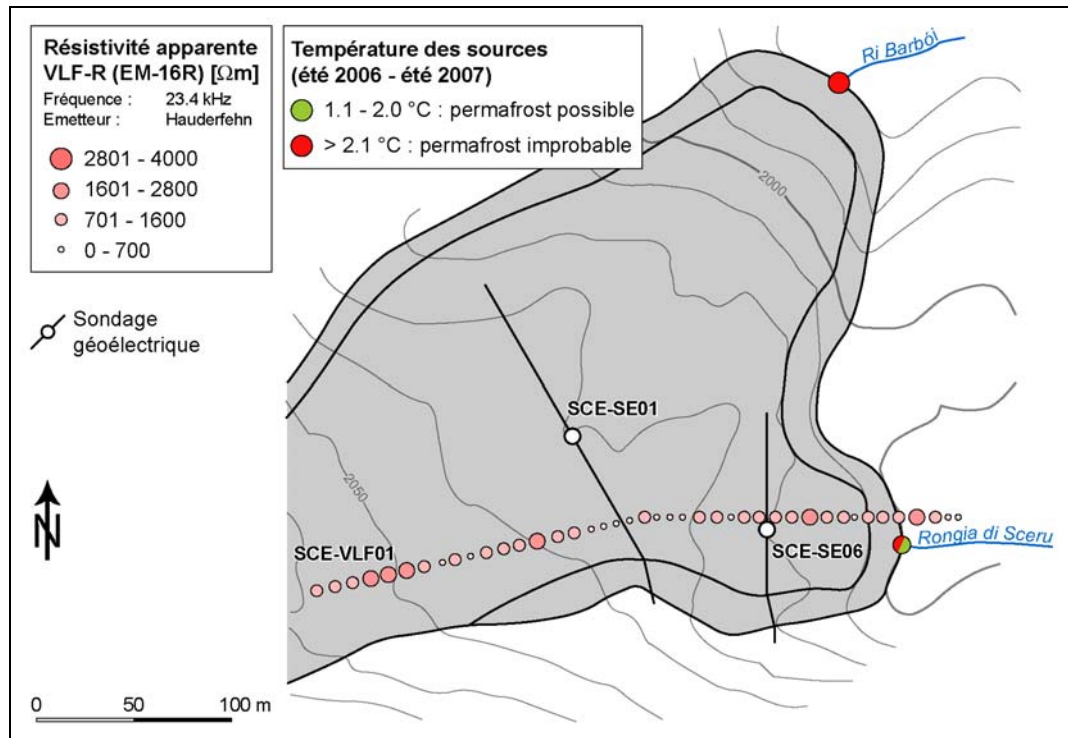


Fig. 7.9 : Résistivités apparentes mesurées sur le glacier rocheux de Sceru I (espacement entre les mesures de 10 m), emplacement des deux sondages géoélectriques réalisés et températures des sources au front du glacier rocheux.

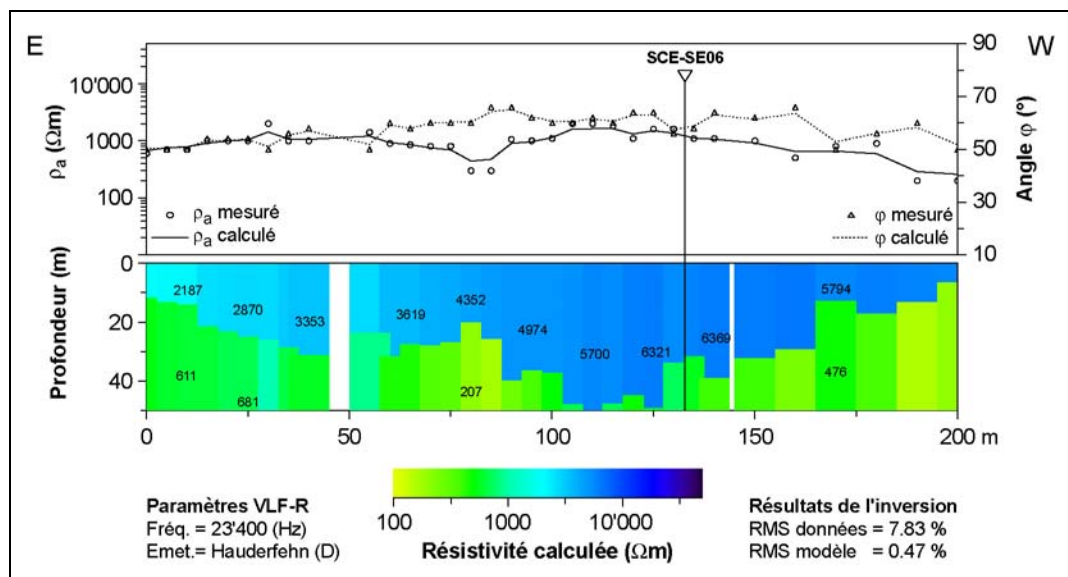


Fig. 7.10 : Valeurs de résistivité apparente et de l'angle  $\phi$  mesurées et calculées et tomographie électrique VLF-R des 200 premiers mètres du profil SCE-VLF01.

L'allure inclinée de l'interface entre la partie supérieure du glacier rocheux et l'aquifère doit être considérée comme horizontale. Elle résulte en effet du fait que la topographie de surface n'est pas horizontale, mais elle monte en direction de l'W et présente d'importantes irrégularités. Entre 80 et 130 mètres de distance, la tomographie présente une importante épaisseur de la première couche, caractérisée par des résistivités plus grandes que dans les autres secteurs (environ 6000  $\Omega\text{m}$ ). Conformément au modèle

d'interprétation à quatre couches du sondage SCE-SE06, il est probable que le VLF-R n'arrive pas à différencier les deux couches résistantes présentes à cet endroit. Il attribue donc à la première couche une résistivité et une épaisseur plus grandes par rapport au reste de la tomographie. Ceci pourrait confirmer la présence de glace dans le sous-sol, ce qui expliquerait cette anomalie dans la tomographie VLF-R.

Pour terminer, il faut signaler que, par rapport au sondage géoélectrique, les profondeurs déterminées à l'aide de la tomographie VLF-R sont largement surestimées. Ceci pourrait être dû au fait que le logiciel d'inversion, dans le calcul des profondeurs d'investigation, tient compte seulement des valeurs de résistivité apparente et de la fréquence (avec la profondeur d'investigation qui, à fréquence égale, augmente avec la résistivité), au contraire de l'interprétation quantitative d'un sondage électrique qui est basée aussi sur la forme de la courbe et sur les proportions entre les couches modélisées.

### 7.3.3 Synthèse

Les mesures effectuées ont donc montré que la partie prospectée du lobe Nord du glacier rocheux de Sceru I est probablement dépourvue de glace. Cependant, **la présence d'un noyau de glace d'environ 9 mètres d'épaisseur situé à 7 m de profondeur n'est pas à exclure à l'intérieur du lobe Sud du glacier rocheux**. Cette glace étant probablement d'âge pléistocène, elle serait en déséquilibre avec les conditions climatiques actuelles. La partie superficielle du glacier rocheux ne fonctionnerait donc plus comme une couche active.

A la base de ce même lobe, la présence d'un aquifère situé à environ 20 mètres de profondeur a été déterminée. Les conditions froides du terrain, comme l'importante quantité d'eau, seraient à l'origine des conditions particulièrement froides de la source du lobe Sud et de son débit assez constant tout au long de l'année.

## 7.4 Le glacier rocheux de Sceru II

### 7.4.1 Mesures effectuées, résultats et interprétations

La partie frontale du glacier rocheux morphologiquement fossile de Sceru II a été prospectée à l'aide d'un sondage géoélectrique afin de déterminer la stratigraphie de l'accumulation sédimentaire (fig. 7.11). Pour des raisons de cohérence morphologique, les mesures effectuées sur la partie supérieure du glacier rocheux, qui constitue le prolongement de l'éboulis de Piancabella, seront présentées au chapitre 7.7.

Le sondage géoélectrique SCE-SE02, réalisé au centre de la partie frontale du glacier rocheux (fig. 7.12), présente une stratigraphie électrique assez semblable à celle du sondage SCE-SE01, à savoir un niveau très résistant (94 k $\Omega$ m) intercalé entre deux niveaux plus conducteurs. Etant donnée la faible profondeur du niveau résistant (il se situe entre 0.4 et 7 m de profondeur), cette couche a été interprétée comme la partie superficielle à gros blocs et vides du glacier rocheux. La résistivité de la troisième couche indique que la partie profonde du glacier rocheux est plus sèche (ou plus poreuse) que celle du glacier rocheux de Sceru I. La distribution assez dispersée des points représentant les résistivités mesurées résulte de la difficulté de faire passer du courant dans ces milieux très aérés et donc très résistants que sont les glaciers rocheux fossiles, ce qui a parfois nécessité la répétition des mesures et le déplacement des électrodes afin d'obtenir des résultats cohérents.

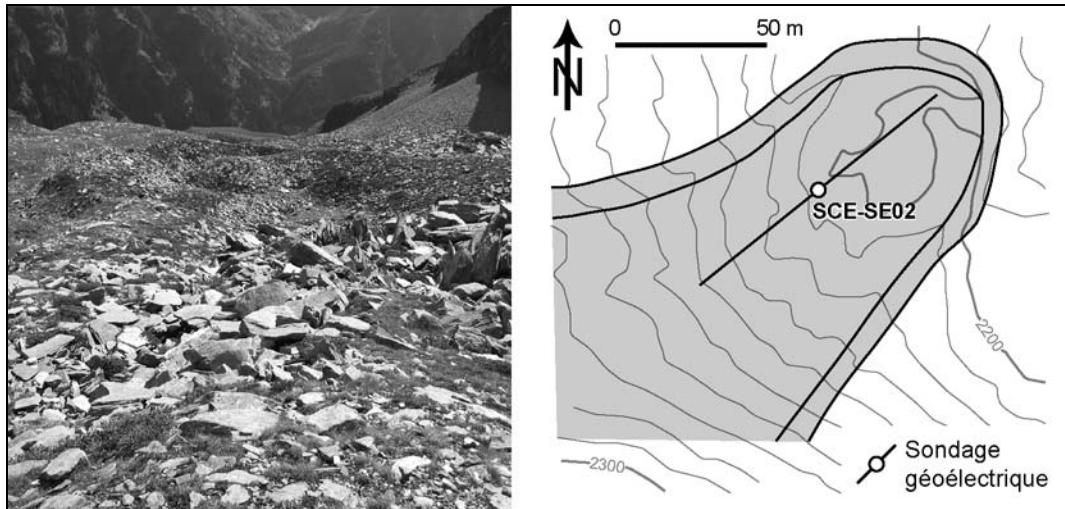


Fig. 7.11 : Morphologie de la partie frontale du glacier rocheux de Sceru II et emplacement du sondage géoélectrique SCE-SE02.

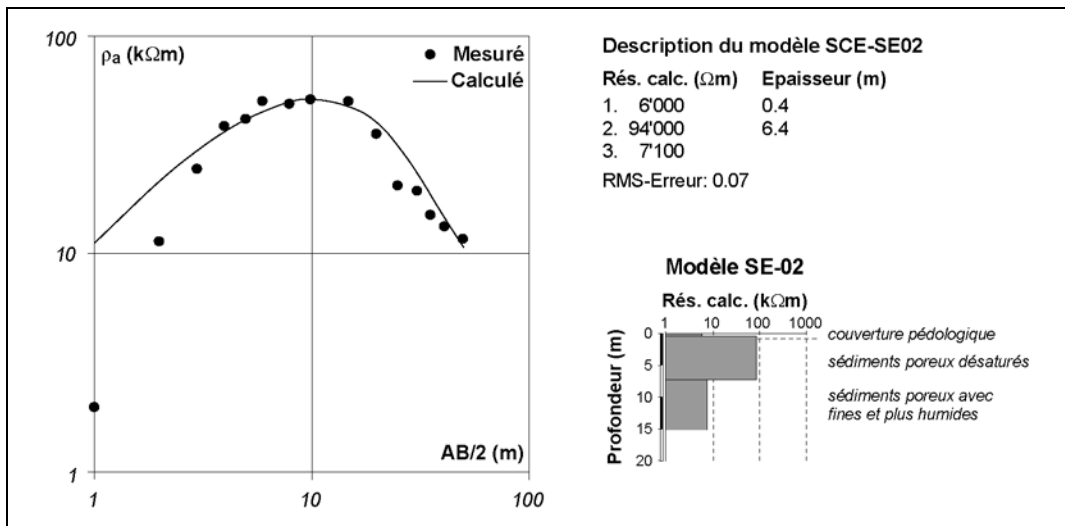


Fig. 7.12 : Sondage géoélectrique SCE-SE02 réalisé sur la partie frontale du glacier rocheux de Sceru II.

## 7.4.2 Synthèse

Les mesures géoélectriques n'ont révélé aucune trace de glace dans la partie frontale du glacier rocheux de Sceru II. Ceci vient confirmer les observations morphologiques, ce qui permet de conclure que **la présence de permafrost dans ce secteur est improbable.**

## 7.5 Le glacier rocheux de Piancabella

### 7.5.1 Caractéristiques du site et mesures effectuées

Le glacier rocheux de Piancabella se trouve à la limite inférieure de la ceinture du permafrost discontinu (fig. 7.13). Tous les éléments de l'analyse géomorphologique de ce glacier rocheux (cf. chap. 6.3.2.2), ainsi que les images InSAR (cf. chap. 6.2.1.2), laissent penser que l'appareil est inactif. Des écoulements d'eau sont parfaitement audibles sur le corps du glacier rocheux, ce qui nous indique qu'un niveau imperméable – probablement une couche gelée saturée en glace – doit se trouver assez proche de la surface. Il reste maintenant à vérifier si la prospection géophysiques confirme la présence de permafrost et, dans l'affirmative, d'estimer sa teneur en glace et son état thermique.

La récolte de données sur ce glacier rocheux a un double intérêt : d'une part, du point de vue de la cartographie du permafrost à l'échelle locale, elle permet de confirmer ou d'infirmer les observations géomorphologiques et les températures de sources mesurées. D'autre part, dans un but de monitoring de l'évolution du permafrost face aux changements climatiques dans les Alpes Tessinoises, elle permet de définir un état de référence sur lequel baser les comparaisons futures.



Fig. 7.13 : Vue sur le glacier rocheux de Piancabella depuis le sommet de l'éboulis de Gana Rossa.

Les données à disposition pour ce glacier rocheux sont les suivantes :

- un sondage géoélectrique (SCE-SE07) ;
- deux profils de résistivité apparente réalisés à l'aide du VLF-R avec un écartement des mesures de 10 m (SCE-VLF03 et SCE-VLF08) ;
- un profil de conductivité apparente réalisé à l'aide de l'EM 31 avec un écartement des mesures de 5 m (SCE-EM 02) ;
- des enregistrements de la température du sol en continu à trois emplacements pour l'année hydrologique 2006/2007.

A ces données, il faut ajouter une datation obtenue sur des fragments de bois découverts à environ un mètre de profondeur à la base du front du glacier rocheux pendant le dégagement d'un trou afin de mesurer la température de l'eau (Scapozza 2007a). Bien que la datation en tant que telle ne permette pas de se prononcer sur les caractéristiques actuelles du permafrost, elle permet néanmoins d'avoir des informations quant à la dynamique du glacier rocheux.

## 7.5.2 Résultats et interprétations

### 7.5.2.1 Propriétés électriques du glacier rocheux

Le sondage géoélectrique SCE-SE07 a été réalisé longitudinalement dans le sens de la pente au centre de la partie frontale du glacier rocheux (fig. 7.14 et fig. 7.15). La stratigraphie électrique présente une première couche de 4 m d'épaisseur et de 5 k $\Omega$ m de résistivité, suivie par une couche plus résistante (47 k $\Omega$ m), située entre 4 et 21 m de profondeur, et par une troisième couche peu résistante (1 k $\Omega$ m) située en profondeur. Le sondage confirme donc la présence d'un niveau gelé faiblement résistant (conformément à la classification de Haerberli & Vonder Mühll 1996) et assez épais sous une couche active d'environ 4 mètres d'épaisseur. Au-dessous des sédiments gelés, nous avons vraisemblablement une importante concentration d'eau (aquifère ?).

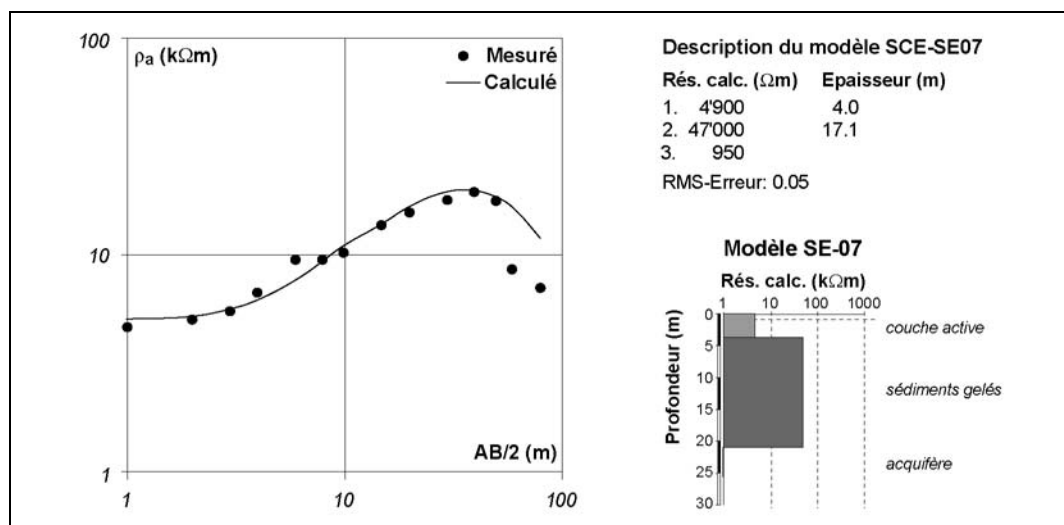


Fig. 7.14 : Sondage géoélectrique SCE-SE07 réalisé sur la partie frontale du glacier rocheux de Piancabella. Le décalage des deux derniers points de mesure est dû au fait qu'ils ont été pris, dans la branche aval du sondage, respectivement sur le front et en dehors du glacier rocheux. Le poids relatif de ces deux mesures a donc été fortement abaissé lors du processus d'inversion (ce qui permet d'ailleurs d'avoir une erreur RMS de seulement 5%).

Afin de se prononcer sur la fiabilité de ce sondage électrique, il faut examiner les variations de résistivité apparente le long de la ligne AB maximale, obtenues d'après le profil SCE-VLF08. Comme on peut le voir sur la figure 7.15, les résistivités apparentes maximales se situent à la base du front du glacier rocheux pour devenir ensuite assez homogènes, avec un autre maximum dans le secteur du centre du sondage géoélectrique. Les valeurs de l'angle  $\varphi$  mesurées tout au long du profil SCE-VLF08 sont constamment inférieures à 45°, ce qui indique que la résistivité augmente avec la profondeur.

Des variations latérales de résistivité sont donc présentes tout au long de la ligne d'acquisition du sondage électrique, en particulier sur la partie terminale de la branche aval. Les résultats obtenus après inversion des données de terrain pour SCE-SE07 doivent donc être considérés avec une certaine précaution. La stratigraphie représentée s'accorde quand même avec les conditions géomorphologiques, ce qui nous permet de la considérer (sous réserve quant aux épaisseurs et aux résistivités des couches) en accord avec la réalité.

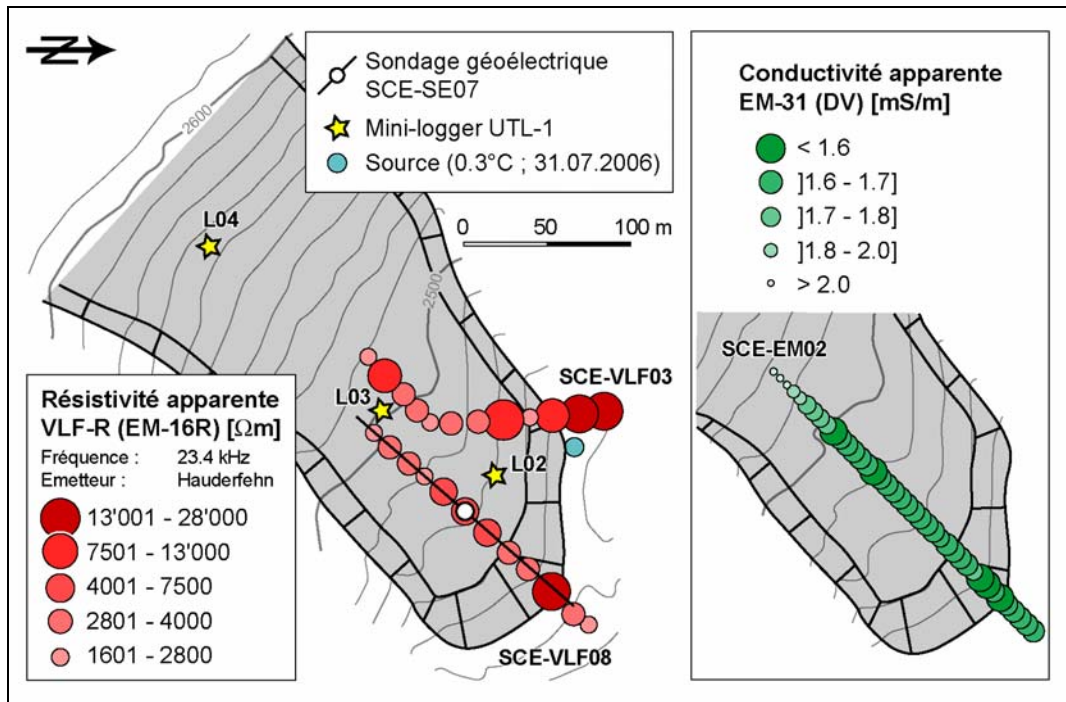


Fig. 7.15 : Résistivités et conductivités apparentes mesurées sur le glacier rocheux de Piancabella, emplacement du sondage géoélectrique SCE-SE07 et des capteurs autonomes de température et température de la source au front du glacier rocheux.

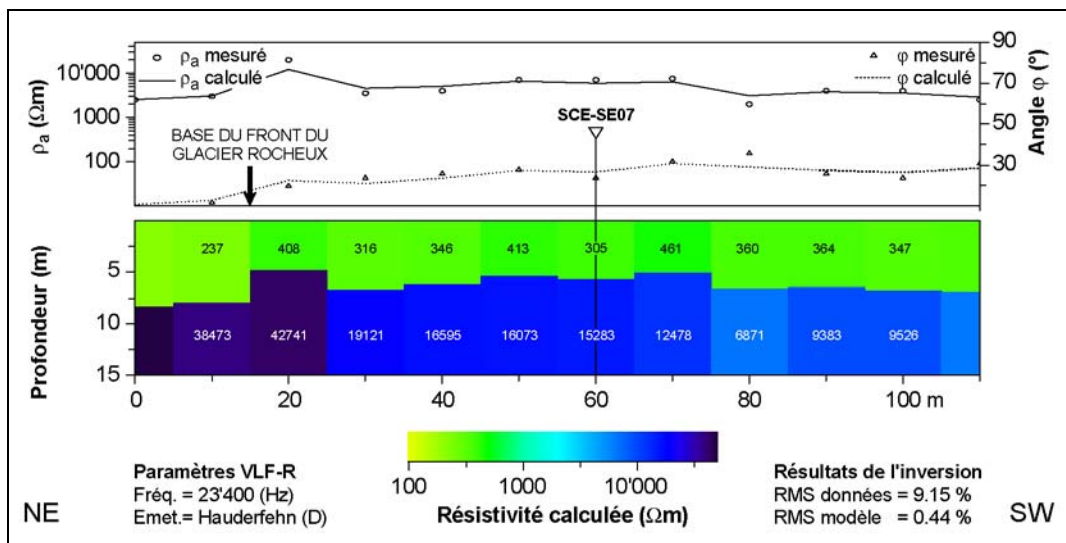


Fig. 7.16 : Valeurs de résistivité apparente et de l'angle  $\phi$  mesurées et calculées et tomographie électrique VLF-R pour le profil SCE-VLF08.

La figure 7.16 présente le résultat de la tomographie effectuée après inversion des données de résistivité apparente et de l'angle  $\phi$  pour le profil SCE-VLF08. La qualité et la cohérence des données est globalement assez bonne. Par contre, les valeurs pour les deux premières mesures du profil sont probablement erronées à cause du fait que la stratigraphie est ici différente de celle du glacier rocheux. La valeur de résistivité de la première couche insérée dans le processus d'inversion n'est donc pas significative pour cette zone.



La tomographie présente deux niveaux, l'un conducteur et l'autre résistant, correspondant vraisemblablement à la couche active et au corps du permafrost. Le corps du permafrost est caractérisé par des résistivités décroissantes de l'aval vers l'amont, avec les résistivités maximales (entre 20 et 40 k $\Omega$ m environ) au niveau du front et de la partie juste en amont du front. Il faut constater que le processus d'inversion n'accepte pas la valeur de résistivité de la première couche introduite d'après le sondage géoélectrique, mais qu'il a choisi à la place une valeur de facteur dix plus faible (et de ce fait invraisemblable d'un point de vue géomorphologique par rapport aux caractéristiques du terrain prospecté). Par rapport au sondage géoélectrique SCE-SE07, la résistivité du corps gelé a été sous estimée (cette fois-ci d'un facteur 3) tandis que l'épaisseur de la couche active a été sur estimée.

Le profil de résistivité apparente SCE-VLF03 a été réalisé en remontant la partie gauche du glacier rocheux depuis l'éboulis de Gana Rossa (fig. 7.15). Comme on peut le voir, les résistivités apparentes maximales (15-20 k $\Omega$ m) se situent sur l'éboulis et sur la partie frontale du glacier rocheux. Dans la partie centrale du profil, les données sont peu fiables parce qu'on a eu des problèmes de couplage des électrodes avec le sol. Dans ce secteur, en effet, les blocs sont de plus grande taille par rapport au reste du glacier rocheux, ce qui a posé des problèmes lors de la prise des mesures. La partie terminale du profil présente des valeurs semblables à SCE-VLF08, ce qui indique que les résistivités mesurées dans ce secteur sont d'assez bonne qualité. Pour SCE-VLF03 aussi, les valeurs de l'angle  $\varphi$  sont constamment inférieures à 45°, ce qui indique que la résistivité augmente avec la profondeur.

Longitudinalement au glacier rocheux, un profil de conductivité apparente à l'aide de l'EM 31 a été réalisé. Les conductivités apparentes en dipôle vertical (DV) sont peu variables tout au long du profil et présentent un minimum dans la partie frontale du glacier rocheux et une augmentation de la conductivité apparente en direction de la partie supérieure du versant. La partie centrale du glacier rocheux présente par contre des conductivités apparentes stables aux alentours de 1.7 mS/m. Le changement dans les conductivités apparentes à la fin du profil correspond sur le terrain à un changement morphologique entre la topographie bombée du corps du glacier rocheux et la topographie assez régulière de ses racines. Les valeurs de conductivité apparente reflètent globalement les variations de résistivité apparente cartographiées à l'aide du VLF-R. L'augmentation de la conductivité apparente vers la fin du profil SCE-EM02 est difficilement interprétable : il pourrait s'agir d'une diminution de la teneur en glace du permafrost (ce qui serait logique, vu qu'on arrive sur l'éboulis) tout comme des températures de celui-ci plus chaudes.

En synthèse, la distribution des résistivités et des conductivités reflète bien la morphologie du glacier rocheux. La partie frontale, très épaisse, d'aspect assez frais et caractérisée par des rides et sillons transversaux témoignant d'un fluage compressif, présente les résistivités les plus élevées, tandis que la partie de transition vers les racines du glacier rocheux (partie basse du versant entre le glacier rocheux et la Cima di Piancabella), qui présente une morphologie plus déprimée caractérisée par un fluage plus extensif, se caractérise par une importante diminution des résistivités, comme reporté par la partie terminale du profil SCE-EM02. D'autres mesures sont dès lors nécessaires dans ce secteur en amont du corps du glacier rocheux.

### **7.5.2.2 Indice rho-h positif**

L'indice rho-h déterminé pour le profil SCE-EM02 est globalement positif (fig. 7.17), ce qui indique que la conductivité augmente avec la profondeur. De zones présentant une diminution de la conductivité avec la profondeur sont quand même présentes : elles se

situent à 40, 80 et 130 m depuis de début du profil. En tenant compte de la stratigraphie déterminée à l'aide du sondage géoélectrique et du VLF-R, la positivité de l'indice rho-h est difficile à expliquer.

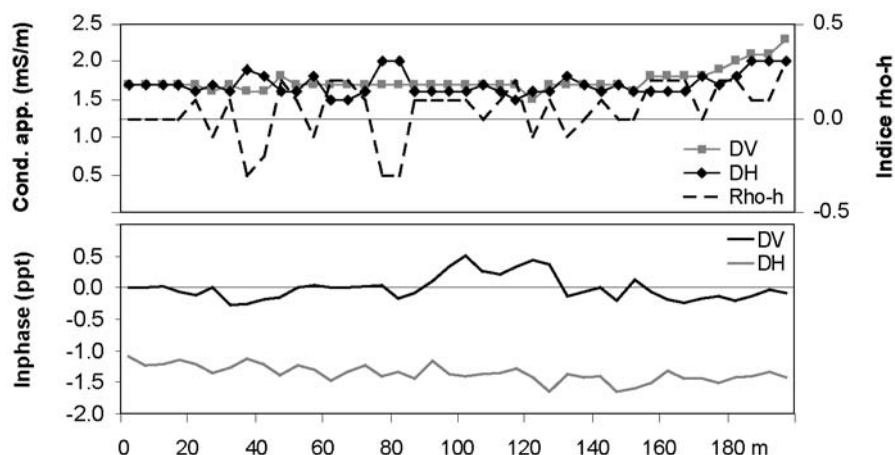


Fig. 7.17 : Conductivités apparentes en DV et DH, indice rho-h et valeurs de l'inphase pour DV et DH pour le profil SCE-EM02.

L'explication proposée à ce phénomène est la suivante : comme dit plus haut, des écoulements d'eau sont parfaitement audibles sur le corps du glacier rocheux, ce qui fait que la couche active peut être subdivisée en deux parties distinctes : un niveau supérieur aéré et une partie plus profonde caractérisée par un colmatage progressif par les fines et par un écoulement d'eau suprapermafrost assez important. De ce fait, la partie superficielle de la couche active est plus résistante que la partie profonde, ce qui explique que la conductivité mesurée en DH est plus basse que celle mesurée en DV. L'importante quantité d'eau favoriserait ainsi une canalisation du champ électromagnétique primaire à l'intérieur de la partie profonde de la couche active, ce qui provoquerait une diminution de l'induction du courant électrique à l'intérieur du corps du permafrost qui, de ce fait, resterait masqué par le niveau relativement conducteur sus-jacent. Ces propos sont schématisés dans la figure 7.18.

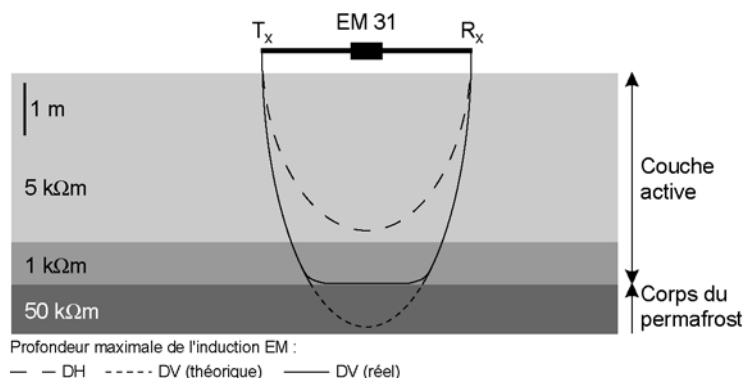


Fig. 7.18 : Représentation schématique de la positivité de l'indice rho-h au-dessus d'un permafrost sursaturé en glace. Notez le masquage exercé par la partie profonde de la couche active, plus conductrice que le niveau superficiel aéré et que le corps du permafrost en raison de la présence de beaucoup d'eau qui, en canalisant presque tout le courant électrique, rend difficile l'induction EM dans le corps du permafrost.

Cet exemple permet de montrer que la profondeur d'investigation réelle d'un conductivimètre de terrain est souvent très différente de la profondeur d'investigation théorique, qui doit être considérée comme une valeur moyenne permettant d'avoir un ordre d'idée sur les capacités de l'appareillage à détecter des anomalies en profondeur dans le sous-sol.

### 7.5.2.3 Susceptibilité magnétique du permafrost

La figure 7.19 montre la relation entre la composante réelle de la réponse EM (l'inphase) mesurée en DV et la résistivité du corps du permafrost déterminée d'après la tomographie VLF-R présentée dans la figure 7.16. Il faut préciser que la valeur de l'inphase est relative, étant donné que, par convention, on attribue la valeur 0 à la première station du profil. La relation entre ces deux paramètres – bien qu'imparfaite – est de type logarithmique. Pour des basses résistivités, la valeur de l'inphase est grande, alors qu'elle tend à zéro pour les résistivités plus hautes (voir aussi Benech & Marmet 1999).

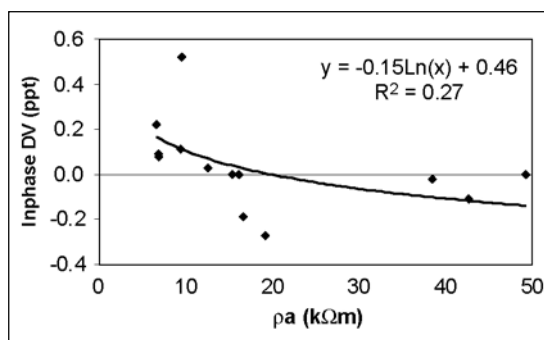


Fig. 7.19 : Relation entre l'inphase et la résistivité du corps du permafrost (déterminée à partir de la tomographie VLF-R le long du profil SCE-VLF08).

La valeur de l'inphase est proportionnelle à la susceptibilité magnétique du sous-sol. Si nous considérons le corps du permafrost d'un glacier rocheux comme un mélange glace/sédiments (*ice/rock mixture*) (sur)saturé en glace où seulement les débris rocheux possèdent une susceptibilité magnétique appréciable<sup>1</sup>, les variations de l'inphase peuvent être interprétées comme des variations dans la teneur en débris rocheux (et donc de la teneur en glace). Plus la teneur en glace est élevée (et donc plus la résistivité est élevée) et plus l'inphase est proche de 0. Cette relation établie, nous pouvons maintenant interpréter l'anomalie de l'inphase en DV présente entre 90 et 130 sur le profil de la figure 7.17 comme une zone à faible teneur en glace et beaucoup d'eau non gelée. Cette zone correspond en effet à la zone de transition entre le corps du glacier rocheux et ses racines et est caractérisée par un bruit d'eau particulièrement bien audible aux alentours du mini-logger SCE-L03.

Conformément au modèle développé par Haeberli & Vonder Mühl (1996), c'est dans cette zone que le fluage du permafrost engendre un amincissement de l'épaisseur de sédiments, provoquant une déstabilisation thermique qui induit une dégradation de la glace très résistante située au toit du permafrost (d'habitude de la glace massive) et l'aggradation de glace peu résistante à sa base (débris gelés), ce qui nous donne au final un *ice/rock mixture* peu résistant, à faible teneur en glace et avec beaucoup d'eau non gelée. L'épaississement de la couche active dans ce secteur est d'ailleurs visible dans la tomographie VLF-R de la figure 7.16.

<sup>1</sup> La susceptibilité magnétique du gneiss est comprise entre 125 et 25'000  $\kappa 10^{-6}$  SI tandis que pour la glace elle est de  $-9 \kappa 10^{-6}$  SI (Reynolds 1997).

En tenant compte de l'inertie du permafrost face aux changements climatiques, il est probable que ce réajustement de l'épaisseur de la couche active suite à la déstabilisation thermique induite par le fluage du permafrost se poursuive également après l'inactivation du glacier rocheux.

#### 7.5.2.4 Régime thermique de surface

Afin de connaître le régime thermique de surface du glacier rocheux, ce site a été équipé avec trois capteurs autonomes de température. SCE-L02 a été placé juste en amont du front du glacier rocheux, SCE-L03 dans la partie de transition entre le corps du glacier rocheux et ses racines et SCE-L04 dans la partie supérieure du versant. Malheureusement, seuls les données pour SCE-L02 sont disponibles. En effet, il n'a pas été possible de télécharger les données enregistrées par SCE-L03 en raison d'un dysfonctionnement du capteur, tandis que SCE-L04 n'a pas été retrouvé au début octobre 2007 en raison d'importantes chutes de neige.

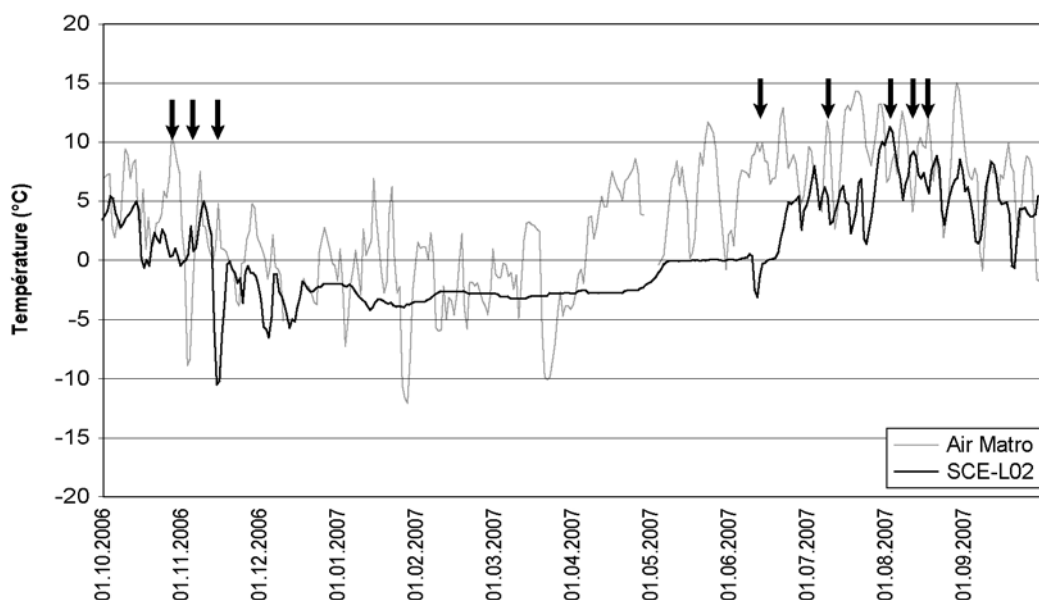


Fig. 7.20 : Courbe de température enregistrée par SCE-L02 dans la partie frontale du glacier rocheux de Piancabella. Les flèches indiquent un comportement thermique opposé entre la température de l'air et SCE-L02.

Les températures hivernales stables aux alentours de  $-3^{\circ}\text{C}$  enregistrés par SCE-L02 sont assez typiques de terrains gelés en permanence. La température de la surface du sol à cet emplacement confirme que la présence de permafrost dans le glacier rocheux est probable.

Il faut constater que, pendant la fin d'automne et le début de l'été, toujours dans des périodes non enneigées, les températures de la surface du sol se comportent de façon opposée aux températures de l'air. Ce phénomène est particulièrement étonnant le 14 novembre 2006, quand la température de l'air à 2 m de la surface du sol au Matro (2171 m) est de  $5^{\circ}\text{C}$ , tandis que la température enregistrée par SCE-L02 descend à  $-10.5^{\circ}\text{C}$  ! Ce capteur est posé sur un bloc situé à environ 30-50 cm de la surface du sol.

Ce phénomène se manifestant seulement pendant la saison déneigée, il est possible que nous ayons une combinaison évaporation/sublimation de l'eau/glace et de convection par

effet de Balch dans la couche active (cf. Harris & Pedersen 1998). L'évaporation/sublimation permettrait de refroidir passablement l'air à l'intérieur de la couche active, alors que l'effet de Balch permettrait de maintenir les conditions froides par stagnation d'air froid dans les blocs. Ceci provoquerait la sublimation inverse de la vapeur d'eau, ce qui permettrait de libérer de la chaleur, qui irait réchauffer l'air de la couche active. Une convection d'air pourrait donc se mettre en place, ce qui permettrait un brassage de l'air par pénétration de l'air froid extérieur (refroidi par rayonnement infrarouge la nuit au contact avec la surface du sol). Ce cycle continuerait pour autant que les contrastes de température entre la couche active et l'atmosphère rendent encore possible le refroidissement/réchauffement journalier de la couche active. Au moment où des conditions froides stables s'installeraient dans la couche active, la température de l'air ne serait plus assez chaude sur des périodes assez prolongées pour réchauffer la proche surface et permettre des échanges thermiques convectifs, ce qui arrêterait ces cycles refroidissement/réchauffement.

Etant donné que des données de la température de la surface du sol à d'autres emplacements du glacier rocheux ne sont pas disponibles, il est difficile de donner une explication plus complète à ce phénomène en sortant de l'hypothétique. Il reste quand même fort probable que ces transferts de chaleur entre la couche active à gros bloc du glacier rocheux et l'atmosphère soient très complexes et qu'ils combinent convection, advection et libération/consommation de chaleur latente. Ces transferts de chaleur pourraient également être exacerbés par les importants écoulements d'eau mis en évidence.

### 7.5.3 Datation des fragments de bois fossiles

#### 7.5.3.1 Description des échantillons

La découverte des fragments de bois a été effectuée le 16.09.2005 à la base du front du glacier rocheux (720'050/145'630, 2480 m, CN 1275/Biasca, 1:25'000), à un mètre de profondeur, pendant le dégagement d'un trou à l'interface entre le front du glacier rocheux et l'éboulis situé à ses cotés.

Au total, huit fragments de bois de couleur gris-marron légèrement déchiquetés et en assez bon état de conservations ont été retrouvés (Fig. 7.21C-D). Les fragments étaient recouverts par les sédiments sablo-limoneux qui se trouvaient entre les blocs, comme on peut le voir d'après la figure 7.21A. Le fragment de bois le plus grand fait 36 cm de longueur et environ 5-6 cm de largeur. Viennent ensuite des fragments de 16, 12 et 12 cm de longueur et, respectivement, 2,5, 3 et 1,5 cm de largeur. Les quatre autres fragments sont plus petits et font moins de 5 cm de longueur. Il est important de préciser que les morceaux de bois ne provenaient pas d'une souche enracinée *in situ*, ce qui aurait permis de confirmer qu'ils étaient originaires d'un arbre ayant poussé dans la zone où les fragments de bois fossile ont été retrouvés.

#### 7.5.3.2 Datation $C^{14}$ et calibration

La préparation et le pré-traitement de l'échantillon à dater ont été effectués par le laboratoire  $C^{14}$  de l'Institut de Géographie de l'Université de Zurich, tandis que la datation proprement dite a été faite par AMS avec l'accélérateur tandem de l'Institut für Mittelenergiephysik (IMP) de l'ETHZ. **La datation a donné comme résultat un âge conventionnel de  $845 \pm 50 C^{14} BP$  (UZ-5545/ETH-34417).**

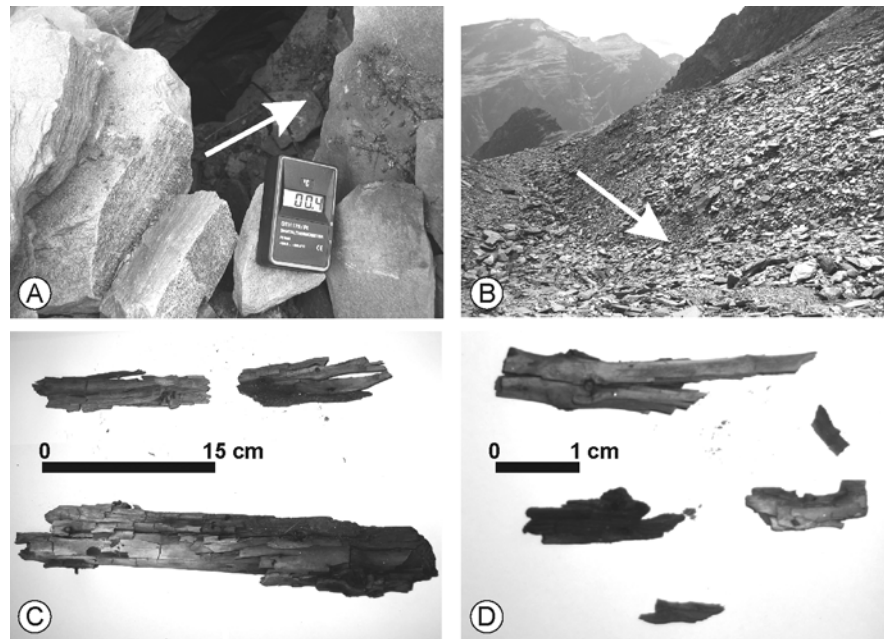


Fig. 7.21 : (A) Niche dans laquelle ont été retrouvés les fragments de bois. (B) Emplacement du lieu de découverte du bois fossile au pied du front du glacier rocheux de Piancabella. (C) Principaux fragments de bois retrouvés. (D) Autres fragments retrouvés.

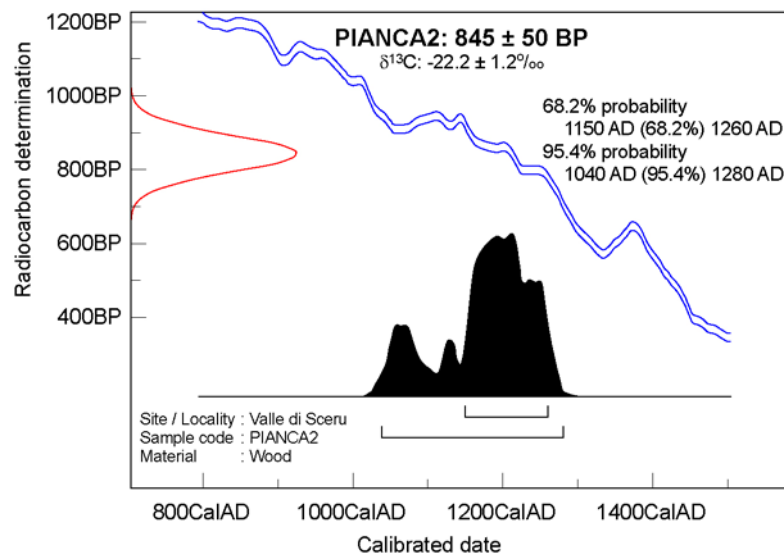


Fig. 7.22 : Résultats de la calibration d'après le logiciel OxCal 3.10 (Bronk Ramsey 1995, 2001, 2005) selon la courbe de calibration IntCal04 (Reimer et al. 2004).

La calibration de la datation (fig. 7.22), a donné comme résultat, pour un intervalle de confiance de  $2\sigma$  (95.4 % de probabilité), un âge de **1040 cal AD – 1280 cal AD** ( $790 \pm 120$  cal BP), laps de temps qui se situe au début du bas Moyen Age. Cette période correspond à la fin de l'optimum climatique médiéval, une période au climat chaud et sec précédant la péjoration climatique du Petit Age Glaciaire (Grosjean et al. 2007). D'après le cadre chronologique des fluctuations du glacier d'Aletsch établi par Holzhauser et al. (2005), cette période correspond à une phase de retrait des glaciers alpins, avec une position du front semblable à l'actuelle (fig. 7.23).

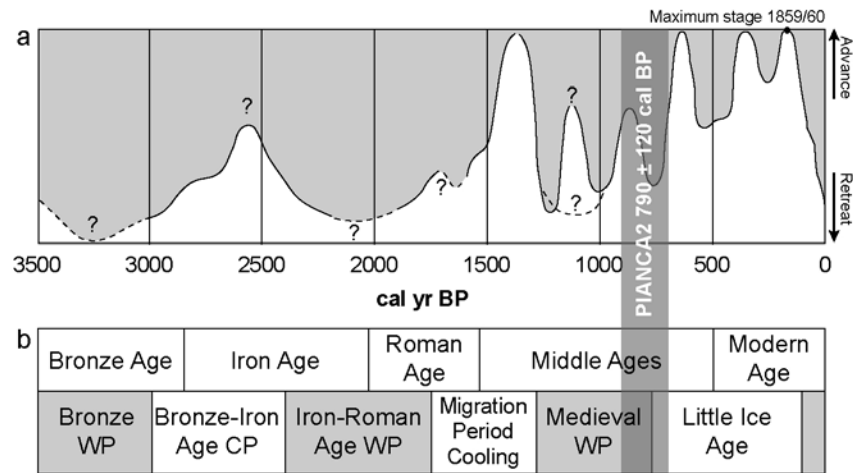


Fig. 7.23 : Comparaison de la datation obtenue sur le fragment de bois retrouvé à la base du front du glacier rocheux de Piancabella avec les fluctuations du glacier d'Aletsch pendant les 3500 dernières années (a ; d'après Holzhauser et al. 2005) et le cadre chronologique et climatique depuis le milieu de l'Age du Bronze (b ; d'après Grosjean et al. 2007). WP : warm/dry (climat chaud et sec), CP : cold/mois (climat froid et humide).

### 7.5.3.3 Interprétation paléogéographique

Les interprétations possibles de la datation ont été divisées en deux catégories : une interprétation absolue et une interprétation relative, c'est-à-dire dépendante d'une hypothèse de départ.

L'interprétation absolue est liée aux caractéristiques paléoécologiques de la région. Si l'on admet une origine non anthropique de l'échantillon, sa position permet la reconstitution du niveau minimal de la limite supérieure des essences ligneuses (*treeline*). Il s'agit d'un niveau minimal étant donné que l'élément a été remanié (il ne s'agit pas d'une souche en place). Si l'on considère que la *treeline* potentielle pour le milieu du 20<sup>ème</sup> siècle se situe à environ 2200 m (Steiger 1998), **la différence d'altitude de la *treeline* entre l'optimum climatique du Moyen Age et le 20<sup>ème</sup> siècle correspondrait à une augmentation de température<sup>2</sup> de 1.7°C**. La position de la *treeline* à cette époque serait donc semblable à celle déterminée par Burga & Perret (1998) pour l'optimum climatique Holocène de l'Atlantique ancien/récent (vers 6'000 C<sup>14</sup> BP).

En partant de l'hypothèse que les fragments de bois ont été recouverts par l'avancée du glacier rocheux, leur position en bordure de celui-ci permettrait de s'exprimer sur sa dynamique. En effet, si le glacier rocheux était encore actif à l'heure actuelle, son mouvement aurait recouvert complètement les fragments de bois. En tenant compte du décalage d'âge causé par le remaniement (les éléments remaniés étant plus anciens que les dépôts dans lequel ils sont pris<sup>3</sup>), nous pouvons interpréter l'âge obtenu comme un **âge maximal de l'inactivation du glacier rocheux**, qui se serait donc produite à la fin l'optimum climatique du Moyen Age. A cette interprétation en termes de phase d'activité du glacier rocheux (interprétation « dynamique »), il faut associer une interprétation plus « statique ». L'ensevelissement des fragments de bois pourrait être simplement dû au réajustement gravitaire de la pente externe du glacier rocheux, pouvant apporter environ 1-2 m de matériaux indépendamment d'une progression du glacier rocheux lui-même. Dans ce dernier cas, et sans tenir compte du remaniement, la datation des fragments de

<sup>2</sup> Calculée sur la base d'un gradient vertical de température de 0.006 °C/m.

<sup>3</sup> Le bois a vraisemblablement poussé plus haut dans le versant. Il aurait donc, peut-être, été transporté par le glacier rocheux

bois donnerait plutôt **un âge minimal de l'inactivation du glacier rocheux**, qui pourrait s'être produite quelques décennies, voire siècles, plus tôt. Etant donnée l'impossibilité de connaître le décalage d'âge donné par le remaniement et l'amplitude du réajustement gravitaire du front, **l'âge obtenu sera interprété comme un « âge moyen » d'inactivation du glacier rocheux**. La fin de la phase d'activité du glacier rocheux de Piancabella se serait donc produite à la fin de l'optimum climatique du Moyen Age ; malgré les températures plus froides, le glacier rocheux ne se serait donc pas réactivé au courant du Petit Age Glaciaire.

Une hypothèse contraire se dessine si l'on considère que le front du glacier rocheux aurait pu se situer quelques dizaines de mètres plus en amont au cours du Moyen Age et que le fragment de bois n'aurait plus été remanié depuis lors. Dans ce cas de figure, **le fragment de bois aurait été enseveli par une avancée (réactivation ?) du glacier rocheux au cours du Petit Age Glaciaire**. L'inactivation du glacier rocheux serait donc plus récente.

Etant donné qu'il est extrêmement difficile de différencier stratigraphiquement les blocs appartenant au glacier rocheux des blocs constituant l'éboulis sous-jacent, aucune analyse du taux de sédimentation de l'éboulis par rapport à la position en profondeur des fragments de bois ne sera présentée ici.

#### 7.5.4 Synthèse

Toutes les méthodes de prospection géophysique utilisées dans l'étude de ce glacier rocheux indiquent que **la présence de permafrost est très probable**. Malgré sa structure à gros blocs, des réserves existent quant à l'existence d'un permafrost dans la partie en aval du front du glacier rocheux : en effet, il n'a pas été vérifié si les hautes résistivités mesurées à l'aide du VLF-R et de l'EM 31 ne sont pas simplement dues à la haute porosité de la couche à gros blocs située sous une mince couverture pédologique. En ce qui concerne la partie située en amont du glacier rocheux, une diminution des résistivités dans la zone de transition entre le corps du glacier rocheux et ses racines a été mise en évidence, ce qui pourrait correspondre à un amincissement de la couche gelée ou à sa disparition dans la direction du haut de la pente.

En ce qui concerne les caractéristiques du permafrost du glacier rocheux de Piancabella, nous pourrions avoir une *ice/rock mixture* de résistivité peu élevée à faible sous une couche active d'environ 4 m d'épaisseur. La résistivité de la couche gelée diminue progressivement du front vers les racines du glacier rocheux. L'analyse des variations de l'indice rho-h, tout comme les observations effectuées, laissent penser que **l'on a une importante concentration d'eau non gelée à la base de la couche active**. Enfin, la susceptibilité magnétique du sous-sol indique que, probablement, la teneur en glace diminue en direction des racines du glacier rocheux (ce qui est en accord avec les variations de résistivité). **Tous ces indices permettent donc de faire l'hypothèse que le permafrost au sein du glacier rocheux, du fait de sa faible résistivité et de l'importante teneur en eau non gelée, serait un permafrost tempéré en état de dégradation**.

La découverte de huit fragments de bois fossile à la base du front du glacier rocheux a permis de **dater l'inactivation de l'appareil à  $845 \pm 50$  C<sup>14</sup> BP (UZ-5545/ETH-34417), c'est-à-dire à la fin de l'optimum climatique du Moyen Age**. Malgré les problèmes posés par l'interprétation de la datation par rapport à la position des fragments de bois retrouvés, **il est probable que le glacier rocheux n'ait plus avancé depuis plusieurs siècles**.



## 7.6 Le complexe éboulis – glacier rocheux de Sasso di Luzzone

### 7.6.1 Caractéristiques géomorphologiques

Le complexe éboulis – glacier rocheux de Sasso di Luzzone comprend tout le versant d'éboulis situé en contrebas du Sasso di Luzzone et le glacier rocheux qui prolonge l'éboulis dans sa partie centrale (fig. 7.24). La prospection géophysique visant à caractériser la stratigraphie de ces deux formes s'est limitée à la partie centrale de l'éboulis et au glacier rocheux, tandis que pour le reste du versant sont disponibles des données de prospection PS (cf. chapitre 8) et des observations visuelles. Les cônes d'éboulis qui constituent le versant N du Sasso di Luzzone présentent un profil très régulier et ont été construits essentiellement par l'action de la gravité. Le granoclassement longitudinal est très marqué, avec des graviers dans la partie apicale et des blocs dans la partie de transition avec le glacier rocheux. De ce fait, seulement la partie supérieure de l'éboulis, de granulométrie plus fine, est généralement végétalisée et présente une mince couverture pédologique. La porosité entre les éléments est évidente. Des couloirs de laves torrentielles sont parfois présents. Etant donnée l'exposition au N et l'effet d'ombre par la paroi gneissique du Sasso di Luzzone, l'éboulis est protégé du rayonnement solaire direct pendant tout l'hiver. Les caractéristiques géomorphologiques et sédimentologiques du glacier rocheux de Sasso di Luzzone ont été présentées dans le chapitre 6.3.2.2.



Fig. 7.24 : Le complexe éboulis – glacier rocheux de Sasso di Luzzone.

### 7.6.2 Indices visuels du fonctionnement d'un système de ventilation

Au cours des visites effectuées pendant la fin de l'automne 2006 et le milieu du printemps 2007, il a été possible d'observer des fenêtres de fonte du manteau neigeux bien développées sur pratiquement tous les cônes qui constituent le versant d'éboulis aux pieds du Sasso di Luzzone (fig. 7.25). A la fin de l'automne 2006, les fenêtres de fonte se sont ouvertes dans la partie médiane de l'éboulis (fig. 7.25A) tandis qu'à la fin du mois d'avril elles occupaient pratiquement toute la partie supérieure des cônes d'éboulis (fig. 7.25C, D). La température de l'air expulsé le 1 décembre 2006 était de 3.1°C, alors que la température de l'air à 1.5 m de la surface du sol était de -0.9°C.

Les autres observations estivales et hivernales effectuées n'ont pas permis de détecter d'indices du fonctionnement du système de ventilation dans la partie inférieure de l'éboulis et/ou sur les glaciers rocheux de Sasso di Luzzone et de Sceru I. Il est donc difficile de savoir si les deux glaciers rocheux font aussi partie du système de ventilation.

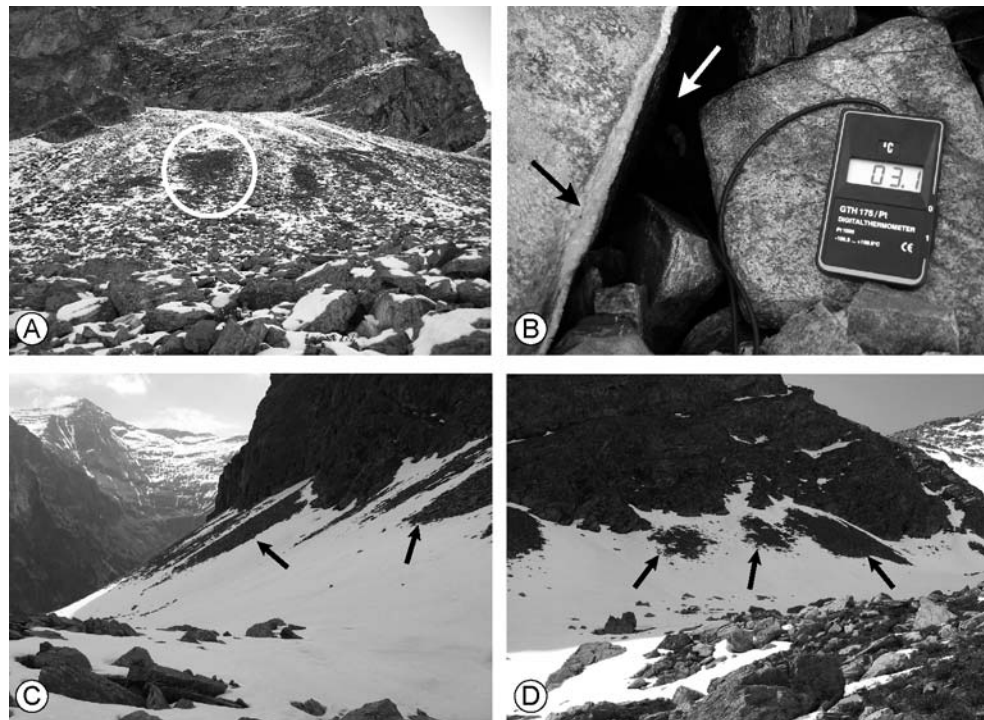


Fig. 7.25 : Indices de fonctionnement d'un système de ventilation sur l'éboulis de Sasso di Luzzone. (A) Fenêtres de fonte automnales (1.12.2006). Le cercle blanc permet de situer la zone présentée en (B), où l'on avait de l'évacuation d'air à une température de 3.1°C alors que l'air à 1.5 m de la surface du sol était à -0.9°C ; de ce fait, la partie interne des blocs était humide (flèche blanche) alors que la partie externe était recouverte par du givre s'étant formé par congélation de la vapeur d'eau au contact avec l'air externe (flèche noire). (C) Fenêtres de fonte de printemps (29.04.2007) sur la partie centrale de l'éboulis et (D) sur les petits cônes coalescents du versant NW du Sasso di Luzzone.

### 7.6.3 Mesures effectuées, résultats et interprétations

Afin de déterminer la stratigraphie et la présence éventuelle de permafrost, le complexe éboulis – glacier rocheux a été prospecté à l'aide de deux sondages géoélectriques (SCE-SE04, réalisé dans la partie inférieure de l'éboulis, et SCE-SE05, réalisé sur le corps du glacier rocheux) et de deux profils de résistivité apparente VLF-R (SCE-VLF02, réalisé longitudinalement à toute la formation, et SCE-VLF07, réalisé perpendiculairement à l'éboulis le long de la ligne du sondage SCE-SE04) (fig. 7.26).

La stratigraphie électrique des deux sondages est très semblable (fig. 7.27), et présente une couche de surface de plusieurs milliers de  $\Omega\text{m}$  et de 2.6 à 3.5 m d'épaisseur suivie par une couche plus conductrice. Ces deux niveaux correspondent vraisemblablement à la partie supérieure (aérée) de l'éboulis et à un niveau plus profond constitué par des galets et des blocs colmatés par les sables et les fines, et donc plus humides. Dans les deux cas, les sondages géoélectriques nous indiquent que la présence de permafrost dans ce secteur est improbable.

Les différences de résistivité et d'épaisseur entre les deux stratigraphies obtenues pourraient être simplement dues aux changements de granulométrie entre la partie inférieure de l'éboulis et le corps du glacier rocheux, ce dernier étant caractérisé par des blocs de plus grande taille. Ceci aurait l'effet d'augmenter la résistivité en raison de la plus grande porosité du corps du glacier rocheux.

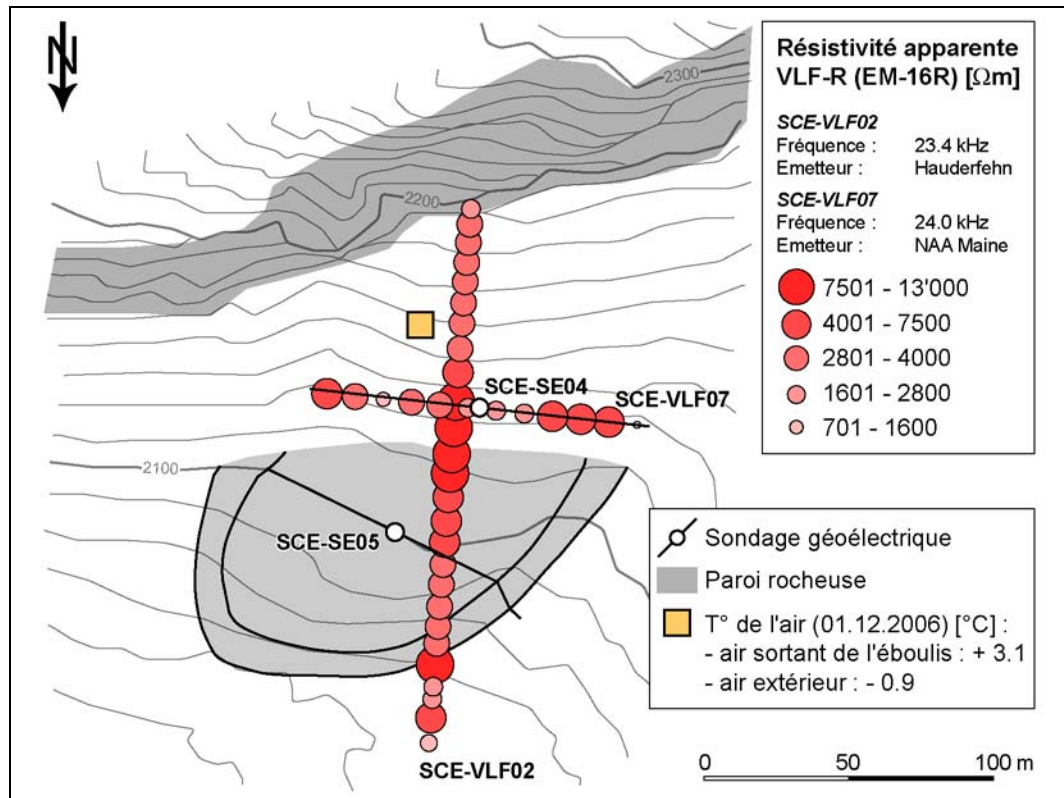


Fig. 7.26 : Résistivités apparentes mesurées sur le complexe éboulis – glacier rocheux de Sasso di Luzzone, emplacement des sondages géoélectriques SCE-SE04 et SCE-SE05 et de la mesure de température de l'air expulsée dans une fenêtre de fonte dans la partie médiane de l'éboulis le 1.12.2006.

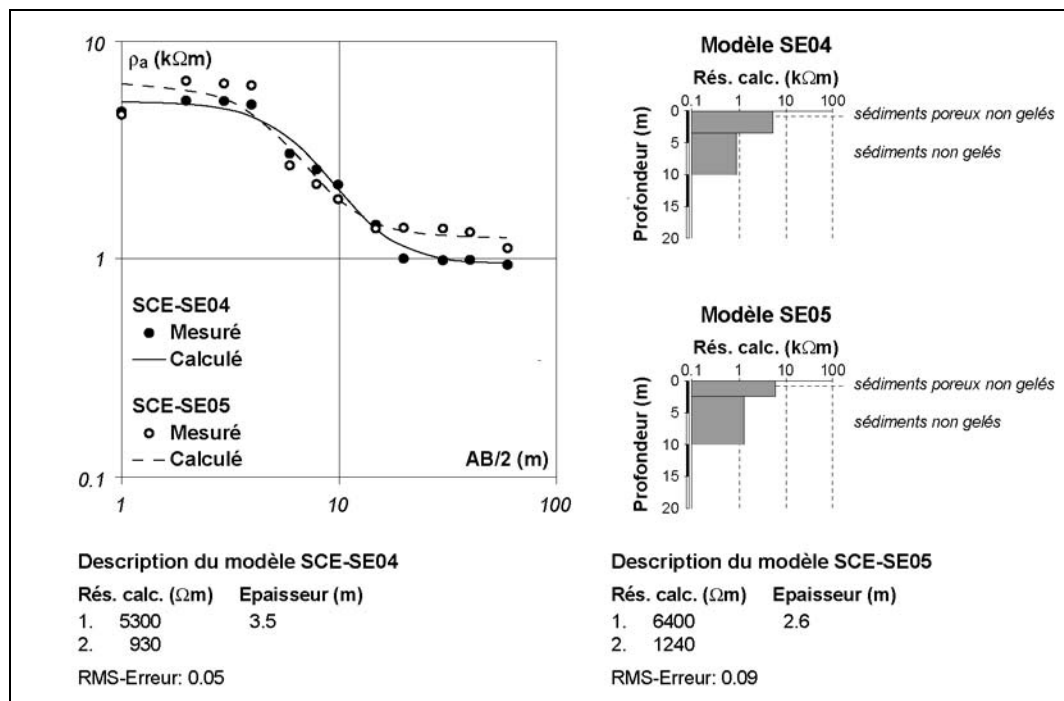


Fig. 7.27 : Sondages géoélectriques SCE-SE04 et SCE-SE05 réalisés, respectivement, dans la partie inférieure de l'éboulis et sur le corps du glacier rocheux de Sasso du Luzzone.

Le profil SCE-VLF02 (fig. 7.26), montre une légère augmentation des résistivités apparentes du glacier rocheux vers la partie basse de l'éboulis, avec un maximum de 11 k $\Omega$ m, et une diminution de celles-ci en direction du haut de la pente (2.5 k $\Omega$ m pour la dernière mesure). Les valeurs de l'angle  $\varphi$  ne sont pas homogènes et indiquent une augmentation de la résistivité avec la profondeur en aval du front et sur le glacier rocheux de Sasso di Luzzone ( $\varphi$  entre 34 et 43°) et une diminution de la résistivité avec la profondeur tout au long de l'éboulis, avec des valeurs de  $\varphi$  passant progressivement de 52 à 82° (fig. 7.28). Les variations de  $\varphi$  montrent une certaine cohérence par rapport à la morphologie. Les valeurs sont comprises entre 43 et 48° jusqu'au sommet du front du glacier rocheux. Par la suite, la valeur de  $\varphi$  chute à 36° pour augmenter progressivement jusqu'à 43° à la zone de transition entre le glacier rocheux et l'éboulis. Une forte augmentation de  $\varphi$  caractérise par contre tout l'éboulis, avec un maximum de 82° juste avant l'apex. Cela confirme que l'éboulis est poreux en surface et colmaté par les fins en profondeur et qu'on n'a pas de sédiments gelés. L'augmentation des valeurs de  $\varphi$  pourrait également être liée à la présence de la roche en place sous faible couverture. Malgré la bonne cohérence des valeurs de résistivité apparente, la grande fluctuation de  $\varphi$  ne permet pas d'effectuer une tomographie fiable parce que l'erreur qui résulte du processus d'inversion reste toujours trop élevée.

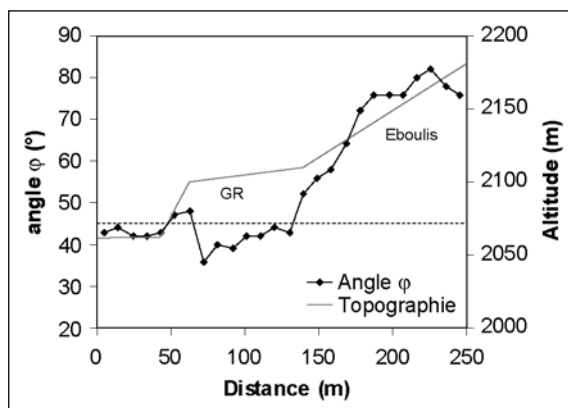


Fig. 7.28 : Variations de l'angle  $\varphi$  longitudinalement au glacier rocheux et à l'éboulis de Sasso di Luzzone.

Concernant SCE-VLF07, les valeurs de résistivité apparente sont assez fluctuantes et présentent un maximum vers les limites de l'éboulis. La valeur de l'angle  $\varphi$  est toujours comprise entre 46 et 56°, ce qui indique que la résistivité diminue avec la profondeur. Etant données les importantes variations de résistivité apparente le long de la ligne du sondage SCE-SE04, la stratigraphie qui en résulte doit être considérée avec une extrême précaution. Il est étonnant de voir que, à l'endroit où les deux profils VLF-R se croisent, les résistivités apparentes mesurées à deux semaines d'intervalle sont nettement différentes (SCE-VLF02 et SCE-VLF07 ont été réalisés, respectivement, le 12.07.2007 et le 27.07.2007). Il est possible qu'au début juillet on avait encore de la glace dans le sol, résultant du refroidissement hivernal de la partie inférieure de l'éboulis par ventilation, et que deux semaines plus tard cette glace aie fondu. Une explication complémentaire peut être aussi d'ordre méthodologique. Les deux profils n'ont pas été réalisés avec le même champ primaire : SCE-VLF02 a été réalisé en utilisant le champ primaire émis par l'antenne de Hauderfehn (Allemagne), tandis que SCE-VLF07 utilise la fréquence de l'émetteur de Cutler (USA). Cette deuxième fréquence avait en effet posé des problèmes d'intensité du signal pendant la réalisation du profil, ce qui pourrait expliquer la forte variation dans les résistivités apparentes mesurées. Il n'est donc pas étonnant que les données du premier profil, réalisé sur la base de la fréquence de l'antenne la plus proche, soient plus cohérentes.

#### 7.6.4 Synthèse

Les prospections effectuées laissent penser que **la présence de permafrost est improbable dans tout le secteur étudié**. Des questions restent quant à l'importance de la ventilation de l'éboulis, qui a été mise en évidence par des indices visuels mais qui n'a pas pu être quantifiée par des mesures thermiques. En particulier, il serait intéressant de savoir si la ventilation se limite à l'éboulis (avec de l'aspiration d'air dans sa partie inférieure et de l'évacuation d'air dans sa partie supérieure), ou si elle comprend tout le système glacier rocheux de Sceru I – glacier rocheux de Sasso di Luzzone – éboulis de Sasso di Luzzone. Dans ce deuxième cas, **une relation entre la ventilation et la présence possible de glace à l'intérieur du lobe S du glacier rocheux de Sceru I (qui se trouve au pied du glacier rocheux de Sasso di Luzzone) serait possible**. Dans ce cas de figure, le complexe glacier rocheux – éboulis de Sasso di Luzzone ferait partie de la zone supérieure du système de ventilation, où de l'air relativement chaud est expulsé, ce qui s'accorderait avec l'absence de conditions particulièrement froides dans le sous-sol (même s'il ne l'explique pas).

En ce qui concerne le VLF-R, il faut constater que, malgré le fait d'avoir des résistivités apparentes qui auraient pu nous indiquer que la présence de permafrost dans la partie inférieure de l'éboulis était possible, l'angle  $\varphi$  a permis de constater que la présence de permafrost est improbable. **L'angle  $\varphi$ , donc, n'est pas seulement fondamental dans une approche quantitative (tomographie), mais se révèle indispensable aussi lors d'une interprétation qualitative des données de résistivité apparente mesurées.**

### 7.7 L'éboulis de Piancabella

#### 7.7.1 Caractéristiques du site et mesures effectuées

L'éboulis de Piancabella s'étend sur une dénivellation d'environ 250 m, entre 2350 et 2600 m. Sa largeur maximale est d'environ 300 m. D'exposition NNE, il se développe entre la crête de la Valle di Sceru située à l'E de la Cima di Piancabella et le glacier rocheux de Sceru II.

La partie supérieure de l'éboulis, d'aspect convexe, est marquée dans sa partie occidentale par une importante série de loupes de solifluxion qui perturbent la distribution granulométrique des sédiments (fig. 7.29). Les éléments sont des blocs décimétriques à métriques, posés sur une matrice de graviers et de galets dans la partie supérieure de l'éboulis (fig. 7.30A), des graviers et des galets dans la partie centrale (à la base des loupes de solifluxion) et des grands blocs de taille (pluri-)métrique dans la partie inférieure de l'éboulis. A cause de cette répartition hétérogène des éléments, la partie supérieure de l'éboulis est particulièrement instable. De plus, les chutes de blocs sur cet éboulis sont assez fréquentes. Pour ces raisons, j'ai renoncé à effectuer de la prospection géophysique dans la partie centrale et supérieure de l'éboulis. La partie orientale de l'éboulis est marquée par des signes de passage de laves torrentielles.

La partie inférieure de l'éboulis est concave et présente des très gros blocs dans la partie distale au contact avec le glacier rocheux de Sceru II. La partie supérieure de celui-ci est constituée par une longue colline allongée à laquelle se juxtapose la partie inférieure de l'éboulis. La transition entre le glacier rocheux et l'éboulis se marque dans la topographie par une longue dépression étroite et par le contraste entre la surface végétalisée de la partie extérieure du glacier rocheux et la surface à très gros blocs de la partie inférieure de l'éboulis. La porosité de ce secteur est évidente.



Fig. 7.29 : Vue frontale de l'éboulis de Piancabella. Notez les grandes loupes de solifluxion qui marquent la partie centrale de l'accumulation sédimentaire. La partie inférieure de l'éboulis n'est pas visible parce qu'elle est cachée par la partie extérieure du front du glacier rocheux de Sceru II (au premier plan).



Fig. 7.30 : (A) Détail de la granulométrie dans la partie supérieure de l'éboulis, à l'emplacement du capteur autonome de température SCE-L10. (B) Zone de transition entre la partie extérieure du glacier rocheux de Sceru II et la partie inférieure de l'éboulis de Piancabella. Le trait-tille marque l'emplacement de la dépression entre ces deux unités morphologiques. (C) Bande herbeuse dans la zone W de la partie inférieure de l'éboulis, où a été effectué le test comparatif entre sondage géoélectrique, VLF-R et EM 31.

La zone occidentale de la partie distale de l'éboulis présente une bande végétalisée d'environ 120 m de longueur avec une légère couverture pédologique. Le sol a vraisemblablement pu se développer en raison de la faible déclivité et de la protection exercée par quelques très grands blocs situés juste en amont, comme on peut le voir sur la figure 7.30C. Cette bande herbeuse s'est révélée le lieu idéal pour effectuer des mesures géophysiques comparatives à l'aide de différentes méthodes dans cette zone à gros blocs.

Des observations intéressantes concernant le régime thermique de l'éboulis ont pu être effectuées au début du printemps 2007. Des fenêtres de fonte du manteau neigeux étaient en effet présentes, le 29 avril 2007, dans la partie supérieure de l'éboulis, ce qui nous indique que, **pendant l'hiver, l'accumulation sédimentaire est caractérisée par une circulation d'air ascendante** (fig. 7.31). Au contraire de l'éboulis de Sasso di Luzzzone, les fenêtres de fonte n'étaient pas visibles à la fin d'automne 2006.



Fig. 7.31 : Fenêtres de fonte précoce du manteau neigeux observées le 29.04.2007 dans la partie supérieure de l'éboulis de Piancabella.

Les données à disposition pour cet éboulis sont les suivantes (fig. 7.32) :

- 1 sondage géoélectrique vertical (SCE-SE09), effectué dans la zone occidentale de la partie inférieure de l'éboulis ;
- 1 profil de résistivité apparente VLF-R (SCE-VLF05), réalisé le long de la ligne AB maximale du sondage géoélectrique avec un pas de mesure de 10 m ;
- 5 profils EM 31 réalisés en modalité DV et DH. Quatre de ces profils ont été effectués dans la zone à gros blocs avec un maillage serré afin de pouvoir cartographier la répartition des conductivités apparentes sur un secteur assez grand. Le cinquième profil (SCE-EM03) a été effectué avec un pas de mesure de 10 m en parallèle au profil SCE-VLF05. Les valeurs mesurées avec les deux méthodes ont toujours été levées avec le centre des appareils exactement au même emplacement ;
- des enregistrements de la température du sol en continu à trois emplacements sur un profil aval-amont pour l'année hydrologique 2006/2007.

Dans la partie inférieure de la zone centrale de l'éboulis, je me suis limité à l'acquisition de données de conductivité apparente seulement. Etant donnée la grande taille des blocs, il était en effet presque impossible de pouvoir réaliser des sondages géoélectriques verticaux ou des mesures à l'aide du VLF-R. Un profil de résistivité apparente aval-amont le long de l'éboulis avait été entamé le 19 juillet 2007, mais il a été interrompu en raison des chutes de blocs fréquentes. Toutefois, ce profil a quand même été utile pour les questions méthodologiques qui seront discutés au chapitre 7.9.3.2.

## 7.7.2 Résultats et interprétations

### 7.7.2.1 Propriétés EM de l'éboulis

Dans la zone à gros blocs de la partie distale de l'éboulis de Piancabella, quatre profils de 100 m en modalité DV et DH avec un pas de mesure de 5 m ont été levés à l'aide de l'EM 31. L'interpolation des données est présentée dans la figure 7.33.

Tant les mesures effectuées en DV que celles acquises en DH montrent une augmentation de la conductivité de la partie extérieure du glacier rocheux de Sceru II vers la partie inférieure de l'éboulis. Si l'on regarde par contre l'indice rho-h, les valeurs sont de plus en plus négatives en direction du pied de l'éboulis, ce qui indique que, du glacier rocheux vers la partie terminale de la pente, la résistivité augmente progressivement avec la profondeur. Les seules zones avec un indice rho-h positif correspondent à des secteurs où des écoulements d'eau en profondeur dans les blocs étaient bien audibles.

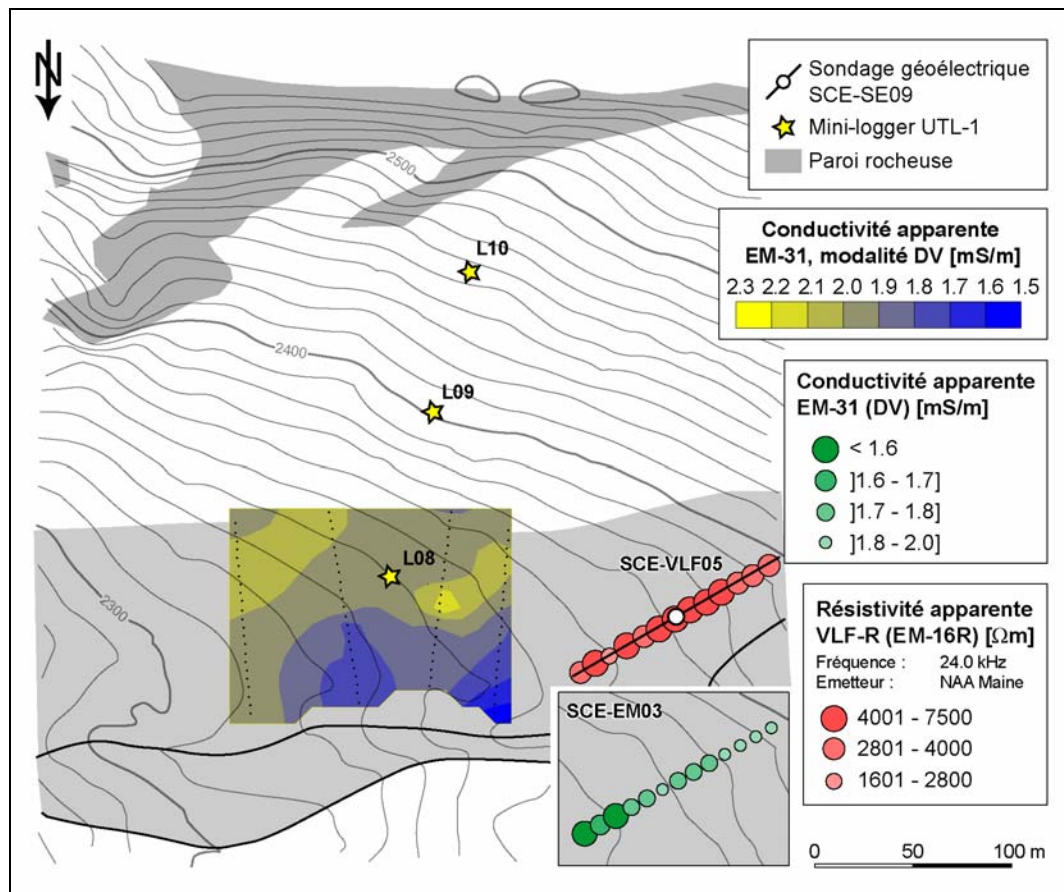


Fig. 7.32 : Conductivités et résistivités apparentes mesurées sur l'éboulis de Piancabella, emplacement du sondage géoélectrique SCE-SE09 et des trois mini-loggers UTL-1.

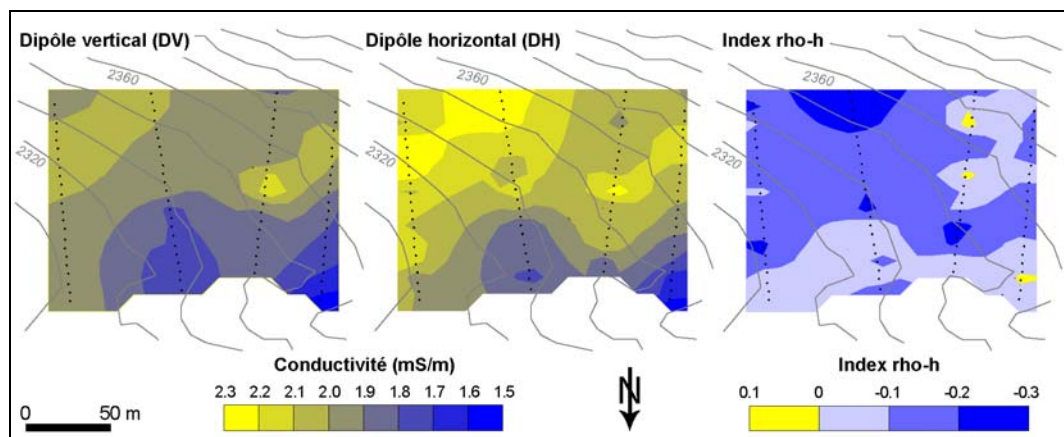


Fig. 7.33 : Interpolation par krigeage ordinaire des mesures de conductivité apparente effectuées dans la partie inférieure de l'éboulis de Piancabella. Notez la négativité de l'indice rho-h en direction du pied de l'éboulis.

Il est également intéressant de voir que la partie N, située sur le glacier rocheux, présente des indices rho-h compris entre 0 et -0.1. Ceci permet de conclure, en tenant compte d'une marge d'erreur de 0.1 mS/m, que la résistivité ne varie pratiquement pas avec la profondeur. Malgré le fait que les conductivités apparentes en DV et DH diminuent lorsque l'on s'approche de l'éboulis, l'indice rho-h montre que **la résistivité de la deuxième couche est (progressivement) plus grande que celle de la couche de**



**surface.** Etant données les conductivités apparentes globalement très faibles, la progressive diminution de l'indice rho-h en direction de la partie inférieure de l'éboulis pourrait traduire le passage dans un terrain gelé. **La présence de permafrost à l'intérieur de la partie externe du glacier rocheux de Sceru II serait donc improbable, tandis qu'elle serait possible dans la zone à gros blocs qui constitue la partie distale de l'éboulis de Piancabella.** Afin de vérifier cette interprétation, les propriétés thermiques de surface de l'éboulis seront analysées.

### 7.7.2.2 Régime thermique de surface

Afin de connaître son régime thermique de surface, l'éboulis a été équipé avec trois capteurs autonomes de température. SCE-L08 a été placé au milieu de la zone à gros blocs située dans la partie inférieure de l'éboulis, SCE-L09 dans la partie médiane de l'éboulis (à la base du front de la loupe de solifluxion centrale) et SCE-L10 dans la partie médiane-supérieure du versant. Les résultats du monitoring effectué tout au long de l'année hydrologique 2006/2007 sont présentés dans la figure 7.34.

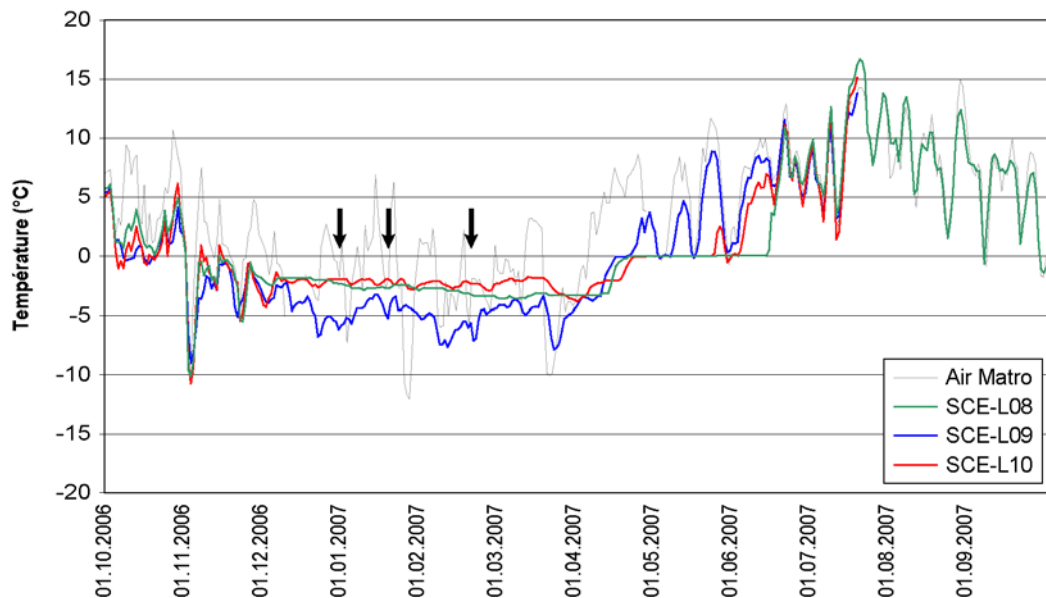


Fig. 7.34 : Courbes de température enregistrées par les trois capteurs placés sur l'éboulis de Piancabella. Les flèches indiquent un comportement thermique opposé entre SCE-L09 et SCE-L10.

Le comportement thermique de la surface du sol dans la partie médiane-inférieure de l'éboulis (SCE-L09) est partiellement opposé à ce que SCE-L10 a enregistré dans la partie amont. A plusieurs reprises, il est en effet possible de voir un réchauffement sensible de la surface du sol au niveau de SCE-L10 alors que SCE-L09 se refroidit. L'opposition entre ces deux capteurs est évidente pendant les deux dernières semaines de janvier. Lors des deux pics froids du 02.01.2007 et du 26.01.2007, la température enregistrée par SCE-L09 montre un léger réchauffement, alors qu'un refroidissement se manifeste tout au sommet de l'éboulis. Ce comportement est contraire à celui que l'on s'attendrait à voir en présence d'une ventilation ascendante de l'accumulation sédimentaire, même si SCE-L09 est tout de même assez haut dans la pente dans une zone où il n'est pas exclu qu'il y ait des sorties d'air relativement chaud. D'ailleurs, ce comportement pourrait s'expliquer, d'une part, par la perte de chaleur de la couche active

à cause de la pénétration d'air froid, ce qui permet le brassage de l'air lorsque le manteau neigeux demeure peu conséquent et, d'autre part, par un apport important de neige permettant d'isoler pour la première fois de la saison le sous-sol, qui se réchaufferait pour évoluer vers la température d'équilibre hivernale. Au début janvier 2007, en effet, le refroidissement des températures de l'air a été de 8.2°C (de 0.9°C le 31.12.2006 à -7.3°C le 02.01.2007) alors que le manteau neigeux ne dépassait pas 60 cm de hauteur (ce qui n'était pas suffisant pour isoler le sous-sol de manière efficace), tandis que le pic de froid de fin janvier 2007 était associé à des chutes de neiges qui ont fait évoluer le manteau neigeux de 50 cm le 19.01.2007 à 95 cm le 26.01.2007.

Les données enregistrées par SCE-L09 et SCE-L10 nous montrent qu'**une ventilation ascendante de la formation sédimentaire pourrait être possible**, ce qui serait confirmé par la présence des fenêtres de fonte du manteau neigeux observées en fin d'avril 2007.

Concernant SCE-L08, les fluctuations de température sont plus faibles que celles enregistrées par les deux autres capteurs. La température d'équilibre hivernale stable autour de -3.5°C nous indique que la présence de permafrost à cet emplacement est possible. En raison de la redistribution de la couverture neigeuse par les avalanches, cet emplacement bénéficie d'un apport en neige plus conséquent par rapport au reste de l'éboulis. Le déneigement de ce secteur s'est produit environ un mois plus tard par rapport à la partie médiane de l'éboulis. Cette partie de l'éboulis ne semble pas être concernée par la ventilation ascendante, ce qui pourrait indiquer que la teneur en glace du sous-sol en hiver est assez importante pour empêcher l'air de se déplacer (permafrost saturé en glace).

### 7.7.2.3 Résistivité apparente vs conductivité apparente

Dans la zone occidentale de la partie inférieure de l'éboulis de Piancabella, la prospection n'avait pas pour seul but de déterminer si du permafrost était présent dans les sédiments, mais également d'effectuer un test comparatif entre le VLF-R et l'EM 31. Pour cette raison, deux profils le long de la même ligne ont été effectués en gardant toujours le même emplacement de prise des mesures pour les deux appareillages. La stratigraphie du sous-sol est connue grâce au sondage géoélectrique vertical SCE-SE09.

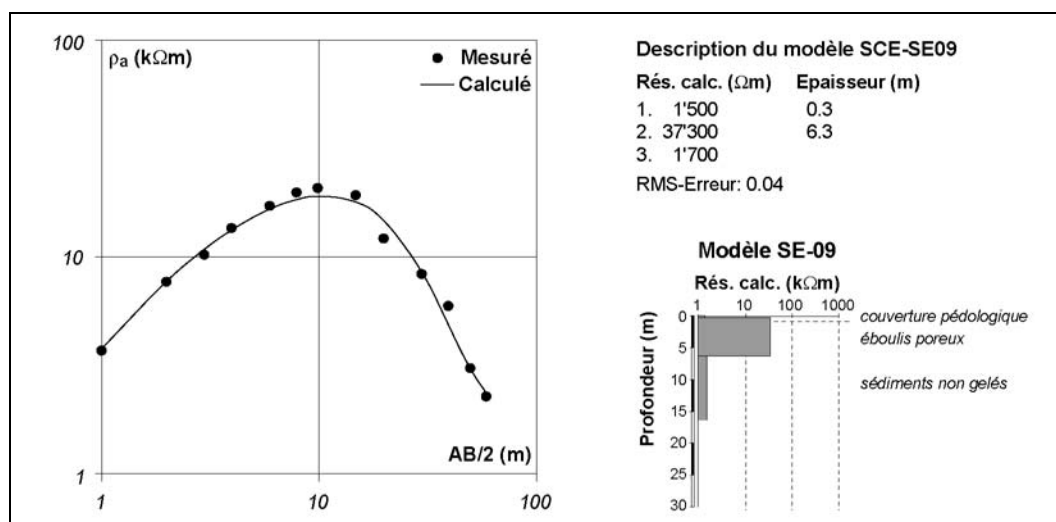


Fig. 7.35 : Sondage géoélectrique SCE-SE09 réalisé sur la zone occidentale de la partie inférieure de l'éboulis de Piancabella.

La stratigraphie électrique du sondage SCE-SE09 présente une première couche relativement conductrice (1.5 k $\Omega$ m) et peu épaisse, qui a été interprétée comme la couverture pédologique de surface (présente de façon discontinue), suivie par une deuxième couche plus résistante (environ 40 k $\Omega$ m) de plus de 6 m d'épaisseur. Cette deuxième couche a été interprétée comme la partie superficielle poreuse de l'éboulis. La troisième couche, enfin, se situe à une profondeur d'environ 7 m et présente des résistivités similaires à la première. Le colmatage par les fines et une humidité assez importante est assez probable pour ce troisième niveau stratigraphique. Le sondage SCE-SE09 exclut donc la présence de permafrost dans ce secteur.

Comme on peut le voir sur le profil SCE-VLF05 (fig. 7.32), les variations de résistivité apparente le long de la ligne AB maximale du sondage géoélectrique sont assez faibles, ce qui montre que le terrain présente une hétérogénéité latérale faible et que donc l'interprétation du sondage peut être considérée comme fiable. La valeur de  $\phi$  est toujours supérieure à 45° (elle varie entre 52 et 68°), ce qui montre que la résistivité diminue avec la profondeur. Ce résultat est en accord avec la stratigraphie déterminée à l'aide du sondage géoélectrique (étant donné que la première couche, de par sa faible épaisseur, est pratiquement invisible pour le VLR-R, pour lequel les deux électrodes de mesure du champ électrique sont espacées de 10 m).

Par rapport au profil SCE-EM03, on peut voir que, au niveau qualitatif, les variations latérales de résistivité mesurées en DV ne s'accordent pas avec les valeurs mesurées à l'aide du VLF-R. De plus, l'indice rho-h pour ce profil est globalement compris entre 0.1 et -0.1, ce qui montre que la résistivité ne varie pratiquement pas avec la profondeur dans l'épaisseur de terrain prospectée par l'EM 31.

Afin de saisir au mieux les ressemblances et les différences entre les paramètres mesurés par les deux méthodes, des comparaisons quantitatives ont été effectuées (fig. 7.36). Les coefficients de corrélations sont dans l'ensemble faibles et, ce qui est étonnant<sup>4</sup>, positifs. La corrélation entre la résistivité apparente mesurée à l'aide du VLF-R et la conductivité apparente mesurée à l'aide de l'EM 31 est de 0.35 pour DV et de 0.21 pour DH (fig. 7.36A). Ces corrélations positives permettent de voir que l'EM 31 en DV est beaucoup moins influencé par la couche de surface – pratiquement pas concernée dans les résistivités apparentes mesurées par le VLF-R – par rapport au DH, ce qui s'accorde avec la réponse EM relative en fonction de la profondeur selon l'orientation de l'appareil (cf. fig. 4.12).

Afin de vérifier cela, la résistivité spécifique de la couche résistante a été calculée par inversion des données VLF-R. Les valeurs de résistivité spécifique des deux couches de la tomographie VLF-R (non représentée ici) s'accordent assez bien avec les résistivités spécifiques du deuxième et du troisième niveau du sondage SCE-SE09 (pour la tomographie VLF-R, la première et la deuxième couche présentent, respectivement, une résistivité spécifique moyenne de 40.8 k $\Omega$ m et de 2.4 k $\Omega$ m). La corrélation entre la résistivité spécifique de la première couche de la tomographie VLF-R et la conductivité apparente mesurée à l'aide de l'EM 31 est donc de 0.15 pour DV et de 0.34 pour DH (fig. 7.36B). L'importance relative de la résistivité spécifique de la couche résistante sur les conductivités apparentes mesurées diminue par rapport à la résistivité apparente pour DV, et augmente pour DH. Ceci permet de conclure que, en prenant comme référence la stratigraphie déterminée à l'aide du sondage géoélectrique, la conductivité apparente mesurée par l'EM 31 en DH serait composée par la conductivité de la première et de la deuxième couche, tandis qu'en DV la conductivité apparente mesurée se composerait de la conductivité de la deuxième couche et de la partie supérieure de la troisième couche (ce qui expliquerait, d'ailleurs, les corrélations positives).

<sup>4</sup> La conductivité étant l'inverse de la résistivité, on devrait s'attendre à des corrélations négatives.

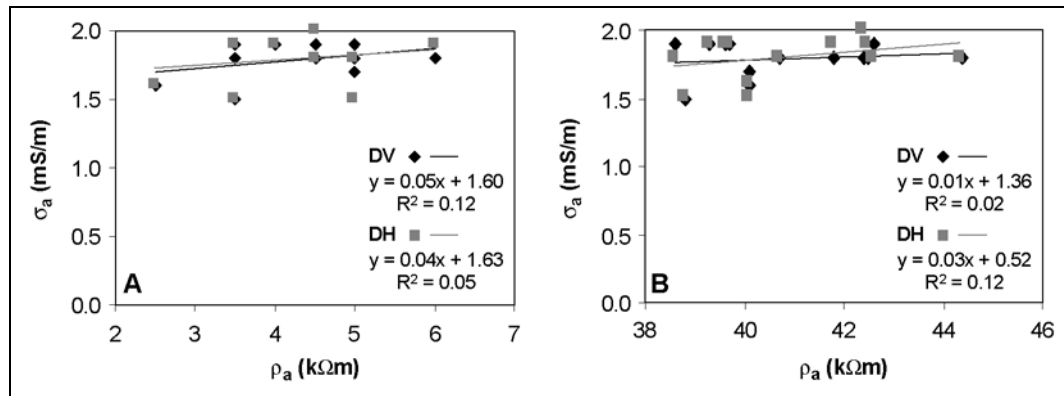


Fig. 7.36 : (A) Relation entre la résistivité apparente (VLF-R) et la conductivité apparente (EM 31) en DV et DH. (B) Relation entre la résistivité calculée sur la base des valeurs de  $\rho_a$  et de  $\varphi$  (VLF-R) de la couche résistante et la conductivité apparente (EM 31) en DV et DH.

Ce test permet de montrer la difficulté de comparer les résultats obtenus avec les VLF-R et l'EM 31 en raison des profondeurs d'investigation différentes. Il est donc extrêmement important de tenir compte des caractéristiques de chacune des deux méthodes au moment de l'interprétation comparative des profils réalisés. En effet, **des résultats qui à première vue apparaissent comme discordants pourraient être corrects ; la profondeur d'investigation est en effet différente entre les deux méthodes et peut aussi changer en fonction des variations latérales de résistivité et des variations de l'épaisseur des couches.** De plus, il faut garder à l'esprit que, en raison des importantes résistivités qui caractérisent les terrains poreux de haute montagne, les conductivités apparentes mesurées par l'EM 31 ne reflètent plus des variations absolues de conductivité mais seulement des variations relatives de celle-ci (cf. chap. 4.2.4.3).

### 7.7.3 Synthèse

Pour la partie centrale de l'éboulis de Piancabella, à la lumière des données de conductivité apparente et des températures de la surface du sol, **la présence de permafrost est possible dans la partie inférieure de la pente, tandis que sa présence semble improbable dans le secteur supérieur du versant.** Les données thermiques et les observations effectuées pendant le printemps 2007 montrent qu'une ventilation ascendante à l'intérieur de l'éboulis est possible. Il demeure toutefois difficile de s'exprimer sur la profondeur de ce système de ventilation, qui ne semble pas concerner la zone du capteur SCE-L08, et sur son effet sur la répartition du permafrost au sein de la pente. Les conditions topoclimatiques, tout comme la redistribution de la neige par les avalanches, pourraient aussi jouer un rôle dans cette inégalité de la répartition du permafrost. **La présence de permafrost est par contre improbable dans la zone occidentale de la partie inférieure de l'éboulis.** La prospection de ce secteur a également permis d'effectuer un test comparatif entre le VLF-R et l'EM 31. Les résultats de ce test permettent de montrer que les différences de profondeur d'investigation entre les deux méthodes pourraient mener à des résultats qui, à première vue, pourraient sembler incohérents, mais qui, dans la réalité, se trouvent en accord étant donné que la sensibilité aux variations latérales de résistivité et aux variations de l'épaisseur des couches n'est pas la même pour les deux méthodes. **L'interprétation des résultats obtenus à l'aide du VLF-R et de l'EM 31 ne doit donc pas être exclusive, avec les résultats à première vue les plus cohérents excluant la validité des résultats obtenus avec l'autre méthode, mais intégrative, avec les résultats obtenus par une méthode qui doivent compléter les résultats obtenus avec l'autre.**

## 7.8 L'éboulis de Gana Rossa

### 7.8.1 Caractéristiques du site et mesures effectuées

L'éboulis de Gana Rossa se situe dans la partie supérieure de la Valle di Sceru, au contact avec le glacier rocheux de Piancabella. Cette accumulation sédimentaire se développe entre 2600 et 2460 m d'altitude aux pieds de la paroi rocheuse qui ferme la Valle di Sceru dans sa partie occidentale. Contrairement aux autres sites étudiés, les paragneiss de la nappe du Simano sont ici particulièrement schisteux, ce qui donne aux blocs une forme en plaques parallélépipédiales, comme on peut le voir dans la partie inférieure de la figure 7.37. De ce fait, l'enchevêtrement entre les blocs est moindre parce qu'ils ont tendance à glisser l'un sur l'autre.

La pente raide de la partie sommitale s'aplanit vers la base du cône, ce qui donne un aspect concave au profil de cet éboulis. La granulométrie est moyenne à grossière et le granoclassement est bien marqué. Les éléments rocheux sont des graviers et des petits galets vers l'apex, des galets et des blocs dans la partie centrale et des blocs décimétriques à métriques dans la partie distale. Cette distribution granulométrique est perturbée dans la partie centrale du cône principal par une bande de quelques mètres de largeur constituée par des sédiments à granulométrie plus fine, résultant vraisemblablement du passage de laves torrentielles. La partie inférieure de la pente est légèrement bombée et présente des petits bourrelets dont l'aspect laisserait penser que le fluage est relativement profond.

La partie distale de l'éboulis se rétrécit considérablement à cause de la présence du glacier rocheux de Piancabella au S et d'une butte rocheuse partiellement gélifractée au N. La largeur maximale de l'éboulis dans ce secteur est de quelques dizaines de mètres seulement. A cause de cette contrainte topographique, l'accumulation de la neige dans cette partie de la pente est particulièrement importante. Ce secteur est en effet celui qui bénéficie de l'enneigement le plus long de toute la Valle di Sceru.



Fig. 7.37 : Vue frontale du cône principal de l'éboulis de Gana Rossa, avec l'emplacement des trois capteurs autonomes de température. Les profils géophysiques aval-amont ont été effectués dans la partie à granulométrie plus fine au centre du cône, tandis que les capteurs de température ont été placés légèrement à côté afin d'avoir une granulométrie assez grossière pour en garantir la protection.

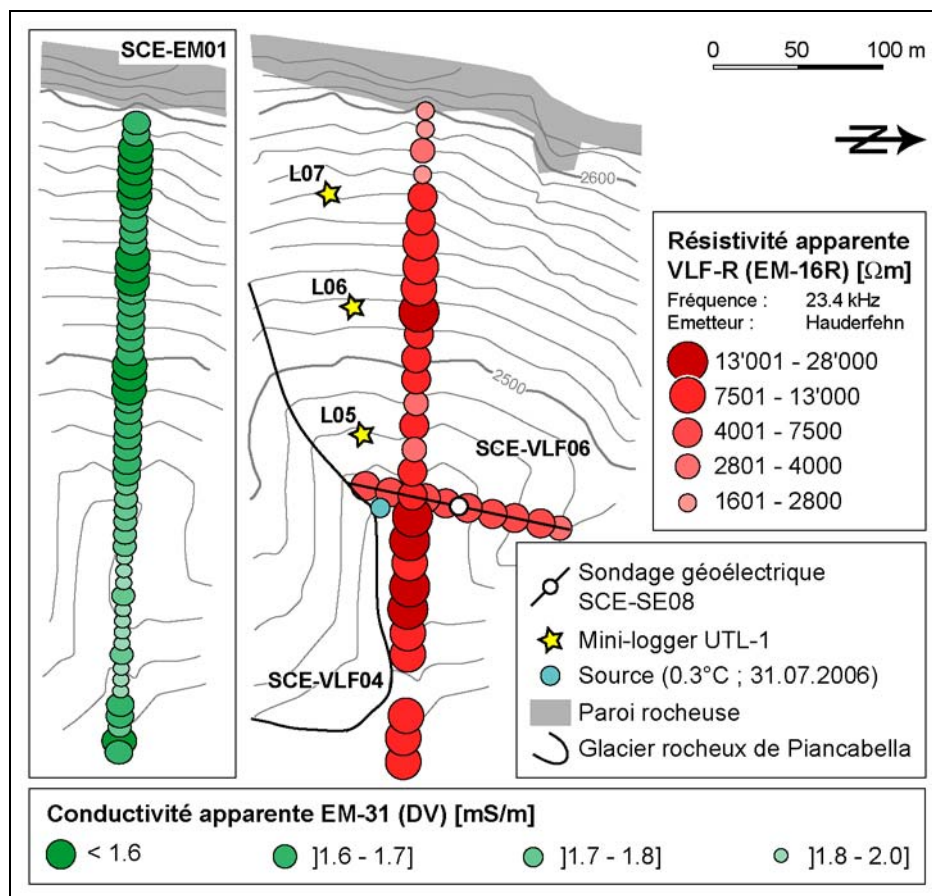


Fig. 7.38 : Conductivités et résistivités apparentes mesurées sur l'éboulis de Gana Rossa, emplacement du sondage géoélectrique SCE-SE08 et des trois mini-loggers UTL-1.

Afin de cerner la distribution du permafrost dans l'éboulis de Gana Rossa, un certain nombre de mesures y ont été effectuées (fig. 7.38). Un sondage géoélectrique a été réalisé dans la partie inférieure de l'éboulis (SCE-SE08). Longitudinalement à l'éboulis, un profil de résistivité apparente à l'aide du VLF-R, avec un écartement des mesures de 10 m (SCE-VLF04), et un profil de conductivité apparente à l'aide de l'EM 31, avec un écartement des mesures de 5 m (SCE-EM01), ont été réalisés. Pour le profil réalisé avec l'EM 31, la conductivité apparente et la valeur de l'inphase pour les modalités DV et DH en 53 points (pour un total de 212 mesures) ont été mesurées. Un profil de résistivité apparente (SCE-VLF06) a été également réalisé le long de la ligne AB maximale du sondage. Le régime thermique de la surface du sol pour l'année hydrologique 2006/2007 a été étudié grâce à la mesure de la température en continu par trois capteurs positionnée sur un profil aval-amont.

## 7.8.2 Résultats et interprétations

### 7.8.2.1 Propriétés électriques de l'éboulis

Le sondage SCE-SE09 présente une stratigraphie électrique composée par trois niveaux (fig. 7.39). Le premier niveau, avec une résistivité de peu inférieure à 10 k $\Omega\text{m}$  et une épaisseur d'environ 3 m, surmonte un deuxième niveau de résistivité élevée (92 k $\Omega\text{m}$ ) et de 14 m d'épaisseur. Ces deux niveaux ont été interprétés, respectivement, comme la couche active et un niveau de sédiments gelés. Le troisième niveau, situé en profondeur, présente des résistivités nettement plus faibles (1.4 k $\Omega\text{m}$ ), ce qui laisserait penser que la

zone profonde présente des sédiments plus humides colmatés par des fines. En tous les cas, étant données les résistivités mesurées, le bedrock n'a pas été atteint.

Il est intéressant de voir que le permafrost de la partie inférieure de l'éboulis de Gana Rossa est plus résistant que celui du glacier rocheux de Piancabella, situé juste à côté, et que la couche active est ici un mètre moins épaisse.

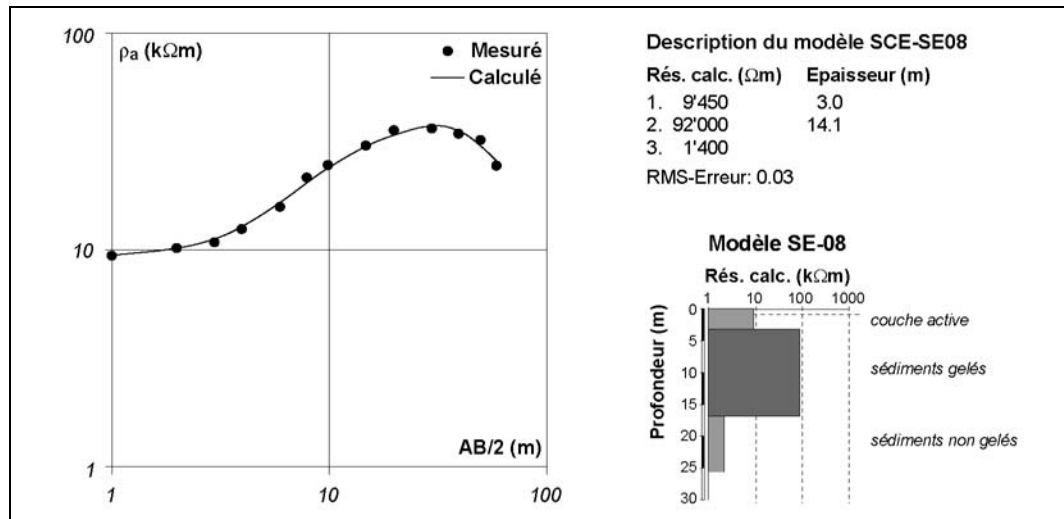


Fig. 7.39 : Sondage géoélectrique SCE-SE08 réalisé dans la partie inférieure de l'éboulis de Gana Rossa.

Les résistivités apparentes mesurées longitudinalement à l'éboulis par le profil SCE-VLF04 montrent, dans la partie inférieure de l'accumulation sédimentaire, des valeurs globalement supérieures à 10  $\text{k}\Omega\text{m}$  et atteignant un maximum de 28  $\text{k}\Omega\text{m}$  dans la zone située juste à l'aval du sondage électrique. Les résistivités diminuent ensuite en direction de la partie médiane de l'éboulis, augmentent à nouveau dans la partie centrale (jusqu'à un maximum de 14  $\text{k}\Omega\text{m}$ ) pour décroître à nouveau en direction de la partie supérieure de la pente, où les résistivités apparentes sont inférieures à 5  $\text{k}\Omega\text{m}$ . La valeur de l'angle  $\varphi$  est distinctement inférieure à 45° (elle est comprise entre 6 et 30°), ce qui montre que l'augmentation de la résistivité avec la profondeur est importante.

La tomographie électrique VLF-R réalisée par inversion des données du profil SCE-VLF04 (fig. 7.40), permet de confirmer, dans la partie inférieure de l'éboulis, la stratigraphie obtenue d'après le sondage géoélectrique. Les résistivités maximales calculées se trouvent entre le pied de l'éboulis et le sondage géoélectrique. La profondeur de la couche active est assez constante aux alentours des 4 m de profondeur. En amont de l'emplacement du sondage géoélectrique, les résistivités de la deuxième couche diminuent progressivement jusqu'à une distance de 200 m, où elles montrent une légère augmentation. En direction de la partie apicale de l'éboulis, la diminution des résistivités de la deuxième couche et l'épaississement de la première couche sont importants.

Comme c'était le cas pour la tomographie effectuée le long du glacier rocheux, le processus d'inversion n'accepte pas la valeur de résistivité de la première couche introduite d'après le sondage géoélectrique, mais il a choisi à la place une valeur beaucoup plus faible. Les résistivités du corps gelé, tout comme l'épaisseur de la couche active, restent par contre dans le même ordre de grandeur. Il est possible d'expliquer cela par le fait que, pour une méthode EM à courant alternatif comme le VLF-R, la profondeur d'investigation dépend de la fréquence utilisée et de la résistivité du sous-sol. Etant donné

que, à fréquence égale, plus la résistivité est grande et plus la profondeur d'investigation est grande (cf. formule 4.10), il est probable qu'en introduisant une première couche avec une résistivité de 10 k $\Omega$ m, le processus d'inversion aura tendance à lui attribuer une épaisseur nettement surestimée par rapport à la réalité. Afin d'avoir des épaisseurs conformes à la réalité, il faut obligatoirement diminuer drastiquement la résistivité du premier niveau du terrain. Ce problème ne devrait par contre pas affecter la géométrie des couches modélisées, étant donné que le processus d'inversion tient compte des variations latérales de résistivité mesurées.

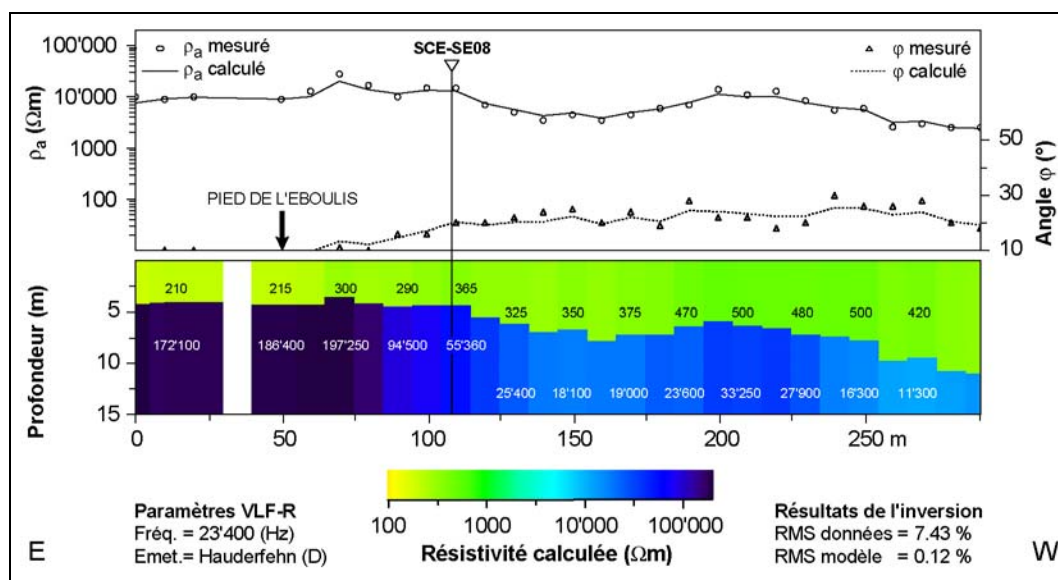


Fig. 7.40 : Valeurs de résistivité apparente et de l'angle  $\phi$  mesurées et calculées et tomographie électrique VLF-R pour le profil SCE-VLF04. Le trou présent vers 30 m environ s'explique par l'absence de mesures dans ce secteur en raison de la trop grande taille des blocs.

Le profil SCE-VLF06, réalisé le long de la ligne AB maximale du sondage SCE-SE08, montre des résistivités constantes aux alentours de 5 k $\Omega$ m, ce qui est en accord avec les résistivités apparentes mesurées par SCE-VLF04 au même endroit. L'hétérogénéité latérale faible garanti la qualité du sondage SCE-SE08, qui d'ailleurs présente une erreur d'inversion particulièrement faible (ce qui est assez rare dans ce genre de terrains, comme on peut le voir pour les autres sondages géoélectriques réalisés).

Pour le profil SCE-EM01 (fig. 7.38), les conductivités apparentes en DV montrent un comportement opposé à celui des résistivités apparentes, qui se manifeste par une corrélation positive entre ces deux paramètres (fig. 7.41). Le pied de l'éboulis présente les conductivités apparentes les plus importantes tandis que l'on a une diminution progressive de celles-ci au fur et à mesure que l'on monte dans la pente. Il est difficile d'expliquer ce comportement sans tenir compte des conductivités mesurées en DH et de l'indice rho-h (présentées dans la figure 4.23). Les conductivités apparentes mesurées en DV et DH montrent une augmentation dans la partie inférieure de l'éboulis, tandis qu'elles diminuent légèrement par la suite pour se stabiliser aux alentours de 1.7 mS/m. L'indice rho-h permet de voir que la conductivité diminue avec la profondeur dans la zone distale de l'éboulis, tandis qu'elle augmente avec la profondeur dans sa zone médiane-inférieure. Dans la zone médiane-supérieure de l'éboulis, les indices rho-h sont compris entre 0 et -0.1, ce qui nous dit que la variation de conductivité avec la profondeur est moindre. Dans la zone apicale, enfin, il est possible que l'indice rho-h à nouveau négatif soit dû à l'influence du bedrock.



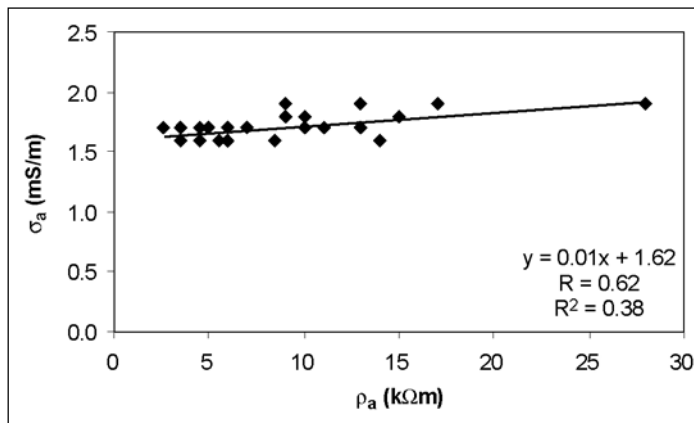


Fig. 7.41 : Relation entre les résistivités apparentes et les conductivités apparentes mesurées longitudinalement à l'éboulis de Gana Rossa.

Comme pour le glacier rocheux de Piancabella, l'augmentation des conductivités dans la partie inférieure de l'éboulis (en particulier dans la partie plus étroite située au N du glacier rocheux de Piancabella) pourrait s'expliquer par le phénomène de canalisation du courant électrique à la base de la couche active déterminé par la présence d'eau en grandes quantités, ce qui diminuerait la part de conductivité apparente due à la deuxième couche à cause de la difficulté d'induire un courant électrique dans le corps du permafrost. La présence d'eau à la base de la couche active est très probable : des écoulements d'eau sont en effet audibles tout au long de l'été. Un important apport d'eau depuis le glacier rocheux de Piancabella est également supposé (comme en témoignent les deux sources échantillonnées dans le secteur, celle dans laquelle ont été retrouvés les fragments de bois et la source présentée dans la figure 7.38).

La diminution des conductivités dans la partie supérieure du versant pourrait s'expliquer par le fait que la réponse mesurée par l'EM 31, en raison de l'augmentation de profondeur de la première couche visualisée par la tomographie électrique, est basée seulement sur l'induction dans la partie supérieure aérée de l'éboulis (comme le témoignent aussi les faibles variations de l'indice rho-h), tandis que la résistivité apparente mesurée par le VLF-R intègre probablement un niveau plus conducteur situé en profondeur (et qui ne serait pas différencié de la première couche dans la tomographie), comme il semble possible d'après la diminution des résistivités apparentes et l'augmentation de  $\varphi$  en direction de la partie supérieure de la pente.

### 7.8.2.2 Susceptibilité magnétique de l'éboulis

Comme déjà dit plus haut, la valeur de l'inphase est proportionnelle à la susceptibilité magnétique du sous-sol. La figure 7.42 présente les variations de l'inphase mesurées longitudinalement à l'éboulis de Piancabella. Afin de saisir au mieux les variations de ce paramètre, les variations de l'inphase ont été corrigées en attribuant (arbitrairement) une valeur de 0 au secteur correspondant aux résistivités les plus élevées de la deuxième couche, correspondant au secteur avec la plus importante teneur en glace et/ou les températures les plus basses du corps du permafrost (cf. chap. 7.5.3.2). L'augmentation de l'inphase dans la première partie du profil est importante. La valeur de l'inphase se stabilise ensuite aux alentours de 0, pour augmenter à nouveau, dans le cas de DV, dans la partie supérieure du versant. La forte augmentation de l'inphase dans la première partie du profil pourrait correspondre à la zone de transition entre le terrain non gelé et le permafrost, caractérisée par une augmentation progressive de la quantité de glace dans le terrain, ce qui fait monter l'inphase à 0. Le fait que cette variation de l'inphase ait été mesurée en DH aussi, nous indique que probablement le toit du permafrost se situe à moins de 3 m de profondeur.

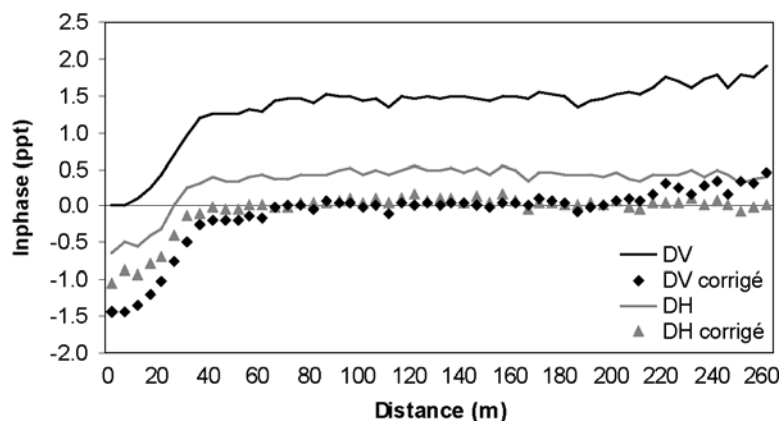


Fig. 7.42 : Variations de l'inphase sur un profil longitudinal à l'éboulis de Gana Rossa pour les modalités DV et DH de l'EM 31.

Etant donnée la susceptibilité magnétique très faible de la glace et de l'air, il est difficile de pouvoir déterminer la zone de transition entre l'éboulis gelé et l'éboulis aéré sur la base de la seule valeur de l'inphase. Néanmoins, cette indifférenciation montre que le permafrost de la partie inférieure de l'éboulis est très probablement saturé en glace. S'il était sous-saturé ou sursaturé, en effet, la susceptibilité magnétique de l'éboulis aéré aurait été différente de 0 (en tenant compte que les variations de l'inphase sont relatives à un niveau 0 fixé arbitrairement). L'augmentation de l'inphase dans la partie supérieure du versant sur la courbe du DV, enfin, nous indique que le bedrock (présentant une susceptibilité magnétique plus grande de l'éboulis aéré) se situe probablement à plus de trois mètres de profondeur, et ceci conformément au fait que l'augmentation de l'inphase n'a pas été enregistrée en DH.

### 7.8.2.3 Régime thermique de surface

Ce site a été équipé avec trois capteurs autonomes de températures placés sur un profil aval-amont (fig. 7.43). SCE-L05 a été placé dans la partie médiane-inférieure de la pente, SCE-L06 dans la partie centrale de l'éboulis et SCE-L07 dans la partie supérieure du versant. Malheureusement, à l'heure actuelle, des données thermiques pour la dépression dans la partie distale de l'éboulis ne sont pas disponibles. Un mini-logger a été placé dans ce secteur seulement au courant du mois d'octobre 2007. Les courbes de température indiquent que la présence de permafrost est probable à l'emplacement de SCE-L05, improbable à SCE-L06 et très improbable à SCE-L07, ce qui confirme les mesures effectuées à l'aide des autres méthodes géophysiques employées. On peut voir que le potentiel de refroidissement de SCE-L05 et SCE-L06 en début d'hiver est très important, avec les températures de la surface du sol qui chutent de 13°C (de 5 à -8°C) entre le 29.10 et le 3.11.2006 ; au contraire, dans la même période, SCE-L07 affiche une température de -0.8°C (qui est d'ailleurs la température la plus basse enregistrée par ce capteur pendant l'année hydrologique 2006/2007). Après des fluctuations de température importantes jusqu'à la mi-décembre, la température du sol à SCE-L06 reste assez constante aux alentours de -1 °C jusqu'au mois de mars, tandis qu'à l'emplacement de SCE-L05 le sol se refroidit progressivement jusqu'à la fin du mois de février (-5°C), pour ensuite se réchauffer de façon progressive jusqu'à la mi-avril et de façon brutale à partir du 12.04.2007. Malgré la disparité dans les températures affichées par les trois capteurs, bien marquée par les paramètres présentés dans la figure 7.44, nous n'avons jamais un comportement thermique opposé entre les différents capteurs et entre ceux-ci et l'air externe, ce qui ne permet pas de prouver qu'un système de ventilation fonctionne à l'intérieur de l'éboulis (peut-être à cause de la saturation en glace de sa partie inférieure).

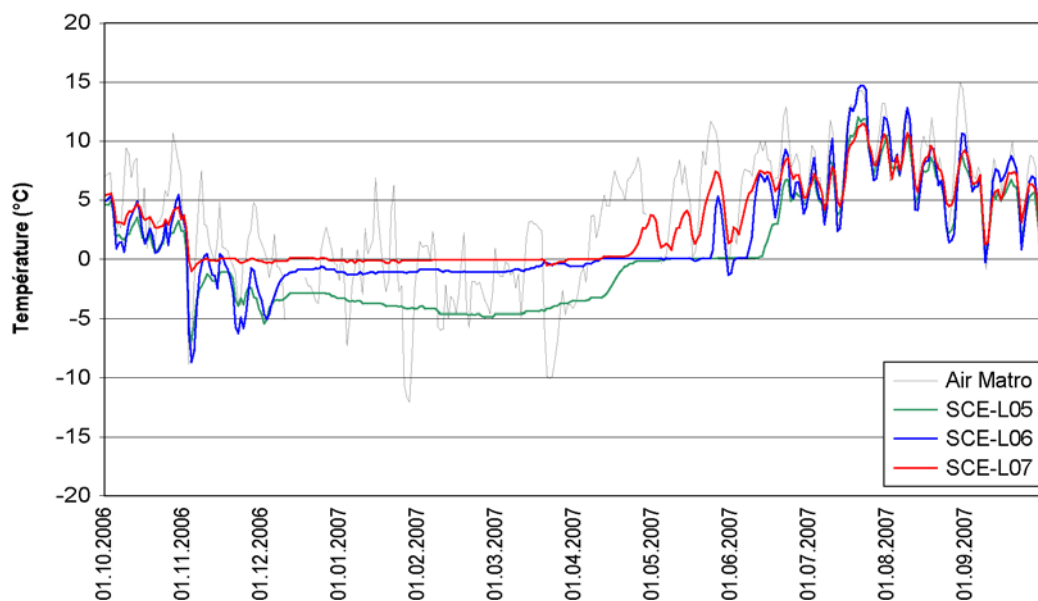


Fig. 7.43 : Courbes de température enregistrée par les trois capteurs placés sur l'éboulis de Gana Rossa.

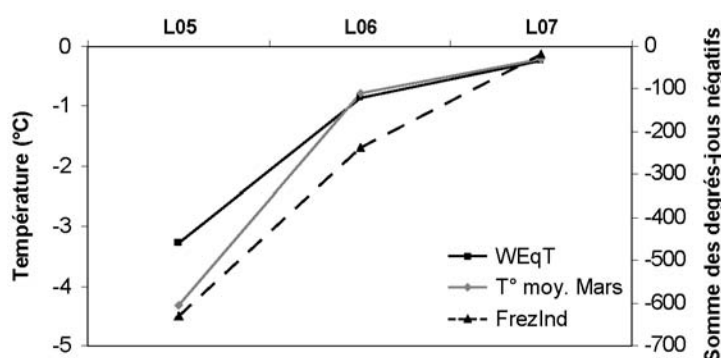


Fig. 7.44 : Température d'équilibre hivernale (WEqT), température moyenne du mois de mars et indice de gel (FrezInd) pour les trois capteurs placés dans l'éboulis de Gana Rossa.

Malgré ces considérations, l'existence d'un mécanisme de style *effet de cheminée* à l'intérieur de l'éboulis de Gana Rossa n'est pas complètement exclue. Le 16 juillet 2007, de la glace de congélation était présente entre les blocs de la dépression située dans la partie distale de l'éboulis à côté de la partie latérale du front du glacier rocheux de Piancabella (fig. 7.45), ce qui indique que le sous-sol peut se refroidir particulièrement à cet endroit pendant l'hiver et garder des conditions froides jusqu'au cœur de l'été (même si cela ne prouve pas avec certitude qu'il pourrait y avoir un système de ventilation au sein de l'éboulis ; en effet, il suffit que le sol soit très froid pour avoir la formation de glace de congélation, ce qui est un cas très fréquent, par exemple, sur un glacier rocheux).

Dans l'hypothèse du fonctionnement d'un système de ventilation au sein de l'éboulis, le capteur SCE-L05 pourrait se trouver en amont de la zone d'aspiration d'air maximale et de ce fait ne pas enregistrer l'important refroidissement qui semble caractériser la partie distale de l'accumulation sédimentaire. Afin de vérifier cette hypothèse, un capteur autonome de température a été placé dans le secteur où l'on avait observé de la glace le 16 juillet 2007. Concernant la partie supérieure de l'éboulis, enfin, il est possible que l'air « chaud » ne s'échappe pas au niveau de SCE-L07 mais dans un autre secteur de la pente.



Fig. 7.45 : Glace de congélation, photographiée le 16.07.2007, entre les blocs de la partie distale de l'éboulis de Gana Rossa. La température de l'eau qui s'écoulait entre les blocs était de 0.1°C.

### 7.8.3 Synthèse

Les mesures géophysiques, thermiques et les observations effectuées permettent de proposer une coupe schématique de la répartition du permafrost à l'intérieur de l'éboulis de Gana Rossa (fig. 4.46). **La présence de permafrost dans la partie distale de la pente est probable jusqu'à la hauteur du capteur SCE-L05, tandis que plus haut dans le versant elle devient improbable.** Les résistivités de la deuxième couche obtenues par inversion des données VLF-R dans ce secteur pourraient être dues à la partie superficielle, très fissurée, du bedrock (cf. aussi le sondage géoélectrique paramétrique SCE-SE03 présenté dans la figure 4.8). D'après les capteurs de températures SCE-L06 et SCE-L07, il est en effet improbable d'avoir de la glace dans cette partie de la pente.

Concernant les caractéristiques du corps gelé en permanence, **nous sommes probablement en présence d'un permafrost saturé ou partiellement sous-saturé en glace et, au vu de l'importante quantité d'eau et de la position de l'éboulis dans la zone inférieure de la ceinture du permafrost discontinu, vraisemblablement à l'état thermique tempéré ou semi-tempéré.** Il est difficile de savoir si le refroidissement en pied de pente est dû à un système de ventilation, à la répartition de la neige par les avalanches ou à la granulométrie (ou à une combinaison des trois processus). Le premier processus n'a pas pu être prouvé via les mesures en continu de température de la surface du sol, mais semble être possible à partir des observations effectuées dans la partie distale de l'éboulis. Quant à l'accumulation de neige et à la porosité en pied de pente, elles sont évidentes. En tous les cas, la combinaison de ces trois processus pourrait expliquer les résistivités du permafrost plus élevées et la couche active moins épaisse pour la partie distale de l'éboulis de Gana Rossa que pour le glacier rocheux de Piancabella situé juste à coté (et donc bénéficiant à priori des mêmes conditions topoclimatiques).

Du point de vue méthodologique, les prospections géophysiques menées sur ce site ont confirmé **l'importance de l'angle  $\phi$  dans l'interprétation qualitative des résistivités apparentes mesurées par le VLF-R et l'importance de l'indice rho-h dans l'interprétation des conductivités apparentes mesurées à l'aide de l'EM 31. Enfin, la composante inphase mesurée par l'EM 31 apparaît très intéressante et moins influencée par les caractéristiques de la couche active que la conductivité elle-même.**

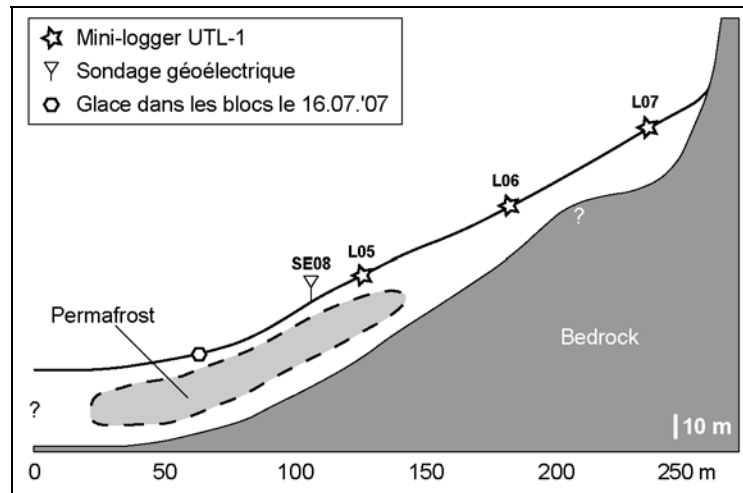


Fig. 7.46 : Coupe longitudinale schématique de l'éboulis de Gana Rossa avec la répartition du permafrost déterminée d'après les mesures géophysiques, thermiques et les observations effectuées sur ce site.

## 7.9 Synthèse générale

### 7.9.1 La répartition du permafrost dans la Valle di Scerù

D'après les résultats obtenus selon les différentes méthodes utilisées, une carte de la répartition du permafrost pour la Valle di Scerù est proposée dans la figure 7.47. En l'absence de mesures thermiques provenant de forages, la présence de permafrost n'a pas pu être vérifiée directement en aucun endroit du terrain étudié. La répartition du permafrost est donc exprimée selon une échelle de probabilité (avec les catégories « permafrost probable », où le permafrost peut couvrir des surfaces importantes et avoir une épaisseur supérieure aux 10 m, « permafrost possible », où le permafrost est présent localement et parfois de manière sporadique et « permafrost improbable »).

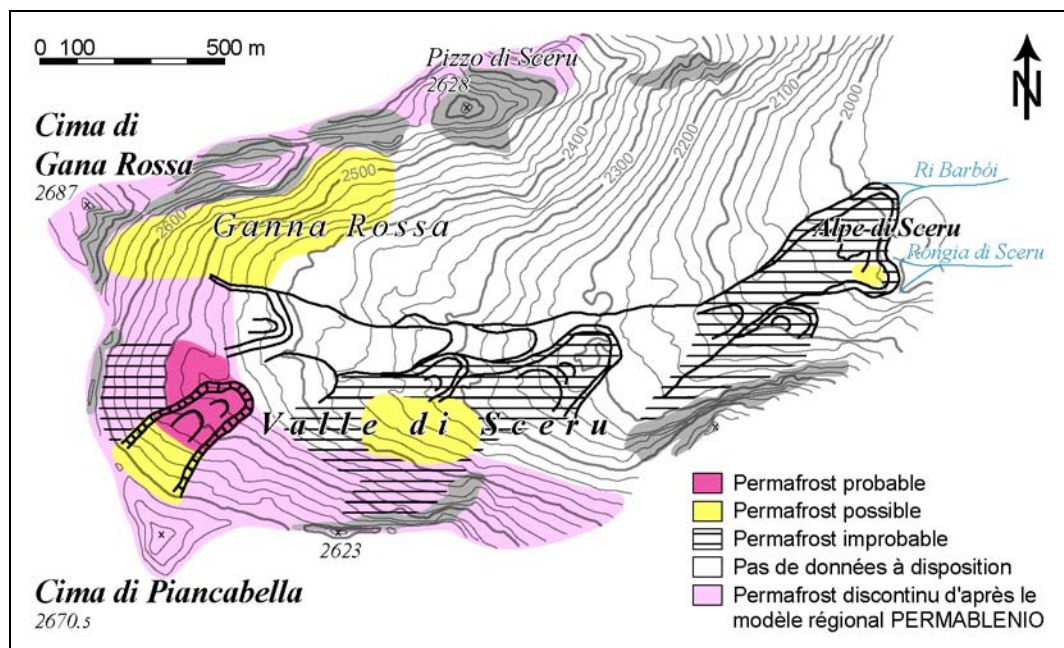


Fig. 7.47 : Répartition du permafrost dans les sites étudiés de la Valle di Scerù

La lecture et l'interprétation de la carte de la répartition du permafrost dans la Valle di Sceru est sujette aux considérations suivantes :

- La définition des trois catégories « permafrost probable », « permafrost possible » et « permafrost improbable » n'est pas basée sur des critères quantitatifs mais sur un processus qualitatif de comparaison des résultats obtenus à l'aide de plusieurs méthodes.
- La catégorie « permafrost probable » est utilisée seulement dans les sites où des mesures de résistivité ont été effectuées. Dans le seul site où j'ai utilisé seulement l'EM 31 et des méthodes thermiques (éboulis de Piancabella), la catégorie « permafrost possible » est utilisée.
- Dans le cas où la présence possible de permafrost a été déterminée uniquement sur la base de mesures de température des sources, toute la forme concernée a été considérée comme caractérisée par du « permafrost possible ».

Etant donné le nombre limité de formes étudiées, il est difficile de proposer des remarques d'ordre général. Pour les glaciers rocheux étudiés, la prospection géophysique a confirmé les observations géomorphologiques effectuées. La seule exception est donnée par le lobe S du glacier rocheux de Sceru I, où la présence de glace en profondeur semble être possible. En ce qui concerne les éboulis étudiés, la présence de permafrost est improbable pour l'éboulis de Sasso di Luzzone. Dans les deux autres éboulis étudiés, la probabilité d'avoir du permafrost diminue du pied de la pente vers la partie supérieure du versant, ce qui semble être typique pour les éboulis situés à l'intérieur ou à proximité de la ceinture inférieure du permafrost discontinu, comme cela a été mis en évidence par Lambiel (2006) et Pieracci (2006).

La comparaison avec la répartition du permafrost à l'échelle régionale simulée à l'aide du modèle PERMABLENIO est intéressante. Les sites caractérisés par une présence probable de permafrost se situent à l'intérieure de la ceinture du permafrost discontinu, tandis que les sites où la présence de permafrost est possible peuvent se trouver plus bas. L'inadéquation du modèle régional pour la prédiction de la répartition du permafrost dans les éboulis est particulièrement frappante : pour les deux éboulis étudiés situés à l'intérieure de la ceinture du permafrost discontinu, du permafrost avait été prédit dans la partie supérieure de la pente, alors que les mesures effectuées laissent plutôt penser que sa présence dans ces secteurs est improbable.

### 7.9.2 Processus mis en évidence

Un schéma récapitulatif de la répartition du permafrost et des processus dominants pour chacun des huit sites étudiés dans la Valle di Sceru est présenté dans le tableau 7.4. Il est intéressant de voir que les processus dominants ne sont presque jamais uniques et qu'il est extrêmement difficile de déterminer la part de chacun d'entre eux dans la répartition du permafrost rencontrée.

Pour les glaciers rocheux, la présence/absence de permafrost est dictée essentiellement par un régime thermique conductif reflétant les conditions climatiques actuelles. La présence de glace à l'intérieure du lobe S du glacier rocheux de Sceru I semble par contre s'expliquer par la protection offerte par la carapace de blocs et, éventuellement, par des processus advectifs, évidentes pour l'éboulis de Sasso di Luzzone sus-jacent, qui pourraient concerner cette partie du glacier rocheux. Si l'on considère aussi les glaciers rocheux des Gane di Terra Rossa, il y a une bonne cohérence entre la répartition régionale du permafrost discontinu et la position des glaciers rocheux.

Site		Répartition du permafrost	Caractéristiques particulières	Processus dominants
Glacier rocheux	Sceru I	Improbable dans le lobe N, possible dans le lobe S	Glace d'âge Pléistocène ?	advection ?
	Sasso di Luzzone	Improbable	-	conduction
	Sceru II	Improbable	-	conduction, advection ?
	Piancabella	Probable	Permafrost tempéré en état de dégradation	conduction, convection dans la couche active ?
Éboulis	Sasso di Luzzone	Improbable	-	advection
	Piancabella	Possible en pied de pente, improbable dans le haut du versant	Pied de pente à granulométrie très grossière	advection, redistribution de la neige, granulométrie
	Gana Rossa	Probable en pied de pente, improbable dans le haut du versant	Pied de pente à faible déclivité	redistribution de la neige, advection ?

Tab. 7.4 : Tableau récapitulatif de la répartition du permafrost et des processus dominants pour chacun des huit sites étudiés dans la Valle di Sceru.

Les processus sont plus complexes au sujet des éboulis étudiés. Dans les cas où la présence de permafrost a été attestée en pied de pente, les conditions topoclimatiques étaient favorables à la préservation de permafrost au sein de l'éboulis. D'une part, en raison de l'absence de permafrost dans la partie supérieure de tous les éboulis étudiés, les échanges thermiques advectifs semblent prévaloir sur les échanges thermiques conductifs et/ou convectifs, comme cela a été mis en évidence par Lambiel (2006). D'autre part, étant donné que la déclivité de la partie inférieure d'un versant d'éboulis diminue graduellement (pour les éboulis de Piancabella et de Gana Rossa nous sommes en présence de zones présentant une topographie presque horizontale), la granulométrie plus grossière et l'accumulation importante de neige par le vent et les avalanches favorisent également le refroidissement ou le maintien de conditions froides du sous-sol.

Le modèle régional de la répartition du permafrost discontinu n'a donc aucune valeur prédictive pour les éboulis. Ce modèle est donc adapté seulement au régime thermique conductif, comme le montre la bonne cohérence avec la position des glaciers rocheux, et non pas au régime thermique advectif. Étant donnée la grande difficulté, à l'heure actuelle, de tenir compte des processus advectifs dans les calculs de flux énergétiques caractérisant la partie supérieure de la lithosphère (cf. Hoelzle *et al.* 2001), la route vers une modélisation de la répartition du permafrost « fiable » semble donc passer par l'addition de modèles différents selon le régime thermique prédominant et selon la réalité géomorphologique (parois rocheuses, sédiments meubles à faible déclivité et sédiments meubles à forte déclivité).

### 7.9.3 Quelques remarques méthodologiques

#### 7.9.3.1 Le conductivimètre Geonics EM 31

L'utilisation de l'EM 31 dans la prospection du permafrost alpin a donné des résultats ambivalents. D'une part, les données de conductivité apparente elles-mêmes étaient assez discordantes avec les données de résistivité apparente, et n'ont jamais permis de cartographier l'étendue latérale des zones gelées en permanence. D'autre part, la combinaison des données à deux profondeurs d'investigation différentes selon l'orientation des bobines de l'appareil a permis de créer un indice rho-h qui s'est révélé un outil intéressant pour déterminer les variations relatives de conductivité avec la profondeur. Dans la prospection de terrains présentant des résistivités proches des limites

de la méthode, **la cartographie des variations spatiales de l'indice rho-h semble être plus prometteuse que la cartographie des seules variations de conductivité apparente**. Dans ce cas précis, l'interprétation semi-quantitative s'est révélé plus efficace que l'interprétation quantitative des conductivités mesurées.

Concernant la mesure de l'inphase, ce paramètre s'est révélé très utile dans la détermination de la susceptibilité magnétique du permafrost, ce qui a permis de faire des hypothèses quant à son degré de saturation et à son étendue latérale. La relation entre l'inphase et la résistivité des niveaux gelés en permanence s'est révélée bonne. **Cette composante inphase, négligée jusqu'à maintenant dans les études des environnements périglaciaires, apparaît pourtant très intéressante et moins influencée par les caractéristiques de la couche active que la conductivité elle-même**. Des études comparatives visant à mieux développer l'utilisation de cette composante dans l'étude du permafrost doivent donc être absolument entreprises.

Etant donné que l'EM 31 ne nécessite pas de contact direct avec la surface du sol, il a été possible d'exécuter des profils également dans des terrains à (très) gros blocs, ce qui aurait rendu difficile la réalisation de mesures de résistivité. En raison du poids contenu de l'ensemble de l'appareillage, une seule personne peut effectuer un nombre important de mesures même en conditions de terrain difficiles.

### 7.9.3.2 *Le VLF-R*

Les variations de résistivité apparente et de l'angle  $\varphi$  mesurées à l'aide du VLF-R se sont révélées très cohérentes avec la réalité géomorphologique. **Cette méthode a montré une bonne complémentarité avec les sondages géoélectriques, tant du point de vue des résultats que de l'interprétation des mesures**. Bien que les valeurs de l'angle  $\varphi$  permettent de savoir quelle est la variation de la résistivité avec la profondeur, il est difficile d'estimer la stratigraphie du sous-sol uniquement à l'aide de ce paramètre. **Le fait d'effectuer des sondages géoélectriques le long des profils VLF-R a donc permis de déterminer les inconnues permettant d'effectuer des tomographies électriques VLF-R**. Celles-ci se sont révélées facilement interprétables, sous réserve du vrai nombre de couches représenté. Une des contraintes de l'inversion des données VLF-R est en effet celle de limiter le sous-sol à deux couches, ce qui permet, par exemple, de modéliser la couche active et le corps du permafrost, mais qui ne permet pas de visualiser des variations à l'intérieur de la couche active ou des stratigraphies plus complexes.

Par rapport aux sondages géoélectriques verticaux, les tomographies VLF-R ont montré les erreurs systématiques suivantes :

- les épaisseurs de la première couche sont légèrement surestimées ;
- les résistivités de la couche active sont largement sous-estimées.

Il serait intéressant, à l'avenir, de pouvoir développer des programmes d'inversion de données VLF-R adaptés aux terrains à forte résistivité. Ceci pourrait être possible, par exemple, en introduisant dans le processus d'inversion des contraintes de résistivité et de profondeur de la première couche, ce qui permettrait d'obtenir des valeurs de résistivité de la couche active plus cohérentes par rapport à la réalité. En tous les cas, comme pour les traînés de résistivité classiques, en l'absence d'informations sur la vraie stratigraphie du sous-sol, **l'exécution et l'interprétation de profils et de tomographies VLF-R doit passer par la réalisation en parallèle d'un ou plusieurs sondages géoélectriques** afin de pouvoir calibrer la méthode.



Les problèmes principaux rencontrés sur le terrain lors de l'exécution de profils VLF-R sont les suivants :

- Malgré le poids limité qui permet d'effectuer un nombre important de mesures par deux opérateurs seulement, **dans les environnements à granulométrie grossière il est difficile de trouver des conditions adéquates afin de garantir un bon couplage entre les électrodes et le sol** (et ceci malgré la très haute impédance d'entrée des électrodes). Ce problème s'est présenté pour les profils SCE-VLF03 et SCE-VLF07, où certaines mesures étaient incohérentes par rapport aux autres, et pour le profil SCE-VLF04, où il n'a pas été possible d'effectuer des mesures vers le début du profil.
- **Le nombre limité d'émetteurs disponibles est un facteur limitant.** A des nombreuses reprises, il a seulement été possible d'effectuer un profil en disposant l'appareillage sur le terrain de façon perpendiculaire à la direction du profil, et ceci parce qu'aucun signal n'était disponible dans la direction souhaitée. **De plus, un effet d'écran exercé par les parois rocheuses est également possible.** Les mesures ont été effectuées en utilisant les émetteurs de Cutler, aux Etats-Unis, et d'Hauderfehn, en Allemagne. Le premier, avec un azimut de 120°N dans la Valle di Sceru, n'était pas perceptible en contrebas de parois rocheuses de direction N-S, tandis que le deuxième, avec un azimut de 180°N, n'était pas perceptible en contrebas des parois rocheuses de direction E-W. Ces propos sont schématisés dans la figure 7.48. Globalement, les profils réalisés à l'aide de l'émetteur le plus proche (celui d'Hauderfehn) ont donné des meilleurs résultats en termes de qualité des mesures et de cohérence avec les résultats issus des autres méthodes utilisées.

En conclusion, **malgré quelques problèmes d'ordre pratique, la méthode VLF-R s'est révélée prometteuse en ce qui concerne la cartographie du permafrost alpin.** Cette méthode semble être particulièrement intéressante pour des études préliminaires, afin de déterminer s'il vaut la peine ou non d'étudier un secteur de façon plus détaillée ou avec un appareillage logistiquement plus lourd (par exemple, par tomographie électrique 2D, par sismique réfraction ou par radar géologique).

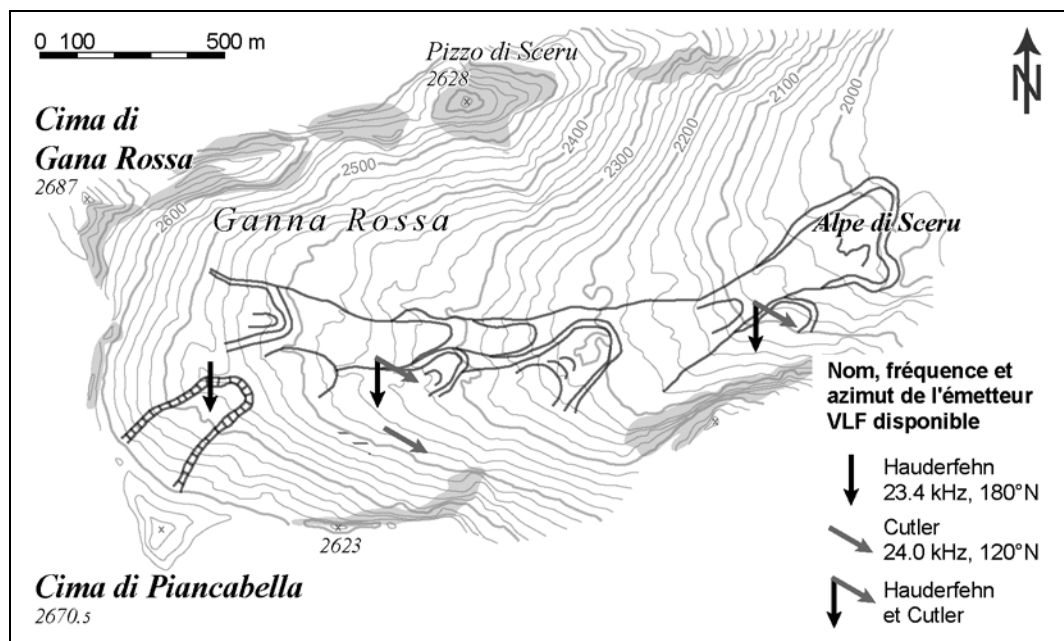


Fig. 7.48 : Emetteurs VLF disponibles dans la Valle di Sceru selon le contexte topographique.



## 8. Hydrologie périglaciaire

---

*Enfin deux ou trois convives paisibles essayèrent d'invoquer une époque de froid terrible, et imaginèrent des sortes de glissoires qui, partant des plus hautes chaînes de montagnes et se reliant à la plaine par les glaciers, avaient servi de route aux masses primitives les plus lourdes. L'époque du dégel étant arrivée, ces masses s'étaient fixées à jamais sur un sol étranger. On ne pouvait supposer alors que les glaces flottantes eussent pu amener du Nord des blocs énormes. Ces bonnes gens ne parvinrent cependant pas à imposer leurs idées un peu trop froides.*

J. W. Goethe, *Wilhelm Meister*, 1874.



## 8 Hydrologie périglaciaire de la Valle di Sceru

Après avoir discuté la répartition du permafrost dans la partie orientale du massif de la Cima di Gana Bianca (chap. 7), les mesures effectuées à l'aide de la méthode de la polarisation spontanée (PS), décrite au chapitre 4.2.5, seront présentées ici. Le but est de pouvoir délimiter les zones caractérisées par des écoulements souterrains d'eau à l'intérieur des formes géomorphologiques de la Valle di Sceru, et ceci afin de mieux connaître le fonctionnement hydrologique du vallon. Bien que dans cette partie, seules les interprétations des données PS seront présentées, les analyses et les interprétations reposeront également sur les mesures effectuées avec les autres méthodes géophysiques utilisées.

Après une partie introductive (8.1), où les sites étudiés et les mesures effectuées seront présentés, la démarche de traitement des données sera discutée (8.2). On passera ensuite à la description et à l'analyse des observations et des mesures effectuées sur les sites sélectionnés : le glacier rocheux fossile de Sceru I (8.3), le glacier rocheux actif/inactif de Piancabella (8.4) et les éboulis de Sasso di Luzzone et de Gana Rossa (8.5). Un chapitre de synthèse (8.6) clôturera enfin cette partie de la recherche.

### 8.1 Introduction et mesures effectuées

Scapozza & Reynard (2008) avaient proposé un fonctionnement hydrologique complexe de la Valle di Sceru. Les eaux de ce vallon, en effet, s'écoulent pour la plupart du temps de façon souterraine jusqu'à l'Alpe du Sceru, où les sources des deux lobes du glacier rocheux fossile de Sceru I alimentent, respectivement, la Rongia di Sceru et le Ri Barbò. Sur la base de l'analyse des températures des sources, ils avaient fait l'hypothèse qu'il n'y avait pas de mélange des eaux entre la partie S du vallon, alimentant la source du lobe S du glacier rocheux de Sceru I, et la partie N, alimentant la source du lobe N. Il s'agit maintenant de vérifier cette hypothèse et d'essayer de déterminer le comportement hydrologique des formes périglaciaires qui sont censées alimenter (en partie) le système.

L'étude des potentiels d'électrofiltration (ou potentiels EF) de la Valle di Sceru a été effectuée par le biais de 20 profils PS réalisés entre les étés 2006 et 2007 (fig. 8.1).

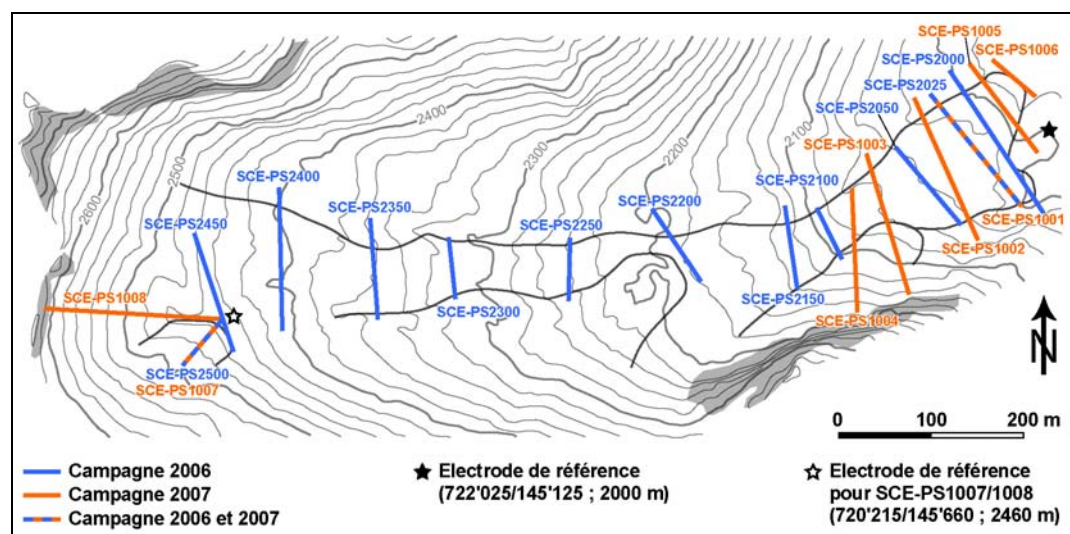


Fig. 8.1 : Profils de polarisation spontanée (PS) réalisés dans la Valle di Sceru.

Les profils réalisés en 2006 ont été répartis uniformément par tranches d'altitudes tout au long du vallon. Le but était de pouvoir établir une carte des équipotentielles du complexe du glacier rocheux de Sceru I et de ses zones environnantes. Un profil a également été réalisé longitudinalement au glacier rocheux de Piancabella. Avec la campagne 2007, au contraire, les profils ont été ciblés sur les zones qui semblaient être les plus intéressantes. 6 profils ont été réalisés transversalement à la partie basse du glacier rocheux de Sceru I. Parmi ces profils, SCE-PS1003 et SCE-PS1004 ont été prolongés longitudinalement sur le complexe éboulis – glacier rocheux de Sasso di Luzzzone. Enfin, les profils SCE-PS1007 et SCE-PS1008 ont été effectués, respectivement, longitudinalement au glacier rocheux de Piancabella et à l'éboulis de Gana Rossa. Deux profils réalisés en 2006 ont été répétés en 2007 afin de constater si l'on retrouvait, dix mois après, les mêmes anomalies.

## 8.2 Traitement des données

### 8.2.1 Rappel

Etant donné que dans une topographie à forte déclivité l'électrofiltration naturelle de pente ( $K$ ) est très haute et que son effet sur la différence de potentiel mesurée peut être important, une anomalie régionale censée la représenter a été calculée afin de la soustraire aux données mesurées (cf. chap. 4.2.5.4). L'interprétation des données est donc basée sur l'anomalie résiduelle qui en résulte, qui a été calculée à l'aide de la formule suivante (voir aussi la formule 4.20) :

$$\Delta V_R = \Delta V_M - (K \cdot H) \quad (8.1)$$

où :

$\Delta V_R$  = anomalie résiduelle (mV) ;

$\Delta V_M$  = valeur mesurée (mV) ;

$(K \cdot H)$  = anomalie régionale (mV) ;

$K$  = électrofiltration naturelle de pente (mV/m) ;

$H$  = différence d'altitude entre le point de mesure et la base (m).

Etant donné que  $\Delta V_M$  est mesuré sur le terrain et que les coordonnées géographiques de chaque point mesuré sont connues, la seule difficulté qui se présente pour calculer  $\Delta V_R$  est la détermination de  $K$ .

### 8.2.2 Le paramètre $K$

$K$  est un paramètre empirique propre à chaque terrain prospecté. Afin de simplifier l'interprétation des données et d'avoir des résultats comparables entre eux, une seule valeur de  $K$  pour toute la Valle di Sceru a été déterminée. La difficulté consiste dans la disponibilité de données ne présentant pas d'anomalies afin de déterminer une valeur de  $K$  exprimant seulement l'électrofiltration naturelle de pente. Il a été décidé d'utiliser les valeurs au départ de chacun des 11 profils réalisés en 2006 (tous les profils ont été réalisés en direction N-S), et ceci parce que ces valeurs ont été prises en dehors du corps du glacier rocheux de Sceru I. Etant donné qu'une seule valeur pourrait être sujette à des variations instrumentales ou à des perturbations dues à des courants parasites, une régression linéaire entre les mesures de chaque profil a été calculée en considérant la moyenne des  $m$  premières mesures pour chaque profil ( $m$  étant compris entre 2 et 30) (fig. 8.2). Le coefficient de corrélation entre la différence de potentiel et l'altitude le plus élevé a été obtenu en considérant les quatre premières mesures de chaque profil ( $R = -0.86$ ).

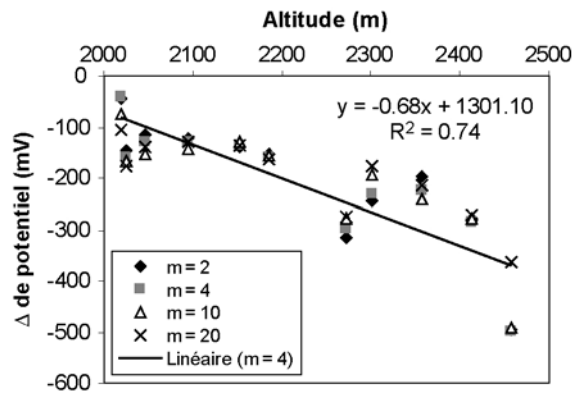


Fig. 8.2 : Valeurs de la différence de potentiel pour chaque profil en considérant la moyenne de  $m$  individus et régression linéaire pour  $m = 4$ . Seule une sélection des valeurs de  $m$  est présentée ici.

La pente de la droite de la régression linéaire pour  $m = 4$  nous donne la valeur de  $K$  retenue pour la Valle di Sceru, qui vaut  $-0.68$  mV/m. Cette valeur est dans l'ordre de mesure d'autres gradients reportés dans la littérature, par exemple  $-0.8$  mV/m pour Ernstson & Scherer (1986),  $-2.0$  mV/m pour Aubert & Yene Atangana (1996) et entre  $-1.5$  et  $-4$  mV/m pour Aubert & Kieffer (1998).

La version opératoire de la formule 4.20 pour cette recherche est donc la suivante :

$$\Delta V_R = \Delta V_M - (-0.68 * H) \quad (8.2)$$

### 8.3 Le glacier rocheux de Sceru I

#### 8.3.1 Evolution de la température des sources

Comme déjà dit à maintes reprises, le comportement thermique des sources au front des deux lobes du glacier rocheux de Sceru I est très différent. La source du lobe S affiche des températures comprises entre  $2.0$  et  $2.2$  °C tout au long de l'année tandis que les températures de la source du lobe N sont plus fluctuantes, avec un minimum de  $2.8$  °C en début d'hiver 2006/2007 et un maximum de  $4.3$  °C au mois d'octobre 2007 (fig. 8.3). Le comportement de la source du lobe S est donc indépendant de celui de la source du lobe N et des variations saisonnières de température.

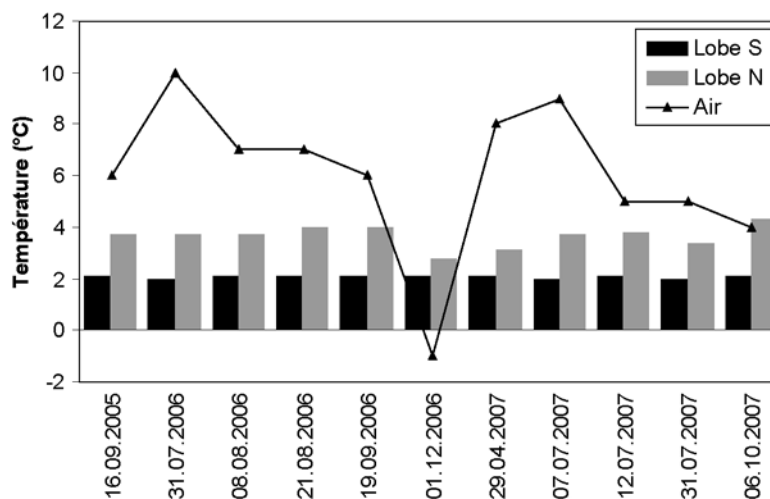


Fig. 8.3 : Evolution des températures des sources situées au front des deux lobes du glacier rocheux de Sceru I.

## 8.3.2 Anomalies des potentiels EF

### 8.3.2.1 Campagne 2006

Les 11 profils réalisés en 2006 ont permis de dresser une carte des équipotentielles de toute la partie S de la Valle di Sceru (fig. 8.4). La démarche adoptée dans le traitement des données, visant à construire une carte de l'anomalie résiduelle, a permis de mieux mettre en évidence les anomalies par rapport à la simple représentation cartographique des valeurs mesurées. De plus, comme déjà dit au chapitre 4.2.5.4, bien que la forme des anomalies n'ait pas changé par rapport aux valeurs mesurées, leur amplitude a fortement varié dans la carte de l'anomalie résiduelle par rapport aux mesures brutes. Etant donné que l'interprétation des données PS est aussi basée sur le signe des anomalies, toute interprétation basée exclusivement sur les valeurs mesurées aurait été, dans ce cas, non significative.

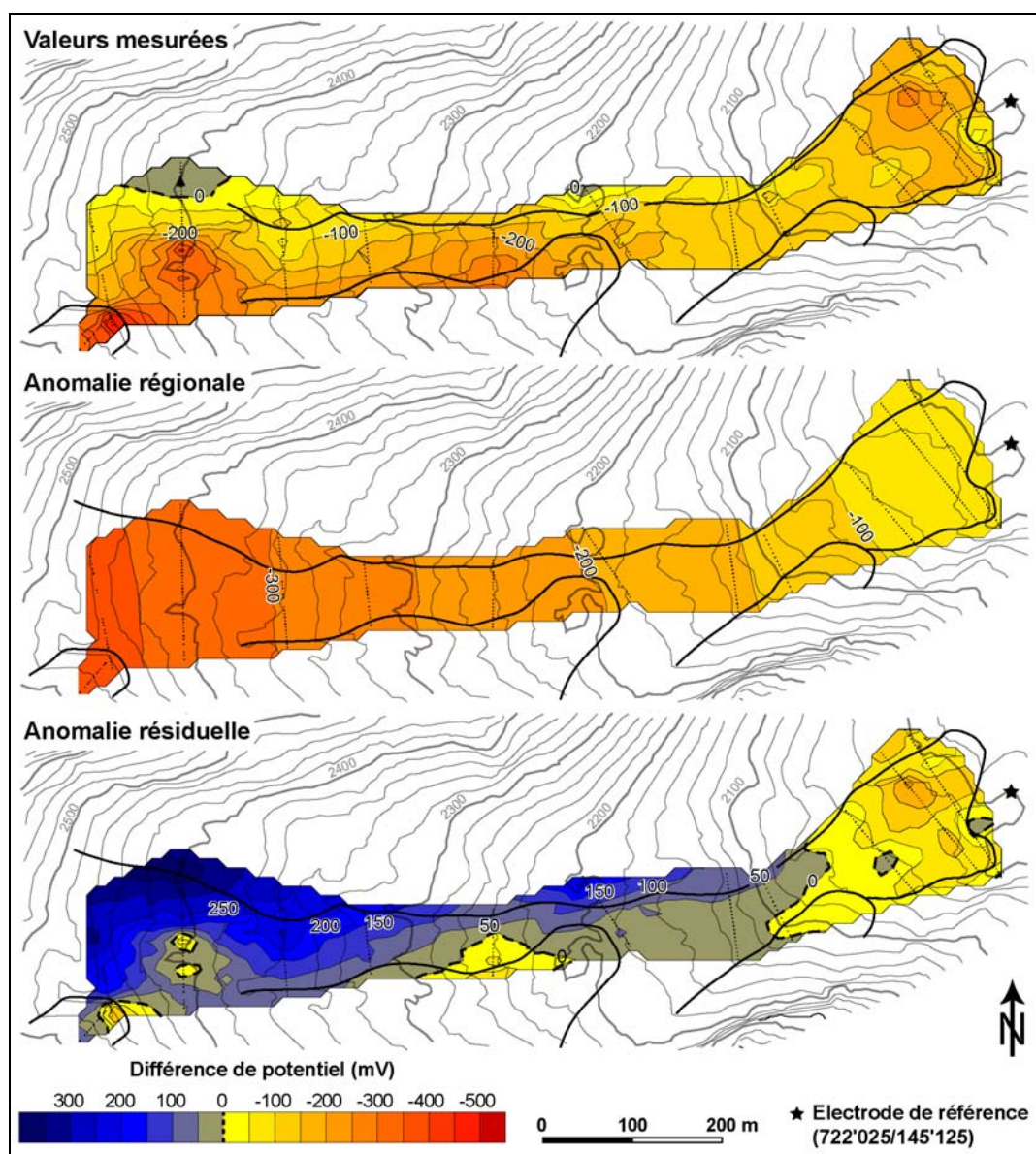


Fig. 8.4 : Interpolation par krigeage ordinaire des mesures PS effectuées dans la Valle di Sceru en 2006. Notez la différence entre les valeurs mesurées et l'anomalie résiduelle, obtenue par soustraction de l'anomalie régionale aux données brutes.



La carte de l'anomalie résiduelle de la figure 8.4 présente des anomalies négatives bien marquées dans la partie frontale du glacier rocheux de Sceru I, dans la partie située aux pieds de l'éboulis de Piancabella et au front du glacier rocheux de Piancabella. Globalement, mis à part la partie frontale du glacier rocheux de Sceru I, nous avons une tendance positive de la PS depuis le S du vallon (correspondant au pied des éboulis) jusque vers la partie située au N du corps du complexe du glacier rocheux de Sceru I.

Dans la partie supérieure du vallon, les anomalies situées au front du glacier rocheux de Piancabella et en contrebas de l'éboulis de Piancabella correspondent à des zones où des écoulements d'eau étaient bien audibles plus en amont dans la pente, ce qui confirme que l'origine des anomalies est liée à l'électrofiltration et donc au mouvement d'eau dans le sous-sol. Etant donnée l'ampleur des anomalies, en effet, il était aussi vraisemblable d'avoir dans le sous-sol des minerais conducteurs ou de la graphite (PS « minière ») : cependant, la pétrographie et les conditions géomorphologiques font plutôt penser qu'à l'origine des anomalies détectées il doit y avoir des mouvements d'eau.

Dans la partie frontale du glacier rocheux de Sceru I, chaque lobe est caractérisé par une anomalie négative qui se prolonge en direction du SW. L'anomalie négative du lobe N se prolonge jusque vers 2060 m tandis que l'anomalie du lobe S remonte le vallon jusque sous le corps du glacier rocheux de Sasso du Luzzone. La prolongation de ces deux anomalies négatives est particulièrement visible sur les profils de la figure 8.5, réalisés perpendiculairement au corps du glacier rocheux de Sceru I. Ceci confirme que, au moins jusqu'à une altitude de 2050 m environ, les deux lobes du glacier rocheux sont alimentés par des eaux d'origine différente.

Les eaux qui alimentent la source du lobe N produisent une anomalie négative de plus grande ampleur que les eaux alimentant le lobe S. Ceci pourrait être dû à la différence de conductivité des deux eaux : les eaux du lobe S affichent en effet une conductivité spécifique à 25°C de 35.5  $\mu\text{S}/\text{m}$ , tandis que pour les eaux du lobe N la conductivité est de 27.8  $\mu\text{S}/\text{m}$  (voir aussi le tableau 7.1). Etant donné que moins l'eau est conductrice plus les potentiels EF induits sont grands (cf. chap. 4.2.5.2), la différence d'amplitude des anomalies pourrait s'expliquer par ce facteur. Par analogie, l'amplitude très importante de l'anomalie négative située au front du glacier rocheux de Piancabella (jusqu'à -200 mV) pourrait être produite par l'eau très peu conductrice (13.2  $\mu\text{S}/\text{m}$ ) qui sort de ce corps sédimentaire.

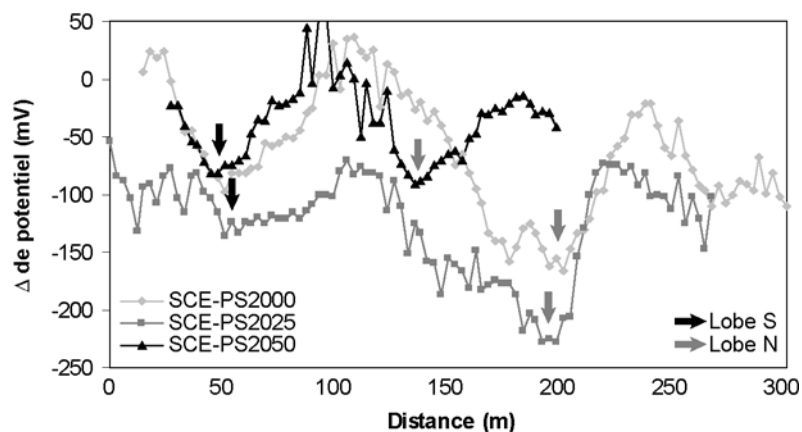


Fig. 8.5 : Profils PS exécutés perpendiculairement à la partie frontale du glacier rocheux de Sceru I. Les flèches montrent les anomalies négatives des potentiels EF liées à l'écoulement souterrain d'eau. Notez l'ampleur importante des anomalies (plusieurs dizaines de mV), liées vraisemblablement aux faibles conductivités des eaux de la Valle di Sceru.

### 8.3.2.2 Campagne 2007

L'anomalie négative du lobe N est encore mieux visible sur la carte des équipotentielles de la partie frontale du glacier rocheux de Sceru I obtenue par interpolation des mesures effectuées en 2007 (fig. 8.6). Depuis le front du lobe N, il est possible de suivre une anomalie négative presque continue traversant tout le glacier rocheux. Ceci permet de faire l'hypothèse que le lobe N du glacier rocheux de Sceru I est alimenté par les eaux de surface qui s'écoulent dans la partie supérieure du vallon et qui s'infiltrent vers 2200 m d'altitude (fig. 8.7). La zone au front du lobe N, où le profil SCE-PS1006 a été réalisé juste quelques mètres en amont des sources, est marquée par contre par une importante anomalie positive. Etant donné que les sources se situent à la rencontre entre la surface piézométriques et la topographie, la remontée relative de la nappe (même si l'eau continue à descendre) est marquée par une anomalie positive (cf. Gass 2003).

Pour le lobe S, l'anomalie négative est moins bien marquée qu'en 2006. Une large bande affichant des valeurs positives est par contre présente entre la partie supérieure du lobe S et le glacier rocheux de Sasso di Luzzone, ce qui pourrait souligner la présence d'un important aquifère. En tous les cas, les conductivités élevées et les températures des eaux constantes tout au long de l'année confirment que les transferts d'eau à l'intérieur du lobe S du glacier rocheux de Sceru I doivent être très lents, comme mis en évidence par Tenthoey (1992, 1993) dans un environnement semblable.

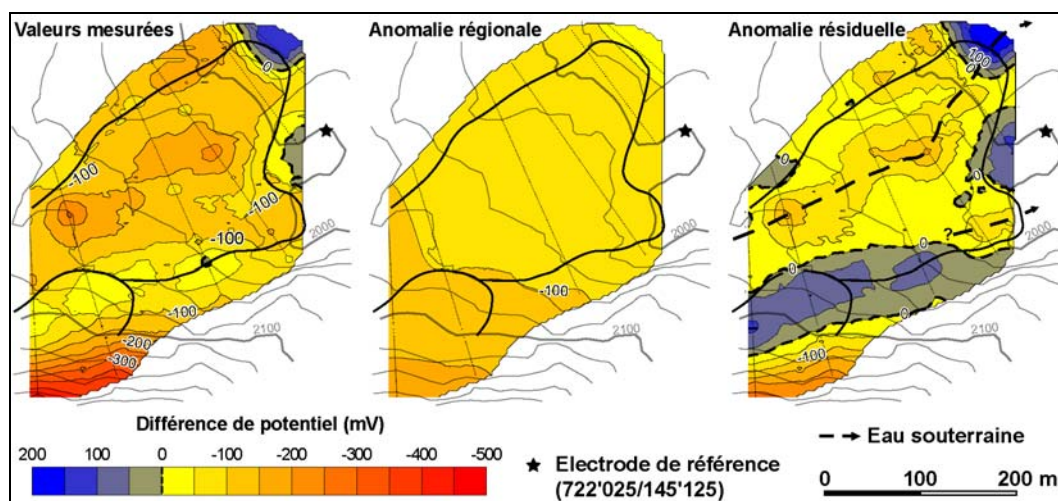


Fig. 8.6 : Interpolation par krigeage ordinaire des mesures PS effectuées dans la partie frontale du glacier rocheux de Sceru I en 2007.

### 8.3.3 Synthèse

Les mesures PS confirment que les deux sources situées au front des deux lobes du glacier rocheux sont alimentées par des eaux souterraines d'origine différente. **Les cours d'eau situés dans la partie septentrionale de la Valle di Sceru alimenteraient la source du lobe N**, ce qui confirmerait les hypothèses formulées par Scapozza & Reynard (2008), tandis que **la source du lobe S semble être alimentée par un important aquifère situé dans la partie méridionale du glacier rocheux** (fig. 8.7). Cette eau est probablement stockée à l'intérieur du glacier rocheux pour plusieurs mois, comme l'indiquent la température et la conductivité. Les conditions froides du terrain, peut être liées à un processus de ventilation (cf. chap. 7.3.2), tout comme l'importante quantité d'eau, seraient à l'origine des caractéristiques particulières de la source du lobe S.

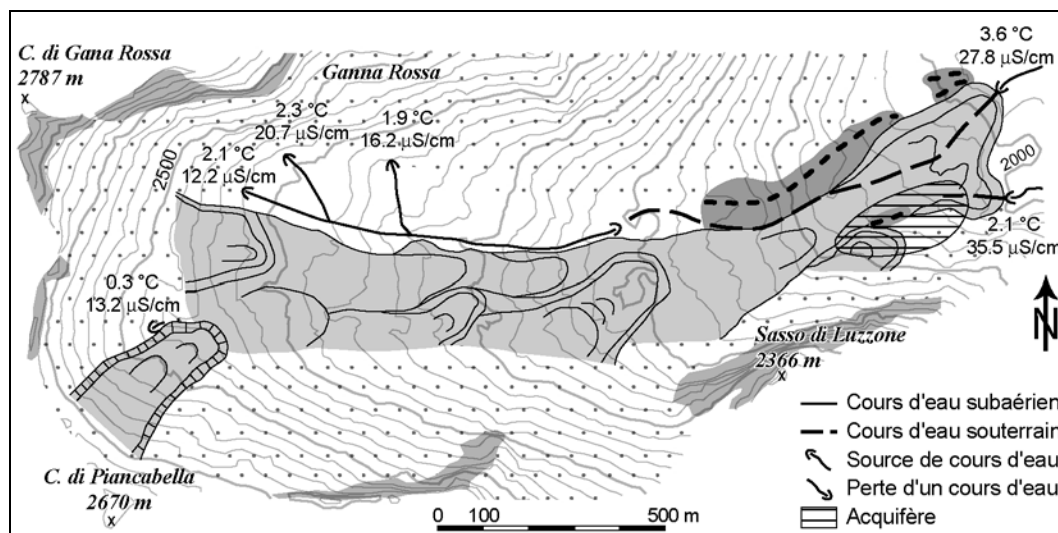


Fig. 8.7 : Fonctionnement hydrologique du complexe du glacier rocheux de Sceru I.

## 8.4 Le glacier rocheux de Piancabella

### 8.4.1 Résultats et interprétations

Deux profils PS ont été réalisés longitudinalement au glacier rocheux de Piancabella (fig. 8.8). Il faut signaler que les deux profils n'ont pas été levés avec la même électrode de référence, ce qui ne permet pas des interprétations absolues des variations de la différence de potentiel mais seulement des observations sur les variations relatives de celle-ci. En particulier, l'électrode de référence pour le profil SCE-PS1007, réalisé en 2007, a été placée à la base du front du glacier rocheux, ce qui nous donne des valeurs du début du profil aux alentours de 0 mV. L'emplacement des électrodes de référence utilisées est présentée dans la figure 8.1.

Les deux courbes montrent le même comportement, avec une importante augmentation de la différence de potentiel au niveau du front du glacier rocheux. Les valeurs se stabilisent par la suite dans une tranche d'environ 100 mV, avec des variations locales qui semblent correspondre à la topographie de surface du glacier rocheux.

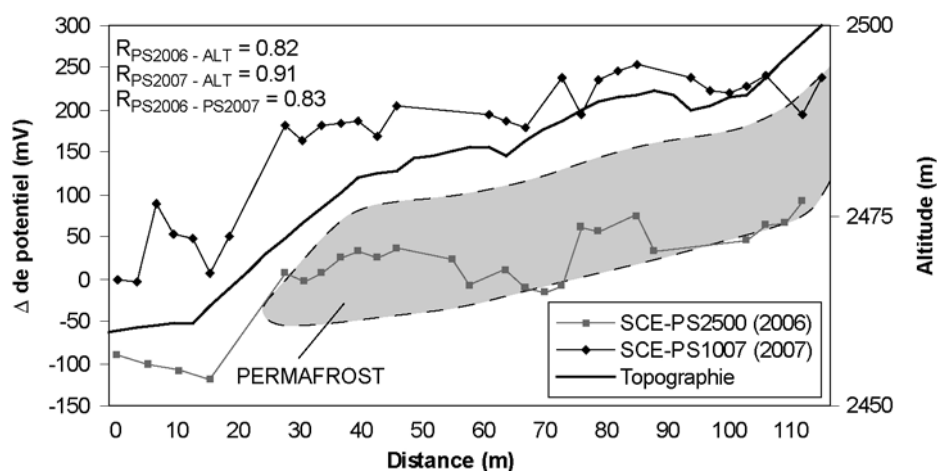


Fig. 8.8 : Profils PS réalisés longitudinalement au glacier rocheux de Piancabella. La répartition du permafrost a été déterminée sur la base des prospections présentées dans le chapitre 7.5.

Globalement, les deux courbes montrent une augmentation de la PS en direction du haut du versant, ce qui montre que les anomalies enregistrées ne sont pas dues à l'électrofiltration naturelle de pente mais bien à des potentiels EF dus au mouvement d'un fluide dans le sous-sol (les corrélations entre la PS et l'altitude sont dans les deux cas fortement positives). Le profil SCE-PS2500, qui a été levé sur la base d'une électrode de référence placée en dehors de toute zone perturbée (au contraire de SCE-PS1007), montre une importante anomalie négative au niveau du front du glacier rocheux, tandis que, sur le corps de celui-ci, les valeurs sont pour la plupart du temps supérieures à 0 mV. Si nous considérons qu'au niveau de l'électrode de référence pour le profil SCE-PS1007 on se trouve dans une zone marquée par une différence de potentiel négative, cette courbe aussi montre très clairement une importante anomalie négative au niveau du front du glacier rocheux.

La nature de cette anomalie est probablement liée à une importante concentration d'eau au niveau du front du glacier rocheux. C'est ici, en effet, que les écoulements d'eau supra- et intrapermafrost se rencontrent. Etant donné que le front du glacier rocheux de Piancabella se situe sur un autre corps poreux (dépourvu de permafrost), les eaux qui, jusqu'à ici, étaient guidées par un plan (partiellement) imperméable (le toit du permafrost), sont libres de s'infiltrer dans le sous-sol. La présence d'un aquifère subpermafrost serait par contre improbable, et ceci en raison du fait que l'eau au-dessous du glacier rocheux pourrait s'infiltrer dans les sédiments meubles jusqu'au niveau du bedrock. Malheureusement, la profondeur de celui-ci n'est pas connue. Tous ces propos sont schématisés dans la figure 8.9.

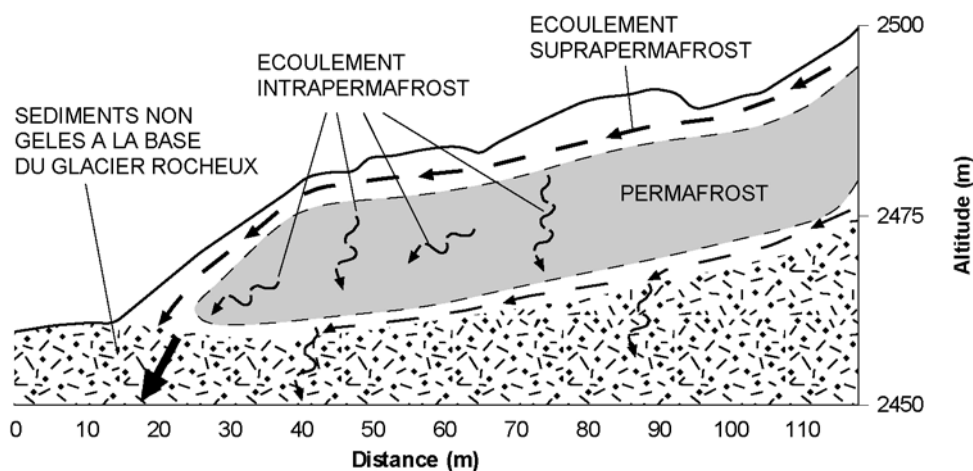


Fig. 8.9 : Fonctionnement schématique de l'hydrologie du glacier rocheux de Piancabella. Notez l'importance du flux d'eau supra-permafrost et de l'infiltration à la base du front, où l'absence de glace permet à l'eau de percoler à travers les sédiments meubles.

Les variations de la différence de potentiel mesurées sur le corps du glacier rocheux ont été mises en relation avec, d'une part, la résistivité du permafrost et, d'autre part, la profondeur de la couche active (fig. 8.10). Ces deux paramètres ont été déterminés sur la base de la tomographie VLF-R présentée dans la figure 7.16. Il est intéressant de voir que, dans les deux cas, nous avons une relation négative entre la différence de potentiel et, respectivement, la résistivité du permafrost ( $R = -0.85$ ) et l'épaisseur de la couche active ( $R = -0.74$ ). Bien qu'imparfaites, ces relations montrent que, plus la différence de potentiel est basse, plus le terrain est résistant et la couche active est profonde.

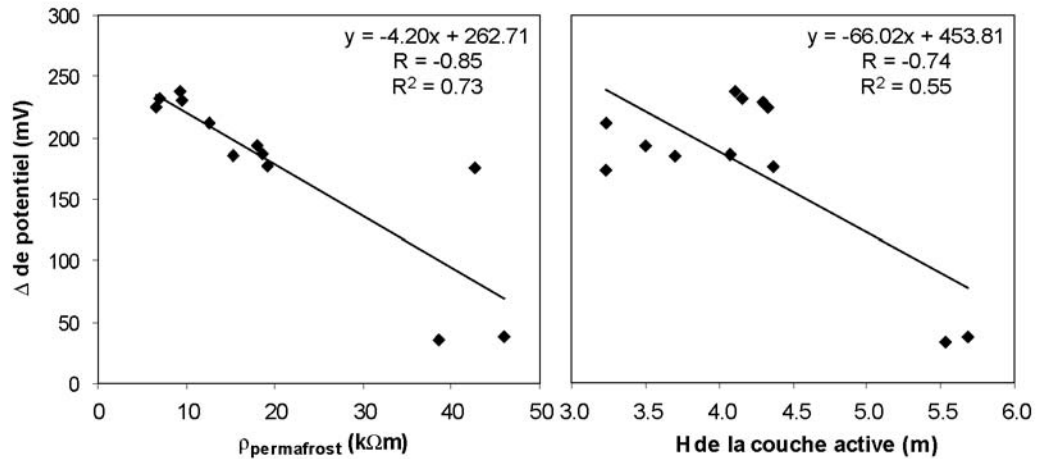


Fig. 8.10 : Relation entre la différence de potentiel et, respectivement, la résistivité du permafrost et l'épaisseur de la couche active.

Ces résultats sont en accord avec le monitoring PS des mouvements du front de gel et de dégel menées par Fortier *et al.* (1993) dans arctique canadien. D'après ces auteurs, les valeurs de la PS diminuent au moment du dégel de la couche active. L'épaississement de la couche active lors du dégel coïncide également avec une toujours plus grande quantité d'eau liquide qui est mise dans le système par fusion de la glace s'étant formée pendant l'hiver. De plus, cet épaississement détermine le fait que l'eau liquide se trouve à toujours plus grande profondeur (la profondeur de l'eau étant dépendante de la profondeur du toit du permafrost, partiellement imperméable, cf. Rist 2007), ce qui détermine une chute des potentiels. Le fait de retrouver les mêmes résultats dans cette étude nous indique que les relations retrouvées sont valables pour un monitoring ponctuel à moyen terme (comme c'est le cas pour Fortier *et al.* 1993), ou dynamique du point de vue géographique et ponctuel du point de vue temporel (comme pour cette recherche). Il est donc possible de supposer que les secteurs avec la résistivité du permafrost la plus basse correspondent aux zones où le permafrost est plus tempéré et avec une teneur en eau non gelée importante, ce qui donne des mouvements d'eau à la base de la couche active relativement importants.

Etant donné que, en simplifiant, il est possible de considérer le toit du permafrost comme (partiellement) imperméable, la bonne relation entre la PS et la résistivité du permafrost indiquerait que **les migrations d'eau à la base de la couche active du glacier rocheux de Piancabella seraient (partiellement) créées par le changement de phase entre la glace et l'eau ; en d'autres termes, par la fusion de la glace au toit d'un permafrost qui serait encore, pour le moment, saturé en glace. La saturation en glace est prouvée du fait que, sur le corps du glacier rocheux, il n'y a aucune anomalie négative témoignant de l'infiltration d'importantes quantités d'eau dans des taliks du corps gelé (écoulement intrapermafrost).**

#### 8.4.2 Synthèse

Les mesures PS effectuée sur le glacier rocheux de Piancabella confirment que l'on a une importante concentration d'eau non gelée à la base de la couche active. **Ces importants transferts d'eau suprapermast seraient en partie générés par le changement de phase de la glace qui se situe au toit d'un permafrost vraisemblablement encore saturé en glace.** La migration d'eau serait accentuée par le fait que le glacier rocheux est vraisemblablement climatiquement inactif et que le permafrost est en progressif

déséquilibre par rapport aux conditions climatiques. On se situe en effet dans la tranche d'altitude où le permafrost est vraisemblablement à l'état tempéré suite au réchauffement climatique depuis la fin du PAG. Enfin, l'infiltration dans les sédiments non gelés des importantes quantités d'eau mises en évidence semble être très probable, comme en témoigne l'importante anomalie négative de la PS au front du glacier rocheux.

## 8.5 Les éboulis de Sasso di Luzzone et di Gana Rossa

### 8.5.1 Résultats et interprétations

Ces deux formations ont été choisies parce qu'elles permettent d'effectuer une étude comparative entre un éboulis complètement dépourvu de permafrost (Sasso di Luzzone) et un éboulis où le permafrost est présent dans sa partie inférieure (Gana Rossa). Les résultats de la prospection PS sont présentés dans la figure 8.11.

Le profil SCE-PS1003, réalisé le long du complexe éboulis – glacier rocheux de Sasso di Luzzone, montre une augmentation de la PS conforme à la topographie jusqu'au sommet du front du glacier rocheux, et une importante diminution (de 100 à -220 mV !) en direction de la partie apicale de l'éboulis. Malgré quelques oscillations mineures, la diminution est constante tout au long de l'éboulis.

Pour le profil réalisé le long de l'éboulis de Gana Rossa (SCE-PS1008), deux anomalies positives sont présentes vers 120 et 280 m de distance. Il est important de préciser que ces anomalies positives sont relatives, et ceci en raison du fait que la référence avait été prise au pied de la pente et que je lui avais attribué une valeur 0. L'importante anomalie négative située vers 50 m de distance est probablement liée avec un important écoulement d'eau souterrain, comme il a été mis en évidence par les mesures et les observations effectuées dans ce secteur (cf. chap. 7.8.2).

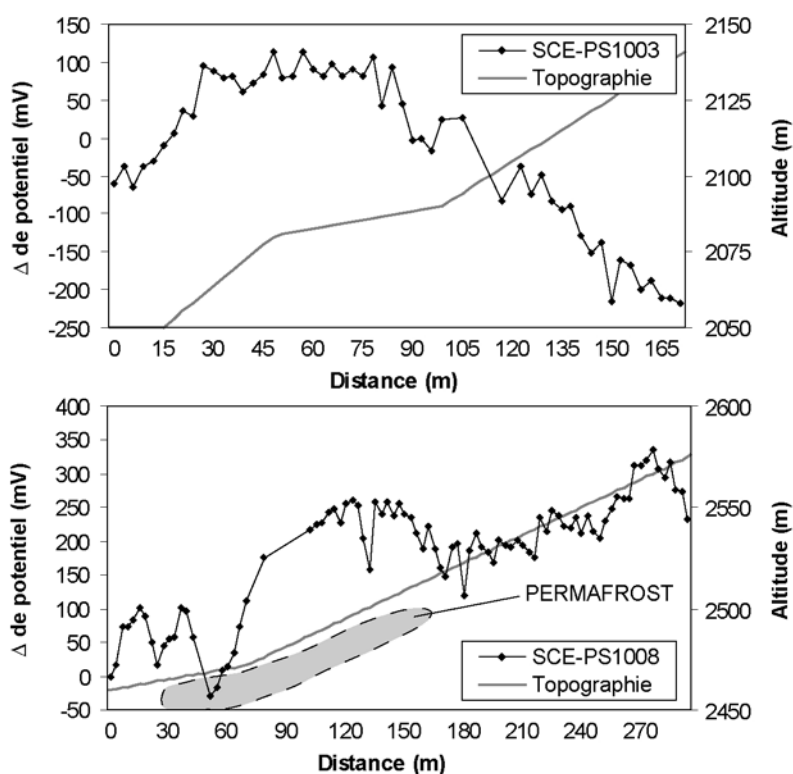


Fig. 8.11 : Profils PS à travers les éboulis de Sasso di Luzzone (en haut) et de Gana Rossa (en bas).

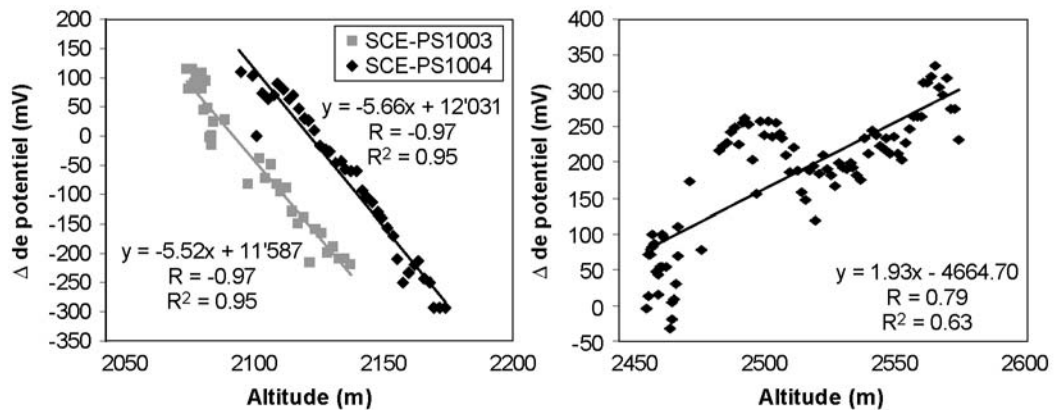


Fig. 8.12 : Relation entre la PS et l'altitude pour les éboulis de Sasso di Luzzone (à gauche) et de Gana Rossa (à droite). Notez comme pour l'éboulis de Gana Rossa la relation entre PS et altitude n'est pas exprimable par une fonction linéaire.

Etant donné que les éboulis sont marqués par une importante déclivité, des corrélations entre les différences de potentiel mesurées et la topographie ont été effectuées (fig. 8.12). Pour l'éboulis de Sasso di Luzzone, l'altitude explique à elle seule les variations de PS mesurées ( $R^2 = 0.95$  et corrélation fortement négative), tandis que pour l'éboulis de Gana Rossa, la corrélation positive nous indique que les variations de PS ne sont probablement pas déterminées par la topographie.

Pour l'éboulis de Sasso di Luzzone, l'absence de toute interface (partiellement) imperméable fait que la différence de potentiel mesurée est exclusivement due à l'électrofiltration naturelle de pente, qui doit avoir ici un gradient nettement supérieur aux  $-0.68$  mV/m déterminés pour l'ensemble de la Valle di Sceru. D'après la relation linéaire de la figure 8.12, le facteur K pour l'éboulis de Sasso di Luzzone serait compris entre  $-5.52$  et  $-5.66$  mV/m ! Cette différence de facteur K est évidente sur la figure 8.6, où les intervalles des valeurs de l'anomalie résiduelle sur l'éboulis de Sasso di Luzzone sont perpendiculaires à la pente. Les variations de PS conformes à la pente dans la partie frontale du glacier rocheux, au contraire, pourraient être dues au mouvement d'importantes quantités d'eau qui viendraient alimenter l'aquifère du lobe S du glacier rocheux de Sceru I. A l'heure actuelle, il est difficile de déterminer s'il s'agit d'eau qui percole dans l'éboulis de Sasso di Luzzone et qui vient se concentrer au front de celui-ci (peut être au contact avec la roche en place), ou s'il s'agit d'eau qui provient de la partie supérieure de la Valle di Sceru.

Dans l'éboulis de Gana Rossa, la présence d'un permafrost saturé ou partiellement sous-saturé crée des interfaces partiellement imperméables qui guident l'écoulement d'eau et qui le concentrent à la base de la couche active. L'anomalie positive située au-dessus de la couche gelée est vraisemblablement générée par les potentiels EF générés en profondeur par la migration d'eau à travers la couche active. Le toit du permafrost, en effet, en coupant le mouvement sub-vertical du fluide (comme c'est le cas pour l'électrofiltration naturelle de pente), génère une remontée relative de la nappe d'eau en direction de la surface du sol, ce qui donne des anomalies positives comme dans le cadre d'une source (cf. plus haut). Etant donné que l'éboulis semble présenter une circulation ascendante d'air relativement chaud pendant l'hiver et le printemps, il est possible de faire l'hypothèse que des importantes quantités de glace pourraient se former à la base de la couche active, plus en aval dans l'éboulis (dans le secteur sur refroidi), par regel des

eaux de fonte du manteau neigeux qui percoleraient vers la partie inférieure de l'éboulis<sup>1</sup>. Au cours de l'été, la fusion d'une partie de la glace de congélation s'étant formée au printemps ajouterait beaucoup d'eau dans le système, ce qui pourrait expliquer les importantes anomalies mesurées. La deuxième anomalie positive, quant à elle, pourrait s'expliquer par la remontée du bedrock vers la surface dans ce secteur (cf. fig. 7.46), ce qui engendrerait un comportement similaire à celui d'une couche gelée située dans la proche sub-surface. Quant à l'anomalie négative en pied de pente, elle pourrait s'expliquer par un talik permettant à l'eau de s'infiltrer dans le sous-sol. Ce type d'anomalies se retrouve par ailleurs aussi vers 0 et 25 m de distance. Pour l'anomalie à 0 m, il s'agit de la même anomalie mise en évidence à la base du glacier rocheux de Piancabella, tandis que l'anomalie à 25 m est vraisemblablement due à l'infiltration de l'eau à la transition entre le terrain gelé et non gelé.

## 8.5.2 Synthèse

L'allure des anomalies des potentiels EF mesurées sur les deux éboulis est différente et dépend vraisemblablement de l'occurrence de permafrost. Quand le permafrost est présent, la PS est positivement corrélée avec l'altitude. Ceci pourrait être dû au fait que **le toit du permafrost constitue une surface d'écoulement pour les eaux météoriques et génère des potentiels EF par le changement de phase entre la glace et l'eau**. Quand, au contraire, le permafrost est complètement absent, la forte déclivité et l'importante porosité de la formation sédimentaire font que **l'électrofiltration naturelle de pente est très importante (jusqu'à -6 mV/m) et responsable à elle seule des anomalies de la PS mesurées**.

## 8.6 Synthèse générale

### 8.6.1 Remarques générales

Les exemples présentés montrent qu'**il est possible de mettre en évidence, à l'aide de la méthode PS, certains mouvements d'eau à l'intérieur des terrains sédimentaires meubles de la zone périglaciaire alpine**. En particulier, il a été possible de déterminer l'origine d'une partie des eaux qui alimentent les deux sources aux pieds des deux lobes du glacier rocheux de Sceru I. Concernant le glacier rocheux de Piancabella, la prospection PS a confirmé les résultats obtenus à l'aide des autres méthodes géophysiques, à savoir que le permafrost est peu résistant et présente une importante teneur en eau non gelée. La comparaison des résultats obtenus sur les deux éboulis étudiés a été particulièrement intéressante. L'occurrence de permafrost s'est révélée un des facteurs pouvant déterminer les variations de la différence de potentiel. Dans le cas de la présence de permafrost, en effet, la corrélation entre la PS et l'altitude s'est révélée positive, ce qui est assez étonnant. Dans un terrain sédimentaire poreux à forte déclivité, en effet, on s'attendait plutôt à avoir une corrélation négative, comme c'était le cas pour l'éboulis de Sasso di Luzzzone, où le permafrost est absent.

Cette première application de la méthode PS à l'étude des environnements périglaciaires alpin a donc donné des résultats très encourageants. En particulier, **la méthode s'est révélée prometteuse autant à petite échelle qu'à plus grande échelle**. A petite échelle, il a été possible de couvrir presque l'intégralité de la Valle di Sceru afin de pouvoir

<sup>1</sup> Au niveau du capteur SCE-L07, situé dans la partie supérieure de la pente, les températures descendent rarement au-dessous de 0°C. La fusion de la base du manteau neigeux est donc possible tout au long de l'hiver (cf. chap. 7.8.2.3).



réaliser une carte des équipotentiels du secteur étudié, tandis qu'à plus grande échelle il a été possible de cibler la prospection sur des secteurs assez restreints comme un glacier rocheux et des éboulis, et donc de pouvoir comparer les résultats de la PS avec ceux obtenus à l'aide d'autres méthodes géophysiques. Les recherches dans ce domaine, autant du point de vue des processus que de celui méthodologique, doivent donc être poursuivies.

En ce qui concerne les transferts d'eau à l'intérieur de la couche active, il a seulement été possible de formuler des hypothèses d'ordre général. **Le fonctionnement hydrologique de la couche active demeure très complexe et reste encore largement méconnu** (cf. Rist 2007 et Rist & Phillips 2005). La PS semble cependant être une méthode prometteuse afin d'étudier, conjointement à l'utilisation d'autres méthodes géophysiques, l'importance de l'écoulement souterrain généré par l'infiltration d'eau météorique et de fusion de neige et/ou par la fusion de la glace au toit du permafrost. Malgré l'utilisation conjointe de plusieurs méthodes géophysiques, une meilleure compréhension de l'hydrologie périglaciaire sera seulement possible en effectuant des mesures en forage et un monitoring régulier des variations des potentiels EF à la surface du sol. C'est ce dernier thème qui sera abordé dans le chapitre suivant.

### 8.6.2 Un monitoring PS est-il possible ?

Malgré le fait que la problématique développée dans ce travail visait essentiellement à développer du point de vue pratique l'utilisation de la méthode PS dans les terrains périglaciaires alpins, deux profils ont été répétés à 10 mois d'intervalle afin de pouvoir vérifier si un monitoring PS pouvait être possible. Le premier couple de profils a été réalisé sur le glacier rocheux de Sceru I (présence improbable de permafrost), tandis que le deuxième couple de profils a été réalisé sur le glacier rocheux de Piancabella (présence probable de permafrost).

Comme on peut le voir sur la figure 8.13, les deux profils réalisés sur le glacier rocheux de Sceru I montrent, à quelques mètres près, les mêmes anomalies. Il est intéressant de noter que l'ampleur des anomalies est également dans le même ordre de grandeur. Etant donné que les deux profils ont été réalisés avec l'électrode de référence au même emplacement (ce qui n'est pas le cas pour les deux profils réalisés sur le glacier rocheux de Piancabella), il a été possible d'effectuer une comparaison d'ordre quantitatif (fig. 8.14), ce qui vient confirmer, avec  $R = 0,8$ , la similitude entre les deux profils réalisés. Pour le glacier rocheux de Piancabella, les deux profils réalisés ont déjà été discutés plus haut.

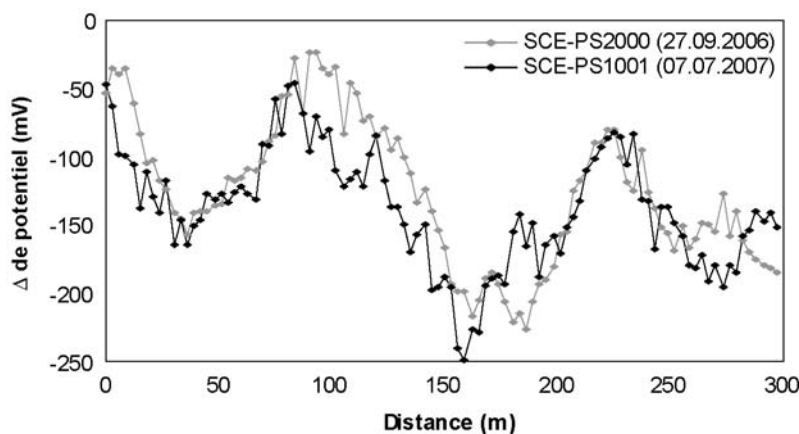


Fig. 8.13 : Profils PS traversant la partie frontale du glacier rocheux de Sceru I, réalisés le long de la même ligne à deux moments différents,

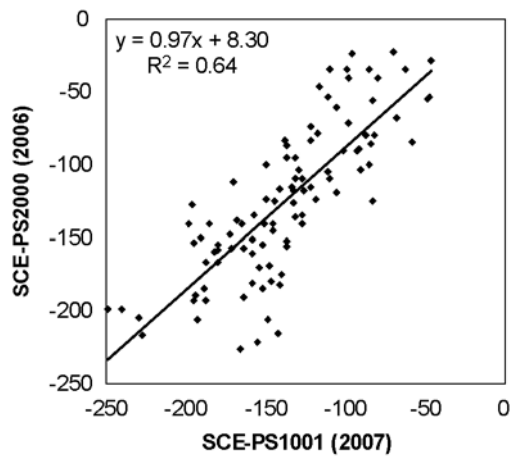


Fig. 8.14 : Comparaison entre les couples de données levés à 10 mois d'intervalle le long du même profil.

On peut donc conclure qu'un **monitoring des potentiels EF dans les formes périglaciaires semble être possible**. A l'avenir, il serait important de l'associer avec le monitoring thermique et géoélectrique, et ceci dans le but d'une meilleure compréhension des processus régissant la distribution du permafrost et les phénomènes générés par sa dégradation dans les zones de haute montagne.

---

**4<sup>ème</sup> PARTIE :**

**CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET  
PERSPECTIVES DE RECHERCHE**

---



## 9. Conclusions générales

---

*In verità quello che distingue lo storico  
od il naturalista non è la conoscenza di centomila  
fatti ma semplicemente la capacità di vederli  
sotto una certa angolazione.*

Martin Bates



## 9 Conclusions générales et perspectives de recherche

Dans le contexte d'un climat de plus en plus chaud, l'étude de la répartition du permafrost dans tous les contextes morphoclimatiques des Alpes s'avère primordiale. S'insérant dans cette problématique, ce travail de mémoire avait comme objectif l'étude des environnements périglaciaires du Sud des Alpes Suisses selon deux axes de recherche différents : une étude géomorphologique régionale et locale de la répartition du permafrost et des processus qui lui sont associés et une étude méthodologique visant à développer l'utilisation de deux méthodes électromagnétiques et de la polarisation spontanée dans les recherches sur les environnements périglaciaires alpins. La réalisation des objectifs spécifiques à chaque problématique est passée par un certain nombre d'études de cas, qui ont donné lieu à une synthèse des principaux enseignements à retenir (chap. 6.6, 7.9 et 8.6). Seuls les enseignements généraux propres à chaque problématique développée seront repris ici (9.1.1 et 9.2.1), à partir desquels un certain nombre de perspectives de recherche futures seront proposées (9.1.2 et 9.2.2).

### 9.1 Problématique géographique

D'un point de vue géographique, cette recherche a proposé une étude régionale et locale de la répartition du permafrost dans les Alpes Tessinoises orientales. Un modèle régional de la répartition potentielle du permafrost discontinu a été utilisé pour visualiser la répartition du permafrost dans la zone étudiée. Ce modèle a également permis, en combinaison avec la datation relative des glaciers rocheux fossiles, de déterminer la répartition du permafrost au Tardiglaciaire. Au niveau local, la prospection géophysique de détail de la Valle di Sceru, effectuée à l'aide de méthodes thermiques, de résistivité et électromagnétiques, a permis de dresser une carte la répartition du permafrost et de la comparer avec les résultats issus du modèle régional.

#### 9.1.1 Evolution spatio-temporelle de la répartition du permafrost

**L'évolution spatio-temporelle de la répartition du permafrost à partir de la fin de la dernière glaciation a été déterminée par un étagement altitudinal progressif des systèmes morphogénétiques périglaciaires et glaciaires.** Cette évolution a été dictée par les changements climatiques qui, depuis le Tardiglaciaire et par rapport à la fin de l'Holocène, ont été caractérisés par un réchauffement de MAAT compris entre 2.5 et 4.0 °C et par une augmentation des précipitations d'environ 20%. Cette évolution n'a pas été linéaire mais elle a été marquée, à la fin du Tardiglaciaire, par une alternance entre les périodes glaciaires (stades glaciaires) et les périodes « périglaciaires » (périodes post-stadiaires et interstadiaires). C'est cette alternance qui, malgré l'effet perturbateur au niveau thermique et mécanique des récurrences glaciaires, a permis une datation relative des glaciers rocheux et donc la détermination de la répartition du permafrost à différents moments du Tardiglaciaire. Pour l'Holocène, l'ampleur des changements climatiques n'a pas été assez importante pour marquer une évolution altitudinale significative des systèmes morphogénétiques, ce qui n'a pas permis de détailler ultérieurement la chronologie de cette période. **En l'absence de témoins géomorphologiques d'origine glaciaire bien définis permettant d'établir une chronologie relative (mis à part le PAG), l'inertie du permafrost face aux changements climatiques joue donc un rôle perturbateur majeur dans l'évolution spatio-temporelle holocène du relief du massif périglaciaire étudié.** Ceci est dû au fait que, par rapport au Tardiglaciaire, l'ampleur des changements climatiques holocènes n'a pas produit des formes étagées altitudinalement mais, au contraire, des enregistrements sédimentologiques des changements climatiques à

l'intérieur d'une seule forme. Dans le cas d'un régime thermique conductif dominant, ceci s'est traduit par une superposition de lobes d'âge différente sur un même glacier rocheux (par exemple le glacier rocheux de Pièi) et/ou par une exacerbation des processus de dégradation du permafrost dans les lobes situés en déséquilibre climatique (comme par exemple le glacier rocheux de Piancabella), ce qui a permis de déterminer la signification (paléo)climatique de ces formes (en termes de répartition et état du permafrost) d'un point de vue morphologique ou physique. **Dans les éboulis, dont le régime thermique est probablement plus complexe en raison de phénomènes de circulation d'air, au contraire, il n'a pas été possible de définir une chronologie du développement et/ou de la dégradation du permafrost présent dans ces formes.** Ceci est particulièrement frappant pour les éboulis étudiés, pour lesquels il a été difficile, si non impossible, de déterminer la période de début du développement de la forme (crise morphogénétique paraglaciale ?) et les processus à l'origine de la répartition du permafrost rencontrée (héritage d'un régime thermique conductif ou développement sous un régime thermique advectif ?). L'évolution future du permafrost sous l'effet d'un climat de plus en plus chaud est donc beaucoup plus difficilement prévisible pour un régime thermique advectif par rapport à un régime thermique de type conductif/convectif.

### 9.1.2 Echelle spatiale et modélisation de la répartition du permafrost

La comparaison de la répartition du permafrost à l'échelle locale par rapport à la répartition modélisée à l'échelle régionale a montré que, **ce type de modèle, peut être utilisé de façon prédictive uniquement pour une répartition du permafrost résultant d'échanges énergétiques de type conductif/convectif.** En ce sens, la répartition du permafrost modélisée s'est révélée cohérente par rapport aux données climatiques régionales et à la distribution des glaciers rocheux actifs/inactifs. **Par rapport aux éboulis étudiés, où la présence d'un régime thermique advectif est fortement suspectée, le pouvoir de prédiction du modèle régional s'est révélé très faible.** Comme le souligne Lambiel (2006), malgré le fait que les régimes thermiques advectifs, par leur indépendance partielle des conditions topoclimatiques, résultent de processus agissant au niveau local, la simulation de la complexité des paramètres qui déterminent le bilan d'énergie d'un éboulis ventilé et donc la simulation de la répartition du permafrost dans ce type de formes semblent, à l'heure actuelle, difficilement réalisables. **Paradoxalement, la modélisation de la répartition du permafrost dans les éboulis pourrait donner de meilleurs résultats à l'échelle régionale, en introduisant dans les modèles l'opposition amont-aval qui caractérise ce type d'accumulations sédimentaires.** Comme déjà évoqué dans le chapitre 7.9.2, la construction de modèles régionaux de la répartition du permafrost semble donc être liée à la production, en parallèle, de modèles différents selon le type de forme géomorphologique (parois rocheuses, sédiments meubles à faible déclivité et sédiments meubles à forte déclivité) et selon le régime thermique dominant (conductif pour les glaciers rocheux actifs et les parois rocheuses et advectif pour les éboulis).

### 9.2.3 Fonctionnement hydrologique des formes périglaciaires

**L'utilisation de la méthode PS dans l'étude des formes périglaciaires alpines a permis, dans certain cas, de préciser leur comportement hydrologique.** Ainsi, la cartographie des potentiels EF à l'échelle locale a permis de confirmer qu'à l'intérieur du glacier rocheux fossile de Sceru I il existe deux systèmes hydrographiques indépendants, le premier caractérisé par un transit rapide des eaux et le deuxième par un séjour plus prolongé de celles-ci (aquifère). A l'échelle de l'objet, l'interprétation des résultats obtenus à l'aide de la PS a été basée sur les résultats obtenus à l'aide d'autres méthodes géophysiques (en particulier les méthodes de résistivité). Il a donc été possible de mettre



en évidence, pour le glacier rocheux de Piancabella, qu'**une partie des eaux qui transitent à la base de la couche active serait générée par la fusion de la glace qui se situe au toit du permafrost**. Dans les deux éboulis étudiés, une différence de comportement hydrologique a été mise en évidence selon l'occurrence de permafrost. Lorsque le permafrost est présent, la PS est positivement corrélée avec l'altitude, alors que, lorsque le permafrost est complètement absent, la forte déclivité et la porosité importante de la formation sédimentaire déterminent le fait que l'électrofiltration naturelle de pente est responsable elle seule des anomalies de la PS mesurées.

### 9.1.3 Perspectives de recherche

Selon la thématique traitée, les perspectives de recherche sont multiples et découlent des nombreuses incertitudes qui ont souvent accompagné les résultats obtenus. D'un point de vue plus général, les questions auxquelles les recherches futures devraient s'attacher à répondre sont les suivantes :

#### *Quelle sera l'évolution future de la répartition et du régime thermique du permafrost au Sud des Alpes ?*

Cette recherche s'est attachée à une étude statique de la répartition du permafrost et des formes périglaciaires des Alpes Tessinoises orientales. Dans une perspective dynamique, il s'agira, d'une part, de compléter l'étude régionale débutée dans ce travail, en particulier par un inventaire des glaciers rocheux actifs de l'ensemble des Alpes Tessinoises et par le suivi sur le long terme de la dynamique de certains d'entre eux et, d'autre part, par la mise en place d'un monitoring thermique, géoélectrique et des potentiels EF sur un certain nombre de glaciers rocheux et d'éboulis.

#### *Quelle est la réelle signification paléoclimatique des glaciers rocheux ?*

En ce qui concerne l'histoire du relief et du climat pendant le Quaternaire récent, il s'agira de reprendre la question de la réelle signification paléoclimatique des glaciers rocheux. Ces formes ont toujours été corrélées avec les stades glaciaires, alors qu'il semblerait que leur réelle signification paléoclimatique soit post-stadiaire et/ou interstadiaire.

#### *Quelle est la structure des éboulis de haute altitude ?*

Les éboulis de haute altitude sont des formations sédimentaires dont la stratigraphie est, à l'heure actuelle, encore largement méconnue. Etant donné que, probablement, ces formes portent en leur sein toute l'histoire climatique holocène, il serait intéressant de pouvoir déterminer la chronologie de leur développement et de leur évolution. En particulier, il faudrait s'intéresser à l'histoire de la répartition spatiale du permafrost et aux processus la régissant. La stratigraphie de ces formes étant le plus souvent cachée, cette étude devrait être basée sur la réalisation d'un certain nombre de forages, dans lesquels il serait possible d'effectuer des diagraphies (permettant de connaître la stratigraphie de l'éboulis et de caler les mesures géophysiques de surface) et du monitoring microclimatologique à court, moyen et long terme.

#### *Quel est le fonctionnement hydrologique des formes périglaciaires de haute altitude ?*

Bien qu'il a été montré que la méthode PS permet de caractériser les mouvements d'eau sous la surface du sol, le fonctionnement hydrologique des glaciers rocheux actifs/inactifs et des éboulis n'a (de loin) pas encore été compris. Ici également, je propose un monitoring thermique et géophysique de surface et en forage à court, moyen et long terme. La question des transferts d'eau pourrait être également fondamentale dans le but de mieux comprendre la part des différents types d'échanges thermiques qui composent le bilan énergétique du sol, comme mis en évidence par Rist (2007).

## 9.2 Problématique méthodologique

D'un point de vue méthodologique, deux méthodes électromagnétiques (EM 31 et VLF-R) et la polarisation spontanée (PS) ont été testées dans l'étude des environnements périglaciaires alpins. La combinaison des données à deux profondeurs d'investigation différentes obtenues avec l'EM 31 a permis de créer un indice rho-h permettant de déterminer les variations relatives de conductivité avec la profondeur. Concernant le VLF-R, cette méthode a montré une bonne complémentarité avec les sondages géoélectriques, tant du point de vue des résultats que de l'interprétation des mesures. A l'aide de la méthode PS, enfin, il a été possible de mettre en évidence certains mouvements d'eau à l'intérieur des terrains sédimentaires meubles de la zone périglaciaire alpine. Des comportements hydrologiques différents ont pu être mis en évidence selon la probabilité d'occurrence de permafrost dans les formes étudiées.

### 9.2.1 Enseignements principaux

Les synthèses proposées aux chapitres 7.9.3 et 8.6.1 ont largement présenté les enseignements principaux apportés par les mesures effectuées à l'aide de l'EM 31, du VLF-R et de la PS. Pour résumer, voici les points à retenir :

- L'utilisation de l'EM 31 dans la prospection du permafrost alpin a permis de déterminer que, dans ces terrains très résistants proches des limites de la méthode, les variations spatiales de **l'indice rho-h**, créée à partir de la combinaison des données à deux profondeurs d'investigation différentes selon l'orientation des bobines de l'appareil, se sont révélées un **meilleur outil pour la cartographie de l'étendue du permafrost que les seules variations de conductivité apparente**. De plus, les variations de la **composante inphase**, négligée jusqu'à maintenant dans les études des environnements périglaciaires, se sont révélées **très parlantes et moins influencées par les caractéristiques de la couche active que la conductivité elle-même**. Le poids relativement limité de l'appareillage, tout comme le fait de ne pas nécessiter d'un couplage direct avec la surface du sol, rendent l'EM 31 très intéressant dans la cartographie rapide des variations de la conductivité apparente avec la profondeur, ce qui pourrait permettre de cartographier l'étendue latérale des sols gelés en permanence.
- Le VLF-R a permis, d'un point de vue qualitatif, de cartographier la résistivité apparente et ses variations avec la profondeur, tandis que d'un point de vue qualitatif la méthode a montré une bonne complémentarité avec les sondages géoélectriques. **L'utilisation conjointe de ces deux méthodes a permis d'effectuer des tomographies géoélectriques à deux couches, ce qui a permis, d'une part, de déterminer l'étendue latérale de la couche résistante et, d'autre part, de visualiser la résistivité de la couche active, la profondeur du toit du permafrost et la résistivité du corps du permafrost**. En raison du poids limité de l'appareillage et de la possibilité d'obtenir des informations en 2D, cette méthode semble être très prometteuse en ce qui concerne la cartographie et les études préliminaires des zones caractérisées par la présence de permafrost.
- Concernant la prospection PS, **une méthode semi-quantitative de traitement des données dans les environnements à forte déclivité a été développée**, ce qui devrait permettre, dans le futur, de développer davantage l'utilisation de cette méthode dans l'étude de l'hydrologie périglaciaire alpine.

### 9.2.2 Perspectives de recherche

Une perspective de recherche commune pour l'EM 31, le VLF-R et la PS est de poursuivre les études visant le développement du potentiel, des champs d'applicabilité et de la complémentarité de ces trois méthodes géophysiques avec les autres méthodes d'étude des environnements périglaciaires. Les perspectives spécifiques pour chaque méthode sont liées aux champs d'applicabilité de chacune d'entre-elles, déterminées sur la base des études de cas effectuées dans cette recherche (tab. 9.1). Pour l'EM 31, par exemple, il serait envisageable d'effectuer des mesures également en hiver, étant donné qu'il est possible d'induire du courant électrique dans le sous-sol à travers la couverture neigeuse, tandis qu'un monitoring PS permettrait de mieux caractériser le comportement hydrologique et glaciologique de la couche active sous l'effet des échanges thermiques avec l'atmosphère selon la saison.

	Occurrence du permafrost	Répartition du permafrost			Propriétés du permafrost	Monitoring du permafrost
		Variations latérales (cartographie)	Variations verticales (sondage)	Etudes de la couche active		
VES	■	■	■	■	■	■
GSTM	■	■	■	■	■	■
EM 31	■	■	■	■	■	ETUDES FUTURES !
VLF-R	■	■	■	■	■	
PS	■	■	■	■	■	

applicable ■ ■ ■ non applicable

Tab. 9.1 : Comparaison qualitative des domaines d'applicabilité des méthodes géophysiques utilisées dans cette étude. Modifié d'après Hauck (2001 : 148).

### 9.3 En termes de changements climatiques

A partir des résultats obtenus dans cette recherche, **il s'agira maintenant de poursuivre les investigations sur les interactions entre processus glaciaires, périglaciaires et gravitaires, afin de pouvoir comprendre et évaluer les réactions de la cryosphère face aux changements climatiques actuellement en cours.** La mise en place d'un réseau de monitoring à court, moyen et long terme du régime thermique et de la dynamique des pentes raides du Sud des Alpes Suisses est fortement souhaitée, d'une part, afin de pouvoir identifier et suivre des mouvements qui pourraient être source de danger suite à la dégradation du permafrost et, d'autre part, afin de pouvoir caractériser l'évolution de la cryosphère du versant sud des Alpes par rapport aux autres contextes morphoclimatiques alpins.

En parallèle, **il sera important de poursuivre les études sur les processus et sur les méthodes permettant de les étudier, afin d'arriver à comprendre toujours mieux les réactions de la cryosphère face à un climat de plus en plus chaud.** Le fait que la relation entre augmentation des températures et dégradation du permafrost ne soit pas linéaire, complexifie d'une part la production de modèles pouvant prédire de façon fiable les modifications affectant la cryosphère, mais justifie d'autre part les efforts des scientifiques de vouloir comprendre, pour chaque échelle spatiale, les processus influençant la répartition du permafrost.



## Références bibliographiques

---

*Ognuno sta solo  
sul cuor della terra  
trafitto da un raggio di sole:  
ed è subito sera.*

S. Quasimodo, *Ed è subito sera*, 1929



## Références bibliographiques

- Aellen M., Kappenberger G., Casartelli G. (1995): Il ghiacciaio del Basodino (Alpi Meridionali svizzere). *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **18**, 219-223.
- Ahmad M.U. (1964): A laboratory study of streaming potentials. *Geophysical Prospecting*, **12**, 49-64.
- Alessio M., Allegri L., Bella F., Belluomini G., Calderoni G., Cortesi C., Improta S., Mandra L., Orombelli G. (1978): I depositi lacustri di Rovagnate, di Pontida e di Pianico in Lombardia: datazione con il C<sup>14</sup>. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **1**, 131-137.
- Alley R.B., Mayewski P.A., Sowers T., Stuiver M., Taylor K.C. (1997): Holocene climatic instability: a prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, **25**, 483-486.
- Ammann P. (1988): Ritrovamento di antichi legni nel sottosuolo di Tenero, *Boll. Soc. ti. Sc. nat.*, **76**, 47-50.
- André M.-F. (1994): Rock glaciers in Svalbard. Tentative dating and inferred long-term velocities. *Geografiska Annaler*, **76A**, 235-245.
- Anisimov O.A., Nelson F.E. (1996): Permafrost distribution in the northern hemisphere under scenarios of climatic change. *Global and Planetary Change*, **14**, 59-72.
- Antognini M., Volpers R. (2002): A Late Pleistocene Age for the Chironico rockslide (Central Alps, Ticino, Switzerland). *Bull. appl. Geol.*, **7**, 113-125.
- Arenson L.U. (2002): *Unstable alpine permafrost: a potentially important natural hazard – Variations of geotechnical behaviour with time and temperature*. Inst. for Geotech. Eng., ETH Zurich, PhD Thesis No. **14801**.
- Arenson L., Hoelzle M., Springman S. (2002): Borehole deformation measurements and internal structures of some rock glaciers in Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes*, **13**, 117-135.
- Arenson L.U., Johansen M.M., Springman S.M. (2004): Effects of volumetric ice content and strain rate on shear strength under triaxial conditions for frozen soils samples. *Permafrost and Periglacial Processes*, **15**, 261-271.
- Argand E. (1918): Die Tektonik des Val Blegno. *Eclogae geol. Helv.*, **14**, 685-686.
- Assier A. (1981): *Glaciers et glaciers rocheux du Queyras*. Paris, Mémoire de maîtrise en géographie (non publié).
- Assier A., Fabre D., Evin M. (1996): Prospection électrique sur les glaciers rocheux du Cirque de Sainte-Anne (Queyras, Alpes du Sud, France). *Permafrost and Periglacial Processes*, **7**, 53-67.
- ASSN (1999): Inventaire des géotopes d'importance nationale. *Geologia Insubrica*, **4**, 25-48.
- Aubert M., Kieffer G. (1998): Hypothèse d'un processus de glissement sur le secteur nord-est de la caldera de Las Canadas des Teide (Tenerife, Canaries, Espagne): arguments géophysiques et morpho-structuraux. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, **326**, 87-92.
- Aubert M., Yene Atangana Q. (1996): Self-potential method in hydrogeological exploration of volcanic areas. *Ground Water*, **34**, 1010-1016.
- Avian M., Lieb G.K., Kaufmann V. (2005): Recent and Holocene dynamics of a rock glacier system: the example of Langtalkar (Central Alps, Austria). *Norsk Geografisk Tidsskrift*, **59**, 149-156.
- Balch E.S. (1900): *Glaciers or freezing caverns*. Philadelphia, Allen Lane & Scott.
- Ballantyne C.K. (2002a): Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, **18/19**, 1935-2017.
- Ballantyne C.K. (2002b): A general model of paraglacial landscape response. *The Holocene*, **12**, 371-376.
- Ballantyne C.K. (2003): Paraglacial landsystems. In: Evans D.J. (Ed.): *Glacial landsystems*. London, Arnold, 432-461.
- Barker R.D. (1979): Signal contribution sections and their use in resistivity studies. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **59**, 123-129.
- Baroni C., Carton A. (1990a): Variazioni glaciali oloceniche nel gruppo del M. Adamello. *Mem. Soc. Geol. It.*, **45**, 877-882.
- Baroni C., Carton A. (1990b): Variazioni oloceniche nella Vedretta della Lobbia (Gruppo dell'Adamello, Alpi Centrali). *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **13**, 105-119.

- Baroni C., Carton A. (1996): Geomorfologia dell'Alta Val di Genova (Gruppo dell'Adamello, Alpi Centrali). *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **19**, 3-17.
- Baroni C., Carton A. (1997): Alpi Retiche (Gruppo dell'Adamello – Presanella). In: Guglielmin M., Smiraglia C. (Eds.): Catasto dei rock glaciers delle Alpi italiane. *Archivio del Comitato Glaciologico Italiano*, **3**, 76-79.
- Baroni C., Carton A., Martinelli N., Pignatelli O. (1992): Dendrocronologia e variazioni glaciali oloceniche in V. di Genova (M. Adamello, Alpi Centrali). Nota preliminare. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **15**, 39-40.
- Baroni C., Carton A., Seppi R. (2004): Distribution and behaviour of rock glaciers in the Adamello-Presanella massif (Italian Alps). *Permafrost and Periglacial Processes*, **15**, 243-259.
- Barsch D. (1969): Studien und Messungen an Blockgletschern in Macun, Unterengadin. In: Kaiser K. (Ed.): Glazialmorphologie. *Z. Geomorphologie NF (suppl.)*, **8**, 11-30.
- Barsch D. (1971): Rock glaciers and ice-cored moraines. *Geografiska Annaler*, **53A**, 203-206.
- Barsch D. (1973): Refraktionsseismische Bestimmung der Obergrenze des gefrorenen Schuttkörpers in verschiedenen Blockgletschern Graubündens, Schweizer Alpen. *Z. für Gletscherkd. und Glazialgeol.*, **9**, 143-167.
- Barsch D. (1978): Active rockglaciers as indicators of discontinuous permafrost. An example from the Swiss Alps. *Proceedings of the 3<sup>rd</sup> International Conference on Permafrost*, National Research Centre and National Research Council, Ottawa, Canada, 349-352.
- Barsch D. (1988): Rockglaciers. In: Clark M.J. (Ed.): *Advances in periglacial geomorphology*. Chichester, Wiley, 69-90.
- Barsch D. (1992): Permafrost creep and rockglaciers. *Permafrost and Periglacial Processes*, **3**, 175-188.
- Barsch D. (1996): *Rockglaciers. Indicators for the present and former geoecology in high mountain environments*. Berlin/Heidelberg, Springer.
- Baumer A. (1964): *Geologie der gotthardmassivisch-penninischen Grenzregion in oberen Blenioal. Geologie der Blenio-Kraftwerke*. Bern, Kümmerly & Frey, Beiträge zur Geologie der Schweiz No. **39**.
- Beamish D. (2000): Quantitative 2D VLF data interpretation. *Journal of Applied Geophysics*, **45**, 33-47.
- Begert M., Schleger T., Kirchhofer W. (2005): Homogeneous temperature and precipitation series of Switzerland from 1864 to 2000. *International Journal of Climatology*, **25**, 65-80.
- Belloni S., Carton A., Dramis F., Smiraglia C. (1993): Distribution of permafrost, glaciers and rock glaciers in the Italian mountains and correlation with climate: an attempt to synthesize. *Proceedings of the 6<sup>th</sup> International Conference on Permafrost*, Beijing, China, 5-9 July 1993, 36-41.
- Belloni S., Pelfini M., Smiraglia C. (1988): Morphological features of the active rock glaciers in the Italian Alps and climatic correlations. *Proceedings of the 5<sup>th</sup> International Conference on Permafrost*, Trondheim, Norway, 2-5 August 1988, 678-682.
- Benech C., Marmet E. (1999): Optimum depth of investigation and conductivity response rejection of the different electromagnetic devices measuring apparent magnetic susceptibility. *Archaeological Prospection*, **6**, 31-45.
- Beniston M. (2004): The 2003 heat wave in Europe: A shape of things to come? *Geophysical Research Letters*, **31**, L02202.
- Beniston M. (2005): Mountain climates and climatic change: an overview of processes focusing on the European Alps. *Pure and Applied Geophysics*, **162**, 1587-1606.
- Beniston M., Haeberli W. (2001): Sensivity of mountain regions to climate change. In: Lozan J.L., Grassi H., Hupfer P. (Eds.): *Climate of the 21<sup>st</sup> Century: changes and risks*. Hamburg, GEO Publications, 237-244.
- Beniston M., Rebetez M., Giorgi F., Marinucci M.R. (1994): An analysis of regional climate change in Switzerland. *Theoretical and Applied Climatology*, **49**, 135-149.
- Benn D.I., Ballantyne C.K. (1994): Reconstructing the transport history of glacial sediments: a new approach based on the co-variance of clast shape indices. *Sedimentary Geology*, **91**, 215-227.
- Benn D.I., Evans D.J. (1998): *Glaciers and glaciation*. London, Arnold.
- Benn D.I., Lehmkuhl F. (2000): Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. *Quaternary International*, **65/66**, 15-29.



- Berger J., Krainer K., Mostler W. (2004): Dynamics of an active rockglacier (Ötztal Alps, Austria). *Quaternary Research*, **62**, 233-242.
- Bersezio R., Bussolini C., Pagani F., Viviani C. (1999): The Pleistocene fluvio-glacial sediments of the lower Ticino valley. Stratigraphy, sedimentary features and relations with the hydrogeological properties from a gravel pit, south of Lake Verbano. *Geologia Insubrica*, **4**, 49-60.
- Berthling I., Etzelmüller B., Eiken T., Sollid J.L. (1998): Rock glaciers on Prins Karls Forland, Svalbard. I: internal structure, flow velocity and morphology. *Permafrost and Periglacial Processes*, **9**, 135-145.
- Berthling I., Etzelmüller B., Eiken T., Sollid J.L. (2003): The rock glaciers on Prins Karls Forland: corrections of surface displacement rates. *Permafrost and Periglacial Processes*, **14**, 291-293.
- Bertinelli F., Peticolas V., Asta J., Richard L., Souchier B. (1993): Relations dynamiques entre la végétation et le sol sur éboulis froid dans les Alpes françaises méridionales. *Revue d'Ecologie Alpine*, **2**, 93-104.
- Binggeli V. (1965): Der Blockstrom im Val Cadlimo. *Regio Basiliensis*, **6**, 149-155.
- Bini A. (1987): *L'apparato glaciale Würmiano di Como*. Università degli studi di Milano, Tesi di dottorato di ricerca.
- Bini A. (1997): Stratigraphy, chronology and paleogeography of Quaternary deposits of the area between the Ticino and Olona rivers (Italy – Switzerland). *Geologia Insubrica*, **2**, 21-46.
- Bini A., Zuccoli L. (2001): Geologia di sottosuolo della Valle Olona tra Malnate e Lonate Ceppino (Varese). *Geologia Insubrica*, **6**, 19-63.
- Bini A., Carimati R., Potenza R., Testa B., Torricelli S. (1989): Caratterizzazione petrografica dei depositi glaciali (Valle del Nose, Como). *Boll. Soc. ti. Sc. nat.*, **77**, 187-197.
- Bini A., Cita M.B., Gaetani M. (1978): Southern Alpine lakes. Hypothesis of an erosional origin related to the Messinian entrenchment. *Marine Geology*, **27**, 271-288.
- Bini A., Felber M., Oppizzi P., Da Rold O. (1992): La successione deltizia della Valle della Motta nella regione di Genestrerio-Coldrerio-Novazzano (Ticino meridionale): analisi sedimentologica e paleoambientale. *Boll. Soc. ti. Sc. nat.*, **80**, 55-96.
- Bini A., Felber M., Pomicino N., Zuccoli L. (1996): La massima estensione dei ghiacciai (MEG) nel territorio compreso tra il Lago di Como, il Lago Maggiore e le rispettive zone di anfiteatro. *Geologia Insubrica*, **1**, 65-77.
- Bini A., Felber M., Pomicino N., Zuccoli L. (2001): *Geologia del Mendrisiotto (Canton Ticino, Svizzera): Messiniano, Pliocene e Quaternario*. Berna, Ufficio federale delle acque e della geologia, Rapporti dell'UFAEG, Serie Geologia, No. 1.
- Bisci C., Dramis F., Fazzini M., Guglielmin M. (2003): Climatic conditions and sporadic permafrost in the Maiella Massif (Central Apennines, Italy). *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **26**, 3-13.
- Blake E.W., Clarke G.K. (1999): Subglacial electrical phenomena. *Journal of Geophysical Research*, **104/B4**, 7481-7495.
- Blant M., Moretti M., Della Toffola R., Pierallini R. (2004): La fauna olocenica del Sud delle Alpi svizzere: chiroteri e mammiferi terrestri tra passato e presente (Grotta del Canalone, Monte Generoso, Ticino). *Boll. Soc. ti. Sc. nat.*, **92**, 31-44.
- Blant M., Moretti M., Tinner W., Della Toffola R. (2007): Nuove datazioni oloceniche di chiroteri rinvenuti presso la Grotta del Canalone (Monte Generoso, Cantone Ticino). *Boll. Soc. ti. Sc. nat.*, **95**, 89-95.
- Bogoslowky V.V., Ogilvy A.A. (1973): Deformations of natural electric fields near drainage structures. *Geophysical Prospecting*, **21**, 716-723.
- Bogoslowky V.V., Ogilvy A.A. (1977): Geophysical methods for the investigation of landslides. *Geophysics*, **42**, 562-571.
- Bogoslowky V.V., Ogilvy A.A., Strakhova N.A. (1977): Magnetometric and electrometric methods for the investigation of the dynamic landslides processes. *Geophysical Prospecting*, **25**, 280-291.
- Bona F. (2005): Il deposito pleistocenico della caverna generosa: ricostruzione paleoambientale basata sull'analisi dei micromammiferi. *Geologia Insubrica*, **8**, 11-18.
- Bossard L. (1925): Geologie des Gebietes zwischen Val Leventina und Val Blenio. *Eclogae geol. Helv.*, **19**, 504-521.
- Bouët M. (1985): *Climat et météorologie de la Suisse romande*. Lausanne, Payot (2<sup>ème</sup> édition).

- Brenna G. (1994): *Guida delle Alpi Ticinesi*. Bellinzona, Club Alpino Svizzero, 3 vol.
- Broccard A. (1998): *Géomorphologie du Turtmanntal (Valais)*. Lausanne, Institut de Géographie, Mémoire de licence (non publié).
- Bronk Ramsey C. (1995): Radiocarbon Calibration and Analysis of Stratigraphy: The OxCal Program. *Radiocarbon*, **37**, 425-430.
- Bronk Ramsey C. (2001): Development of the Radiocarbon Program OxCal. *Radiocarbon*, **43**, 355-363.
- Bronk Ramsey C. (2005): *OxCal Program v3.10*. University of Oxford, Radiocarbon Accelerator Unit.
- Brown J. (1997): Disturbance and recovery of permafrost terrain. *Disturbance and Recovery in Arctic Lands*, 167-178.
- Brown R.J., Kupsch W.O. (1974): *Permafrost terminology*. Canadian National Research Council, Assoc. Comm. on Geotechnical Research Tech. Mem. III.
- Burga C.A. (1988): Swiss vegetation history during the last 18'000 years. *New Phytologist*, **110**, 591-602.
- Burga C., Perret R. (1998): *Vegetation und Klima der Schweiz seit dem jüngeren Eiszeitalter*. Thun, Ott-Verlag.
- Burga C.A., Perret R., Zoller H. (2001): Swiss localities of early recognized Holocene climate oscillations – Characterisation and significance. *Vierteljahrschrift Naturforschungs-Gesellschaft Zürich*, **146**, 65-74.
- Burns R.A., Goriainov N.N., Hunter J.A., Judge A.S., Skvortsov A.G., Todd B.J., Timofeev V.M. (1993): Cooperative Russia-Canadian geophysical investigations of permafrost on the Yamal Peninsula, western Siberia. *Proceedings of the 6<sup>th</sup> International Conference on Permafrost*, Beijing, China, 5-9 July 1993, 66-71.
- BWG (2005): *Hinweiskarte der potentiellen Permafrostverbreitung in der Schweiz. Ausschnitt V. Leventina, 1:15000*. Bern, Bundesamt für Wasser und Geologie (BWG).
- Cagniard L. (1953): Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, **18**, 605-635.
- Cailleux A., Tricart J. (1963): *Initiation à l'étude des sables et des galets*. Paris, CDU, 2 tomes.
- Calderoni G., Guglielmin M., Lozej A., Tellini C. (1993): Research on rock glaciers in the Central Italian Alps (Valtellina, Sondrio, Northern Italy). *Proceedings of the 6<sup>th</sup> International Conference on Permafrost*, Beijing, China, 5-9 July 1993, 72-77.
- Calderoni G., Guglielmin M., Tellini C. (1998): Radio-carbon dating and postglacial evolution, Upper Valtellina and Livignese area (Sondrio, Central Italian Alps). *Permafrost and Periglacial Processes*, **9**, 275-284.
- Campana B. (1989): *Un geologo parla del suo paese*. Bellinzona, Stato del cantone Ticino.
- Cannone N. (1997): *Vegetazione periglaciale e crionivale: caratteristiche, modelli di aggregazione e rapporti con forme e processi periglaciali*. Università di Pavia, Tesi di dottorato di ricerca.
- Cannone N. (1999): Vegetazione e dinamica dei rock glaciers durante l'Olocene in Alta Valtellina (Italia). In: Orombelli G. (Ed.): *Studi geografici e geologici in onore di Severino Belloni*, 145-160.
- Cannone N., Guglielmin M., Hauck C., Vonder Mühl D. (2003): The impact of recent glacier fluctuation and human activities on permafrost distribution, Stelvio Pass (Italian Central-eastern Alps). *Proceedings of the 8<sup>th</sup> International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21-25 July 2003, 125-130.
- Carr S., Coleman C. (2007): An improved technique for the reconstruction of former glacier mass-balance and dynamics. *Geomorphology*, **92**, 76-90.
- Carter R., LeRoy S., Nelson T., Laroque C.P., Smith D.J. (1999): Dendroglaciological investigations at Hilda Creek rock glacier, Banff National Park, Canadian Rocky Mountains. *Géographie Physique et Quaternaire*, **53**, 365-371.
- Carton A., Dramis F., Smiraglia C. (1988): A first approach to the systematic study of the rock glaciers in the Italian Alps. *Proceedings of the 5<sup>th</sup> International Conference on Permafrost*, Trondheim, Norway, 2-5 August 1988, 712-717.
- Casartelli G., Pelfini M., Smiraglia C. (1995): L'utilizzo dell'iconografia storica come contributo all'indagine glaciologica in Lombardia. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **18**, 239-244.
- Casasopra S. (1939): Studio petrografico dello Gneiss granitico Leventina (Valle Riviera e Valle Leventina, Canton Ticino). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **19**, 449-709.
- Casasopra S. (1942): Appunti di geologia del Ticino. *Boll. Soc. ti. Sc. nat.*, **37**, 55-87.

- Chapellier D. (1975): Géophysique et archéologie. *Cahiers d'archéologie romande de la bibliothèque historique vaudoise*, **3**, 1-113.
- Cherubini P., Berli S., Schoch W. (1995): Analisi antracologiche per la ricostruzione della storia della vegetazione e degli incendi boschivi negli ultimi 7000 anni nelle Centovalli (Ticino, Svizzera). *Boll. Soc. ti. Sc. nat.*, **83**, 113-120.
- Church M., Ryder J.M. (1972): Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciations. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **83**, 3059-3071.
- Cita M.B., Bini A., Corselli C. (1990): Superfici di erosione messiniane: una ipotesi sull'origine dei laghi sud-alpini. In: Barbanti L., Giussani C., De Bernardi R. (Eds.): *Il Lago Maggiore dalla ricerca alla gestione*. Pallanza, Documenti dell'Istituto Italiano di idrobiologia, **22**, 33-54.
- Collet L.S., Becker A. (1968): Radiohm method for earth resistivity mapping. *Canadian Patent* 795919.
- Commission Géologique Suisse (1975): *Carte géologique générale de la Suisse, Feuille 7/Tessin*. 1:200'000.
- Commission Géologique Suisse (1980): *Carte tectonique de la Suisse*. 1:500'000.
- Conedera M., Tinner W. (2000): Ferro e fuoco: una ricostruzione paleoecologica dell'approccio territoriale nella Regione Insubrica in età preistorica. In: de Marinis R.C., Biaggio-Simona S. (a cura di): *I Leponti, tra mito e realtà*, Locarno, Armando Dadò editore, 63-70.
- Corte A. (1976): The hydrological significance of rock glaciers. *Journal of Glaciology*, **17**, 157-158.
- Corwin R.F., Hoover D.B. (1979): The self-potential method in geothermal exploration. *Geophysics*, **44**, 226-245.
- Cotti G., Felber M., Fossati A., Lucchini G., Steiger E., Zanon P.L. (1990): *Introduzione al paesaggio naturale del Cantone Ticino. Tomo primo: le componenti naturali*. Bellinzona, Dipartimento dell'Ambiente.
- Cotti G., Felber M., Fossati A., Lucchini G., Steiger E., Zanon P.L. (1991): *Introduzione al paesaggio naturale del Cantone Ticino. Tomo secondo: materiali per una bibliografia*. Bellinzona, Dipartimento dell'Ambiente.
- Coutterand S., Nicoud G. (2005): Les stades de retrait du glacier de l'Arve entre le verrou de Cluses et l'ombilic de Chamonix au cours du Tardiglaciaire (Vallée de l'Arve Haute-Savoie). *Quaternaire*, **16**, 85-94.
- Dahling T., Loke M.H. (1998): Resolution of 2D Wenner resistivity imaging as assessed by numerical modelling. *Journal of Applied Geophysics*, **38**, 237-249.
- Darnet M., Marquis G., Sailhac P. (2003): Estimating aquifer hydraulic properties from the inversion of surface streaming potential (SP) anomalies. *Geophysical Research Letters*, **30**, 1679, doi:10.1029/2003GL017631.
- Da Rold O. (1990): *L'apparato glaciale del Lago Maggiore, settore orientale*. Università degli studi di Milano, Tesi di dottorato di ricerca.
- Davies M.C., Hamza O., Harris C. (2001): The effect of rise in mean annual temperatures on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities. *Permafrost and Periglacial Processes*, **12**, 137-144.
- Davies M.C., Hamza O., Harris C. (2003): Physical modelling of permafrost warming in rock slopes. *Proceedings of the 8<sup>th</sup> International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21-25 July 2003, 169-174.
- Delaloye R. (2004): *Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale*. Fribourg, Département des Géosciences, GeoFocus No. **10**.
- Delaloye R., Morand S. (1998): Les glaciers rocheux de la région d'Entremont (Alpes Valaisannes): inventaire et analyse spatiale à l'aide d'un SIG. *Mitteilungen der VAW – ETH Zürich*, **158**, 75-86.
- Delaloye R., Lambiel C. (2005): Evidence of winter ascending air circulation throughout talus slopes and rock glaciers situated in the lower belt of alpine discontinuous permafrost (Swiss Alps). *Norsk Geografisk Tidsskrift*, **59**, 194-203.
- Delaloye R., Reynard E. (2001): Les éboulis gelés du Creux du Van (Chaîne du Jura, Suisse). *Environnements périglaciaires*, **8**, 118-129.
- Delaloye R., Lambiel C., Lugon R. (2005): *ESA SLAM project, phase 2, Bas-Valais. Validation of InSAR data in permafrost zone*. Bern, Federal Office of Water and Geology (FOWG), Final Report.
- Delaloye R., Lambiel C., Lugon R., Raetzo H., Strozzi T. (2007): Typical ERS InSAR signature of slope movements in a periglacial mountain environment (Swiss Alps). *Proceedings ENVISAT Symposium 2007*, Montreux, Switzerland, 23-27 April 2007, (ESA SP-633, July 2007), 3P7.
- Delaloye R., Métrailler S., Lugon R. (2003a): Evolution du pergélisol dans les complexes glaciers/glaciers rocheux des Becs-de-Bosson

- et de Lona (Nax, St-Martin, VS). *Bull. Murithienne*, **121**, 7-20.
- Delaloye R., Reynard E., Lambiel C. (2000): Pergélisol et construction de remontées mécaniques: l'exemple des Lapires (Mont-Gelé, Valais). *Le gel en géotechnique*, Publication de la Société Suisse de Mécanique des Sols et des Roches, **141**, 103-113.
- Delaloye R., Reynard E., Lambiel C., Marescot L., Monnet R. (2003b): Thermal anomaly in a cold scree slope (Creux du Van, Switzerland). *Proceedings of the 8<sup>th</sup> International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21-25 July 2003, 175-180.
- De Martonne E. (1940): *Traité de géographie physique : Tome I*. Paris, Armand Colin.
- Descroix L. (2001): Note technique au sujet de l'éboulis englacé de Laux Montaux (Baronnies, Drôme – France). *Revue de Géographie Alpine*, **3**, 90-94.
- Deutsch A. (1979): Serpentinite und Rodingite der Cima Sgiu (NW Aduladecke, Ticino). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **59**, 319-347.
- Dipartimento del territorio (2002): *Permafrost in Ticino*. Bellinzona, Dipartimento del territorio della repubblica e cantone Ticino (comunicato stampa del 27.03.2002).
- Dorthe J., Morard S. (2007): *Effets de la ventilation des éboulis froids et des glaciers rocheux fossiles dans les Préalpes suisses romandes*. Fribourg, Institut de Géographie, Travail de diplôme (non publié).
- Dorthe-Monachon C., Schoeneich P. (1993): Ligne d'équilibre des glaciers : le stade de référence 1850 dans les Alpes calcaires occidentales. *Geographica Helvetica*, **48**, 125-134.
- Dousse J.-P., Lugon R. (1996): Analyse spatiale numérique du pergélisol alpin dans les Alpes Valaisannes. In: Haeberli W., Hoelzle M., Dousse J.-P., Ehrler C., Gardaz J.-M., Imhof M., Keller F., Kunz P., Lugon R., Reynard E. (1996): *Simulation der Permafrostverbreitung in den Alpen mit geographischen Informationssystemen*. Arbeitsbericht NFP 31, Zürich, Hochschulverlag AG an der ETHZ, 19-24.
- Dramis F., Kotarba A. (1992): Southern limit of relict rock glaciers, Central Apennines, Italy. *Permafrost and Periglacial Processes*, **3**, 257-260.
- Dramis F., Kotarba A. (1994): Geomorphological evidence of high mountain permafrost in Central Apennines. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **17**, 29-36.
- Dramis F., Giraudi C., Guglielmin M. (2003): Rock glacier distribution and paleoclimate in Italy. *Proceedings of the 8<sup>th</sup> International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21-25 July 2003, 199-204.
- Dubois J., Diament M. (2005): *Géophysique*. Dunod, Paris (3<sup>ème</sup> édition).
- Eberhard M. (1992): Resti di piante fossili della torbiera di Coldrerio (Ticino meridionale). *Boll. Soc. ti. Sc. nat.*, **80**, 105-114.
- Ernstson K., Scherer H.U. (1986): Self-potential variations with time and their relation to hydrogeologic and meteorological parameters. *Geophysics*, **51**, 1967-1977.
- Escher A., Beaumont C. (1997): Formation and evolution of basement nappes at crustal scale: geometric model based on the Western Alps. *Journal of Structural geology*, **19**, 955-974.
- Escher A., Hunziker M., Marthaler M., Masson H., Sartori M., Steck A. (1997): Geologic framework and structural evolution of the western Swiss-Italian Alps. In: Pfiffner O.A., Lehner P., Heitzmann P., Müller S., Steck A. (Eds.): *Deep structure of the Swiss Alps: results of the NRP 20*. Basel, Birkhäuser Verlag, 205-221.
- Etzelmüller B., Ødegard R.S., Berthling I., Sollid J.L. (2001): Terrain parameters and remote sensing data in the analysis of permafrost distribution and periglacial processes: principles and examples from Southern Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, **12**, 79-92.
- Evin M. (1983): *Structure et mouvement des glaciers rocheux des Alpes du Sud*. Institut de Géographie Alpine de l'Université de Grenoble, Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle.
- Evin M. (1984): Caractéristiques physico-chimiques des eaux issues des glaciers rocheux des Alpes du Sud (France). *Z. für Gletscherkd. und Glazialgeol.*, **20**, 27-40.
- Evin M. (1987): *Dynamique, répartition et âge des glaciers rocheux des Alpes du Sud*. Institut de Géographie Alpine de l'Université de Grenoble, Thèse de doctorat.
- Evin M., Assier A. (1983): Glacier et glaciers rocheux dans le Haut-Vallon du Loup, (Haute-Ubaye, Alpes du Sud, France). *Z. für Gletscherkd. und Glazialgeol.*, **19**, 27-41.
- Evin M., Fabre D. (1990): The distribution of permafrost in rock glaciers of the Southern Alps (France). *Geomorphology*, **3**, 57-71.
- Eyles N., Eyles C.H., Miall A.D. (1983): Lithofacies types and vertical profile models:

- an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology*, **30**, 393-410.
- Eyles N., Clark B.M., Clague J.J. (1987): Coarse-grained sediment gravity flow facies in a large supraglacial lake. *Sedimentology*, **34**, 193-216.
- Felber M. (1993): *La storia geologica del tardo-terziario e del Quaternario nel Mendrisiotto (Ticino meridionale, Svizzera)*. Zurigo, Scuola Politecnica Federale, Tesi di dottorato No. **10°125**.
- Felber M. (2000): Un contributo della geologia del Quaternario alle conoscenze dell'evoluzione del paesaggio nel Ticino durante il I millennio BC. In: de Marinis R.C., Biaggio-Simona S. (a cura di): *I Leponti, tra mito e realtà*, Locarno, Armando Dadò editore, 57-62.
- Felber M. (2002): Geologia: tra profondi canyon e ghiacciai alpini. In: Valle della Motta. Natura e storia, Numero speciale del *Boll. Soc. ti. Sc. nat.* e di *Geologia Insubrica*, 15-30.
- Felber M., Bini A. (1997): Seismic survey in alpine and prealpine valleys of Ticino (Switzerland): evidences of a late-tertiary fluvial origin. *Geologia Insubrica*, **2**, 46-67.
- Felber M., Frei W., Heitzmann P. (1991a): Il canyon sepolto di età messiniana nella regione di Novazzano (Ticino meridionale, Svizzera). *Boll. Soc. ti. Sc. nat.*, **79**, 11-23.
- Felber M., Frei W., Heitzmann P. (1991b): Seismic evidence of pre-Pliocene valley formation near Novazzano (Ticino, Switzerland). *Eclogae geol. Helv.*, **84**, 753-761.
- Felber M., Bini A., Heitzmann P., Frei W. (1994): Evidenze sismiche di valli sepolte nel Mendrisiotto e nel Piano di Magadino (Ticino, Svizzera). Proceedings of Symposium « CROP – Alpi Centrali », Sondrio, 20-22 October 1993, *Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria*, **2**, 103-133.
- Felber M., Della Torre U., Donati P.A. (2000): Nota sul primo ritrovamento nel Ticino di un palo di palafitta del neolitico (Mulini di Bioggio, comune di Muzzano, Ticino meridionale, Svizzera). *Geologia Insubrica*, **5**, 115-119.
- Fisch W. Sr., Fisch W. Jr., Haerberli W. (1977): Electrical D.C. resistivity soundings with long profiles on rock glaciers and moraines in the Alps of Switzerland. *Z. für Gletscherkd. und Glazialgeol.*, **13**, 239-260.
- Florineth D., Schlüchter C. (1998): Reconstructing the Las Glacial Maximum (LGM) ice surface geometry and flowlines in the Central Swiss Alps. *Eclogae geol. Helv.*, **91**, 391-407.
- Florineth D., Schlüchter C. (2000): Alpine evidence for Atmospheric circulation patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. *Quaternary research*, **54**, 295-308.
- Focarile A. (1991): Reperti sub-fossili di coleotteri in sedimenti lacustro-palustri post-glaciali presso morbio inferiore (Ticino meridionale, Svizzera) e considerazioni paleo-ambientali. *Boll. Soc. ti. Sc. nat.*, **79**, 171-182.
- Fontana G. (2008): *Analyse et propositions de valorisation d'un paysage géomorphologique. Le cas de la Greina*. Lausanne, Institut de Géographie, Mémoire de Master (non publié).
- Fortier R., Allard M., Seguin M.-K. (1993): Monitoring thawing front movement by self-potential measurement. *Proceedings of the 6<sup>th</sup> International Conference on Permafrost*, Beijing, China, 5-9 July 1993, 182-187.
- Foucault A., Raoult J.-F. (2001): *Dictionnaire de géologie*. Paris, Dunod.
- Fournier C. (1983): *Méthodes électriques appliquées à l'hydrogéologie en région volcanique (Chaîne des Puys, Massif Central français). Développement de la méthode des potentiels spontanés en hydrogéologie*. Université de Montpellier II, Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle.
- Fraedrich R. (1975): Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen in der Ferwallgruppe (Tirol/Vorarlberg). *Düsseldorfer Geographische Schriften*, **12**, 1-161.
- Francou B., Héty B. (1989): Eboulis et autres formations de pente hétérométriques. Contribution à une terminologie géomorphologique. *Notes et Comptes-Rendus du groupe de travail « Régionalisation du Périglaciaire »*, CNRS, Centre de géomorphologie, **14**, 11-69.
- Frauenfelder R. (1997): *Permafrostuntersuchungen mit GIS. Eine Studie im Fletschhorngebiet*. Zürich, Geographischen Institut (Unveröffentlichte Diplomarbeit).
- Frauenfelder R. (2005): *Regional-scale modelling of the occurrence and dynamics of rockglaciers and the distribution of paleopermafrost*. Zürich, Geographischen Institut, Schriftenreihe Physische Geographie Glaziologie und Geomorphodynamik No. **45**.
- Frauenfelder R., Käab A. (2000): Towards a paleoclimatic model of rock glacier formation

- in the Swiss Alps. *Annals of Glaciology*, **31**, 281-286.
- Frauenfelder R., Haeberli W., Hoelzle M., Maisch M. (2001): Using relict rock-glaciers in GIS-based modelling to reconstruct Younger Dryas permafrost distribution patterns in the Err-Julier area, Swiss Alps. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, **55**, 195-202.
- French H.M. (1996): *The Periglacial environment*. Longman, London (2<sup>nd</sup> edition).
- French H.M. (2000): Does Lozinski's periglacial realm exist today? A discussion relevant to modern usage of the term "Periglacial". *Permafrost and Periglacial Processes*, **11**, 35-42.
- French H.F. (2003): The development of periglacial geomorphology: 1- up to 1965. *Permafrost and Periglacial Processes*, **14**, 29-60.
- French H.F., Thorn C.E. (2006): The changing nature of periglacial geomorphology. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **3**, 165-174.
- Frey J.D. (1967): *Geologie des Greinagebietes (Val Camadra, Valle Cavalasca, Val di Larciolo, Passo della Greina)*. Bern, Kümmerli & Frei, Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz No. **131**.
- Frey M., Trommsdorff V., Wenk E. (1980): Alpine metamorphism along the Geotraverse Basel-Chiasso – a review. *Eclogae geol. Helv.*, **73**, 527-546.
- Frischknecht G., Jenny H., Kopp J. (1923): *Geologische Karte der Adula. 1:50'000*. Bern, Landeshydrologie und –geologie, geologische Spezialkarte No. **104**.
- Funk M., Hoelzle M. (1992): A model of potential direct solar radiation for investigating occurrences of mountain permafrost. *Permafrost and Periglacial Processes*, **3**, 139-142.
- Gahé E., Allard M., Seguin M.-K., Fortier R. (1988): Measurements of active layer and permafrost parameters with electrical resistivity, self potential and induced polarization. *Proceedings of the 5<sup>th</sup> International Conference on Permafrost*, Trondheim, Norway, 2-5 August 1988, 148-153.
- Gass F. (2003): *Potentiels électriques spontanés liés à certains cas d'écoulements naturels ou provoqués*. Faculté des Sciences de l'Université de Lausanne, Thèse de Doctorat.
- Gausson H.-M., Bagnouls F. (1953): *Saison sèche et indice xéothermique*. Université de Toulouse, Faculté des Sciences.
- Geonics (1979): *EM 16R Operating Manual*. Mississauga, Geonics Ltd, Technical Note **TN-1**.
- Gex P. (1977): *La méthode de polarisation spontanée. Essai de réhabilitation*. Faculté des Sciences de l'Université de Lausanne, Thèse de doctorat.
- Gex P. (1980): Phénomènes d'électrofiltration liés à quelques sites de barrages. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, **75**, 39-50, et *Bull. de Géologie Lausanne*, **248**.
- Gex P. (1982): Les phénomènes de polarisation spontanée liés à la zone houillère des environs de Chandonne, Val d'Entremont (Valais). *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, **76**, 33-46, et *Bull. de Géologie Lausanne*, **263**.
- Gex P. (1990): Acquisition et interprétation des données de polarisation spontanée. Bibliographie générale sur les potentiels spontanés. *Bulletin IGL*, **8**, 1-49.
- Gex P. (1993): Mesures d'électrofiltration sur le glissement de la Frasse (Préalpes romandes). *Hydrogéologie BRGM*, **3**, 239-246.
- Giorgi F., Mearns L.O. (1991): Approaches to the simulation of regional climate change: a review. *Rev. Geophysics*, **29**, 191-216.
- Giorgi F., Mearns L.O. (1999): Regional climate modeling revisited. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 6335-6352.
- Giraudi C. (2002): Rock glacier tardo pleistocenici ed olocenici dell'Appennino – Età, distribuzione, significato paleoclimatico. *Il Quaternario*, **15**, 45-52.
- Giraudi C., Frezzotti M. (1997): Late Pleistocene glacial events in the Central Apennine, Italy. *Quaternary Research*, **483**, 280-290.
- GNFG – Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia (1987): Nuovi dati per lo studio dei rock glaciers del Gruppo Ortles – Cevedale. *Rivista Geografica Italiana*, **94**, 425-450.
- Golaz F. (1995): *Le Val de Moiry (Valais): morphologie glaciaire, périglaciaire et essai de reconstitution paléogéographique des stades glaciaires*. Lausanne, Institut de Géographie, Travaux & Recherches No. **13**.
- Griessemann C., Reitmayr G. (1979): Field data inversion – Two-layer earth model. In : Geonics (1979): *EM 16R Operating Manual*. Mississauga, Geonics Ltd, Technical Note **TN-1**, 28-33.

- Grosjean M., Suter P.J., Trachsel M., Wanner H. (2007): Ice-borne prehistoric finds in the Swiss Alps reflect Holocene glacier fluctuations. *Journal of Quaternary Science*, **22**, 203-207.
- Gross G., Kerschner H., Patzelt G. (1977): Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. *Z. für Gletscherkd. und Glazialgeol.*, **12**, 223-251.
- Gruber S. (2005): *Mountain permafrost: Transient spatial modelling, model verification and the use of remote sensing*. University of Zurich, PhD Thesis.
- Gruber S., Hoelzle M. (2001): Statistical modelling of mountain permafrost distribution: local calibration and incorporation of remotely sensed data. *Permafrost and Periglacial Processes*, **12**, 69-77.
- Gruber S., Hoelzle M., Haeberli W. (2004a): Rock-wall temperatures in the Alps: modelling their topographic distribution and regional differences. *Permafrost and Periglacial Processes*, **12**, 69-77.
- Gruber S., King L., Kohl T., Herz T., Haeberli W., Hoelzle M. (2004b): Interpretation of geothermal profiles perturbed by topography: the alpine permafrost boreholes at Stockhorn plateau, Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes*, **15**, 349-357.
- Gruber S., Peter M., Hoelzle M., Woddhatch I., Haeberli W. (2003): Surface temperatures in steep Alpine rock faces – a strategy for regional scale measurements and modelling. *Proceedings of the 8<sup>th</sup> International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21-25 July 2003, 325-330.
- Grütter E. (1967): *Beiträge zur Morphologie und Hydrologie des Val Verzasca*. Bern, Kümmerly & Frei, Beiträge zur Geologie der Schweiz – Hydrologie No. **15**.
- Gude M., Molenda R. (2000): Zeitliche Dynamik im Temperaturregime von Blockhalden in Mitteleuropa. *Acta Univ. Purkyn., Usti n. L., stud. Biol.*, **4**, 31-35.
- Gude M., Dietrich S., Mäusbacher R., Hauck C., Molenda R., Ruzicka V., Zacharda M. (2003): Probable occurrence of sporadic permafrost in non-alpine scree slopes in central Europe. *Proceedings of the 8<sup>th</sup> International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21-25 July 2003, 331-336.
- Guglielmin M. (1994): *Permafrost e morfodinamica periglaciale nelle Alpi centrali italiane. Metodologie per l'individuazione del permafrost e dei processi e forme ad esso collegate*. Università di Parma, Tesi di dottorato di ricerca.
- Guglielmin M. (1997): Il permafrost alpino. Concetti, morfologia e metodi di individuazione (con tre indagini esemplificative in Alta Valtellina). *Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria*, **5**, 1-101.
- Guglielmin M. (2004): Observations on permafrost ground thermal regimes from Antarctica and the Italian Alps, and their relevance to global climate change. *Global and Planetary Change*, **40**, 159-167.
- Guglielmin M., Siletto G.B. (2000): *Carta della criosfera*. Regione Lombardia, Direzione Generale Territorio ed Edilizia Residenziale.
- Guglielmin M., Smiraglia C. (Eds.) (1997): Catasto dei rock glaciers delle Alpi italiane. *Archivio del Comitato Glaciologico Italiano*, **3**, 1-157.
- Guglielmin M., Tellini C. (1994): Rilevamento del permafrost con il metodo BTS (bottom temperature of the winter snow cover) nell'Alta Valtellina (Sondrio, Italia). *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **17**, 47-54.
- Guglielmin M., Tellini C. (1995): Relazioni tra permafrost alpino e copertura nevosa: risultati preliminari (Area del Foscagno, Sondrio, Italia). *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **18**, 25-29.
- Guglielmin M., Aldighieri B., Testa B. (2003): PERMACLIM: a model for the distribution of mountain permafrost, based on climatic observations. *Geomorphology*, **51**, 245-257.
- Guglielmin M., Biasini A., Smiraglia C. (1997): The contribution of geoelectrical investigations in the analysis of periglacial and glacial landforms in ice free area of the northern foothills (Northern Victoria Land, Antarctica). *Geografiska Annaler*, **79A**, 17-24.
- Guglielmin M., Cannone N., Dramis F. (2001): Permafrost – Glacial evolution during the Holocene in the Italian Central Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, **12**, 111-124.
- Guglielmin M., Lozej A., Tellini C. (1994): Permafrost distribution and rock glaciers in the Livigno area (northern Italy). *Permafrost and Periglacial Processes*, **5**, 25-36.
- Guodong C., Dramis F. (1992): Distribution of mountain permafrost and climate. *Permafrost and Periglacial Processes*, **3**, 83-91.
- Haas J.N., Richoz I., Tinner W., Wick L. (1998): Synchronous Holocene climatic oscillations recorded on the Swiss Plateau and at the timberline of the Alps. *The Holocene*, **8**, 301-309.

- Haerberli W. (1973): Die Basis-Temperatur des winterliche Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpes. *Z. für Gletscherkd. und Glazialgeol.*, **9**, 221-227.
- Haerberli W. (1975): *Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden)*. Mitteilungen der VAW – ETH Zürich No. **17**.
- Haerberli W. (1983): Permafrost-glacier relationships in the Swiss Alps – today and in the past. *Proceedings of the 4<sup>th</sup> International Conference on Permafrost*, Fairbanks, Alaska, 17-22 July 1983, 415-420.
- Haerberli W. (1985): *Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers*. Mitteilungen der VAW – ETH Zürich No. **77**.
- Haerberli W. (1990): Scientific, environmental and climatic significance of rock glaciers. *Mem. Soc. Geol. It.*, **45**, 823-831.
- Haerberli W. (1993): Research on permafrost and periglacial processes in mountain areas – status and perspectives. *Proceedings of the 6<sup>th</sup> International Conference on Permafrost*, Beijing, China, 5-9 July 1993, 1014-1018.
- Haerberli W. (1996): Die "Permafrost-Faustregeln" der VAW/ETHZ – einige grundsätzliche Bemerkungen. In: Haerberli W., Hoelzle M., Dousse J.-P., Ehrler C., Gardaz J.-M., Imhof M., Keller F., Kunz P., Lugon R., Reynard E. (1996): *Simulation der Permafrostverbreitung in den Alpen mit geographischen Informationssystemen*. Arbeitsbericht NFP 31, Zürich, Hochschulverlag AG an der ETHZ, 13-18.
- Haerberli W., Beniston M. (1998): Climate change and its impacts on glaciers and permafrost in the Alps. *Ambio*, **27**, 258-265.
- Haerberli W., Penz U. (1985): An attempt to reconstruct glaciological and climatological characteristics of 18 ka BP Ice Age glaciers in and around the Swiss Alps. *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, **21**, 351-361.
- Haerberli W., Vonder Mühl D. (1996): On the characteristics and possible origin of ice in rock glacier permafrost. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.*, Suppl.-Bd. **104**, 43-57.
- Haerberli W., Brandova D., Burga C., Egli M., Frauenfelder R., Käab A., Maisch M., Mauz B., Dikau R. (2003): Methods for absolute and relative age dating of rock-glacier surfaces in alpine permafrost. *Proceedings of the 8<sup>th</sup> International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21-25 July 2003, 343-348.
- Haerberli W., Guodong C., Gorbunov A.P., Harris S.A. (1993a): Mountain permafrost and climatic change. *Permafrost and Periglacial Processes*, **4**, 165-174.
- Haerberli W., Hallet B., Arenson L., Elconin R., Humlum O., Käab A., Kaufmann V., Ladanyi B., Matsouoka N., Springmann S., Vonder Mühl D. (2006): Permafrost creep and rock glaciers dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes*, **17**, 189-214.
- Haerberli W., Hoelzle M., Dousse J.-P., Ehrler C., Gardaz J.-M., Imhof M., Keller F., Kunz P., Lugon R., Reynard E. (1996): *Simulation der Permafrostverbreitung in den Alpen mit geographischen Informationssystemen*. Arbeitsbericht NFP 31, Zürich, Hochschulverlag AG an der ETHZ.
- Haerberli W., Hoelzle M., Käab A., Keller F., Vonder Mühl D., Wagner S. (1998): Ten years after drilling through the permafrost of the active rock glacier Murtèl, eastern Swiss Alps: answered questions and new perspectives. *Proceedings of the 7<sup>th</sup> International Conference on Permafrost*, Yellowknife (Canada). *Nordicana* **57**, 403-410.
- Haerberli W., Hoelzle M., Keller F., Schmid W., Vonder Mühl D., Wagner S. (1993b): Monitoring the long-term evolution of mountain permafrost in the Swiss Alps. *Proceedings of the 6<sup>th</sup> International Conference on Permafrost*, Beijing, China, 5-9 July 1993, 214-219.
- Haerberli W., Käab A., Wagner S., Vonder Mühl D., Geissler P., Haas J.N., Glatzel-Mattheier H., Wagenbach D. (1999): Pollen analysis and <sup>14</sup>C age of moss remains in a permafrost core recovered from the active rock glacier Murtèl-Corvatsch, Swiss Alps: geomorphological and glaciological implications. *Journal of Glaciology*, **43**, 1-8.
- Haerberli W., Rickermann D., Zimmermann M., Rösli U. (1990): Investigation of 1987 debris flows in the Swiss Alps: general concepts and geophysical soundings. *Hydrology in mountain regions II, Artificial Reservoirs, Water and Slopes*, IAHS, **194**, 303-310.
- Haerberli W., Wegmann M., Vonder Mühl D. (1997): Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps. *Eclogae geol. Helv.*, **90**, 407-414.
- Hantke R. (1983): *Eiszeitalter. Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. Band 3: Westliche Ostalpen mit ihrem bayerischen Vorland bis zum Inn-Durchbruch und Südalpen zwischen Dolomiten und Mont-Blanc*. Thun, Ott-Verlag.



- Harris C. (2003): Physical modelling of periglacial processes. In: Maisch M., Vonder Mühll D., Monbaron M. (Eds.): Entwicklungstendenzen und Zukunftsperspektiven in der Geomorphologie. *Physische Geographie*, **41**, 59-73.
- Harris C., Vonder Mühll D. (2001): Permafrost and Climate in Europe: climate change, mountain permafrost degradation and geotechnical hazards. In: Visconti G., Beniston M., Iannorelli E.D., Barba D. (Eds.): *Global change in protected areas*. Dordrecht, Kluwer, 71-82.
- Harris C., Haeberli W., Vonder Mühll D., King L. (2001a): Permafrost monitoring in the high mountain of Europe: the PACE project in its global context. *Permafrost and Periglacial Processes*, **12**, 3-11.
- Harris C., Rea B., Davies M. (2001b): Scaled physical modelling of mass movement processes on thawing slopes. *Permafrost and Periglacial Processes*, **12**, 125-135.
- Harris C., Vonder Mühll D., Isaken K., Haeberli W., Sollid J.L., King L., Holmund P., Dramis F., Guglielmin F., Palacios D. (2003): Warming permafrost in European mountains. *Global and Planetary Change*, **39**, 215-225.
- Harris S.A. (1986): *The permafrost environment*. London/Sydney, Croom Helm.
- Harris S.A., Pedersen D.E. (1998): Thermal regimes beneath coarse blocky materials. *Permafrost and Periglacial Processes*, **9**, 107-120.
- Hauck C. (2001): *Geophysical methods for detecting permafrost in high mountains*. Mitteilungen der VAW-ETH Zürich No. **171**.
- Hauck C., Vonder Mühll D. (1999): Detecting alpine permafrost using electro-magnetic methods. In: Hutter K., Wang Y., Beer H. (Eds.): *Advances in cold regions thermal engineering and sciences*. Heidelberg, Springer, 475-482.
- Hauck C., Vonder Mühll D. (2003): Inversion and interpretation of two-dimensional geoelectrical measurements for detecting permafrost in mountainous regions. *Permafrost and Periglacial Processes*, **14**, 305-318.
- Hauck C., Guglielmin M., Isajen K., Vonder Mühll D. (2001): Applicability of frequency-domain and time-domain electromagnetic methods for mountain permafrost studies. *Permafrost and Periglacial Processes*, **12**, 39-52.
- Hauck C., Isaksen K., Vonder Mühll D., Sollid J.L. (2004): Geophysical surveys designed to delineate the altitudinal limit of mountain permafrost: an example from Jotunheimen, Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, **15**, 191-205.
- Hertl A. (2001): *Untersuchungen zur spätglazialen Gletscher- und Klima-geschichte der österreichischen Silvretta-gruppe*. Universität Innsbruck, PhD Dissertation.
- Heuberger H. (1966): Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain und Ötztal. *Wissenschaftliche Alpenvereinshefte*. Innsbruck, Universitätsverlag Wagner, **20**.
- Heuberger H. (1968): Die Alpengletscher in Spät- und Postglazial. *Eiszeitalter und Gegenwart*, **19**, 270-275.
- Hezner L. (1909): Der peridotit von Loderio (Kt. Tessin). *Vierteljahrsschrift der naturforschenden Gesellschaft Zürich*, 245-260.
- Hinderer M. (2001): Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake filling and modern river loads. *Geodinamica Acta*, **14**, 231-263.
- Hoekstra P. (1978): Electromagnetic methods for mapping shallow permafrost. *Geophysics*, **43**, 782-787.
- Hoekstra P., McNeill D. (1973): Electromagnetic probing of permafrost. *Proceedings of the 2<sup>nd</sup> International Conference on Permafrost*, North American Contribution, 517-526.
- Hoekstra P., Sellmann P.V., Delaney A. (1975): Ground and airborne resistivity surveys of permafrost near Fairbanks, Alaska. *Geophysics*, **40**, 641-656.
- Hoelzle M. (1992): Permafrost occurrence from BTS measurements and climatic parameters in the eastern Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, **3**, 143-147.
- Hoelzle M. (1994): *Permafrost und Gletscher im Oberengadin*. Mitteilungen der VAW-ETH Zürich No. **132**.
- Hoelzle M., Frauenfelder R., Gruber S., Hanson S., Nötzli J., Salzmann N. (2005): Mountain permafrost: Are we able to model the real distribution? *Proceedings of the 2<sup>nd</sup> European Conference on Permafrost*, Potsdam, 12-16 June 2005, Programme and Abstracts, 130.
- Hoelzle M., Haeberli W., Stocker-Mittaz C. (2003): Miniature ground temperature data logger measurements 2000-2002 in the Murtèl-Corvatsch area, Eastern Swiss Alps. *Proceedings of the 8<sup>th</sup> International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21-25 July 2003, 419-424.

- Hoelzle M., Mittaz C., Etzelmüller B., Haeblerli W. (2001): Surface energy fluxes and distribution models of permafrost in European mountain areas: an overview of current developments. *Permafrost and Periglacial Processes*, **12**, 53-68.
- Hoelzle M., Wagner S., Kääh A., Vonder Mühl D. (1998): Surface movement and internal deformation of ice-rock mixtures within rock glaciers at Pontresina-Schafberg, Upper Engadin, Switzerland. *Proceedings of the 7<sup>th</sup> International Conference on Permafrost*, Yellowknife (Canada). *Nordicana* **57**, 465-471.
- Hoelzle M., Wegmann M., Krummenacher B. (1999): Miniature temperature dataloggers for mapping and monitoring of permafrost in high mountain areas: first experience from the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, **10**, 113-124.
- Holzhauser H., Magny M., Zumbühl H.J. (2005): Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene*, **15**, 789-801.
- Holzmann C., Lambiel C., Phillips M., Reynard E. (2006): *Légende géomorphologique de l'IGUL*. Lausanne, Institut de Géographie (<http://www.unil.ch/igul/page19238.html>).
- Hormes A., Schlüchter C., Stocker T.F. (1998): Minimal extension phases of Unteraarglacier (Swiss Alps) during the Holocene based on <sup>14</sup>C analysis of wood. *Radiocarbon*, **40**, 809-817.
- Hormes A., Müller B.U., Schlüchter C. (2001): The Alps with little ice: evidence for eight Holocene phases of reduced glacier extent in the Central Swiss Alps. *The Holocene*, **11**, 255-265.
- Hormes A., Beer J., Schlüchter C. (2006): A geochronological approach to understanding the role of solar activity on Holocene Glacier length variability in the Swiss Alps. *Geografiska Annaler*, **88A**, 281-294.
- Humlum O. (1997): Active layer thermal regime at three rock glaciers in Greenland. *Permafrost and Periglacial Processes*, **8**, 383-408.
- Hurni J.P. (1982): *Les glaciers et leur AAR*. Lausanne, Institut de Géographie, Mémoire de licence (non publié).
- Ikeda A. (2006): Combination of conventional geophysical methods for sounding the composition of rock glaciers in the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, **17**, 35-48.
- Ikeda A., Matsuoka N. (2002): Degradation of talus-derived rock glaciers in the Upper Engadine, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, **13**, 145-161.
- Ikeda A., Matsuoka N. (2006): Pebbly versus bouldery rock glaciers: Morphology, structure and processes. *Geomorphology*, **73**, 279-296.
- Ikeda A., Matsuoka N., Kääh A. (2003): A rapidly moving small rock glacier at the lower limit of the mountain permafrost belt in the Swiss Alps. *Proceedings of the 8<sup>th</sup> International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21-25 July 2003, 455-460.
- Imhof M. (1996a): Modelling and verification of the permafrost distribution in the Bernese Alps (Western Switzerland). *Permafrost and Periglacial Processes*, **7**, 267-280.
- Imhof M. (1996b): PERM-ein Programm für die automatisierte Kartierung von Permafrost in den Schweizer Alpen. In: Haeblerli W., Hoelzle M., Dousse J.-P., Ehrler C., Gardaz J.-M., Imhof M., Keller F., Kunz P., Lugon R., Reynard E. (1996): *Simulation der Permafrostverbreitung in den Alpen mit geographischen Informationssystemen*. Arbeitsbericht NFP 31, Zürich, Hochschulverlag AG an der ETHZ, 25-33.
- IPCC (2007): *Climate change. The IPCC fourth assessment report*. Volumes I (The Physical Science Basis), II (Impacts, Adaptation and Vulnerability) and III (Mitigation of Climate Change). Cambridge and New York, Cambridge University Press.
- Ishikawa M. (2003): Thermal regimes at the snow-ground interface and their implications for permafrost investigation. *Geomorphology*, **52**, 105-120.
- Ivy-Ochs S., Schlüchter C., Kubik P.W., Synal H.-A., Beer J., Kerschner H. (1996): The exposure age of an Egesen moraine at Julier Pass, Switzerland, measured with the cosmogenic radionuclides <sup>10</sup>Be, <sup>26</sup>Al and <sup>36</sup>Cl. *Eclogae geol. Helv.*, **89**, 1049-1063.
- Ivy-Ochs S., Schäfer J., Kubik P.W., Synal H.-A., Schlüchter C. (2004): Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). *Eclogae geol. Helv.*, **97**, 47-55.
- Ivy-Ochs S., Kerschner H., Kubik P.W., Schlüchter C. (2006): Glacier response in the European Alps to Einrich Event 1 cooling: the Gschnitz stadial. *Journal of Quaternary Science*, **21**, 115-130.
- Ivy-Ochs S., Kerschner H., Schlüchter C. (2007): Cosmogenic nuclides and the dating of Lateglacial and Early Holocene glacier variations: the Alpine perspective. *Quaternary International*, **164-165**, 53-63.

- Jäckli H. (1962): Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum. *Eclogae geol. Helv.*, **55**, 285-294.
- Jackson D.B., Kauahikana J. (1988): Regional self-potential anomalies at Kilauea volcano. In: Decker R.W., Wright T.L., Stauffer P.H. (Eds.): *Volcanism in Hawaii. Prof. Pap. U.S. Geological Survey*, **1350**, 947-959.
- Jegerlehner J. (1902): Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz. *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, **5**, 486-566.
- Jenny H., Frischknecht G., Kopp J. (1923): *Geologie der Adula*. Bern, Francke, Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz.
- Jordan P., Hipp R., Reynard E. (2004): Le protection des géotopes et la création des géoparc en Suisse. In: Reynard E., Pralong J.-P. (Eds.): *Paysages géomorphologiques*. Lausanne, Institut de Géographie, Travaux et Recherches No. **27**, 151-160.
- Jörin U.E., Schlüchter C. (2005): Centennial scale Holocene Alpine glacier fluctuations. *Geophysical Research Abstracts*, **7**.
- Jörin U.E., Stocker T.F., Schlüchter C. (2006): Multicentury glacier fluctuations in the Swiss Alps during Holocene. *The Holocene*, **16**, 687-704.
- Jung W. (1962): Die mesozoischen Sedimente am Südostrand des Gotthard-Massivs (zwischen Plaun la Greina und Versam). *Eclogae geol. Helv.*, **56**, 653-754.
- Kääb A. (2005): *Remote sensing of mountain glaciers and permafrost creep*. Zürich, Geographischen Institut, Schriftenreihe Physische Geographie Glaziologie und Geomorphodynamik No. **48**.
- Kääb A., Chiarle M., Raup B., Schneider C. (2007a): Climate change impacts on mountain glaciers and permafrost. *Global and Planetary Change*, **56**, vi-ix.
- Kääb A., Frauenfelder R., Roer I. (2007b): On the response of rockglacier creep to surface temperature increase. *Global and Planetary Change*, **56**, 172-187.
- Karte J., Liedtke H. (1981): The theoretical and practical definition of the term "periglacial" in its geographical and geological meaning. *Biuletyn Peryglacjalny*, **28**, 123-135.
- Kawasaki K., Osterkamp T.E. (1988): Mapping shallow permafrost by electromagnetic induction – Practical considerations. *Cold Regions Science and Technology*, **15**, 279-288.
- Keller F. (1968): *Mineralparagenesen und Geologie der Campo Tencia – Pizzo Forno – Gebirgsgruppe*. Bern, Kümmerly & Frey, Beiträge zur Geologisches Karte der Schweiz No. **71**.
- Keller F. (1992): Automated mapping of mountain permafrost using the program PERMAKART within the Geographical Information System ARC/INFO. *Permafrost and Periglacial Processes*, **3**, 133-138.
- Keller F. (1994): *Interaktionen zwischen Schnee und Permafrost. Eine Grundlagenstudie in Oberengadin*. Mitteilungen der VAW-ETH Zürich No. **127**.
- Keller F. (Dir.) (2002): *Carta della distribuzione del permafrost in Ticino*. Samedan, Academia Engiadina (Feuilles 265 « Nufenenpass » et 266 « Val Leventina », 1:50'000).
- Keller F., Gubler H. (1993): Interaction between snow cover and high mountain permafrost Murtél/Corvatsch, Swiss Alps. *Proceedings of the 6<sup>th</sup> International Conference on Permafrost*, Beijing, China, 5-9 July 1993, 332-337.
- Keller F., Frauenfelder R., Gardaz J.-M., Hoelzle M., Kneisel C., Lugon R., Phillips M., Reynard E. and Wenker L. (1998): Permafrost map of Switzerland. *Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost*, Yellowknife (Canada), *Nordicana* **57**, 557-562.
- Keller F., Hoelzle M. (1996): PERMAKART und PERMAMAP. In: Haerberli W., Hoelzle M., Dousse J.-P., Ehrler C., Gardaz J.-M., Imhof M., Keller F., Kunz P., Lugon R., Reynard E. (1996): *Simulation der Permafrostverbreitung in den Alpen mit geographischen Informationssystemen*. Arbeitsbericht NFP 31, Zürich, Hochschulverlag AG an der ETHZ, 35-46.
- Keller O. (1988): *Altere spätwürmzeitliche Gletschervorstosse und Zerfall des Eisstromnetzes in den nördlichen Rhein-Alpen (Weissbad-Stadium/Bühl-Stadium)*. Geographischen Institut des Universität Zürich, Physische Geographie No. **27**.
- Keller O., Krayss E. (1993): The Rhine-Linth glacier in the upper Würm: a model of the last alpine glaciation. *Quaternary International*, **18**, 15-27.
- Kelly M.A., Buoncristiani J.-F., Schlüchter C. (2004): A reconstruction of the Last Glacial Maximum ice-surface geometry in the western Swiss Alps and contiguous Alpine regions in Italy and France. *Eclogae geol. Helv.*, **97**, 57-75.
- Kenyi L. W., Kaufmann V. (2003): Measuring rock glacier surface deformation using SAR

- interferometry. *Proceedings of the 8<sup>th</sup> International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21-25 July 2003, 537-541.
- Kerschner H. (1976): Untersuchungen zum Daun- und Egesenstadium in Nordtirol und Graubünden (methodische Überlegungen). *Geographischer Jahresbericht aus Österreich*, **36**, 26-49.
- Kerschner H. (1978a): Paleoclimatic inferences from late Würm rock glaciers, Eastern Central Alps, Western Tyrol, Austria. *Arctic and Alpine Research*, **10**, 635-644.
- Kerschner H. (1978b): Outlines of the climate during the Egesen advance (Younger Dryas, 11000-10000 BP) in the Central Alps of the Western Tyrol, Austria. *Z. für Gletscherkd. und Glazialgeol.*, **16**, 229-240.
- Kerschner H. (1983): Lateglacial paleotemperatures and paleoprecipitations as derived from permafrost: glacier relationship in the Tyrolean Alps, Austria. *Proceedings of the 4<sup>th</sup> International Conference on Permafrost*, Fairbanks, Alaska, 17-22 July 1983, 589-594.
- Kerschner H. (1985): Quantitative paleoclimatic inferences from lateglacial snowline, timberline and rock glacier data, Tyrolean Alps, Austria. *Z. für Gletscherkd. und Glazialgeol.*, **21**, 363-369.
- Kerschner H. (1986): Zum Sendersstadium im Spätglazial der nördlichen Stubai Alpen, Tirol. *Z. für Geomorphologie*, Suppl.-Bd. **61**, 65-76.
- Kerschner H. (1990): Methoden der Schneegrenzbestimmung. In: Liedtke H. (Ed.): *Eiszeit-Forschung*. Darmstadt, Wissenschaftliche Buchgesellschaft, 299-311.
- Kerschner H., Bertold E. (1982): Spätglaziale Gletscherstände und Schuttformen im Sendersstal, nördliche Stubai Alpen, Tirol. *Z. für Gletscherkd. und Glazialgeol.*, **17**, 125-134.
- Kerschner H., Hertl A., Gross G., Ivy-Ochs S., Kubik P.W. (2006): Surface exposure dating of moraines in the Kromer valley (Silvretta Mountains, Austria) – evidence for glacial response to the 8.2 ka event in the Eastern Alps? *The Holocene*, **16**, 7-15.
- Kerschner H., Ivy-Ochs S., Schlüchter C. (1999): Paleoclimatic interpretation of the early late-glacial glacier in the Gschnitz valley, Central Alps, Austria. *Annals of Glaciology*, **28**, 135-140.
- Kerschner H., Kaser G., Sailer R. (2000): Alpine Younger Dryas as paleo-precipitation gauges. *Annals of Glaciology*, **31**, 80-84.
- King C.A. (1966): *Techniques in geomorphology*. London, Arnold.
- King L., Fisch W., Haeberli W., Wächter H.P. (1987): Comparison of resistivity and radioecho soundings on rock glacier permafrost. *Z. für Gletscherkd. und Glazialgeol.*, **23**, 77-97.
- King L., Gorbunov A. P., Evin M. (1992): Prospecting and mapping of mountain permafrost and associated phenomena. *Permafrost and Periglacial Processes*, **3**, 73-81.
- Kirchhofer W., Sevruck B. (1999): *Hauteurs annuelles moyennes corrigées des précipitations 1951-1980*. Berne, Atlas Hydrologique de la Suisse (HADES), planche 2.2.
- Kneisel C. (2003): Sporadic and discontinuous mountain permafrost occurrence in the Upper Engadine, eastern Swiss Alps. *Proceedings of the 8<sup>th</sup> International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21-25 July 2003, 561-566.
- Kneisel C., Hauck C. (2003): Multi-method geophysical investigation of a sporadic permafrost occurrence. *Z. Geomorph. N. F.*, Suppl.-Bd. **132**, 145-159.
- Kneisel C., Hauck C., Vonder Mühl D. (2000): Permafrost below the timberline confirmed and characterized by geoelectrical resistivity measurements, Bever Valley, Eastern Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, **11**, 295-304.
- Konrad S.K., Humphrey N.F., Steig E.J., Clark D.H., Potter Jr N., Pfeffer W.T. (1999): Rock glacier dynamics and paleoclimatic implications. *Geology*, **27**, 1131-1134.
- Köppel V., Günthert A., Grünenfelder M. (1980): Patterns of U-Pb zircon and monazite ages in polymetamorphic units of the Swiss Central Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **61**, 97-119.
- Krainer K., Mostler W. (2002): Hydrology of active rock glaciers: examples from the Austrian Alps. *Arctic, Antarctic, and Alpine research*, **34**, 142-149.
- Krummenacher B. (1997): Minitemperatur-Datalogger UTL-1. *Arbeitshift der VAW/ETH Zürich*, **19**, 10-13.
- Kullessa B., Hubbard B., Brown G.H. (2003a): Cross-coupled flow modeling of coincident streaming and electrochemical potentials and application to subglacial self-potential data. *Journal of Geophysical Research*, **108/B8**, 2381, doi:10.1029/2001JB001167.

- Kulesa B., Hubbard B., Brown G.H., Becker B. (2003b): Earth tide forcing of glacier drainage. *Geophysical Research Letters*, **30**, 1011, doi:10.1029/2002GL015303.
- Labarth T., Decrouez D. (1997): *Géologie de la Suisse*. Lausanne, Delachaux & Niestlé.
- Lambert A. (1967): La formation de glace dans les conduits karstiques, les roches fissurées et les pierriers. *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*, **9**, 321-324.
- Lambiel C. (1999): *Inventaire des glaciers rocheux entre le Val de Bagnes et le Val d'Hérémence (Valais)*. Lausanne, Institut de Géographie, Mémoire de licence (non publié).
- Lambiel C. (2006): *Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité : distribution, régime thermique et instabilités*. Lausanne, Institut de Géographie, Travaux et recherches No. **33**.
- Lambiel C., Delaloye R. (2004): Contribution of real-time kinematic GPS in the study of creeping mountain permafrost: examples from the Western Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, **15**, 229-241.
- Lambiel C., Reynard E. (2001): Regional modelling of present, past and future potential distribution of discontinuous permafrost based on a rock glacier inventory in the Bagnes – Hérémence area (Western Swiss Alps). *Norsk Geografisk Tidsskrift*, **55**, 219-223.
- Lambiel C., Reynard E. (2003): Cartographie de la distribution du pergélisol et datation des glaciers rocheux dans la région du Mont Gelé (Valais). In: Maisch M., Vonder Mühl D., Monbaron M. (Eds.): *Entwicklungstendenzen und Zukunftsperspektiven in der Geomorphologie*. *Physische Geographie*, **41**, 91-104.
- Lambiel C., Reynard E., Cheseaux G., Lugon R. (2004): Distribution du pergélisol dans un versant instable, le cas de Tsarminé (Arolla, Evolène, VS). *Bull. Murithienne*, **122**, 89-102.
- Lavizzari L. (1988): *Escursioni nel cantone Ticino*. Locarno, Dadò.
- Lehning M., Bartelt P., Brown B., Russi T., Stöckli U., Zimmerli M. (1999): SNOWPACK model calculation for avalanche warning based upon a new network of weather and snow stations. *Cold Regions Science and Technology*, **30**, 145-157.
- Lerjen M., Käab A., Hoelzle M., Haeberli W. (2003): Local distribution pattern of discontinuous mountain permafrost. A process study at Flüela Pass, Swiss Alps. *Proceedings of the 8<sup>th</sup> International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21-25 July 2003, 667-672.
- Lichtenecker N. (1938): Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. In: Göttinger G. (Ed.): *Verhandlungen der III Internationalen Quartär-Konferenz*, Wien, September 1936. Wien, INQUA, 141-147.
- Lodetti F., Hohl A., Antognini M. (2005): Nota breve sur rinvenimento di frammenti di legno in due sondaggi geotecnici presso Biasca e Riazzino. *Boll. Soc. ti. Sc. nat.*, **93**, 91-95.
- Loke M.H. (2002): *Res2Dmod ver. 3.01. Rapid 2D resistivity forward modeling using the finite-difference and finite-element methods*.
- Loke M.H., Barker R.D. (1996): Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, **44**, 131-152.
- Loke M.H., Dahlin T. (2002): A comparison of the Gauss-Newton and quasi-Newton methods in resistivity imaging inversion. *Journal of Applied Geophysics*, **49**, 149-162.
- Luetscher M. (2005): *Processes in Ice Caves and their Significance for Paleoenvironmental Reconstructions*. Swiss Institute for Speleology and Karst Studies (SISKA), PhD Thesis.
- Luetscher M., Jeannin P.-Y., Haeberli W. (2003): Energy fluxes in an ice cave of sporadic permafrost in the Swiss Jura mountains – concept and first observational results. *Proceedings of the 8<sup>th</sup> International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21-25 July 2003, 691-696.
- Luetschg M., Bartelt P., Lehning M., Stöckli V., Haeberli W. (2003): Numerical simulation of the interaction processes between snow cover and alpine permafrost. *Proceedings of the 8<sup>th</sup> International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21-25 July 2003, 697-702.
- Luetschg M., Stöckli M., Lehning M., Haeberli W., Ammann W. (2004): Temperatures in two boreholes at Flüela Pass, Eastern Swiss Alps: the effect of snow redistribution on permafrost distribution patterns in high mountain areas. *Permafrost and Periglacial Processes*, **15**, 283-297.
- Lugon R., Delaloye R., Serrano E., Reynard E., Lambiel C., González-Trueba J.J. (2004): Permafrost and Little Ice Age glacier relationships, Posets Massif, Central Pyrenees, Spain. *Permafrost and Periglacial Processes*, **15**, 207-220.
- Luterbacher J., Menzel A., Estrella N., Della-Marta P.M., Pfister C., Rutishauser T., Xoplaki E. (2007): Exceptional European warmth of

- autumn 2006 and winter 2007: historical context, the underlying dynamics, and its phenological impacts. *Geophysical Research Letters*, **34**, L12704, doi: 10.1029/2007GL029951.
- Maggi V. (1991): Analisi sedimentologica della ex-cava Lavio di Arogno (Ticino meridionale): un esempio di riempimento di un bacino proglaciale. *Boll. Soc. ti. Sc. nat.*, **79**, 49-66.
- Magny M. (1995): *Une histoire du climat. Des derniers mammoths au siècle de l'automobile*. Paris, Errance.
- Maisch M. (1981): Glazialmorphologische und Gletschergeschichtliche Untersuchungen im gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz). Geographischen Institut des Universität Zürich, *Physische Geographie*, **3**.
- Maisch M. (1982): Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. *Geographica Helvetica*, **37**, 93-104.
- Maisch M. (1987): Zur Gletschergeschichte des alpinen Spätglazials: Analyse und Interpretation von Schneegrenzdaten. *Geographica Helvetica*, **42**, 63-71.
- Maisch M. (1992): *Die Gletschers Graubündens*. Geographischen Institut des Universität Zürich, *Physische Geographie*, **33**, 2 teils.
- Maisch M. (2000): The longterm signal of climate change in the Swiss Alps: glacier retreat since the end of the Little Ice Age and future ice decay scenarios. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **23**, 139-151.
- Maisch M., Wipf A., Denneler B., Battaglia J., Benz C. (2000): *Die Gletscher der Schweizer Alpen*. Zürich, VDF Hochschulverlag AG an der ETHZ.
- Mannoni T., Pfeifer H.-R., Seernels V. (1987): Giacimenti e cave di pietra ollare nelle Alpi. In: Museo Civico archeologico « Giovio » (Ed.): *La pietra ollare dalla preistoria all'età moderna*. Como, New Press, 7-45.
- Marescot L. (2006): Introduction à l'imagerie électrique du sous-sol. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, **90**, 23-40.
- Marescot L., Loke M. H., Chapellier D., Delaloye R., Lambiel C., Reynard E. (2003): Assessing reliability of 2D resistivity in mountain permafrost studies using the depth of investigation index method. *Near Surface Geophysics*, **1**, 57-67.
- Marthaler M. (2001): *Le Cervin est-il africain ?* Lausanne, L.E.P. Loisirs et Pédagogie.
- Matsuoka N. (2001): Microgelivation versus macrogelivation: towards bridging the gap between laboratory and field frost weathering. *Permafrost and Periglacial Processes*, **12**, 299-313.
- Maxelon M., Mancktelow N.S. (2005): Three-dimensional geometry and tectonostratigraphy of the Pennine zone, Central Alps, Switzerland and Northern Italy. *Earth-Science Reviews*, **71**, 171-227.
- Mayr F., Heuberger H. (1968): Type areas of Lateglacial and Postglacial deposits in Tyrol, Eastern Alps. In: Richmond G.M. (Ed.): *Glaciations in the Alps*. University of Colorado, Boulder, Series in Earth Sciences, **7**, 143-165.
- McGrath P.H., Henderson J.B. (1985): Reconnaissance ground magnetic and VLF profile data in the vicinity of the Thelon Front, Artillery Lake Map Area, District of Mackenzie. *Paper – Geological Survey of Canada*, **85-1A**, 455-462.
- McNeill J.D. (1980): *Electromagnetic Terrain Conductivity Measurements at Low Induction Numbers*. Mississauga, Geonics Ltd., Technical Note **TN-6**.
- McNeill J.D., Labson V.F. (1991): Geological mapping using VLF-radio fields. In: Nabighian M.N. (Ed.): *Electromagnetic methods in applied geophysics, Vol. 2: Applications, Part B*. Tulsa, Society of Exploration Geophysicists, 521-640.
- Menke W. (1989): *Geophysical data analysis: discrete inverse theory*. San Diego, Academic Press Inc.
- Meyer de Stadelhofen C. (1980): L'interprétation graphique des sondages électriques. *Bulletin IGL*, **2**, 1-40.
- Meyer de Stadelhofen C. (1991): *Applications de la géophysique aux recherches d'eau*. Paris, Lavoisier Technique et Documentation.
- Miall A.D. (1977): A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Science Reviews*, **13**, 1-62.
- Miall A.D. (1978): Lithofacies types and vertical profile model in braided river deposits: a summary. In: Miall A.D. (Ed.): *Fluvial sedimentology*. Memoir of the Canadian Society of Petroleum Geologists, **5**, 597-604.
- Milnes A.G. (1974): Structure of the Pennine Zone (Central Alps): A new working hypothesis. *Bull. geol. Soc. Amer.*, **85**, 1727-1732.
- Milsom J. (1996): *Field geophysics*. Chichester, John Wiley & Sons (2<sup>nd</sup> edition).

- Mittaz C., Hoelzle M., Haeberli W. (2000): First results and interpretation of energy-flux measurements of Alpine permafrost. *Annals of Glaciology*, **31**, 275-280.
- Monbaron M., Tenthorey G. (1989): Hydrologie en zone périglaciaire au vallon de Réchy (VS). Essai de coloration sur un glacier rocheux. *Bull. de la Société neuchâteloise de géographie*, **32-33**, 117-128.
- Monnier S. (2004): Identification, caractérisation et distribution spatiale des glaciers-rocheux dans la haute vallée de l'Arc (Alpes françaises du Nord). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **2/2004**, 139-156.
- Monnier S. (2006): *Les glaciers rocheux, objets géographiques. Analyse spatiale multiscalaire et investigations environnementales. Application aux Alpes de Vanoise*. Université Paris XII, Thèse de doctorat.
- Morand S. (2000): Inventaire des glaciers rocheux du Val d'Arolla (Valais, Suisse) – problématique des dangers naturels en zone périglaciaire. In: Hegg C., Vonder Mühl D. (Hrsg.): *Beiträge zur Geomorphologie. Proceedings der Fachtagung der Schweizerische Geomorphologischen Gesellschaft vom 8.-10. Juli 1999 in Bramois (Kt. Wallis)*. Birmensdorf, Eidgenössische Forschungsanstalt WSL, 107-112.
- Mortara G., Orombelli G., Pelfini M., Tellini C. (1992): Suoli e suoli sepolti olocenici per la datazione di eventi geomorfologici in ambiente alpino: alcuni esempi tratti da indagini preliminari in Val d'Aosta. *Il Quaternario*, **52**, 135-146.
- Möseler B.M., Wunder J. (1999): Kaltluftströme auf Blockhalden und ihre Auswirkungen auf Flora und Vegetation. *Lebensraum Blockhalde*, 43-47.
- Müller H.J. (1972): Pollenanalytische Untersuchungen zum Eisrückzug und zur Vegetationsgeschichte im Vorderrhein- und Lukmaniergebiet. *Flora*, **161**, 333-382.
- Müller H.N. (1982): Zum alpinen Spätglazial: Das Zwischbergen-stadium. *Z. für Gletscherkd. und Glazialgeol.*, **17**, 135-142.
- Müller H.N. (1984): *Spätglaziale Gletscherschwankungen in den westlichen Schweizeralpen (Simplon-Süd und Val de Nendaz, Wallis) und im nordisländischen Tröllaskagu-Gebirge (Skidadalur)*. Näfels, Küng.
- Müller I. (1974): *Pater Placidus Spescha 1752-1833: Ein Forschleben im Rahmen der Zeitgeschichte*. Disentis, Disertina Verlag.
- Müller F., Calfisch T., Müller G. (1976): *Firn und Eis der Schweizer Alpen (Gletscherinventar)*. Arbeiten aus dem Geographischen Institut ETHZ, No. **57**.
- Nagel T., de Capitani C., Frey M., Froitzheim N., Stünitz H., Schmid S.M. (2002): Structural and metamorphic evolution during rapid exhumation in the Lepontine dome (southern Simano and Adula nappes, Central Alps, Switzerland). *Eclogae geol. Helv.*, **95**, 301-321.
- Nägeli H. (1920): Die postglazial-prähistorischen Biaschina-bergstürze. *Vierteljahresschrift der naturforschenden Gesellschaft Zürich*, **65**, 1-58.
- Niessen F., Kelts K. (1989): The deglaciation and Holocene sedimentary evolution of southern perialpine Lake Lugano – implications for Alpine paleoclimate. *Eclogae geol. Helv.*, **82**, 235-263.
- Niggli P., Preiswerk H., Grütter O., Bossard L., Kündig E. (1936): *Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniothal*. Bern, Stämpfli & Cie, Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz No. **71**.
- Nishitani T. (2000): Investigation of underground resistivity structures using the VLF-MT method. *Archaeological Prospection*, **7**, 231-240.
- Nötzli J., Hoelzle M., Haeberli W. (2003): Mountain permafrost and recent Alpine rock-fall events: a GIS-based approach to determinate critical factors. *Proceedings of the 8<sup>th</sup> International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21-25 July 2003, 827-832.
- Oberhänsli R. (1973): *Geologische und Petrographische Untersuchung der Carbonate zwischen Val Cresciano und Val Pontirone und der umliegende Gesteine*. ETH Zürich (Unveröffentlichte Diplomarbeit).
- OcCC (2002): *Le climat change, en Suisse aussi. Les points principaux du troisième rapport du GIEC sur l'état des connaissances du point de vue de la Suisse*. Berne, Organe consultatif sur les changements climatiques (OcCC).
- OcCC (2003): *Événements extrêmes et changements climatiques*. Berne, Organe consultatif sur les changements climatiques (OcCC).
- Ødegård R. S., Isaksen K., Mastervik M., Billdal L., Engler M., Sollid J.L. (1999): Comparison of BTS and Landsat TM data from Jotunheimen, Southern Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, **53**, 226-233.
- OFEG (2005): *Carte géologique de la Suisse*. 1:500'000.

- Oppizzi P. (1988): Ritrovamenti di frammenti di legno in una perforazione sul territorio del comune di Gudo, *Boll. Soc. ti. Sc. nat.*, **76**, 51-53.
- Orombelli G. (1974): Alcune date C<sup>14</sup> per il Quaternario lombardo. *Studi Tridentini di Scienza Naturali*, **51**, 125-127.
- Orombelli G. (1983a): I depositi würmiani del comasco. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **6**, 174-175.
- Orombelli G. (1983b): Il Pleistocene Superiore in Italia: i depositi glaciali. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **6**, 179-180.
- Otto J.C., Sass O. (2006): Comparing geophysical methods for talus slopes investigations in the Turtmann valley (Swiss Alps). *Geomorphology*, **76**, 257-272.
- Papilloud J.-H. (2002): Les bisses du Valais. In: Guex D., Reynard E. (Eds.): *L'eau dans tous ses états*. Lausanne, Institut de Géographie, Travaux et Recherches No. **22**, 61-72.
- Pasquier F. (1974): Les dépôts du retrait würmien dans le Malcantone méridional (Tessin). *Eclogae geol. Helv.*, **67**, 225-233.
- Patzelt G. (1972): Die spätglazialen Stadien und postglazialen Schwankungen von Ostalpenglatschern. *Berichte der Deutschen Botanischen Gesellschaft*, **85**, 47-57.
- Pelfini M., Smiraglia C. (1995): Fattore AAR (Accumulation Area Ratio), variazioni frontali e relazioni con il clima sui ghiacciai delle Alpi Lombarde. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **18**, 47-56.
- Pellegrini M. (1973): Materiali per una storia del clima nelle Alpi Lombarde durante gli ultimi cinque secoli. *Archivio Storico Ticinese*, **55-56**, 133-278.
- Penck A., Brückner E. (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*. Leipzig, Tautschnig.
- Perruchoud E. (2007): *Suivi GPS des mouvements de surface de glaciers rocheux situés dans les Alpes valaisannes*. Fribourg, Institut de Géographie, Travail de diplôme (non publié).
- Pfeifer H.-R. (1989): Wenig bekannte Beispiele von ehemaliger Lavez-Ausbeutung in den südlichen Alpen. *Minaria Helvetica*, **9**, 8-54.
- Pfeifer H.-R., Seernels V. (1986): Inventaire des gisements de pierre ollaire au Tessin et dans les régions voisines: aspects minéralogiques et miniers. In: Minazzoli T., Quadri N. (Red.): *2000 anni di pietra ollare*. Bellinzona, Dipartimento dell'Ambiente del Cantone Ticino, 147-235.
- Phillips M., Reynard E. (1996): Influence régionale du climat et de la morphologie sur la distribution du permafrost. *Ukpik, Rapports de recherche de l'Institut de Géographie, Université de Fribourg*, **8**, 197-206.
- Pieracci K. (2006): *Distribution et caractéristiques du pergélisol dans les éboulis calcaires de haute altitude. Région du Grand Chavalard, Valais, Suisse*. Lausanne, Institut de Géographie, Mémoire de licence (non publié).
- Pieracci K., Lambiel C., Reynard E. (soumis): Distribution et caractéristiques du pergélisol dans les éboulis de haute altitude (Hautes Alpes Calcaires, VS, Suisse). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*.
- Pirttijärvi M. (2003): Numerical modeling and inversion of geophysical electromagnetic measurements using a thin plate model. *Acta Universitatis Ouluensis*, **A 403**.
- Pirttijärvi M. (2004a): *DCINV v. 1.3. 1-D interpretation of electrical (DC) soundings*. Division of Geophysics, University of Oulu.
- Pirttijärvi M. (2004b): *2LAYER v. 1.0a. Two-layer interpretation of VLF-R measurements*. Division of Geophysics, University of Oulu.
- Pirttijärvi M. (2006): *2LAYINV v. 1.0a. Laterally constrained two-layer inversion of VLF-R measurements*. Division of Geophysics, University of Oulu, **OYGF/M/2006/1**.
- Pissart A. (1990): Advances in periglacial geomorphology. *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd.*, **79**, 119-131.
- Preiswerk H., Bossard L., Grütter O., Niggli P., Kündig E., Ambühl E. (1934): *Carta geologica delle Alpi Ticinesi fra Valle Maggia e Valle di Blenio. 1:50'000*. Berna, Commissione Geologica Svizzera, Carta geologica speciale No. **116**.
- Preusser F. (2004): Toward a chronology of the Late Pleistocene in the northern Alpine Foreland. *Boreas*, **33**, 195-210.
- Reimer P.J., Baillie M.G., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Bertrand C., Blackwell P.G., Buck C.E., Burr G., Cutler K.B., Damon P.E., Edwards R.L., Fairbanks R.G., Friedrich M., Guilderson T.P., Hughen K.A., Kromer B., McCormac F.G., Manning S., Bronk Ramsey C., Reimer R.W., Remmele S., Southon J.R., Stuiver M., Talamo S., Taylor F.W., van der Plicht J., Weyhenmeyer C.E. (2004): IntCal04 Terrestrial Radiocarbon Age Calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, **46**, 1029-1058.
- Renner F. (1982): *Beiträge zur Gletscher-Geschichte des Gotthardgebietes und dendroklimatologische Analysen an fossilen*



- hölzern*. Geographischen Institut des Universität Zürich, Physische Geographie No. **8**.
- Revil A., Hermitte D., Voltz M., Moussa R., Racas J.-G., Bourrié G., Trolard R. (2002): Self-potential signals associated with variations of the hydraulic head during an infiltration experiment. *Geophysical Research Letters*, **29**, 1106, doi:10.1029/2001GL014294.
- Revil A., Naudet V., Meunier J.D. (2004): The hydroelectrical problem of porous rocks: inversion of the position of the water table from self-potential data. *Geophysical Journal International*, **159**, 435-444.
- Revil A., Pezard P.A., Glover P.J. (1999): Streaming potential in porous media 1. Theory of the zeta potential. *Journal of Geophysical Research*, **104/B9**, 20'021-20'031.
- Reynard E. (2002): Agriculture irriguée et tourisme de randonnée en Valais. Le cas du bisse d'Ayent. In: Guex D., Reynard E. (Eds.): *L'eau dans tous ses états*. Lausanne, Institut de Géographie, Travaux et Recherches No. **22**, 73-94.
- Reynard E., Delaloye R., Lambiel C. (1999): Prospection géoélectrique du pergélisol alpin dans le massif des Diablerets (VD) et au Mont Gelé (Nendaz, VS). *Bull. Murithienne*, **117**, 89-103.
- Reynard E., Lambiel C., Delaloye R., Devaud G., Baron L., Chapellier D., Marescot L., Monnet R. (2003): Glacier/permafrost relationship in forefields of small glaciers (Swiss Alps). *Proceedings of the 8<sup>th</sup> International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21-25 July 2003, 947-952.
- Reynolds J.M. (1997): *An introduction to applied and environmental geophysics*. Chichester, Wiley.
- Ribolini A. (1996): Note geomorfologiche sull'Alta Valle del Sabbione e sulla Val d'Ischietto (Gruppo dell'Argentera, Alpi Marittime). *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **19**, 79-92.
- Ribolini A. (1999): Areal distribution of rock glaciers in the Argentera Massif (Maritime Alps) as a tool for recent glacial evolution reconstruction. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **22**, 83-86.
- Ribolini A. (2001): Active and fossil rock glaciers in the Argentera Massif (Maritime Alps). *Z. für Gletscherkd und Glazialgeol.*, **37**, 125-140.
- Ribolini A., Fabre D. (2006): Permafrost existence in rock glaciers of the Argentera Massif, Maritime Alps, Italy. *Permafrost and Periglacial Processes*, **17**, 49-63.
- Rickermann D., Zimmermann M. (1993): The 1987 debris flows in Switzerland: documentation and analysis. *Geomorphology*, **8**, 175-189.
- Rist A. (2007): *Hydrothermal processes within the active layer above alpine permafrost in steep scree slopes and their influence on slope stability*. Universität Zürich, Mathematisch-naturwiss. Fak., PhD Thesis.
- Rist A., Phillips M. (2005): First results of investigations on hydrothermal processes within the active layer above alpine permafrost in steep terrain. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, **59**, 177-183.
- Riva E. (2006): *Ghiacciai ticinesi. Il sussurro degli ultimi cinquanta*. Bellinzona, Salvioni Edizioni.
- Robert A., Meyer de Stadelhofen C. (1983): L'interprétation graphique des sondages électriques. *Bulletin IGL*, **4**, 1-59.
- Roer I., Dikau R., Käab A. (2005a): Rockglacier acceleration in the Turtmann valley (Swiss Alps): Probable controls. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, **59**, 157-163.
- Roer I., Käab A., Dikau R. (2005b): Rockglacier kinematics derived from small-scale aerial photography and digital airborne pushbroom imagery. *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F.*, **49**, 73-78.
- Rossi S., Alberti F., Felber M., Bini A. (1991): Evidenze di fluttuazioni glaciali würmiane nella bassa valle della Breggia (Cernobbio, Como). *Boll. Soc. ti. Sc. nat.*, **79**, 25-47.
- Röthlisberger F., Haas P., Holzhauser H., Keller W., Bircher W., Renner F. (1980): Holocene climatic fluctuations – radiocarbon dating of fossil soils (fAh) and woods from moraines and glaciers in the Alps. *Geographica Helvetica*, **35**, 21-52.
- Rütti R. (2001): Tectono-metamorphic evolution of the Simano-Adula nappe boundary, Central Alps, Switzerland. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **81**, 115-129.
- Rütti R. (2003): *The tectono-metamorphic evolution of the northwestern Simano Nappe (Central Alps, Switzerland)*. Swiss Federal Institute of Technology Zurich, Diss. ETH No. **15'149**.
- Rütti R., Maxelon M., Mancktelow N.S. (2005): Structure and kinematics of the northern Simano Nappe, Central Alps, Switzerland. *Eclogae geol. Helv.*, **98**, 63-81.
- Ruzicka V. (1999): The freezing scree slopes and their arachnofauna. *Lebensraum Blockhalde*, 141-147.

- Sailer R. (2001): *Späteiszeitliche Gletscherstände in der Ferwallgruppe*. Universität Innsbruck, PhD Dissertation.
- Sailer R., Kerschner H. (1999): Equilibrium-line altitudes and rock glaciers during the Younger Dryas cooling event, Ferwall group, western Tyrol, Austria. *Annals of glaciology*, **28**, 141-145.
- Sailer R., Kerschner H., Heller A. (1999): Three-dimensional reconstruction of Younger Dryas glaciers with a raster-based GIS. *Glacial Geology and Geomorphology*, **1999/rp01** (<http://ggg.qub.ac.uk/ggg/>).
- Salzmann N., Frei C., Vidale P.-L., Hoelzle M. (2007): The application of regional climate model output for the simulation of high-mountain permafrost scenarios. *Global and Planetary change*, **56**, 188-202.
- Sargenti W. (1965): *Geografia del Cantone Ticino. II. Quaderni per lo studio del rilievo*. Bellinzona, Dipartimento dell'Educazione del cantone Ticino.
- Sass O. (2006): Determination of the internal structure of alpine talus deposits using different geophysical methods (Lechtaler Alps, Austria). *Geomorphology*, **80**, 45-58.
- Sass O., Krautblatter M. (2007): Debris flow-dominated and rockfall-dominated talus slopes: genetic models derived from GPR measurements. *Geomorphology*, **86**, 176-192.
- Sawada Y. (2003): Monitoring of ground-ice formation in a block slope at Mt. Nishi-Nupukaushinupuri, Hokkaido, Japan. *Proceedings of the 8<sup>th</sup> International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21-25 July 2003, 1001-1006.
- Sawada Y., Ishikawa M., Ono Y. (2003): Thermal regime of sporadic permafrost in a block slope on Mt. Nishi-Nupukaushinupuri, Hokkaido Island, Northern Japan. *Geomorphology*, **52**, 131-130.
- Scales J.A., Smith L.M., Treitel S. (2001): *Introductory geophysical inverse theory*. Golden, Samizdat Press.
- Scapozza C. (2004): L'industria della pietra ollare in Alta Valle di Blenio. *Voce di Blenio*, **11**, 9.
- Scapozza C. (2005): L'industria della pietra ollare in Alta Valle di Blenio. *Vivere la Montagna*, **19**, 36-39.
- Scapozza C. (2006): *Inventaire des glaciers rocheux entre la Cima di Gana Bianca et la Cima di Piancabella (Val Blenio, Tessin)*. Lausanne, Institut de Géographie, Travail personnel de recherche (non publié).
- Scapozza C. (2007a): *Note sur la découverte de fragments de bois fossile, glacier rocheux de Piancabella (Val Blenio, Suisse)*. Lausanne, Institut de Géographie (rapport non publié).
- Scapozza C. (2007b): *Interpolation déterministe et géostatistique de données de polarisation spontanée (PS) en environnement périglaciaire alpin (Val Blenio, Suisse)*. Lausanne, Institut de Géographie (rapport non publié).
- Scapozza C., Reynard E. (2008): Ghiacciai rocciosi e limite inferiore del permafrost discontinuo tra la Cima di Gana Bianca e la Cima di Piancabella (Val Blenio, TI). *Geologia Insubrica*, **9** (in stampa).
- Scapozza C., Fontana G., Gex P. (2007): *Etude par les méthodes audio-magnétotellurique et TDEM du remplissage Quaternaire du bas Val Blenio (Tessin septentrional)*. Lausanne, Institut de Géographie et Institut de Géophysique (rapport non publié).
- Scapozza C., Lambiel C., Reynard (2008a): Glaciers rocheux et distribution régionale du pergélisol discontinu dans les Alpes Tessinoises orientales (Suisse). *Actes du colloque annuel de la Société Suisse de Géomorphologie (SSGm)*, Samedan, Suisse, 14-17 juillet 2007 (à paraître).
- Scapozza C., Scapozza V., Fontana G. (2008b): Morfologia periglaciaire delle Alpi Ticinesi orientali. *GEA, Paesaggi, Territori, Geografia*, **23** (in stampa).
- Scapozza C., Tapia R., Tuia D. (2006a): Modélisation par télédétection de la répartition du permafrost dans les Hautes Alpes Calcaires (Suisse). *Actes du Colloque International de Géomatique et d'Analyse spatiale (SAGEO 2006)* [CD-Rom], Strasbourg, France, 11-13 septembre 2006, 4 p.
- Scapozza C., Tapia R., Tuia D. (2006b): Remote sensing modelling and visualisation of the permafrost distribution in the Hautes Alpes Calcaires (Western Switzerland). *Proceedings of the 4<sup>th</sup> Swiss Geoscience Meeting*, Bern, Switzerland, 24-25 November 2006, 173-174.
- Schiavone D., Quarto R. (1984): Self-potential prospecting in the study of water movement. *Geoexploration*, **22**, 47-58.
- Schaltegger U., Gebauer U., von Quadt A. (2002): The mafic-ultramafic rock association of Loderio-Biasca (lower Pennine nappes, Ticino, Switzerland): Cambrian oceanic magmatism and its bearing on early Paleozoic paleogeography. *Chemical Geology including Isotope Geoscience*, **186**, 265-279.

- Schardt H. (1910): L'éboulement préhistorique de Chironico (Tessin). *Boll. Soc. ti. Sc. nat.*, **6**, 76-91.
- Schlüchter C. (1988): The deglaciation of the Swiss-Alps. A paleoclimatic event with chronological problems. *Bull. de l'Ass. Franç. pour l'étude du Quaternaire*, **2-3**, 141-145.
- Schlüchter C. (1989): The most complete Quaternary record of the Swiss alpine foreland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **72**, 141-146.
- Schlüchter C. (2004): The Swiss glacial record – a schematic summary. In: Ehrlers J., Gibbard P.L. (Eds.): *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology*. Amsterdam, Elsevier, 413-418.
- Schmid S.M., Pfiffner O.A., Froitzheim N., Schönborn G., Kissling E. (1996): Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. *Tectonics*, **15**, 1036-1064.
- Schmid S.M., Pfiffner O.A., Schönborn G., Froitzheim N., Kissling E. (1997): Integrated cross section and tectonic evolution of the Alps along the Eastern traverse. In: Pfiffner O.A., Lehner P., Heitzmann P., Müller S., Steck A. (Eds.): *Deep structure of the Swiss Alps: results of the NRP 20*. Basel, Birkhäuser Verlag, 289-304.
- Schneebeli W., Röthlisberger F. (1976): 8000 Jahre Gletschergeschichte im Wallis. *Die Alpen (SAC)*, **52 (3/4)**, 5-134 + Annexes.
- Schoeneich P. (1992): Glaciers rocheux fossiles des Préalpes vaudoises. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, **82**, 35-55, et *Bull. de Géologie Lausanne*, **318**.
- Schoeneich P. (1993a): Les stades tardiglaciaires des vallées de l'Hongrin et de l'Étivaz. Vers un nouveau modèle pour la déglaciation alpine. *Société géologique Suisse – Groupe Suisse pour le Quaternaire, ASSN Verbier, Résumés*, 56.
- Schoeneich P. (1993b): Comparaison des systèmes de légende français, allemand et suisse – principes de la légende IGUL. In: Schoeneich P., Reynard E. (Eds.): *Cartographie géomorphologique – cartographie des risques*. Lausanne, Institut de Géographie, Travaux & Recherches No. **9**, 5-24.
- Schoeneich P. (1998a): *Le retrait glaciaire dans les vallées des Ormonts, de l'Hongrin et de l'Étivaz (Préalpes vaudoises)*. Lausanne, Institut de Géographie, Travaux & Recherches No. **14**, 2 vol.
- Schoeneich P. (1998b): Les stades tardiglaciaires des Préalpes vaudoises et leur corrélation avec le modèle des Alpes orientales. *Mitteilungen der VAW – ETH Zürich*, **158**, 192-206.
- Schoeneich P. (1998c): Corrélation du dernier maximum glaciaire et de la déglaciation alpine avec l'enregistrement isotopique du Groenland. *Quaternaire*, **9**, 203-215.
- Schoeneich P., Reynard E., Pierrehumbert G. (1998): Geomorphological mapping in the Swiss Alps and Prealps. *Wiener Schriften zur Geographie und Kartographie*, **11**, 145-153.
- Schumskii P.A. (1964): *Principles of structural geology*. New York, Dover Publications.
- Schwarb M., Frei C., Schär C., Daly C. (1999): *Hauteurs annuelles moyennes des précipitations dans la zone alpine européenne 1971-1990*. Berne, Atlas Hydrologique de la Suisse (HADES), planche 2.6.
- Scott W.J. (1975): VLF-resistivity (radiohm) survey, Agricola Lake area, District of Mackenzie. *Paper – Geological Survey of Canada*, **75-1A**, 223-225.
- Scott W.J., Sellmann P., Hunter J. (1990): Geophysics in the study of permafrost. In: Wars S. (Ed.): *Geotechnical and Environmental Geophysics*. Tulsa, Soc. of Expl. Geoph., 355-384.
- Seiffert R. (1953): Die Vergletscherung des Calancatales. *Boll. Soc. ti. Sc. nat.*, **67-68**, 103-114.
- Seppi R. (2001): Geomorfologia dell'Alta Valle di Saent (Valle di Rabbi, Gruppo Ortles-Cevedale). *Studi Trentini di Scienze Naturali – Acta Geologica*, **76**, 17-31.
- Seppi R. (2006): *I rock glaciers delle Alpi Centrali come indicatori ambientali (Gruppo Adamello-Presanella e settore orientale del Gruppo Ortles-Cevedale)*. Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pavia, Tesi di dottorato.
- Seppi R., Carton A., Baroni C. (2005a): Proposta di una nuova scheda per il censimento dei rock glaciers da fotografie aeree: applicazione sull'Alta Val Ultimo (Gruppo Ortles-Cevedale). *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, Suppl. **7**, 329-338.
- Seppi R., Pilla G., Gardini M., Carton A., Baroni C. (2005b): Thermal and physico-chemical characteristics of springs discharging from rock glaciers in the Ortles – Cevedale Region (Italian Alps). *2<sup>nd</sup> European Conference on Permafrost*, Potsdam, 12-16 June 2005, Poster Abstract.
- Sgaria M. (1992): *Studio del sondaggio di Morbio Inferiore (Ticino Meridionale, Svizzera) e dei*

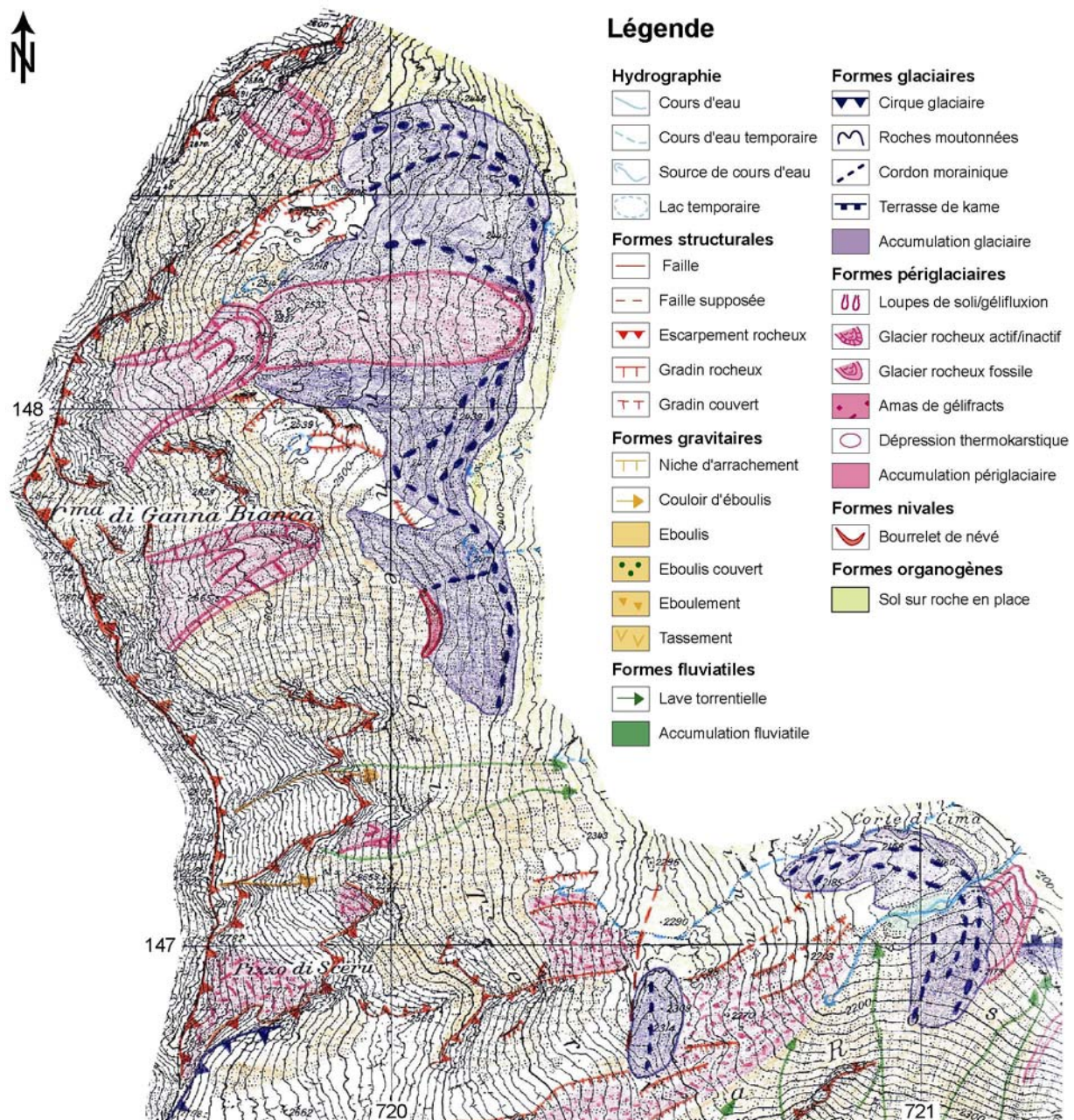
- depositi quaternari nelle zone circostanti*. Università degli studi di Milano, Tesi di laurea (non pubblicata).
- Sharma S.P., Kaikkonen P. (1998): Two-dimensional non-linear inversion of VLF-R data using simulated annealing. *Geophysical Journal International*, **133**, 649-668.
- Shroder J.F., Giardino J.R. (1988): Analysis of rock glaciers in Utah and Colorado, U.S.A., using dendrogeomorphological techniques. In: Giardino J.R., Shroder J.F., Vitek J.D. (Eds.): *Rock Glaciers: a review of the knowledge base*. London, Allen & Unwin, 152-159.
- Sidler C., Hantke R. (1993): La flora del lago interglaciale Riss/Würm di Re (Val Vigezzo). *Boll. Soc. ti. Sc. nat.*, **81**, 11-20.
- Smiraglia C. (1985): Contributo alla conoscenza dei rock glaciers della Alpi Italiane. I rock glaciers del Monte Confine (Alta Valtellina). *Rivista Geografica Italiana*, **92**, 117-140.
- Smiraglia C. (1989): Misure di velocità superficiale al rock glacier orientale di Val Pisella (Gruppo del Cevedale, Alta Valtellina). *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **12**, 41-44.
- Smiraglia C. (1992): Observations on the rock glaciers of Monte Emilius (Valle d'Aosta, Italy). *Permafrost and Periglacial Processes*, **3**, 163-168.
- Smiraglia C., Fabre D., Evin M., Assier A. (1994): Les glaciers rocheux de la Manzina (Valfurva, Parc National du Stelvio, Italie). Prospection électrique. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **17**, 79-85.
- Spinedi F. (2006/2007): *Rapporti mensili MeteoSvizzera Locarno-Monti*. Locarno-Monti, MeteoSvizzera, Settembre 2006 – Giugno 2007.
- Spinedi F., Isotta F. (2004): Il clima del Ticino negli ultimi 50 anni. *Dati, statistiche e società*, **4(2)**, 4-39.
- Stämpfli G.-M. (1993): Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes ? *Eclogae geol. Helv.*, **86**, 1-45.
- Stämpfli G.-M. (1994): Exotic terrains in the Alps: a solution for a single Jurassic ocean. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **74**, 449-452.
- Stämpfli G.-M., Mosar J., Marchand R., Marquer D., Baudin T., Borel G. (1998): Subduction and obduction processes in the Western Alps. *Tectonophysics*, **296**, 159-204.
- Stearns S.R. (1966): Permafrost (perennially frozen ground). *US Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory*, **I-A2**.
- Steens L. (2003): *Cartographie périglaciaire de la région du Basodino-Cristallina*. Institut de Géographie de l'Université de Lausanne, Mémoire de licence (non publié).
- Steiger P. (1998): *Wälder der Schweiz*. Thun, Ott-Verlag.
- Stocker-Mittaz C., Hoelzle M., Haeberli W. (2002): Modelling alpine permafrost distribution based on energy-balance data: first step. *Permafrost and Periglacial Processes*, **13**, 271-282.
- Strozzi T., Scapozza C. (2007): *Detecting rockglaciers creep from in situ inventory and space-borne radar interferometry in the Blenio Valley (Ticino, Switzerland)*. Research Report, September 2007.
- Strozzi T., Valenti G. (2007): Misura del movimento superficiale dei ghiacciai ticinesi con interferometria radar da satellite. *Boll. Soc. ti. Sc. nat.*, **95**, 85-88.
- Strozzi T., Käab A., Frauenfelder R. (2004): Detecting and quantifying permafrost creep from *in situ* inventory, space-borne radar interferometry and airborne digital photogrammetry. *Int. J. of Remote Sensing*, **25**, 2919-2931.
- Strozzi T., Valenti G., Re L., Raetzo H., Graf K., Wiesmann A., Vegmüller U., Werner C. (2007): *Large scale motion survey Tre Valli*. Service for Landslides Monitoring (SLAM) (Unpublished conference report, 21.03.2007).
- Summerfield M. A. (1991): *Global geomorphology*. Edinburgh, Pearson.
- Taddei C. (1937): *Dalle Alpi Lepontine al Ceneri*. Bellinzona, Istituto Editoriale Ticinese.
- Tarantola A. (2005): *Inverse problem theory and methods for model parameter estimation*. Philadelphia, Society for Industrial and Applied Mathematics (SIAM).
- Tenthorey G. (1989): Etude géomorphologique et hydrologique des terrains périglaciaires du Haut-Val de Réchy (Nax, VS) : présentation du projet. *Bull. Murithienne*, **107**, 59-67.
- Tenthorey G. (1992): Perennial névés and the hydrology of rock glaciers. *Permafrost and Periglacial Processes*, **3**, 247-252.
- Tenthorey G. (1993): *Paysage géomorphologique du Haut-Val de Réchy (Valais, Suisse) et hydrologie liée aux glaciers rocheux*. Institut de Géographie de l'Université de Fribourg, Thèse de doctorat.
- Tenthorey G. (1994): Hydrologie liée aux glaciers rocheux, Haut-Val de Réchy (Nax, VS). *Bull. Murithienne*, **112**, 97-116.

- Tenthorey G., Gerber E. (1990): Hydrologie du glacier rocheux de Murtèl (Grisons). Description et interprétation de traçages d'eau. *Ukpik, Rapports de recherche de l'Institut de Géographie, Université de Fribourg*, **3**, 119-121.
- Theler D. (2003): *Revitalisation et assainissement des cours d'eau en Valais. Etude préliminaire dans les bassins versants des trois Dranses*. Lausanne, Institut de Géographie, Mémoire de licence (non publié).
- Thorn C.E. (1992): Periglacial geomorphology. What? Where? When? In: Dixon J.C., Abrahams (Eds.): *Periglacial Geomorphology*. Chichester, John Wiley & Sons, 1-30.
- Thorn C.E., Lowenherz D.S. (1987): Spatial and temporal trends in alpine periglacial studies: implications for paleoreconstructions. In: Boardman J. (Ed.): *Periglacial processes and landforms in Britain and Ireland*. Cambridge, Cambridge University Press, 57-65.
- Tinner W., Conedera M. (1995): Indagini paleobotaniche sulla storia della vegetazione e degli incendi forestali durante l'Olocene al lago di Origgio (Ticino meridionale). *Boll. Soc. ti. Sc. nat.*, **83**, 91-106.
- Tinner W., Hubschmid, Wehrli M., Ammann B., Conedera M. (1999): Long-term forest fire ecology and dynamics in southern Switzerland. *Journal of Ecology*, **87**, 273-289.
- Tinner W., Lotter A.F., Ammann B., Conedera M., Hubschmid P., van Leeuwen F.N., Wehrli M. (2003): Climatic change and contemporaneous land-use phases north and south of the Alps 2330 BC to 800 AD. *Quaternary Science Reviews*, **22**, 1447-1460.
- Tinner W., Nielsen E.H., Lotter A.F. (2007): Mesolithic agriculture in Switzerland? A critical review of the evidence. *Quaternary Science Reviews*, **26**, 1416-1431.
- Toroni A. (1969): La palude della Bedrina e la storia del ritorno della vegetazione forestale nel Ticino dopo la glaciazione di Würm. *Boll. Soc. ti. Sc. nat.*, **50**, 5-9.
- Toschini A. (2004): *La Valle di Blenio. Cenno Storico-descrittivo*. Claro, Edizioni Arca (Edizione originale del 1905).
- Trommsdorff V., Evans B.W. (1974): Alpine metamorphism of peridotitic rocks. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **54**, 333-352.
- Trümpy R. (1980): *Geology of Switzerland. Part A: An outline of the geology of Switzerland*. Basel-New York, Wepf & Co.
- Valeggia C., Kappenberger G., Valenti G., Bauder A., Casartelli G., Strozzi T., Corti G., Martini O., Eisen O., Spinedi F., Weiss S. (2006): I ghiacciai del Ticino. *Dati, statistiche e società*, **6(2)**, 4-54.
- Valenti G. (2006): Il permafrost in Ticino. *Dati, statistiche e società*, **6(2)**, 46-50.
- Valsecchi A. (1995): *L'uomo e la natura. Volume I: l'acqua*. Locarno, Armando Dadò.
- Valsecchi A. (1998): *Greina, la nostra tundra*. Bellinzona, Club Alpino Svizzero sezione Ticino.
- Valsecchi A. (2000): *Adula, il tetto del Ticino*. Bellinzona, Club Alpino Svizzero sezione Ticino.
- Valsecchi A. (2003): Antichi impianti irrigui ticinesi. In: Vauterin G. (Ed.): *Gli antichi canali irrigui dell'arco alpino*. Aosta, Edizioni Le Château, 71-78.
- van Husen D. (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal (mit quartärgeologische Karte). *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **120**, 1-130.
- Vauterin G. (2003) (Ed.): *Gli antichi canali irrigui dell'arco alpino*. Aosta, Edizioni Le Château.
- Venzo G.A., Bazoli G., Gajo A., Laureri S. (1999): I depositi tardo pleistocenici-olocenici di riempimento del solco glaciale minore sepolto di Bellinzona (Cantone Ticino – Svizzera). *Atti dell'Istituto Veneto di scienze, lettere ed arti*, **152**, 133-159.
- Vescovi E., Ragazzi C., Arpent E., Finsinger W., Pini R., Valsecchi V., Wick L., Ammann B., Tinner W. (2007): Interactions between climate and vegetation during the Lateglacial period as recorded by lake and mire sediment archives in Northern Italy and Southern Switzerland. *Quaternary Science Reviews*, **26**, 1650-1669.
- Viers G., Vigneau J.-P. (2001): *Eléments de climatologie*. Paris, Nathan (2<sup>ème</sup> édition).
- Vonder Mühl D. (1992): Evidence of intrapermafrost groundwater flow beneath an active rock glacier in the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, **3**, 169-173.
- Vonder Mühl D. (1993): *Geophysikalische Untersuchungen im Permafrost des Oberengadins*. Mitteilungen der VAW-ETH Zürich No. **122**.
- Vonder Mühl D., Arenson L.U., Springman S.M. (2003): Temperature conditions in two Alpine rock glaciers. *Proceedings of the 8<sup>th</sup> International Conference on Permafrost*,

- Zurich, Switzerland, 21-25 July 2003, 1195-1200.
- Vonder Mühll D., Hauck C., Gubler H., McDonald R., Russil N. (2001): New geophysical methods of investigating the nature and distribution of mountain permafrost with special references to radiometry techniques. *Permafrost and Periglacial Processes*, **12**, 27-38.
- Vonder Mühll D., Hauck C., Gubler H. (2002): Mapping permafrost using geophysical methods. *Progress in Physical Geography*, **24**, 643-660.
- Vonder Mühll D., Hauck C., Lehmann F. (2000): Verification of geophysical models in Alpine permafrost using borehole information. *Annals of Glaciology*, **31**, 300-306.
- Vonder Mühll D., Keller F., Imhof M., Krummenacher B., Mihajlovic D., Delaloye R., Gardaz J.-M., Wenker L., Hoelzle M., Käab A. (1999): *Permafrost – extension et aspects particuliers*. Berne, Atlas Hydrologique de la Suisse (HADES), planche 3.9.
- Vonder Mühll D., Nötzli J., Makowski K., Delaloye R. (2004): *Permafrost in Switzerland 2000/2001 and 2001/2002*. Glaciological Report (Permafrost) No. **2/3**.
- Vonder Mühll D., Nötzli J., Makowski K., Delaloye R. (à paraître): *Permafrost in Switzerland 2002/2003 and 2003/2004*. Glaciological Report (Permafrost) No. **4/5**.
- von Lozinski W. (1909): Über die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemässigten Klima. *Acad. Sci. Cracovie, Bull. Internat. cl. sci. math. et naturelles*, **1**, 1-25.
- von Lozinski W. (1912): Die periglaziale Fazies der mechanischer Verwitterung. *Comptes rendus du XI congrès internationale de Géologie*, Stockholm, Suède, 1910, 1039-1053.
- Wahrahtig C., Cox C. (1959): Rock glaciers in the Alaska range. *Bulletin of the Geological Society of America*, **70**, 383-436.
- Wakonnig H. (1996): Unterkühlte Schutthalden. *Beiträge zur Permafrostforschung in Österreich, Arbeiten aus dem Inst. f. Geogr. Karl-Franzens-Universität Graz*, **33**, 209-223.
- Washburn A.L. (1979): *Geocryology: a survey of periglacial processes and environments*. London, Arnold.
- Wegmann M., Gudmundsson G.H., Haerberli W. (1998): Permafrost changes in rock walls and the retreat of alpine glaciers: a thermal modelling approach. *Permafrost and Periglacial Processes*, **9**, 23-33.
- Wenk E. (1953): Prinzipielles zur geologisch-tektonischen Gliederung des Penninikums im zentralen Tessin. *Eclogae geol. Helv.*, **46**, 9-21.
- Wenker L. (1997): *Prévision de la répartition spatiale du permafrost dans les Alpes du Sud-Ouest. Comparaison entre les Diablerets (VD) et le Mont-Gelé (VS)*. Lausanne, Institut de Géographie, Mémoire de licence (non publié).
- Widmer P.A., Siegwart J. (1973): Namen an der Greina. In: Thurston B.C. (Ed.): *Greina – Wildes Bergland*. Disentis, Disertina Verlag, 123-127.
- Winterhalter R.U. (1930): Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthard-Massivs. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **38**, 38-114.
- Witschi R. (1956): *Morphologie und Hydrologie der oberen Blenio-Täler*. Bern, Philosophischen Fakultät II.
- Yershov E.D. (1990): *Obshchaya Geokriologiya*. Nedra, Russia. [Traduction anglaise: Williams P.J. (Ed.) (1998): *General Geocryology*. Cambridge, Cambridge University Press].
- Zeller G. (1964): *Morphologische Untersuchungen in den östlichen Seitentälern des Val Blenio*. Bern, Kümmerly & Frei, Beiträge zur Geologie der Schweiz – Hydrologie No. **13**.
- Zimmermann M. (1990): Debris flows 1987 in Switzerland: geomorphological and meteorological aspects. *Hydrology in mountain regions II, Artificial Reservoirs, Water and Slopes*, IAHS, **194**, 387-393.
- Zimmermann M., Haerberli W. (1992): Climatic change and debris flow activity in high-mountain areas – A case study in the Swiss Alps. *Catena Supplements*, **22**, 59-72.
- Zienert A. (1965): Gran Paradiso – Mont Blanc: Prähistorische und Historische Gletscherstände. *Eiszeitalter und Gegenwart*, **16**, 202-225.
- Zoller H. (1960): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der insubrischen Schweiz. *Denkschriften der Schweizerische Naturforschenden Gesellschaft*, **83**, 45-156.
- Zoller H. (1987): Zur Geschichte der Vegetation im Spätglazial und Holozän der Schweiz. *Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Luzern*, **29**, 123-149.
- Zoller H., Kleiber H. (1971): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in der montanen und subalpinen Stufe der Tessintäler. *Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft im Basel*, **81**, 90-154.



# Carte géomorphologique de la partie orientale du massif de la Cima di Gana Bianca



IGUL, C. Scapozza, G. Fontana, 2007  
 Fond de carte reproduit avec l'autorisation de la  
 Sezione delle Bonifiche e del Catasto (SBC) du 17.07.2006

0 100 500 m



