



**HAL**  
open science

# Le Quaternaire des vallées alpines. Fronts glaciaires, mouvements de versants et comblements alluviaux dans les vallées de l' Arve, d' Aoste et de Suse

Philip Deline, Marco Giardino, Gérard Nicoud

► **To cite this version:**

Philip Deline, Marco Giardino, Gérard Nicoud. Le Quaternaire des vallées alpines. Fronts glaciaires, mouvements de versants et comblements alluviaux dans les vallées de l' Arve, d' Aoste et de Suse : Livret-guide de l'excursion organisée par l'AFEQ du 2 au 4 juin 2005. P. Deline, M. Giordano, G. Nicoud. Collection EDYTEM, pp.195, 2005, Cahiers de Géographie n° 3. hal-00401630

**HAL Id: hal-00401630**

**<https://hal.science/hal-00401630>**

Submitted on 3 Jul 2009

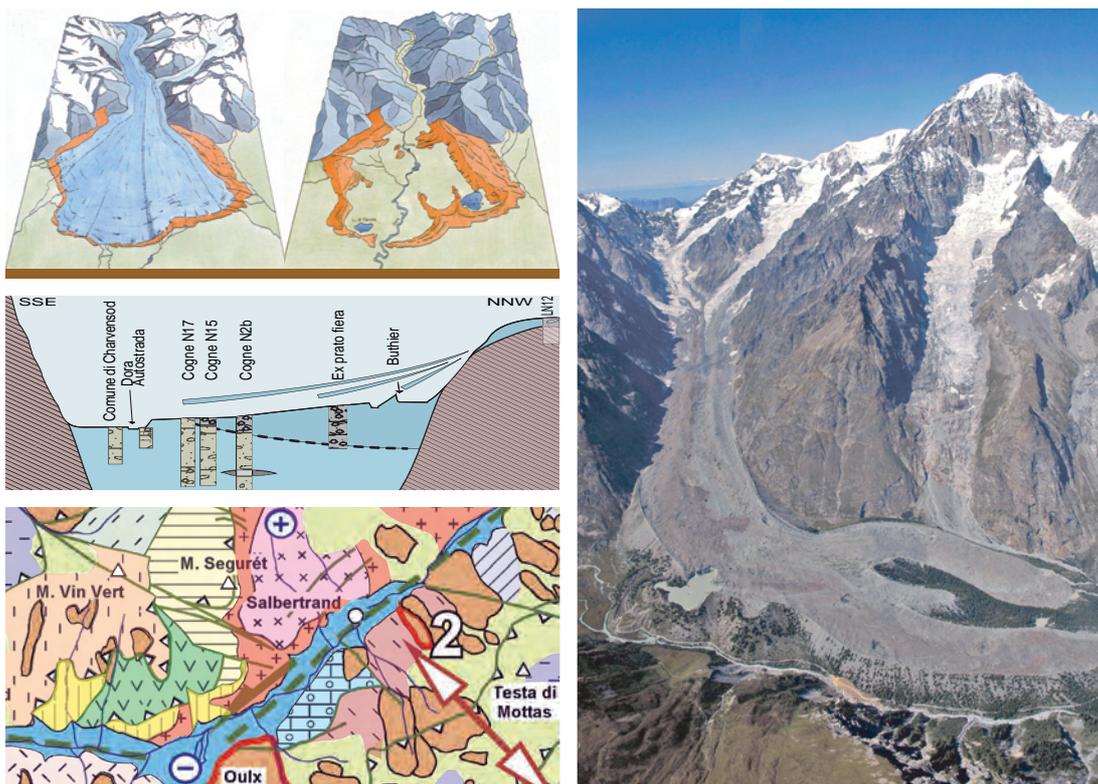
**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

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

Année 2005

## ***Cahiers de Géographie***

Numéro 3



# LE QUATERNAIRE DES VALLEES ALPINES

Fronts glaciaires, mouvements de versants et comblements alluviaux  
dans les vallées de l'Arve, d'Aoste et de Suse

Livret-guide de l'excursion organisée par l'AFEQ du 2 au 4 juin 2005  
sous la direction de Philip Deline, Marco Giardino et Gérard Nicoud



## ***Cahiers de Géographie***

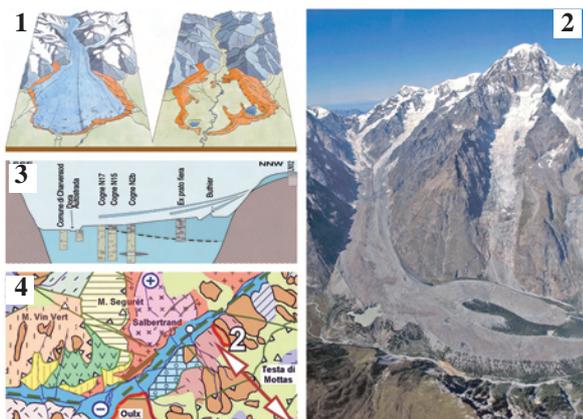
Numéro 3 - Année 2005

# **LE QUATERNAIRE DES VALLEES ALPINES**

**Fronts glaciaires, mouvements de versants et comblements alluviaux  
dans les vallées de l'Arve, d'Aoste et de Suse**

**Livret-guide de l'excursion organisée par l'AFEQ du 2 au 4 juin 2005**  
sous la direction de Philip Deline, Marco Giardino et Gérard Nicoud





**2 Photographies de couverture :**

**1. - Amphithéâtre morainique d'Ivrea.**

A gauche, durant le pré-LGM ; à droite, forme actuelle. Le diamètre de l'amphithéâtre est d'environ 30 km.

Dessin de G. SUSELLA [MERCALLI 1991].

**1 - Anfiteatro morenico di Ivrea.**

A sinistra, ricostruzione pre-LGM ; a destra, forma attuale. Il diametro dell'anfiteatro è di circa 30 km.

Disegno di G. SUSELLA [MERCALLI 1991].

**2. - Versant sud du Mont Blanc et glacier du Miage.**

Prenant naissance sur le versant ouest du Mont Blanc (4808 m), le Miage est l'un des plus grands glaciers noirs des Alpes. Sa couverture détritique, qui mesure en moyenne 20 à 30 cm d'épaisseur, permet au front du glacier d'atteindre une altitude de 1730 m pour le lobe sud. Le lac juxtaglaciaire qui flanque la

marge droite du glacier s'est vidangé en septembre 2004, phénomène qui s'est déjà produit une quinzaine de fois depuis un siècle. Barrant le Val Vény, le Miage a engendré le paléolac Combal dont l'étude des sédiments a permis, en la combinant à celle de l'amphithéâtre morainique du lac du Miage, de reconstituer les fluctuations du glacier pendant la seconde moitié de l'Holocène (Néoglaciale). Photo Fondation Montagne sûre (09/2004).

**2. - Versante sud del Monte Bianco e ghiacciaio del Miage**

Sviluppatosi sul versante ovest del Monte Bianco (4808 m), il Miage è uno dei più grandi ghiacciai di tipo debris covered delle Alpi. La sua copertura detritica, che misura in media da 20 a 30 cm di spessore, permette al fronte del ghiacciaio di raggiungere la quota di 1730 m (lobo sud). Il lago di margine glaciale, che lambisce il fianco destro del ghiacciaio si è svuotato nel settembre 2004, fenomeno che si è già verificato una quindicina di volte in un secolo. Sbarrando la Val Vény, il Miage ha originato un paleolago il cui studio dei sedimenti ha permesso, in associazione a quello dell'anfiteatro morenico del lago del Miage, di ricostruire le fluttuazioni del ghiacciaio durante la seconda metà dell'Olocene (Neoglaciale). Foto Fondazione Montagna sicura (09/2004).

**3. - Coupe géologique en travers de la plaine d'Aoste.**

La coupe, au niveau de la ville d'Aoste, montre un remplissage alluvionnaire, fin à la base et de plus en plus grossier vers le haut et, latéralement, au débouché du Buthier. Cela atteste l'existence d'un paléolac, alimenté depuis l'amont par la Doire et latéralement par le Buthier. Une fois ce lac comblé, le Buthier a édifié son cône de déjection sur lequel est bâti Aoste. Dessin G. NICOUUD.

**3. - Sezione geologica trasversale della Valle d'Aosta.**

La sezione, in corrispondenza della città di Aosta, mostra un riempimento alluvionale fino alla base, che va gradualmente ingrandendosi verso l'alto e lateralmente, allo sbocco del Buthier. Sulla base di questi dati è ipotizzata l'esistenza di un paleolago di Aosta, alimentato da monte dalla Dora Baltea e lateralmente dal Buthier. Una volta che il lago è stato colmato, il Buthier ha costruito il cono di deiezione sul quale è fondata Aosta. Disegno G. NICOUUD.

**4. - Carte de la néotectonique et des principales unités lithostructurale de la feuille BARDONECCHIA [POLINO et al., 2002].**

L'orientation et la distribution des déformations observées indiquent en premier lieu, l'existence d'une importante déformation néotectonique «linéaire» représentée par un faisceau de déformations d'ampleur plurikilométrique et de direction N60°, qui couvre les vallées de Suse et Chisone.

**4. - Schema neotettonico e principali unità lito-strutturali del Foglio Bardonecchia (POLINO et al., 2002).**

L'orientazione e la distribuzione delle formazioni rilevate indicano in primo luogo l'esistenza di una importante deformazione neotettonica «lineare» rappresentata da una fascia di deformazione di ampiezza plurichilometrica con direzione N60E che comprende settori delle valli Susa e Chisone e del relativo spartiacque.

Coordination scientifique :

Philip DELINE\*, Marco GIARDINO\*\*, Gérard NICOUUD\*

\*Laboratoire EDYTEM - Environnements, Dynamiques et Territoires de la Montagne, CNRS - UMR 5204, CISM, Université de Savoie, Campus scientifique, F 73376 Le Bourget du Lac cedex

\*\*Laboratoire GEOSITLAB, Dipartimento delle Scienze della Terra, Università di Torino, Via Valperga Caluso, 35, 10125 Torino, Italia.

Révision critique :

Augusto BIANCOTTI, Département des Sciences de la Terre, Université de Turin

Mise en page et conception graphique : André PAILLET - Philip DELINE

Imprimé par :

Imprimerie JEANTON

Z.I. de Bissy

73000 Chambéry

ISSN : 1762-4304

ISBN : 2-9520432-2-1

EAN : 9782952043229

Dépôt légal : mai 2005

Exemplaires disponibles au Laboratoire EDYTEM, CISM, Université de Savoie, Campus scientifique,

F 73 376 Le Bourget-du-Lac Cedex, ou auprès de : sec-edytem@univ-savoie.fr

Site web du laboratoire : <http://edytem.univ-savoie.fr/>

On trouvera à la fin de cet ouvrage la présentation de l'ensemble des publications du Laboratoire EDYTEM

# LE QUATERNAIRE DES VALLEES ALPINES

*Fronts glaciaires, mouvements de versants et comblements alluviaux  
dans les vallées de l'Arve, d'Aoste et de Suse*

UNE EXCURSION ORGANISÉE PAR L'AFEQ DU 2 AU 4 JUIN 2005

## *Editorial*

Ce nouveau numéro des Cahiers de Géographie s'inscrit pleinement dans la politique éditoriale du laboratoire EDYTEM « *Environnement, Dynamiques et Territoires de la Montagne* » (UMR CNRS 5204). Si elle se veut la vitrine scientifique d'EDYTEM, cette Collection ambitionne également de poser des ponts avec les chercheurs d'autres disciplines et d'établir des liens avec d'autres universités et d'autres laboratoires. Les dernières livraisons allaient dans ce sens, avec en particulier le numéro hommage au Professeur René Lhénaff, riche de contributions de tous horizons articulées autour du thème « *Dynamique et vulnérabilités des milieux montagnards méditerranéens et alpins* ». Les Actes du Colloque tenu dans le cadre de l'Année Internationale des Montagnes (Chambéry, 2002) sur le thème « Traverser les montagnes », avaient alimenté avec le même esprit d'ouverture le précédent numéro.

Ce travail dédié au Quaternaire des vallées alpines (« *Fronts glaciaires, mouvements de versants et comblements alluviaux dans les vallées de l'Arve, d'Aoste et de Suse* ») est une nouvelle occasion pour se rapprocher d'autres structures de recherche et d'autres chercheurs. Il enracine, si besoin était, la collaboration

avec le laboratoire GEOSITLAB du département des Sciences de la Terre de l'Université de Turin.

Comme le rappelle GÉRARD NICOUUD dans son avant-propos, cet ouvrage a pour but de présenter les formations superficielles de la montagne alpine et de ses piémonts à l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire (AFEQ). Les préoccupations scientifiques de cette association coïncident en particulier avec celles des chercheurs de l'équipe 1 du Laboratoire EDYTEM (« *Archives environnementales des milieux de montagne – Indicateurs paléogéographiques, paléoclimatiques et paléoenvironnementaux* »). Les différents sites étudiés ici permettent de porter un regard approfondi sur ces différentes thématiques.

Ce numéro renoue aussi avec l'exercice des livrets-guides, initié dans la Collection en 1999 avec « *Karst 99, Livret guide des excursions Grands Causses – Vercors* ». S'il a ainsi eu pour but de servir de document de travail pendant l'excursion menée dans les Alpes franco-italiennes du 2 au 4 Juin 2005, il se présente aussi comme une étape supplémentaire dans la recherche sur le Quaternaire alpin.

XAVIER BERNIER



# LE QUATERNAIRE DES VALLEES ALPINES

*Fronts glaciaires, mouvements de versants et comblements alluviaux  
dans les vallées de l'Arve, d'Aoste et de Suse*

*UNE EXCURSION ORGANISÉE PAR L'AFEQ DU 2 AU 4 JUIN 2005*

## *Avant-propos*

Pour la quatrième fois depuis 1988, le Centre Interdisciplinaire des Sciences de la Montagne de l'Université de Savoie a l'honneur de présenter les formations superficielles de la montagne alpine et de ses piémonts aux membres de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire (AFEQ) :

- en 1988, avec le Quaternaire et la Préhistoire de l'Avant-Pays alpin du Nord : plateau savoyard, Grésivaudan, Vercors et Bauges (direction : G. MONJUVENT et G. NICOUD) ;
- en 1997, avec le Quaternaire de la vallée de la Haute-Maurienne, vallée de l'Arc (direction : A. MARNEZY et G. NICOUD) ;
- en 2002, avec le front würmien à la périphérie du Jura et des Alpes (direction : J.F. BUONCRISTIANI, M. CAMPY et G. NICOUD). Ce vaste front est nettement différencié d'un front plus ancien (« moraines externes ») par sa position largement en retrait (« moraines internes ») et sa pédogenèse moins évoluée ;
- en 2005, le Laboratoire EDYTEM, en collaboration avec le laboratoire GEOSITLAB du département des Sciences de la Terre de l'Université de Turin, propose le Quaternaire des vallées alpines, des sommets vers leurs piémonts sur les versants français et italien du Mont Blanc et le versant italien du Mont Cenis. Seront particulièrement mis en évidence les étapes de retrait de la dernière glaciation würmienne avec la succession remarquable de la vallée de l'Arve, les comblements alluviaux et les énormes mouvements de versant, dans tous leurs états et leurs dimensions. Nous insisterons plus spécialement sur les vastes fronts glaciaires que marquent les amphithéâtres d'Ivréa (Vallée de la Doire Ripaire) et de Rivoli (Vallée de la Doire Baltée) et de Rivoli (Vallée de la Doire Ripaire), « cimetières » d'au moins trois grandes phases glaciaires au cours du Quaternaire. Contrairement aux observations sur les rebords occidentaux du Jura et des Alpes, les différents fronts se télescopent, voire se débordent,

rendant plus délicate leur interprétation. Nous nous rapprochons alors des fronts nord-pyrénéens de la vallée d'Ossau (amphithéâtre d'Arudy) présentés à l'AFEQ en 2003 par nos collègues bordelais.

Cette visite sur le site de l'Amphithéâtre de Rivoli coïncide avec le centenaire de l'excursion de la Société Géologique de France (1905) immortalisée par une plaque apposée sur un bloc erratique à Caselette, où nous nous rendrons.

Tout cela ne rajeunit pas mes vifs et vieux compagnons de l'AFEQ toujours présents. C'est ici l'occasion de rendre un hommage appuyé à PIERRE GABERT, cet humaniste, pour sa carrière scientifique et universitaire et, tout particulièrement, pour ses travaux de thèse sur les plaines occidentales du Pô et leurs piémonts (Piémont, Lombardie centrale et occidentale). Etude morphologique publiée en 1962, cette synthèse est aujourd'hui largement confirmée et toujours d'actualité. C'est aussi un clin d'œil à tous les jeunes chercheurs qui aujourd'hui participent aux excursions, échantillent avec les femmes et les hommes de terrain chevronnés et contribuent ainsi au développement de l'AFEQ et à sa mission de promotion de l'étude du Quaternaire.

Enfin, cette visite de terrain permettra, si besoin était, de consolider les liens transalpins et de promouvoir la coopération scientifique dans cette Europe à construire. C'est pour cela que la direction de cette excursion a été confiée conjointement à PHILIP DELINE, enseignant-chercheur à EDYTEM, Université de Savoie, à MARCO GIARDINO, géologue à GEOSITLAB (Université de Turin) et à moi-même.

J'adresse mes sincères remerciements à SIMONE GINET, ANDRÉ PAILLET, ESTELLE PLOYON et XAVIER BERNIER pour le montage de ce livret-guide – Cahier de Géographie n° 3 – Collection EDYTEM et à JEANNETTE NICOUD et GIORGIA VITALONE pour les traductions de l'italien.

GÉRARD NICOUD

*Liste, qualité et adresse des auteurs*

AMELOT FRANÇOIS	Doctorant, Laboratoire EDYTEM, CISM, Université de Savoie francois.amelot@univ-savoie.fr
BURNIER CHRISTINE	Guide du patrimoine des Pays de savoie, Office du Tourisme de Combloux christine@combloux.com
CARRARO FRANCESCO	Professeur émérite, Dipartimento delle Scienze della Terra, Università di Torino francesco.carraro@unito.it
COUTTERAND Sylvain	Chercheur associé, Laboratoire EDYTEM, CISM, Université de Savoie scoutterand@aol.com
DALBARD Emmanuel	Doctorant, Laboratoire GEGENA, Université de Reims Champagne - Ardenne dalbard@hotmail.com
DELINE PHILIP	Maître de conférences, Laboratoire EDYTEM, CISM, Université de Savoie philip.deline@univ-savoie.fr
FIORASO GIAN FRANCO	Maître de conférences, Istituto di Geoscienze e Georisorse, CNR - Torino g.fioraso@csg.to.cnr.it
FORNO MARIA GABRIELLA	Professeure associée, Dipartimento delle Scienze della Terra, Università di Torino gabriella.forno@unito.it
GIANOTTI FRANCO	Doctorant, Dipartimento delle Scienze della Terra, Università di Torino f.gianotti@libero.it
GROSSO FEDERICO	Collaborateur, Dipartimento delle Scienze della Terra, Università di Torino
GIARDINO MARCO	Maître de conférences, Laboratoire GEOSITLAB, Dipartimento delle Scienze della Terra, Università di Torino marco.giardino@unito.it
LUCCHESI STEFANIA	Chercheuse contractuelle, Istituto di Geoscienze e Georisorse, CNR - Torino s.lucchesi@csg.to.cnr.it
MARTINOTTI GIORGIO	Professeur associé, Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Torino. giorgio.martinotti@unito.it
MEZZENA FRANCO	Archéologue, Dipartimento soprintendenza per i beni e le attività culturali della Regione Autonoma Valle d'Aosta – Servizio beni archeologici g.cino@regione.vda.it
MOREAU LUC	Chercheur associé, Laboratoire EDYTEM, CISM, Université de Savoie moreauluc@clubinternet.fr
NICOUD GÉRARD	Maître de conférences, Laboratoire EDYTEM, CISM, Université de Savoie gerard.nicoud@univ-savoie.fr

# LE QUATERNAIRE DES VALLEES ALPINES

## Fronts glaciaires, mouvements de versants et comblements alluviaux dans les vallées de l'Arve, d'Aoste et de Suse

### *Sommaire*

<b>Editorial par Xavier BERNIER</b> .....	3
<b>Avant-Propos par Gérard NICOUD</b> .....	5
<b>Sommaire</b> .....	7
<b>Première demi-journée - La déglaciation de la vallée de l'Arve par GÉRARD NICOUD et SYLVAIN COUTTERAND</b> .....	9
Présentation générale .....	11
Arrêt 1 - Le bassin de Bonneville .....	22
Arrêt 2 - L'ombilic de Sallanches-Le Fayet ; le complexe morainique des stades de Magland .....	28
Encadré : Les graniteurs par CHRISTINE BURNIER .....	31
Arrêt 3 - L'ombilic de Sallanches - Le Fayet ; le complexe morainique des stades du Fayet .....	33
Encadré : Les écroulements du Dérochoir et les mouvements de terrain du versant méridional du Désert de Platé par FRANÇOIS AMELOT .....	37
Arrêt 4 - L'ombilic de Chamonix – Les Houches par GÉRARD NICOUD, SYLVAIN COUTTERAND et LUC MOREAU .....	40
Bibliographie.....	47
<b>Deuxième demi-journée - Le Val Veny (Vallée d'Aoste, Italie) : héritages post-LGM, formes et processus actuels de la haute montagne alpine englacée par PHILIP DELINE</b> .....	49
Présentation générale .....	51
Arrêt 1 - Un glacier noir remarquable, le Miage .....	53
Arrêt 2 - Amphithéâtre morainique du lac du Miage : reconstitution de la dynamique du glacier du Miage pendant l'Holocène .....	63
Arrêt 3 - Les écroulements holocènes sur la Brenva .....	72
Encart : Paléogéographie de la région du massif du Mont Blanc pendant le dernier maximum glaciaire - approche chronologique par SYLVAIN COUTTERAND .....	80
Bibliographie.....	83
<b>Troisième demi-journée - Les étapes du comblement alluvial de la plaine d'Aoste par Gérard Nicoud <i>et al.</i></b> .....	85
Présentation générale par GÉRARD NICOUD . .....	87
Arrêt 1 - L'ombilic d'Aoste, une dynamique lacustre complexe par GÉRARD NICOUD et al. ....	89
Arrêt 2 - Formes et dépôts de la glaciation pléistocène dans la moyenne Vallée d'Aoste par MARCO GIARDINO .....	97
Arrêt 3 - Dynamique géomorphologique et évolution d'un site archéologique par MARCO GIARDINO, GIORGIO MARTINOTTI et FRANCO MEZZENA .....	104
Encadré : Sédimentation et néotectonique post-glaciaires dans la moyenne Vallée d'Aoste par MARCO GIARDINO .....	114

Arrêt 4 - Réflexions sur l'instabilité des versants de la basse Vallée d'Aoste ; les mouvements de terrain entre Bard et Donnas par EMMANUEL DALBARD .....	121
Bibliographie.....	127

**Quatrième demi-journée - Formes et dépôts glaciaires dans l'Amphithéâtre morainique d'Ivrea (AMI)**

<b>par Franco GIANOTTI et Marco GIARDINO .....</b>	<b>129</b>
Présentation générale .....	131
Arrêt 1 - Serra d'Ivrea et Petite Serra par MARIA GABRIELLA FORNO et FRANCO GIANOTTI.....	137
Arrêt 2 - Stratigraphie de la Serra d'Ivrea par MARIA GABRIELLA FORNO et FRANCO GIANOTTI.....	140
Arrêt 3 - Les Collines d'Ivrea ; Affleurements rocheux à modelé glaciaire à l'intérieur de l'AMI par MARIA GABRIELLA FORNO, FRANCO GIANOTTI et FEDERICO GROSSO .....	144
Encadré : L'amphithéâtre morainique d'Ivrée vu par les anciens auteurs .....	147
Bibliographie.....	150

**Cinquième demi-journée - L'Amphithéâtre Morainique de Rivoli - Avigliana**

<b>par MARCO GIARDINO .....</b>	<b>151</b>
<b>Présentation générale</b>	
par FRANCESCO CARRARO, GIAN FRANCO FIORASO, STEFANIA LUCCHESI ET MARCO GIARDINO .....	153
Arrêt 1 - Dépôts glaciaires de l'amphithéâtre morainique de Rivoli - Avigliana par FRANCESCO CARRARO ET MARCO GIARDINO .....	156
Arrêt 2 - Sols fossiles et surfaces de base des unités glaciaires de l'amphithéâtre morainique de Rivoli - Avigliana par FRANCESCO CARRARO, GIAN FRANCO FIORASO ET STEFANIA LUCCHESI .....	158
Arrêt 3 - Moraine et till du Mont Musiné par FRANCESCO CARRARO ET MARCO GIARDINO .....	160
Arrêt 4 - Vue panoramique sur l'AMRA et la basse Vallée de Suse ; Histoire, architecture et légende de la Sacra di San Michele par MARCO GIARDINO .....	162
Encadré : L'amphithéâtre morainique de Rivoli vu par Pierre Gabert par GERARD NICOUD .....	164
Bibliographie.....	166

**Sixième demi-journée - Mouvements de masse post-glaciaires dans la vallée de Suse**

<b>par Marco GIARDINO .....</b>	<b>167</b>
Présentation générale .....	169
Observations en route : la basse Vallée de Suse .....	176
Encadré : La construction du profil allostratigraphique par MARCO GIARDINO et GIAN FRANCO FIORASO.....	176
Observations en route : la région de Suse .....	177
Arrêt 1 La glaciation locale du Val Clarea (moyenne Vallée de Suse) par FRANCESCO CARRARO et MARCO GIARDINO .....	178
Arrêt 2 - Le lit épigénique de la Doire Ripaire et la dynamique des versants dans la moyenne Vallée de Suse .....	180
Arrêt 3 - La déformation gravitaire profonde de versant de Serre La Voute par MARCO GIARDINO et FRANCESCO CARRARO .....	182
Encadré : Néotectonique et contrôle lithostructural sur les formes de la moyenne et haute Vallée de Suse par MARCO GIARDINO et GIAN FRANCO FIORASO .....	186
Bibliographie.....	190

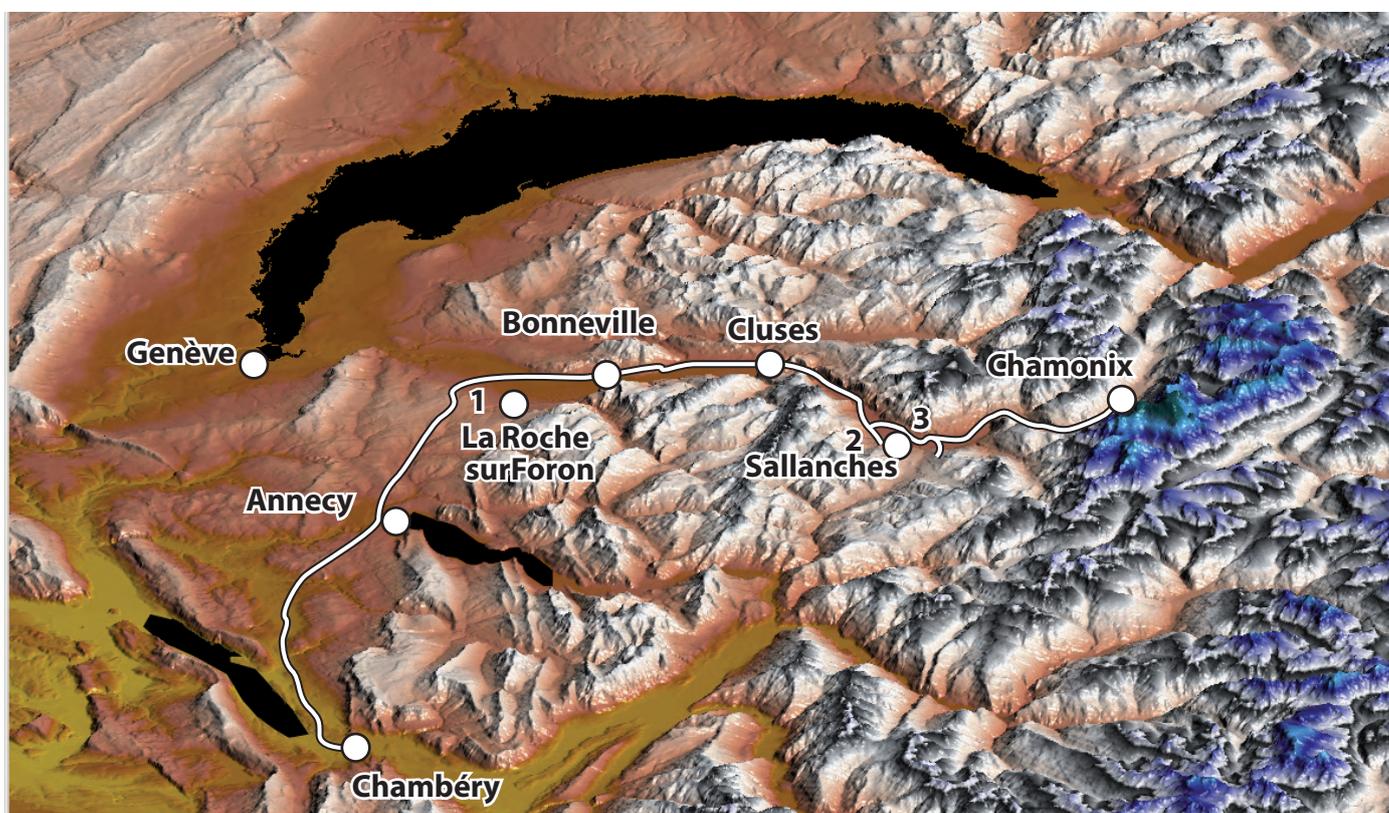
*Première demi-journée - Jeudi 2 juin 2005 matin*

## LA DÉGLACIATION DE LA VALLÉE DE L'ARVE (HAUTE SAVOIE)

Par GÉRARD NICOUD et SYLVAIN COUTTERAND

<b>Présentation générale</b> .....	11
<b>Arrêt 1 - Le bassin de Bonneville</b> .....	22
<b>Arrêt 2 - L'ombilic de Sallanches-Le Fayet ; le complexe morainique des stades de Magland</b> .....	28
<b>Encadré : Les graniteurs</b> par Christine BURNIER .....	31
<b>Arrêt 3 - L'ombilic de Sallanches - Le Fayet ; le complexe morainique des stades du Fayet</b> .....	33
<b>Encadré : Les écroulements du Dérochoir et les mouvements de terrain du versant méridional du Désert de Platé</b> par FRANÇOIS AMELOT .....	37
<b>Arrêt 4 - L'ombilic de Chamonix – Les Houches</b> par GÉRARD NICOUD, SYLVAIN COUTTERAND et LUC MOREAU .....	40
<b>Bibliographie</b> .....	47

*Itinéraire de la première demi-journée*



*Dessin 3D Estelle Ployon*

## PRÉSENTATION GÉNÉRALE

Par GÉRARD NICOUD et SYLVAIN COUTTERAND

### I - CADRE GÉOGRAPHIQUE

D'Annecy à Chamonix, le trajet emprunté recoupe une grande variété de paysages et de modelés, guidés, à l'Est, par la direction de l'arc alpin ici NE-SW et à l'Ouest par celle des structures jurassiennes, ici sub-méridiennes. Ainsi, d'Ouest en Est, se succèdent (Figure 1.1) [NICOUD in BERTRANDY *et al*, 1999] :

- un **avant-pays**, serré au Sud entre Rhône et Bauges, puis de plus en plus ouvert vers le Nord, jusqu'à Thonon-les-Bains.

Formé de collines et de replats, d'altitude voisine de 500 à 700 m, délimité par les cours d'eau du Chéran et du Fier inférieurs, et des Ussets, transpersé par des chaînons allongés, s'élevant jusqu'à 1500 m, du Gros Foug, d'Age-Mandallaz, du Vuache et du Salève, cet avant-pays est dominé à l'Est par les rebords calcaires des Bauges et des Bornes. L'avant-pays comprend l'Albanais, la Semine, Les Ussets, le Genevois et le plateau des Bornes.

L'agriculture y est intensive, avec une production laitière très performante. L'arboriculture se développe avec succès. Un vignoble d'appellation connaît un regain de vigueur autour de Frangy, Aÿse et Ripaille.

- des **massifs préalpins**, des Bauges, des Bornes, du Chablais et du Haut-Giffre, armés

par de puissantes barres calcaires s'élevant à plus de 2300 m (La Tournette, la chaîne des Aravis, Le Buet) dessinant de vastes plateaux (Semnoz, Glières, Platé) qui dominent d'étroites et longues vallées (Saint Ruph, Manigod, du Borne, du Giffre ou des Dranses).

Ces massifs sont le royaume d'alpages de qualité, avec des fromages d'appellation (Abondance, Reblochon, Chevrotin ...) et d'épaisses forêts qui alimentent les scieries et les fabriques de meubles et abritent une faune sauvage diversifiée.

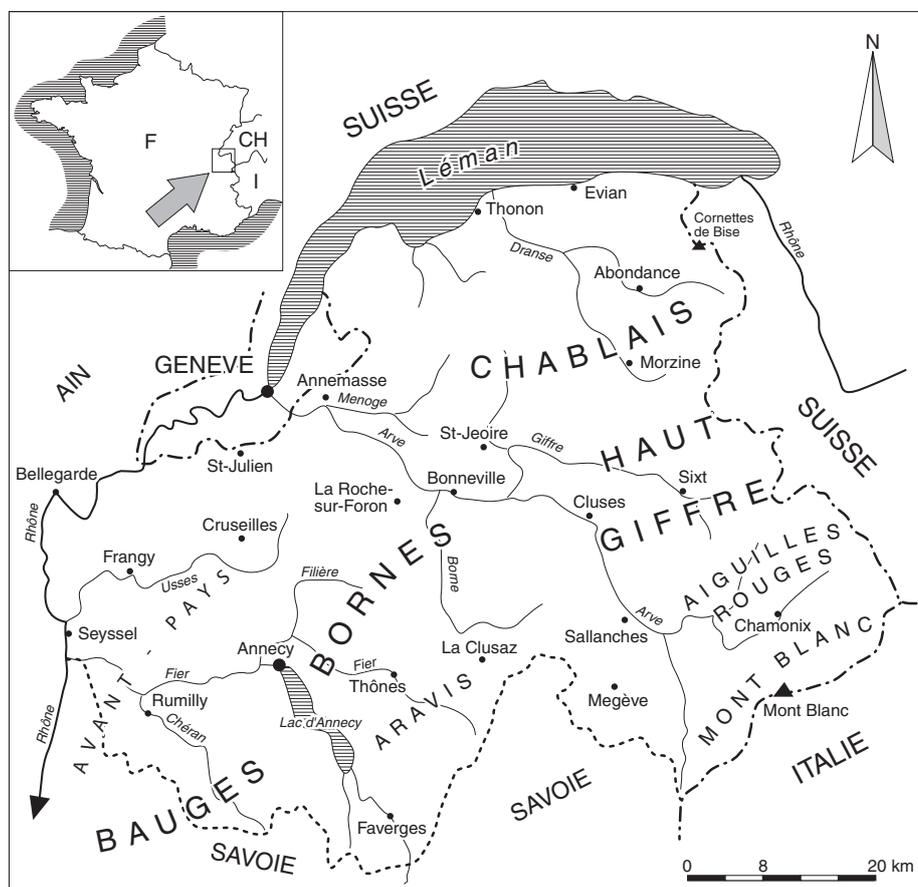


Figure 1.1 - Cadre géographique.

Figura 1.1 - Inquadramento geografico.

Les massifs préalpins sont isolés par deux cluses sinueuses, la cluse d'Annecy à Ugine entre Bauges et Bornes, et la cluse de l'Arve entre Bornes et Haut-Giffre - Chablais.

- La cluse d'Annecy, occupée par le lac d'Annecy dans sa partie ouest, apparaît endormie, drainée par les seules Eau-Morte vers Annecy et la Chaise vers Ugine. Le calme de cette cluse se poursuit à son débouché sur l'Avant-Pays par la bourgeoise Annecy, chef-lieu du département, ville touristique et aujourd'hui universitaire.
- Celle de l'Arve, grande voie de communication, est parcourue par une Arve remuante qui rejoint le Rhône vers Genève. Des industries diversifiées, de l'horlogerie au décolletage et à la mécanique de précision s'y sont installées, accompagnant une progression démographique régulière, illustrée par l'expansion d'Annemasse et de Cluses.

• **les massifs cristallins du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges**, aux altitudes élevées, supérieures à

3500 m, ciselés par l'érosion glaciaire. Ils abritent des glaciers encore nombreux mais aujourd'hui malmenés par des conditions climatiques qui leurs sont défavorables. Mais méfions-nous, ils sont capables de soubresauts comme lors des siècles passés. En contrebas de ce paysage minéral accessible à tous par de nombreux téléphériques et aux alpinistes par des voies surfréquentées, une forêt bousculée par les aménagements de ski s'accroche au flanc des auges glaciaires.

Plus précisément, le bassin de l'Arve atteint une superficie de 1856 km<sup>2</sup>, avec une altitude moyenne de 1427 m. Il culmine au sommet du Mont-Blanc à 4807 m et s'abaisse à 375 m dans le bassin genevois.

Les glaciers sont, aujourd'hui, essentiellement concentrés sur le Massif du Mont-Blanc. Ce dernier regroupe près de 170 km<sup>2</sup> de glace et 101 glaciers. Il supporte 15 glaciers de plus de 5 km<sup>2</sup> et, parmi eux, la Mer de Glace, vaste complexe glaciaire de 12 km de long et 40 km<sup>2</sup> de superficie.

## II - CADRE GÉOLOGIQUE

La Haute-Savoie est entièrement installée sur les zones externes s.l. de l'Arc alpin. Des éléments de zones plus internes y reposent en klippe, épargnés par l'érosion (Chablais, Annes, Sulens). D'Ouest en Est, se

succèdent : la zone jurassienne et le plateau molassique, puis la zone dauphinoise et les klippes préalpines et, enfin, les massifs cristallins externes (Figure 1.2).

### 1 - La zone jurassienne et le plateau molassique

Les chaînons jurassiens méridionaux sont constitués par une succession d'anticlinaux et de synclinaux, de direction générale N-S à NNE-SSW. Du Sud vers le Nord, se dégagent les anticlinaux de la Chambotte - Gros Foug, du Vuache et d'Age-Mandallaz-Salève.

Les synclinaux du Val du Bourget-Seyssel et du plateau molassique s'y intercalent, d'Ouest en Est.

Les chaînons, à dominante de calcaires, déterminent classiquement des structures anticlinales dissymétriques, à coeur de Dogger marno-calcaire, faillées sur leurs bordures occidentales, le flanc occidental apparaissant redressé. La construction des ouvrages souterrains a permis de découvrir des structures chevauchantes vers l'Est avec un grand cisaillement plan se perdant dans les molasses des synclinaux.

La succession lithostratigraphique s'étend des formations aaléniennes calcaires à intercalations marneuses au Barrémien calcaire, à faciès urgonien. Les calcaires massifs du Kimméridgien-Portlandien déterminent les corniches les plus apparentes. Les calcaires

lités du Bathonien et de la base du Kimméridgien supérieur contiennent de nombreux rognons de silex.

Elle se poursuit par les molasses oligo-miocènes déposées en transgression sur les calcaires jurassico-crétacés, avec les « molasses rouges » continentales argilo-gréseuses micacées, d'âge oligocène à aquitainien, et les molasses marines burdigaliennes grése-glauconieuses et helvétiques sablo-graveleuses. Ces séries tertiaires déterminent les synclinaux pincés à l'Ouest et de plus en plus amples vers le NE. Elles donnent alors naissance au plateau molassique représenté par le synclinal de l'Albanais au Sud qui se subdivise vers le Nord en deux synclinaux de Cruseilles et d'Annecy-Evires. Les molasses peuvent atteindre plusieurs milliers de mètres d'épaisseur. La série tertiaire, complète dans l'Albanais, ne comporte plus que des « molasses rouges » au Nord du grand accident coulissant à mouvement sénestre du Vuache, entre Annecy et Chaumont.

D'autres accidents transverses sénestres affectent spectaculairement les structures anticlinales du Salève.

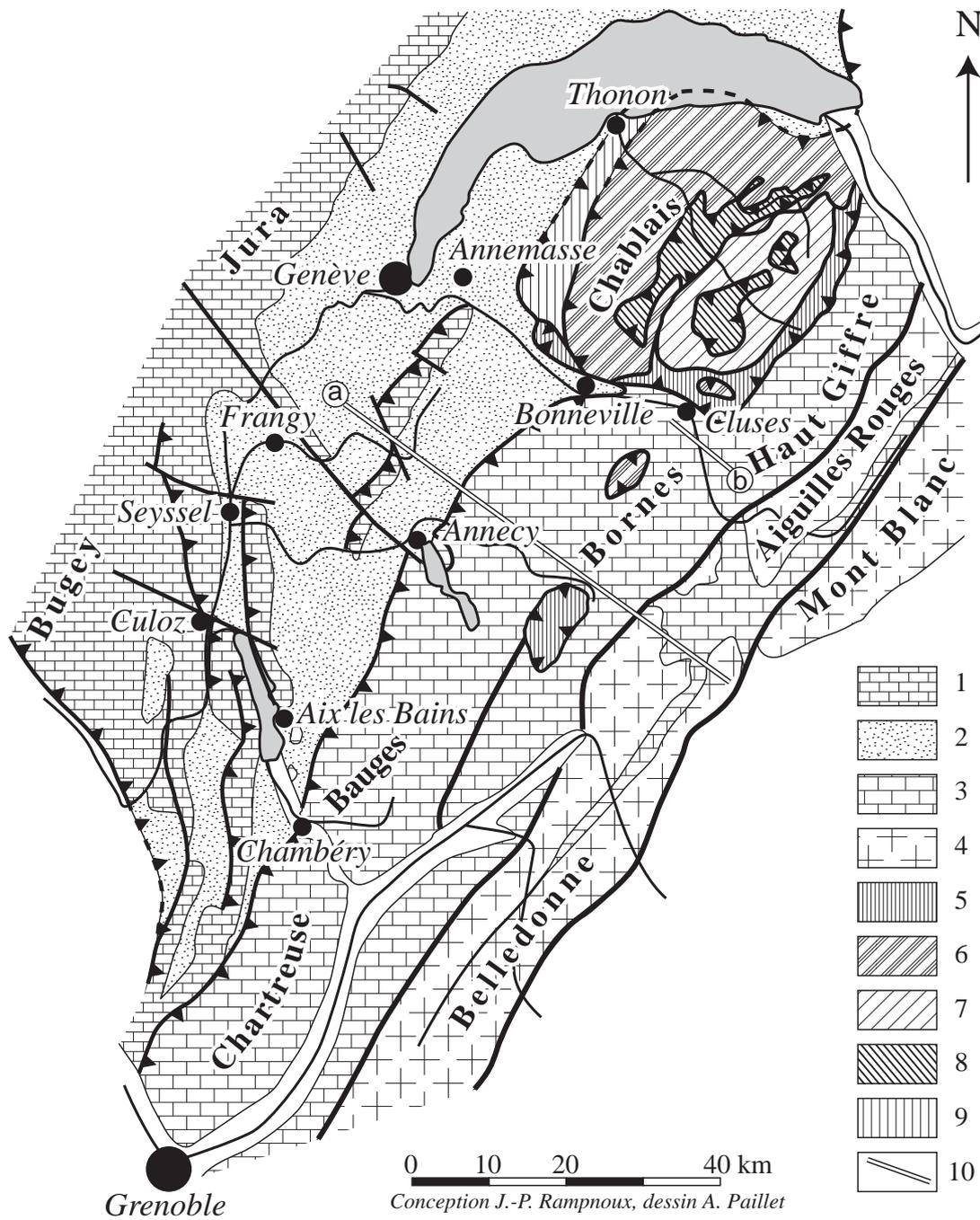


Figure 1.2 - Carte géologique simplifiée (d'après la carte géologique de la France au 1/1000000, 6<sup>ème</sup> édition révisée 2003).

Figura 1.2 – Carta geologica semplificata (dalla carta geologica della Francia alla scala 1/1 000 000, VI edizione, rivisitata e corretta nel 2003)

Avant Pays :

- 1 : chaînons jurassiens ;
- 2 : molasses s.l. oligocènes et miocènes

Alpes externes :

- 3 : chaînes subalpines (Delphino-helvétique)
- 4 : massifs cristallins externes

Préalpes du Chablais :

- 5 : nappes ultrahelvétiques ;
- 6 : nappe des Préalpes médianes ;
- 7 : nappe de la Brèche ;
- 8 : nappes des Préalpes supérieures (nappe de la Simme s.l.) ;
- 9 : nappe du Gurnigel (flysch des Voirons)

- 10 : emplacement des coupes figure 1.3

Avampaese :

- 1 : Catene giurassiche
- 2 : molasse s.l. oligocene e miocene ;

Alpi esterne :

- 3 : catena subalpina (Elvetico-delfinese)
- 4 : massicci cristallini esterni ;

Prealpi del Chablais :

- 5 : Unità Ultraelvetiche ;
- 6 : Unità delle Prealpi mediane ;
- 7 : Unità della Brèche ;
- 8 : Unità delle Prealpi superiori (Unità della Simme s.l.) ;
- 9 : Unità del Gurnigel (flysch dei Voirons)

- 10 : traccia delle sezioni della figura 1.3

## 2 - La zone dauphinoise

Elle détermine ici les chaînes subalpines des Bauges, des Bornes et du Haut Giffre (ou Sixt) toutes séparées par des vallées transversales d'origine tectonique et façonnées par les glaciers.

La structure générale consiste en une série de plis parallèles entre eux, plus ou moins déversés et chevauchants vers le NW.

Le relief est commandé par les deux barres calcaires du Tithonique (Jurassique supérieur terminal) et surtout de l'Urgonien (Crétacé inférieur terminal) qui émergent d'une épaisse série marneuse à marno-calcaire du Crétacé inférieur. La série se poursuit par les grès glauconieux de l'Albien, les calcaires clairs lités du Crétacé supérieur puis par la trilogie nummulitique classique des calcaires, des marnes et des grès. Dans la

partie orientale des chaînes subalpines, des formations plus anciennes, marneuses du Lias à marno-calcaires du Dogger, sont dégagées par l'érosion. Elles restent adhérentes aux massifs cristallins externes. C'est dans ces formations tendres que se développe, vers le Sud, à partir du Haut Giffre, le sillon subalpin qui sépare ainsi les chaînes subalpines des Bornes et des Bauges du massif de Belledonne. Ce sillon subalpin est dominé, à l'Ouest, par le bord subalpin armé par les barres calcaires tithonique et urgonienne.

Les plis externes des Bauges et des Bornes sont marqués par de vastes structures synclinales et anticlinales dessinées dans l'Urgonien et le Tertiaire. Plus à l'Est, le relief est inverse, les synclinaux dissymétriques, à remplissage nummulitique, sont perchés et les

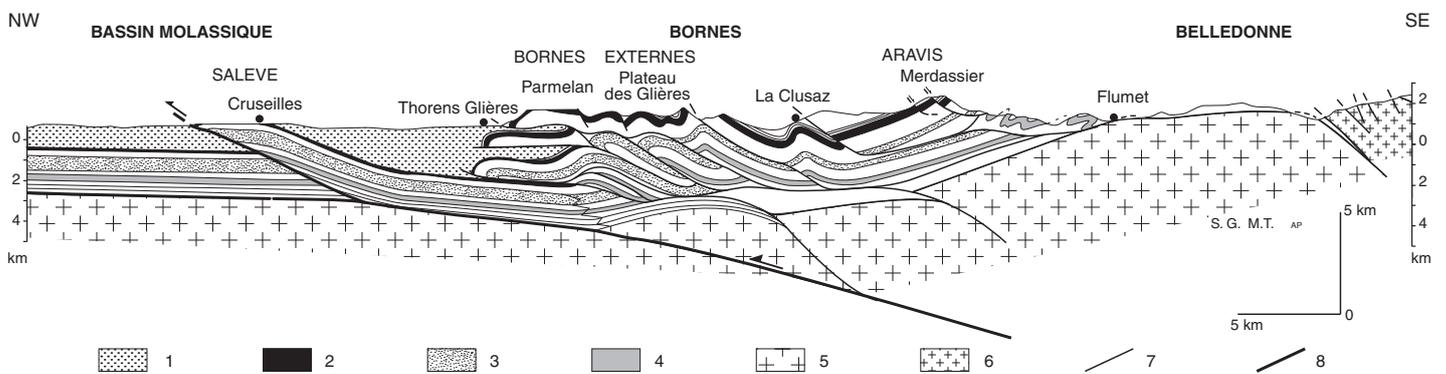


Figure 1.3.a - Coupe du chaînon jurassien du Salève au massif cristallin externe de Belledonne passant par le massif subalpin des Bornes [GUELLEC et al. 1990].

- 1 : molasses tertiaires
- 2 : calcaires urgonien
- 3 : calcaires tithonique
- 4 : calcaire du Jurassique moyen
- 5 : socle hercynien (rameau externe de Belledonne)
- 6 : socle hercynien (rameau interne de Belledonne)
- 7 : faille
- 8 : chevauchement de l'écaïlle crustale de Belledonne

Figura 1.3.a - Sezione della catena giurassica, da Salève al massiccio cristallino esterno di Belledonne, attraverso il massiccio subalpino delle Bornes [GUELLEC et al. 1990].

- 1 : molasse terziarie
- 2 : calcari urgoniani
- 3 : calcari titonici
- 4 : calcare del Giurassico medio
- 5 : zoccolo ercinico (digitazione esterna del Belledonne)
- 6 : zoccolo ercinico (digitazione interna del Belledonne)
- 7 : faglia
- 8 : sovrascorrimento della scaglia crustale del Belledonne

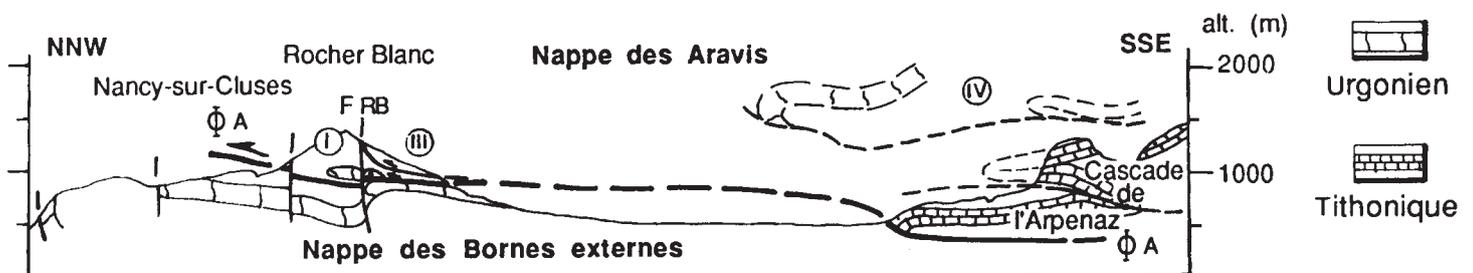


Figure 1.3.b - Coupe de la vallée de l'Arve, simplifiée [CHAPLET 1992].

- Φ : Chevauchement de la nappe des Aravis sur la nappe des Bornes externes
- I : écaïlle du Rocher Blanc - le Sangle
- III : écaïlle des Laÿs - Rochers des Gérats
- IV : écaïlle d'Areu - Arbaron

Figura 1.3.b - Sezione della valle dell'Arve, semplificata [CHAPLET 1992].

- Φ : sovrascorrimento della falda degli Aravis sulla falda delle Bornes esterne
- I : scaglia del Rocher Blanc - le Sangle
- III : scaglia des Laÿs - Rochers des Gérats
- IV : scaglia d'Areu - Arbaron

combes anticlinales sont creusées dans les marnes du Crétacé inférieur.

La cluse d'Ugine à Annecy, entre Bauges et Bornes, a été façonnée par les glaciers qui ont emprunté une vallée préexistante, d'origine tectonique par ensellement des plis subalpins déterminant une gouttière transverse, du moins dans la partie centrale.

### 3 - Les massifs cristallins externes

Ce sont les socles anciens des chaînes subalpines déportées vers l'W-NW. Mont-Blanc et Aiguilles Rouges comprennent du matériel ancien constitué principalement par des schistes cristallins avec gneiss et micaschistes et des granites métamorphisés d'âge compris entre 350 et 210 millions d'années.

### 4 - Les klippes préalpines

Ce sont les klippes des Annes et de Sulens, au cœur du massif des Bornes et en appui sur les Bauges septentrionales, et du Chablais, entre Sixt et le lac Léman. Le matériel a perdu toutes ses racines avec les zones internes dont il est issu, suite à la surrection tardive des massifs cristallins externes. Il en est distant aujourd'hui de près de 40 km.

A la base, un matériel ultra-helvétique, équivalent stratigraphique du domaine dauphinois, aurait servi de « semelle » tectonique à l'ensemble allochtone des klippes préalpines.

Au-dessus, viennent les Préalpes médianes qui couvrent la plus grande partie de la superficie des Préalpes et surtout leur partie médiane. Elles se subdivisent en deux ensembles :

### 5 - Les formations superficielles

Les formations du substratum, observables dans les thalwegs et de part et d'autres des cluses, sont ailleurs largement masquées par les formations superficielles classiques des zones montagneuses et d'avant-pays intraglaciaires :

- **les dépôts glaciaires** sont représentés surtout par un placage morainique de fond surconsolidé sur le plateau molassique et les versants. Des blocs erratiques jalonnent le passage des glaciers. Dans les hautes vallées, des moraines frontales et latérales sont encore bien conservées. Ailleurs, elles sont disséquées par l'érosion ou ensevelies. De nombreux dépôts latéraux aux glaciers (terrasses de kame) s'appuient sur les ver-

La cluse de l'Arve, qui sépare le Chablais-Sixt des Bornes au Sud, permet une observation remarquable du plissement des chaînes subalpines, avec les calcaires urgoniens rigides, fréquemment faillés et les calcaires tithoniques plus souples et plissés en S (Figure 1.3 a et b), comme à la cascade de l'Arpenaz (rive droite de l'Arve).

La fracturation y est intense, avec des accidents plus ou moins verticaux et des failles chevauchantes délimitant des écaillés à déversement NW, pinçant des bandes de sédiments houillers transgressifs et mésozoïques, à l'issue des tectoniques fini hercynienne puis alpine.

- les Préalpes médianes plastiques, à série subbriançonnaise calcaréo-marneuse, au style tectonique souple dans les niveaux jurassico-crétacés inférieurs ;
- les Préalpes médianes rigides, discrètes à l'Est du Chablais, à série condensée briançonnaise, riche en dolomies triasiques.

Puis viennent, dans le Chablais uniquement, des éléments prépiémontais, riches en faciès bréchiques, à alternances pélimitiques.

Enfin, couronnant l'édifice préalpin du Chablais, les Préalpes supérieures, attribuées à la zone liguro-piémontaise, comprennent des flyschs exotiques (grès des Voirons, flyschs à Helminthoïdes, schistes et grès de la Simme, flysch des Gets).

sants. Les plus célèbres sont les terrasses de Thonon et celles de la dépression des Usses, souvent exploitées pour les granulats.

- **les dépôts glacio-lacustres et lacustres** sont particulièrement volumineux. Ils sont reconnus dans des lacs proglaciaires aujourd'hui disparus : silts et argiles laminés de la dépression de l'Albanais entre Saint Félix et Saint Girod, du plateau de la Semine entre Frangy, Seyssel et Bellegarde, de la dépression genevoise à l'amont du défilé de Fort l'Ecluse, dans les vallées glaciaires surcreusées de Sallanches, de Bonneville et d'Annecy [MONJUVENT et NICLOUD, 1987 ; NICLOUD *et al.*, 1987].

Cette sédimentation de fond de lac se poursuit dans les lacs périalpins d'Annecy et du Léman. Elle est plus grossière au débouché des cours d'eau dans les lacs comblés ou actuels : graviers deltaïques du Fier à Chavanod près d'Annecy, aux Iles à Annecy, du Laudon à Saint Jorioz, du Fier à Alex à l'aval de Thônes, du Giffre à Marignier, de l'Arve aux Houches, à Passy et à Genève, de la Dranse à Thonon [BACONNAIS *et al.*, 1981].

- **les dépôts fluvio-glaciaires à fluviatiles** sont relativement peu importants. Les épandages fluvio-glaciaires de la région de Genève (« alluvion ancienne » de Laconnex) témoignent de stationnements du glacier du Rhône. Les alluvions fluviatiles tapissent le fond des vallées. Elles ont une puissance de 20 m dans la vallée de l'Arve et déterminent des terrasses supportant de plus en plus des sites industriels et artisanaux.

Ces alluvions fossilisent aussi d'anciens cours d'eau, en particulier creusés durant l'interglaciaire Riss-Würm *s.l.* : Rhône à l'aval de Genève où elles sont souvent confondues avec l'« alluvion ancienne », Rhône entre Arcine, Mons et Seyssel suivant un paléo-cours longeant le Vuache, Fier à Brassilly, Chéran à Chavanod suivant un paléo-cours qui rejoignait le Fier à l'aval des gorges de Lovagny, Dranse avec ses conglomérats, Arve entre La Roche-sur-Foron et Reignier...

Des cônes de déjection torrentielle font souvent suite en les surmontant à des deltas grossiers. Certains décrivent de vastes éventails : cône du Borne à La Roche-sur-Doron, cône du Giffre à Marignier, cône du Laudon à Saint Jorioz, cône de la Chaise à Saint Ferréol ... D'autres, dans les hautes vallées, sont plus fortement pentés : vallée de Chamonix, haute vallée du Fier ... Ils deviennent alors mixtes, associés à des cônes d'avalanches.

- **les dépôts de versant** sont omniprésents au pied des nombreuses corniches, avec des draperies d'éboulis peu épaisses mais longuement affleurentes. Des écroulements rocheux, massifs, sont reconnus : celui du Dérochoir, encore actif et menaçant, à l'aval de Servoz, a barré le cours de l'Arve et créé un lac temporaire, celui du Salève à Veyrier, celui de la Montagne de Bange à Cusy, ... D'autres sont plus anciens, en particulier celui du rebord NE des Bornes sur le glacier de l'Arve aujourd'hui étalé au N de La Roche-sur-Foron (« moraine des Rocailles »). Des glissements de terrains morainiques affectent les pentes de l'avant-pays molassique (régions d'Evires, de la Semine...). Des coulées boueuses et de débris plus spectaculaires et tout aussi dangereuses se sont produites au plateau d'Assy à Passy et à Bellevaux dans le Chablais...

### III - LES DERNIERS STADES GLACIAIRES DE LA VALLÉE DE L'ARVE

La vallée de l'Arve occupe aujourd'hui une vallée fluviale anciennement creusée puis façonnée par les glaciers qui se sont succédé au cours des épisodes froids du Pléistocène.

Ce sont les glaciers qui, confrontés à la lithologie et à la structure des unités géologiques, ont imprimé la géomorphologie, avec verrous et ombilics. Ainsi, nous traverserons successivement, de l'avant vers l'aval (Figure 1.4) :

- **la dépression de Bonneville**, entre le verrou du Salève à l'aval et Cluses à l'amont. Elle est longue de 28 km. Elle est creusée essentiellement dans les molasses gréso-argileuses. C'est dans cette vallée que sont reconnues deux phases glaciaires avec dépôts de tills de fond séparés par des alluvions sablo-graveleuses épaisses de 20 à 25 m (forages de Scientrier, du Nant, d'Arthaz), témoignant de vallées interglaciaires de l'Arve et de la Ménoge. Elles ne sont jamais visibles et toujours recouvertes par des sédiments glaciaires, glacio-lacustres, fluvio-glaciaires et fluviatiles würmiens à actuels.

- **le verrou-défilé de Cluses à Magland**, étroit de quelques centaines de mètres et long de près de 9 km. Il

est creusé principalement dans les calcaires urgoniens et les marno-calcaires crétacés inférieurs de l'Unité des Bornes externes. Les sommets de chacun des versants sont coiffés par des séries crétacées assez comparables mais complétées ici par des sédiments gréseux puissants constituant l'Unité des Aravis.

- **le bassin de Sallanches au Fayet**, large de 2 km et long de 10 km. Il est surcreusé et élargi dans les formations calcaires à marneuses voire gypseuses du Jurassique au Trias de l'Unité chevauchante des Aravis et de la couverture des massifs cristallins externes.

- **le verrou rocheux cristallin et cristalloyphyllien des Gurrens entre Chedde et Les Houches**. Il supporte le petit ombilic de Servoz contre lequel s'appuie l'immense tassement de versant du Dérochoir.

- et, enfin, **l'étroit ombilic des Houches à Chamonix**, creusé dans les sédiments permo-houillers à triasiques du « Synclinal » de Chamonix, coincés entre les socles allochtones des Aiguilles Rouges et du Mont-Blanc.

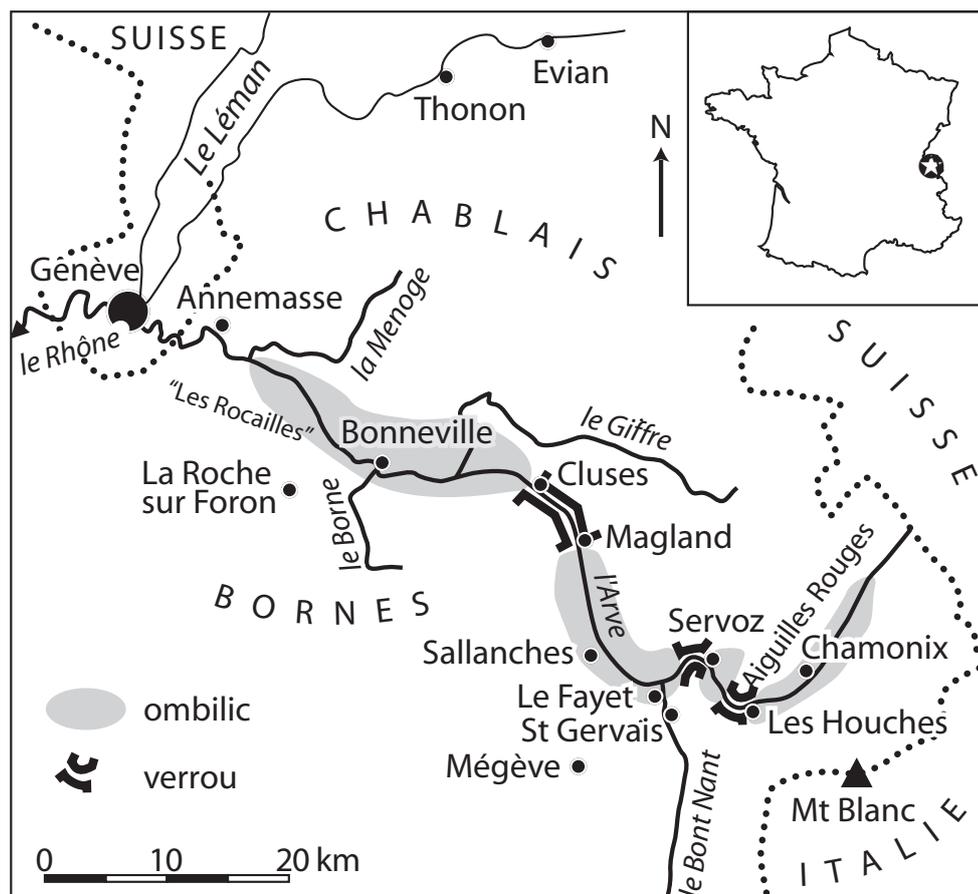


Figure 1.4 - Localisation de la vallée de l'Arve, ses ombilics, ses verrous [NICOURD, 2005].

Figura 1.4 – Localizzazione della valle dell'Arve, sue conche, suoi verrou [NICOURD, 2005].

#### IV - LES FLUCTUATIONS GLACIAIRES DE L'Holocène (PAR LUC MOREAU)

Depuis le début de l'Holocène, on observe une dizaine de stades froids. Les avancées glaciaires correspondantes (entre un et trois kilomètres pour les plus grands glaciers alpins) ne sont en rien comparables aux grandes avancées glaciaires du Würm voire même du Dryas récent mais elles sont ô combien importantes car les fronts sont souvent descendus dans les fonds de vallée, ont effrayé les esprits et détruit des hameaux. Ces destructions sont bien documentées pour le Petit Age Glaciaire commencé vers 1550-1600 et terminé vers 1820-1850, récurrence remarquable à l'échelle mondiale jusqu'au Groenland !

Les graphiques (Figures 1.5 ; 1.6) nous montrent la dérive rapide depuis que les mesures systématiques de longueur ont été engagées, pour les quatre grands gla-

ciers du massif du Mont Blanc. La tendance générale est évidemment à la dérive mais elle est ponctuée de quelques sursauts de crue en 1890, 1920 et 1970-80. On remarque une réactivité plus ou moins rapide de chaque glacier à la variation climatique. Aujourd'hui, les fronts sont légèrement plus réduits qu'en 1960, et il faut revenir probablement au Moyen-Âge ou vers l'an Mil pour en retrouver l'état actuel.

Notons enfin que cette information de longueur est intéressante mais n'informe pas directement sur le climat, l'avancée ou le retrait du front résulte en effet de nombreux paramètres liés surtout à la dynamique glaciaire et au bilan de masse (terme directement lié au climat).

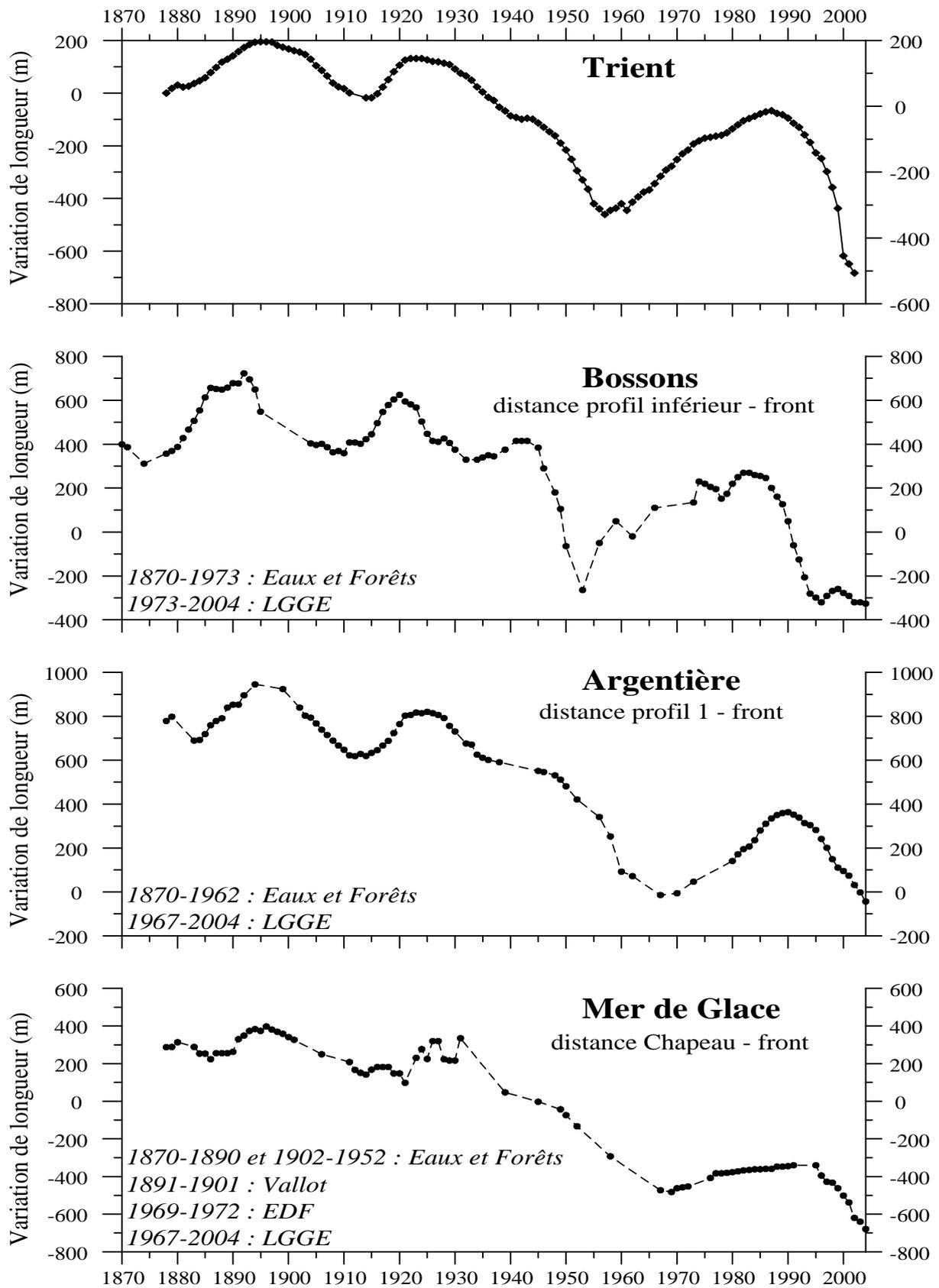


Figure 1.5 - Graphique montrant les fluctuations du front des glaciers de la vallée de Chamonix.

Figure 1.5 - Il grafico illustra le fluttuazioni del fronte dei ghiacciai della valle di Chamonix.

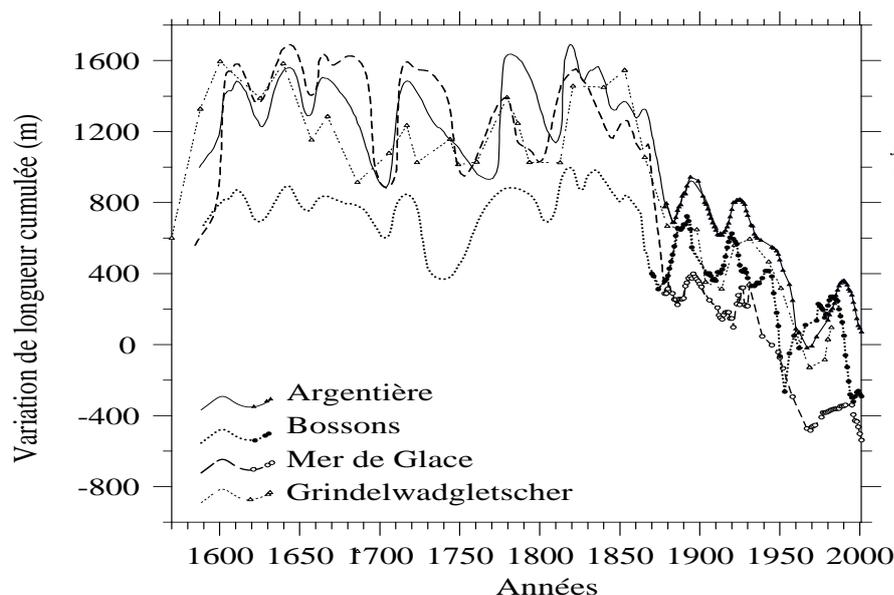


Figure 1.6 - Graphique montrant les fluctuations des fronts de 4 glaciers alpins [document LGGE].

Figure 1.6 - Il grafico illustra le fluttuazioni dei fronti di 4 ghiacciai alpini [documento LGGE].

## V - ÉVOLUTION ALTITUDINALE DE LA LIGNE D'ÉQUILIBRE GLACIAIRE AU COURS DES STADES ÉTUDIÉS ET APPROCHE CHRONOLOGIQUE DES STADES TARDIGLACIAIRES

### 1 - La ligne d'équilibre glaciaire

Elle représente la limite entre les zones d'accumulation et d'ablation où le bilan de masse est nul. L'altitude de la ligne d'équilibre détermine par nature la position altitudinale et distale d'un front glaciaire.

On sait qu'une ligne d'équilibre peut varier d'altitude chaque année si la fluctuation climatique annuelle est importante. Mais si on admet que la construction d'un vallum morainique bien marqué impose une stabilité de l'appareil glaciaire, on peut, à partir d'une reconstitution du glacier basée sur la position des moraines frontales, calculer la ligne d'équilibre correspondante. En considérant que les variations d'altitude des lignes d'équilibre glaciaire sont du même ordre de grandeur pour tous les glaciers de même orientation, dans une région donnée, on peut par comparaison en déduire une chronologie relative.

Plus précisément, c'est la valeur de la dépression de la ligne d'équilibre (DEP) par rapport à la référence de 1850 correspondant au maximum d'extension du Petit Age Glaciaire (PAG) qui est considérée.

Deux méthodes permettant de calculer la DEP des paléo glaciers ont été appliquées :

- la méthode de l'AAR (2/3 - 1/3) « Accumulation Ablation Ratio », développée par MAISCH [1981] définissant ainsi les principaux stades de déglaciation de la vallée du Sertig dans les Grisons,
- la méthode D/2 qui consiste à diviser par 2 la différence altimétrique entre deux fronts d'un même

appareil. La valeur obtenue correspond à la différence altimétrique entre les lignes d'équilibre des deux stades [ZIENERT, 1965].

**Pour le stade de Magland à la Tour Noire**, les résultats des deux méthodes sont proches. La valeur moyenne de 830 m est située entre la DEP du Stade du Fayet d'en Haut et la DEP du stade de Bonneville (700-1000) plus à l'aval, proposée par C. DORTHE-MONACHON [1986].

**Pour le stade du Fayet d'en Haut**, une approche par la méthode D/2 nous donne une valeur de 720 m  $\pm$  50 m, dans le créneau (600-900 m) avancé par C. DORTHE-MONACHON [1986].

**Pour le stade du Fayet d'en Bas**, la valeur de la DEP est de 670  $\pm$  50 m.

**Pour le stade des Houches**, les valeurs de la DEP sont respectivement de 310  $\pm$  50 m (méthode D/2) et 370  $\pm$  50 m (méthode de l'AAR).

Par la suite, la remontée graduelle des températures démontrée par l'augmentation de la limite supérieure de la forêt dès le début du Bölling [JORDA, 1988 ; MAGNY, 1995] provoque la disparition du glacier de l'Arve. L'ombilic de Chamonix est alors occupé par un vaste lac. La crise climatique du Dryas récent voit la récurrence des appareils du massif du Mont-Blanc en milieu lacustre [DORTHE-MONACHON, 1986 ; WETTER, 1987 ; LUCENA, 1998].

## 2. Une approche chronologique

### *Tentative de datation absolue*

Dans le cadre de nos travaux, une campagne de datations est en cours dans la vallée de l'Arve. Nous avons employé la méthode de mesure des isotopes cosmogéniques produits *in situ*, [SIAME *et al.*, 2001]. La technique retenue permet de quantifier la concentration en  $^{10}\text{Be}$  contenu dans les quartz.

Cette méthode de mesure s'impose depuis quelques années comme un outil de datation en géomorphologie. Largement utilisé par les auteurs suisses, elle a été appliquée sur des blocs erratiques attribués au dernier maximum glaciaire (LGM) et au Tardiglaciaire [IVY-OCHS, 1996]. Nous avons fait de même dans le massif du Mont-Blanc et la vallée de l'Arve. Actuellement, de nombreux travaux sont en cours en vue de calibrer les variations des taux de production au cours du temps. Celles-ci constituent une importante source d'incertitude. Une autre contrainte se révèle incontournable : c'est le taux d'altération des surfaces à échantillonner. D'après nos observations sur le terrain, il s'avère que les surfaces à dater sont très instables, par l'action conjointe des processus mécaniques et chimiques. La perte de substrat à la surface des blocs est bien réelle [BIERMAN, 1993].

L'erratique (granite calco-alcalin monzonitique) que nous avons retenu pour l'échantillonnage est situé à l'altitude de 820 m au cœur des volumineuses accumulations de Combloux-Cordon (stade de la Tour Noire à Magland).

L'âge obtenu par le CEREGE (Aix-en-Provence) est de  $17\,540 \pm 500$  cal BP en tenant compte des paramètres correctifs. Le résultat paraît cohérent et plaide

en faveur d'un vieillissement des stades tardiglaciaires généralement admis.

Le tableau ci-contre propose un parallèle entre les stades tardiglaciaires des vallées de l'Arve et du Bont Nant étudiés par différents chercheurs d'une part, et les stades des Grisons (Suisse) avancés par Maisch [1981].

A chaque stade est attribuée une valeur de la dépression de la ligne d'équilibre glaciaire (DEP).

### *Comparaison avec l'échelle des Grisons*

Cette datation et la valeur de la dépression de la ligne d'équilibre glaciaire, nous permettent d'attribuer les stades de Magland au Steinach de l'échelle des Grisons (Figure 1.7).

Les stades correspondant au complexe morainique du Fayet, postérieurs au stade de Magland, sont attribués aux stades du Gschnitz [DORTHE-MONACHON, 1986 ; WETTER, 1987]. Ce stade du Gschnitz a été daté en Autriche par la méthode des âges d'exposition. Le résultat obtenu est de  $16\,000 \pm 400$  cal BP [IVY-OCHS *et al.*, 2000]. Nous proposons un âge identique de  $16\,000$  cal BP pour le complexe morainique du Fayet. Le dernier stade du Dryas ancien situé à la transition Dryas ancien / Bölling - Alleröd, est corrélé avec le « Daun » des Grisons. Il est illustré ici par le « stade des Houches ». Il est estimé à  $13\,000$  BP.

Les deux générations de vallums morainiques des combes des Aiguilles Rouges [WETTER, 1987] sont corrélés, la première (aval) avec le stade du « Daun » et la seconde (amont) à la récurrence du Dryas récent [WETTER, 1987, LUCENA, 1998].

## RIASSUNTO

*Tra Annecy e Chamonix, i terreni del substrato roccioso più diffusi sono: molasse argillose fino a Cluses, calcari e marne giurassico-cretacee dei massicci delfinesi; da Chedde al tunnel del Monte Bianco è invece affiorante lo zoccolo cristallino. Durante il modellamento di queste diverse unità, dal est a ovest, il ghiacciaio dell'Arve s.l ha foggiate tre grandi conche di sovraescavazione (Chamonix, Sallanches e Bonneville) che contengono oggi delle voluminose formazioni superficiali: glaciali, lacustri, fluvio-torrentizie e di versante. Gli studi cartografici fanno apparire l'insieme delle tappe/stadi del ritiro glaciale. Le misure dei bilanci di massa e dei fronti glaciali precisano le fluttuazioni durante l'Olocene. Se la cronologia relativa è ben definita, la cronologia assoluta è solamente basata sull'età  $^{10}\text{Be}$  di un masso erratico a Combloux ( $17540 \pm 50$  BP) e l'età di un frammento ligneo dello Stadio di Chamonix ( $\sim 11000$  BP).*

<b>GRISONS</b> Maisch (1981) <b>Dryas récent</b>	<b>VALLEE DE L'ARVE</b> Dorth-Monachon (1986) <b>Dryas récent</b>	<b>BON-NANT</b> Dorth-Monachon (1986) <b>Dryas récent</b>	<b>VALLEE DE L'ARVE</b> Wetter (1987) <b>Dryas récent</b>	<b>VALLEE DE L'ARVE</b> Coutterand (2004) <b>Dryas récent</b>
Egesen 250 m	Chamonix 150 - 300	Bionnassay ND de la Gorge	Chamonix 250 - 275	Chamonix 240
Daun 350 m	Les Houches 300 - 650	Le Cugnon	Montagne de la Parsa Les Houches 510 - 540	Les Houches 300 - 400
Clavadel 650 m		La Villette 610 - 660	Servoz 610 - 650	Fayet d'en Bas ? 670
Gschnitz 650 - 700 m	Fayet d'en Haut 600 - 900	St. Gervais	Fayet d'en Haut 710 - 760	Fayet du Milieu Fayet d'en Haut 700 - 750
Steinach 750 - 850 m	Bonneville 700 - 1000	Externe confluence glacier de l'Arve	Gravin ?	Magland 800 - 850
Bühl 900 m	Les Rocailles 950 - 1200			Bonneville ? 900 - 950
	?			Les Rocailles 1000 - 1100
	?			Retrait ?
	Loex Fillinges La Tour La Marmotte			Loex Fillinges La Tour La Marmotte
	<b>LGM</b>			<b>LGM</b>

Figure 1.7 - Tentative de corrélation des stades tardiglaciaires des vallées du massif du Mont-Blanc - Dépression de la ligne d'équilibre glaciaire [COUTTERAND & NICOU, 2005].

Figura 1.7 - Tentativo di correlazione degli stadi tardiglaciali delle valli del massiccio del Monte Bianco - Depressione della linea d'equilibrio glaciale [COUTTERAND & NICOU, 2005].

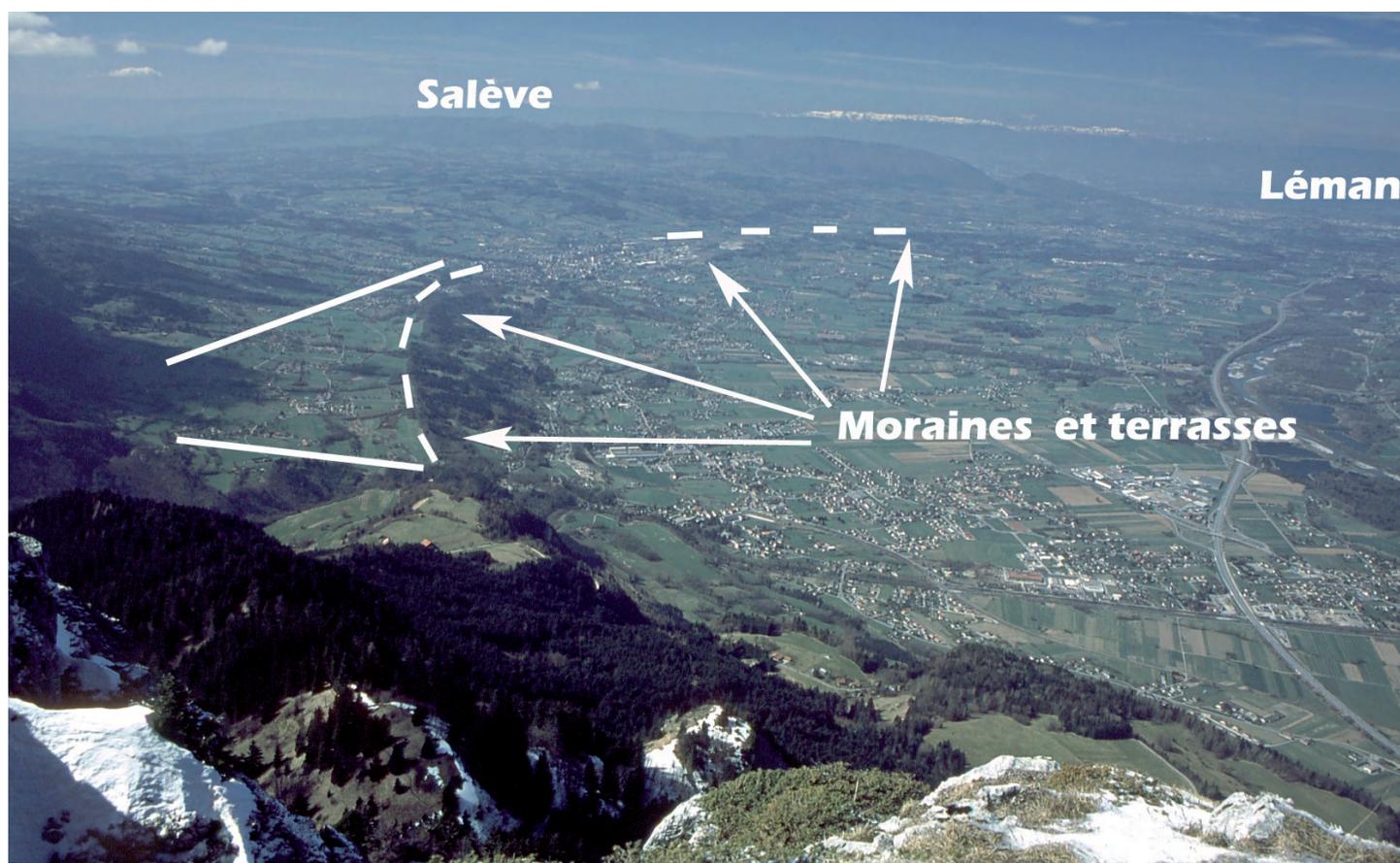


Figure hors-texte : L'ombilic de Bonneville, vu depuis la Pointe d'Andey, stade des Rocailles (Photo S. Coutterand, 2003).

Figura fuori testo : La conca di Bonneville, vista della Pointe d'Andey, stadio di Rocailles (Foto S. Coutterand, 2003).

# Arrêt 1

## Le bassin de Bonneville

(Belvédère d'Evires - La Roche sur Foron)

Par GÉRARD NICOUD et SYLVAIN COUTTERAND

Lors du dernier maximum glaciaire, les glaciers de l'Arve et du Rhône alimentent un unique appareil, atteignant l'altitude 1200 m vers Genève, qui s'est étalé jusqu'à Lagnieu et Grenay dans l'Est lyonnais (excursion AFEQ 2002 ; Figure 1.8).

La branche arviennaise débordait tout au long de son parcours dans la vallée de l'Arve par les cols diffuslents de Megève vers l'Arly et les vallées d'Annecy et d'Ugine, d'Evires vers la vallée d'Annecy et l'avant-pays haut-

savoyard (excursion AFEQ 1988 ; Figure 1.9).

C'est au cours de la déglaciation du maximum d'extension de la glaciation würmienne qu'ont été enregistrés les stades glaciaires de la vallée de l'Arve, objets de cette excursion [KERRIEN *et al.*, 1998 ; DORTHE-MONACHON, 1986 ; WETTER, 1987 ; COUTTERAND, en cours].

Notre histoire commence peu avant la séparation du glacier de l'Arve de celui du Rhône. Quatre étapes

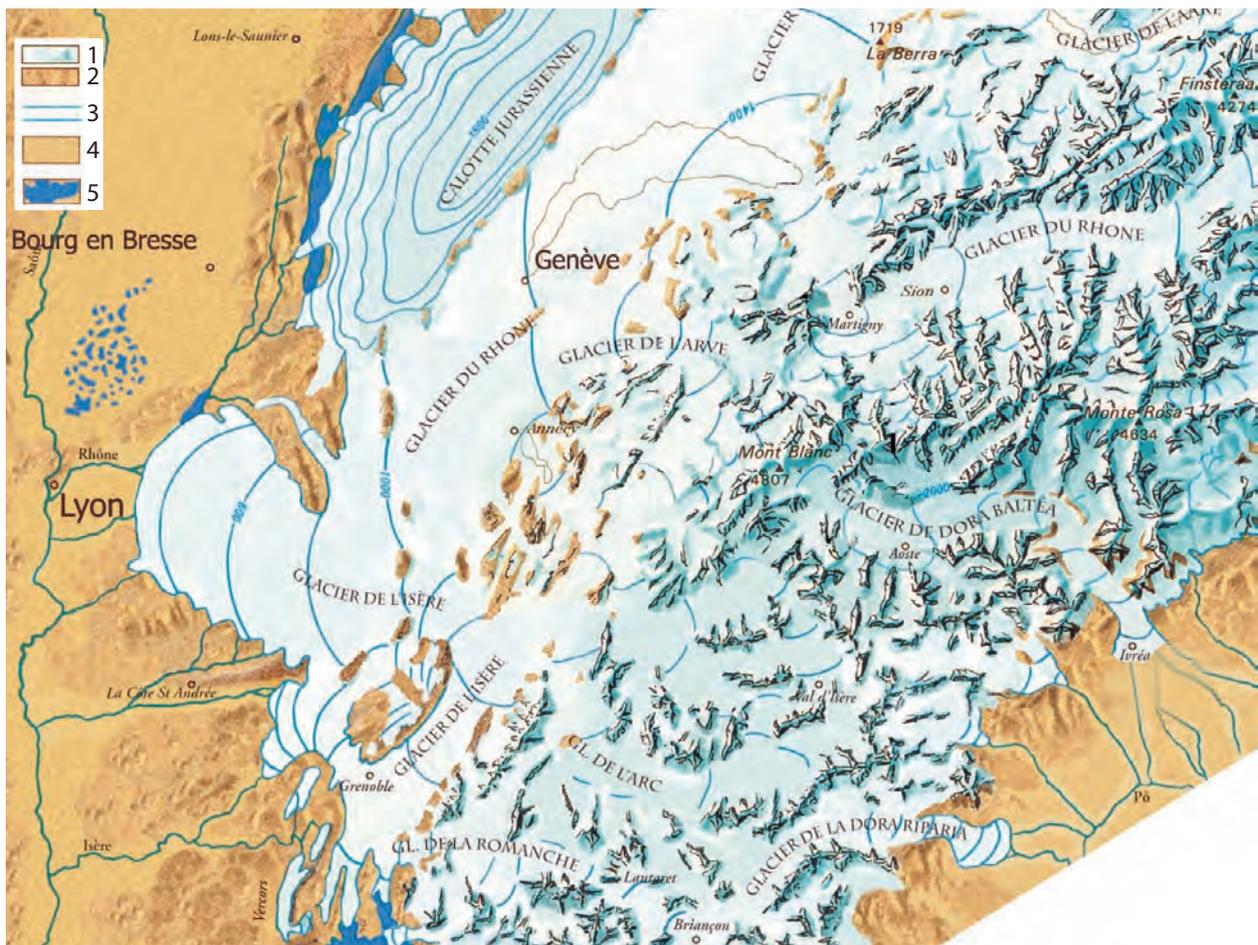


Figure 1.8 - Extension des glaces würmiennes lors du LGM (dernier maximum glaciaire) (dessin S. Coutterand).

- 1 : zones englacées
- 2 : reliefs sans glace
- 3 : courbes de niveaux et rivières
- 4 : plaines
- 5 : lacs.

Figure 1.8 - Estensioni delle masse glaciali "würmiane" durante il LGM (Last Glacial Maximum) (disegno S. Coutterand).

- 1 : copertura glaciale
- 2 : rilievo privo di copertura glaciale
- 3 : curve di livello e corsi d'acqua
- 4 : pianure
- 5 : laghi.

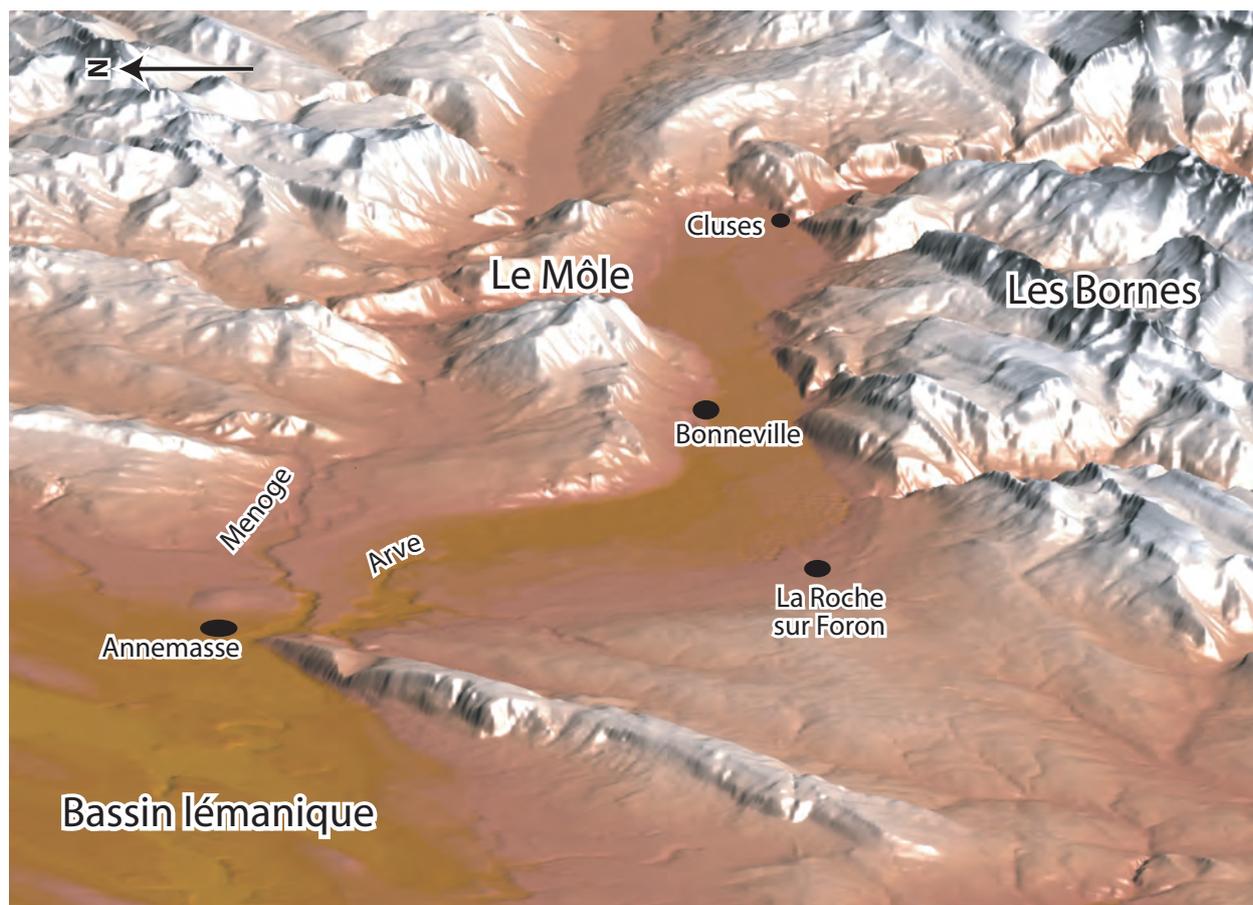


Figure 1.9 - Vue 3D de l'ombilic de Bonneville (image 3D Estelle Ployon).

Figure 1.9 - Vista 3D della conca di Bonneville (immagine 3D Estelle Ployon).

sont mises en évidence avant la séparation des glaciers [CHAROLLAIS *et al.*, 1998] (Figure 1.10) :

- étape 1 (900 m) du lac de la Marmotte, comme en témoignent les 60 m d'épaisseur de sédiments deltaïques glacio-lacustres de la Marmotte sur la commune d'Arbusigny, en versant oriental du Salève ; la bordure du glacier s'était alors abaissée de 300 m,
- étape 2 (740 m) du lac de Saint André à Boège, dans la vallée de la Ménoge, prouvée par des argiles glacio-lacustres décamétriques,
- étape 3 (570 m) des lacs d'Esserts-Salève et de Fil linges, avec les sédiments deltaïques du Viaison (rive droite de la vallée de l'Arve) et du Giffre proglaciaire, le glacier du Giffre s'étant désolidarisé de celui de l'Arve,
- étape 4 (520 m) du lac de la Bergue, prouvée par les sédiments lacustres argilo-sableux épais de près de 25 m. Le lac était alors barré par le glacier de l'Arve.

C'est alors qu'interviendrait la séparation des deux glaciers du Rhône et de l'Arve :

- étape 5 (495 m) du vaste lac de Pollinges avec les sédiments glacio-lacustres distaux à Pollinges et

proximaux au débouché du chenal du ruisseau de Vuarapau, à l'extérieur de la crête morainique de Vercot,

- étape 6 (480 m) de la terrasse fluvio-glaciaire d'Arthaz et du chenal de Loisinges, à l'extérieur d'une moraine latérale de rive gauche du glacier de l'Arve (secteur de Reignier),
- étape 7 (475 m) des Rocailles, avec les dépôts glacio-lacustres sablo-argileux du lac de Reignier, épais de 55 m à l'aval (Cry), les sables caillouteux deltaïques de Villy et le dépôt caillouteux des Rocailles.

La « moraine » des Rocailles est caractérisée par la présence d'énormes blocs anguleux de calcaires urgoniens, noyés dans une matrice sablo-graveleuse. Elle n'existe principalement qu'en rive gauche de l'Arve qu'elle atteint à Borignes. Elle montre de nombreux vallums frontaux (Saint Ange) latéraux et longitudinaux qui se prolongent en amont de la zone à gros blocs. Ce dépôt caillouteux peut atteindre 20 m d'épaisseur.

Depuis longtemps, cette « moraine » des Rocailles est interprétée comme le résultat d'un énorme écroulement de calcaires urgoniens de la pointe d'Andey, dans le massif des Bornes, accumulé en surface du glacier

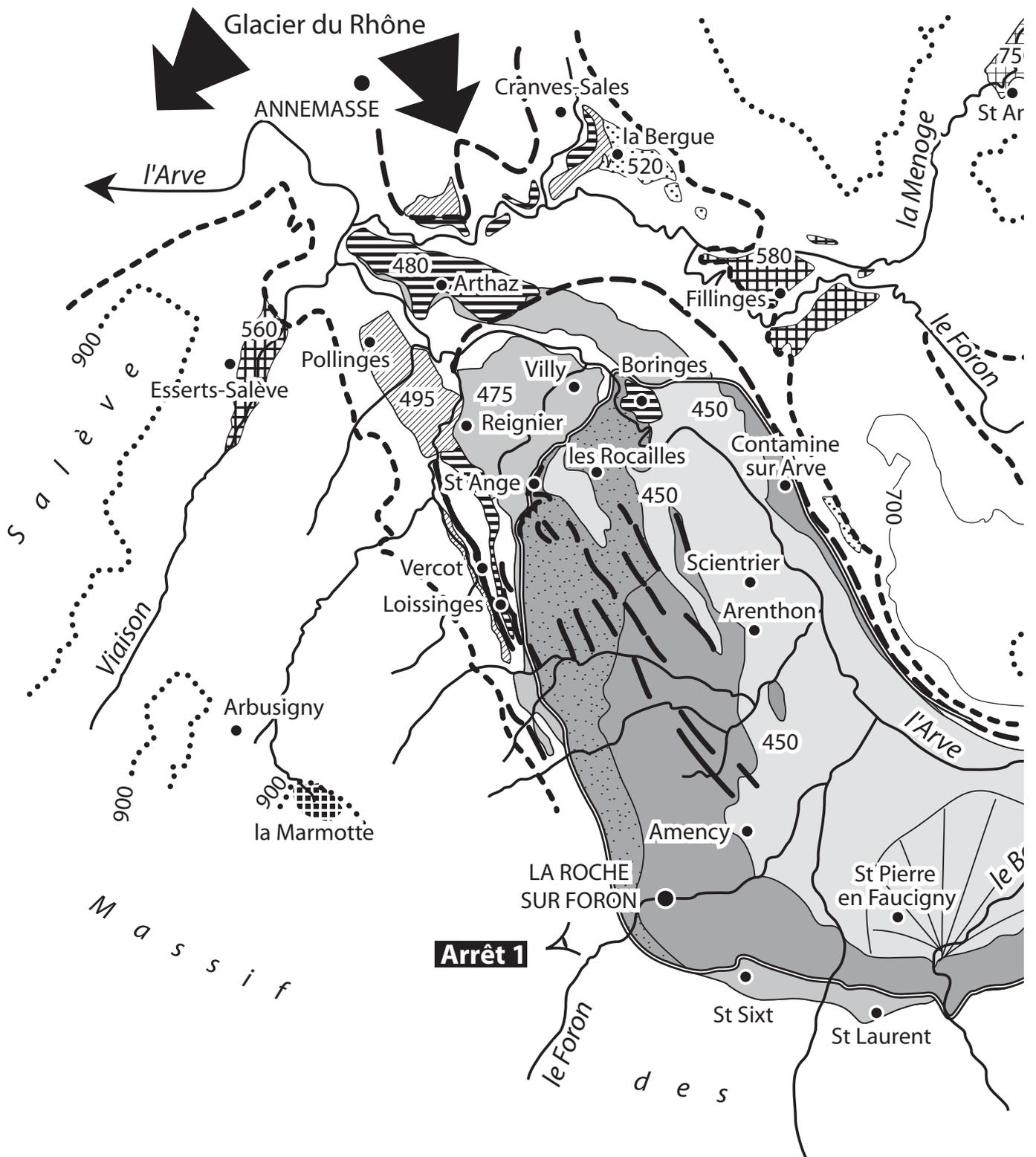


Figure 1.10 - Les étapes de la déglaciation de la vallée de l'Arve [d'après CHAROLLAIS et al, 1988 ; KERRIEN et al, 1998 ; PLANCHEREL et al, 1998 ; PAIRIS et al, 1992], simplifié.

1 : rivières

2 : vallums morainiques

Stades glaciaires - Fronts glaciaires :

FG : Fluvio-glaciaire ;

GL : Glacio-lacustre ;

G : Glaciaire

3 : Arenthon, lac de l'Arve

4 : Reignier, les Rocailles

5 : Arthaz

6 : Pollinges

7 : La Bergue

8 : Fillinges - Essert-Salève

9 : St André - Boège

10 : la Marmotte

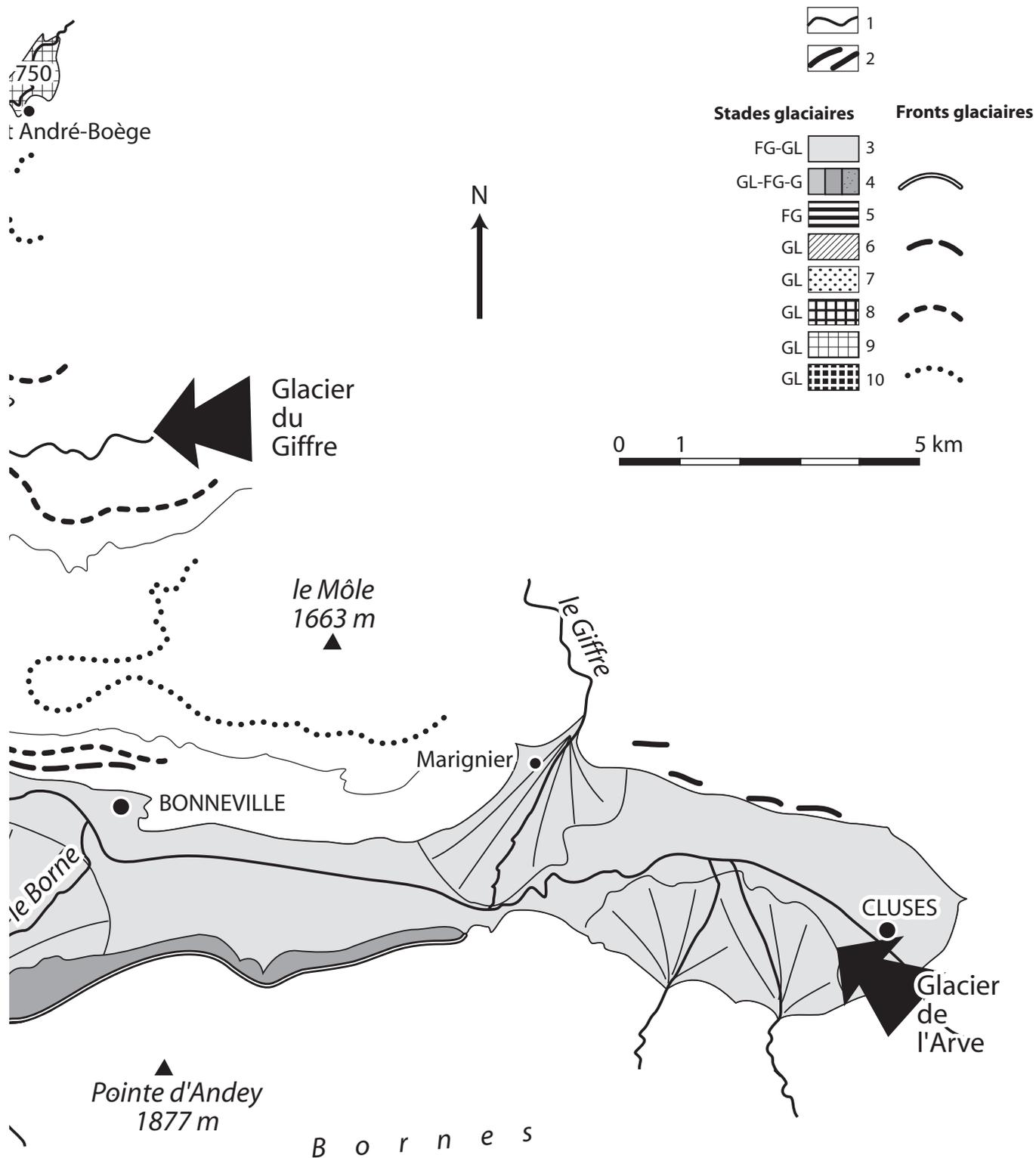
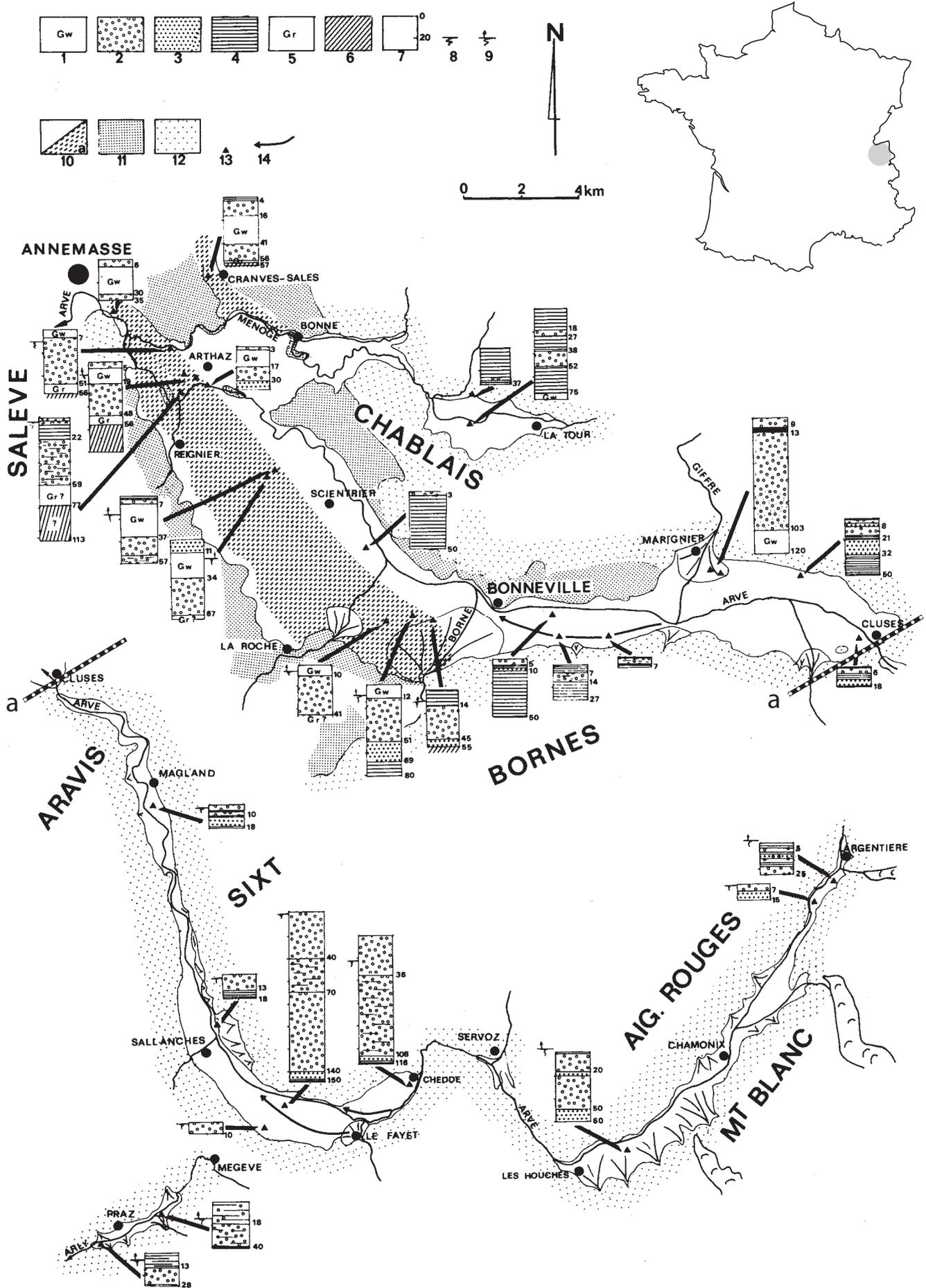


Figure 1.10 - Le tappe della deglaciazione nella valle dell'Arve (da CHAROLLAIS *et al*, 1988 ; KERRIEN *et al*, 1998 ; PLANCHEREL *et al*, 1998 ; PAIRIS *et al*, 1992), semplificato.

- |                                   |                               |
|-----------------------------------|-------------------------------|
| 1 : corsi d'acqua ;               | 4 : Reignier, les Rocailles   |
| 2 : forme moreniche ;             | 5 : Arthaz                    |
| Stadi glaciali- Fronti glaciali : | 6 : Pollinges                 |
| FG : Fluvio-glaciale ;            | 7 : la Bergue                 |
| GL : Glacio-lacustre ;            | 8 : Fillinges - Essert-Salève |
| G : Glaciale ;                    | 9 : St André - Boège          |
| 3 : Arenthon, lago dell'Arve      | 10 : la Marmotte              |



de l'Arve, transporté vers l'aval (glacier noir à l'image de celui du glacier du Miage, Val Vény, Italie) et abandonné sur place à la fusion de la glace.

En rive gauche du glacier de l'Arve qui supportait l'éroulement, se sont accumulés les sédiments glacio-lacustres de Saint Laurent-Saint Sixt (660-600 m) alimentés par les écoulements de versant et aujourd'hui perchés en terrasses de kame au-dessus du rebord d'auge glaciaire du Bois des Fournets.

- étape 8 (450 m) avec des dépôts lacustres d'Arenthon (rive gauche) et Contamines sur Arve (rive droite) d'un vaste lac de l'Arve accompagnant la déglaciation de la vallée de l'Arve. Ces sédiments fins dépassent largement 50 m dans l'axe de la vallée de l'Arve, tant à l'amont qu'à l'aval de Bon-

neville jusqu'aux abords de Cluses. Ce vaste lac est aussi confirmé par les apports deltaïques proximaux sablo-graveleux du Giffre à Marignier (103 m d'épaisseur), du Borne à Saint Pierre en Faucigny et du Foron à Amancy [BACCONNAIS *et al.*, 1981] (Figure 1.11).

L'alluvionnement würmien à holocène se termine par l'épandage d'une nappe alluviale disposée en deux niveaux de terrasses en rive gauche de l'Arve et tout au long du lit majeur de l'Arve. L'épaisseur de ces alluvions est métrique sur les terrasses et d'une dizaine de mètres dans le lit de l'Arve. La taille des galets est réduite (7-8 cm), témoignant d'un régime uniquement fluvial et non fluvio-glaciaire.

## RIASSUNTO

*Il ghiacciaio dell'Arve ha modellato la vasta depressione di Bonneville, estesa tra il verrou del Salève a valle e il passo-verrou da Cluses a Magland a monte. La deglaciazione ha avuto luogo in 8 tappe ben identificabili, con lo sviluppo di tipiche forme e dei relativi depositi associati (terrazzi di kame, depositi fluvio-glaciali, fronti morenici, sedimenti glacio-lacustri...). Lo stadio di Rocailles è il più conosciuto caratterizzato da un importante crollo roccioso sul fianco sinistro della valle, traslato su una quindicina di chilometri. Quanto all'ultimo stadio riconosciuto, quello d'Arenthon, è caratterizzato dallo sviluppo di un importante lago, con acque che superavano il centinaio di metri di profondità (delta di Marignier).*

Figure 1.11 - Le remplissage alluvial de la vallée de l'Arve [BACCONNAIS *et al.*, 1981].

### Légende des colonnes

- 1 : moraine supérieure (Würm) ;
- 2 : graviers et galets ;
- 3 : sables ;
- 4 : argiles ;
- 5 : moraine inférieure (Riss ?) ;
- 6 : substratum indifférencié
- 7 : profondeur (m) par rapport à la surface du sol ;
- 8 : niveau piézométrique (nappe libre) ;
- 9 : niveau piézométrique (nappe captive)

### Légende des cartes

- 10 : formations quaternaires (a, localisation de l'alluvion ancienne)
- 11 : substratum proche ou affleurant des massifs cristallins externes, subalpains, préalpains et des chaînons jurassiens ;
- 12 : mollasses externes proches ou affleurantes ;
- 13 : sondage mécanique ;
- 14 : axe graveleux postglaciaire.

Figure 1.11 - Il riempimento alluvionale della valle dell'Arve [BACCONNAIS *et al.*, 1981].

### Legenda delle colonne

- 1 : morena superiore (Würm) ;
- 2 : ghiaie e ciottoli ;
- 3 : sabbia ;
- 4 : argilla ;
- 5 : morena inferiore (Riss ?) ;
- 6 : substrato indifferenziato
- 7 : profondità (m) rispetto alla superficie del suolo ;
- 8 : livello piezometrico (falda libera) ;
- 9 : livello piezometrico (falda in pressione) ;

### Legenda delle carte

- 10 : formazioni quaternarie (a, localizzazione delle alluvioni antiche)
- 11 : substrato affiorante o sub-affiorante (massicci cristallini esterni, subalpini, préalpini e delle catene giurassiche) ;
- 12 : mollasse esterne affioranti o sub-affioranti ;
- 13 : sondaggio meccanico ;
- 14 : barra ghiaiosa postglaciale.

## Arrêt 2

### *L'ombilic de Sallanches-Le Fayet*

### *Le complexe morainique des stades de Magland*

(Le Pelloux - Sentier des Graniteurs)

Par GÉRARD NICOUD et SYLVAIN COUTTERAND

Nous devons à C. DORTHE-MONACHON [1986] une première synthèse sérieuse des stades glaciaires de la vallée de l'Arve, en particulier du bassin de Sallanches.

Ce travail est aujourd'hui complété par les observations de W. WETTER [1987] et S. COUTTERAND et G. NICOUD [2005] (Figures 1.12 ; 1.13).

#### LE COMPLEXE MORAINIQUE DES STADES DE MAGLAND

Ce stade bien illustré par de belles constructions morainiques, situées exclusivement en rive gauche, nous apparaît comme polyphasé. C'est ce que propose la cartographie des dépôts glaciaires. Rien n'indique que nous soyons en présence d'une récurrence .

Il a été partiellement étudié par WETTER [1987] sous l'appellation de stade de Gravin : il est basé sur la présence de quelques crêtes morainiques latérales près du village de Gravin, en rive gauche de l'Arve, vers 550 mètres d'altitude. Cette moraine latérale sup-

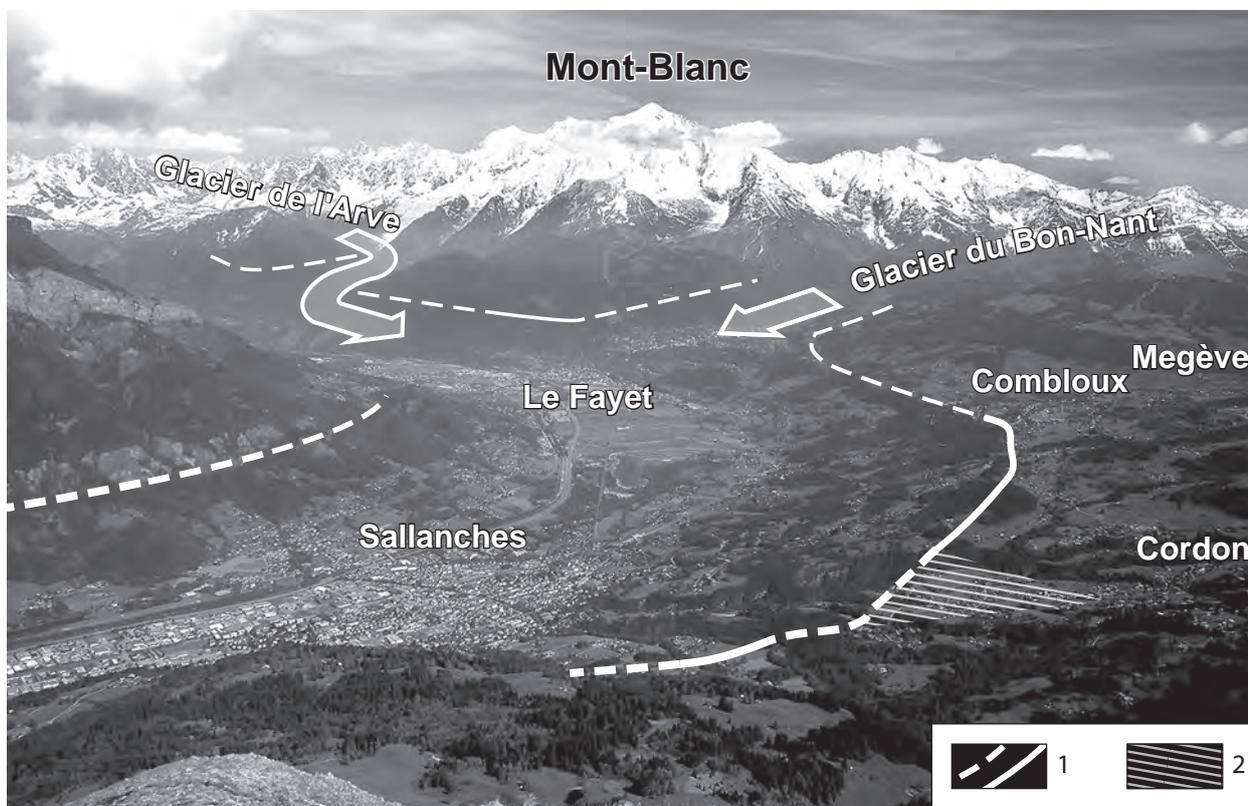


Figure 1.12 - Stade de la Tour Noire (complexe de Magland) vu depuis l'aval de l'ombilic de Sallanches (photo S. Coutterand).

Figure 1.12 - Stadio della Tour Noire (complesso di Magland) vista da valle della conca di Sallanches (foto S. Coutterand).

1 : cordons morainiques  
2 : terrasse de Kame

1 : cordoni morenici  
2 : terrazzo di Kame



Figure 1.13 - Le complexe morainique de Magland (dessin S. Couterrand).

Figure 1.13 - Il complesso morenico di Magland (disegno S. Couterrand).

pose un glacier, dont le front se situait un peu en aval de Magland. Les crêtes morainiques observables entre les villages de Combloux et de Cordon et les superbes blocs erratiques du Médonnet échelonnés entre 900 et 700 m d'altitude, attestent de plusieurs positions latérales du glacier en relation avec les dépôts de Gravin.

A ce stade, le glacier de l'Arve ne diffuse déjà plus par la dépression de Megève.

Deux niveaux de constructions morainiques sont reconnaissables. Ils peuvent être globalement corrélés avec deux stades de stationnement du glacier, suivis de plusieurs niveaux d'abaissement.

## 1 - Le niveau morainique supérieur : le stade de la Tour Noire

Cet ensemble de cordons morainiques dessine parfaitement la rive gauche du glacier, depuis le village de Combloux à l'altitude de 945 m en passant par le Pelloux (927 m), la Combaz (930 m), le Creux (950 m), Mabert (880 m) et Cordon (840 m) où le glacier

a permis l'édification d'une vaste terrasse de kame. Une petite coupe était visible en bordure du plateau. On pouvait y observer une succession sablo-graveleuse litée attestant une sédimentation dans un plan lacustre en bordure du glacier. L'erratique rencontré est com-

posé à 80 % de granite du Mont-blanc, les autres éléments étant représentés par des gneiss (encaissant du granite du Mont-blanc) et quelques rares roches sédimentaires et détritiques (zone de Chamonix et amont de la vallée du Bon Nant) ; les blocs sont parfois de taille pluridécamétrique. Plus au Nord, après l'incision de la Sallanches, on retrouve plusieurs cordons morainiques entre les hameaux de Ste Anne (840 m) et le Crêt (725 m). A une douzaine de kilomètres en aval de Combloux, au Nord de la barre calcaire du Malm, près du hameau de Saxel à 610 m, on note un replat où affleurent quelques blocs erratiques granitiques. Près du village de Gravin, on observe un reliquat de till d'ablation sans forme caractéristique (550 m). Ce dépôt a été signalé par WETTER [1987]. A 800 m au Nord du village de Gravin, une crête morainique est visible au lieu-dit les Villards.

Un autre relief, dépassant d'une dizaine de mètres le plancher alluvial, au hameau de la Tour Noire à 3 km en

aval de Magland, a été apparenté à un reliquat morainique frontal par C. DORTHE-MONACHON [1986]. Ce dépôt serait alors corréléable avec les cordons morainiques amont, le front du glacier vèlant dans un plan lacustre. Néanmoins, aucune coupe n'étant visible, l'interprétation reste délicate.

La pente du glacier nous est donnée par l'altitude des cordons morainiques, soit une pente de 100 m pour 4 km (2,5 %). Ce profil de la langue glaciaire est ici confirmé en appliquant la formule qui approche le profil théorique d'un glacier de vallée large « sans dynamique de confluence » [LLIBOUTRY, 1964 :  $H = \sqrt{23} x$  où H représente l'épaisseur de glace au point considéré et x la distance au front depuis le point considéré].

A l'amont du bassin de Sallanches, des formes de dépôts, témoins de ce stade de Magland sont relevées (Le Manchoir - 1450 m ; Monfort ; Lac Noir - 1510 à 1600 m).

## 2 - Le niveau morainique inférieur : le stade de « Pierre à Voix »

On suit, sur une distance d'environ 6 km, les traces d'un stationnement du glacier en contrebas du précédent. Le plateau sportif de Combloux est installé sur un remplissage externe au cordon morainique (880 m) que recoupe la route nationale. Depuis cet endroit, la ride morainique est pratiquement continue jusqu'au hameau d'Aigue Pottaz (790 m). Au-delà, la route du Crêt

recoupe à l'altitude de 620 m une petite crête morainique boisée. La position du front du glacier, vraisemblablement en aval de Sallanches, nous est suggérée par la présence d'une petite crête morainique latéro-frontale, 50 m au-dessus du plancher alluvial, au niveau de la barre calcaire du Malm de Pierre à Voix. Nous l'appellerons ainsi le stade de Pierre à Voix .

**RIASSUNTO** Cfr stop 3 (p. 36).

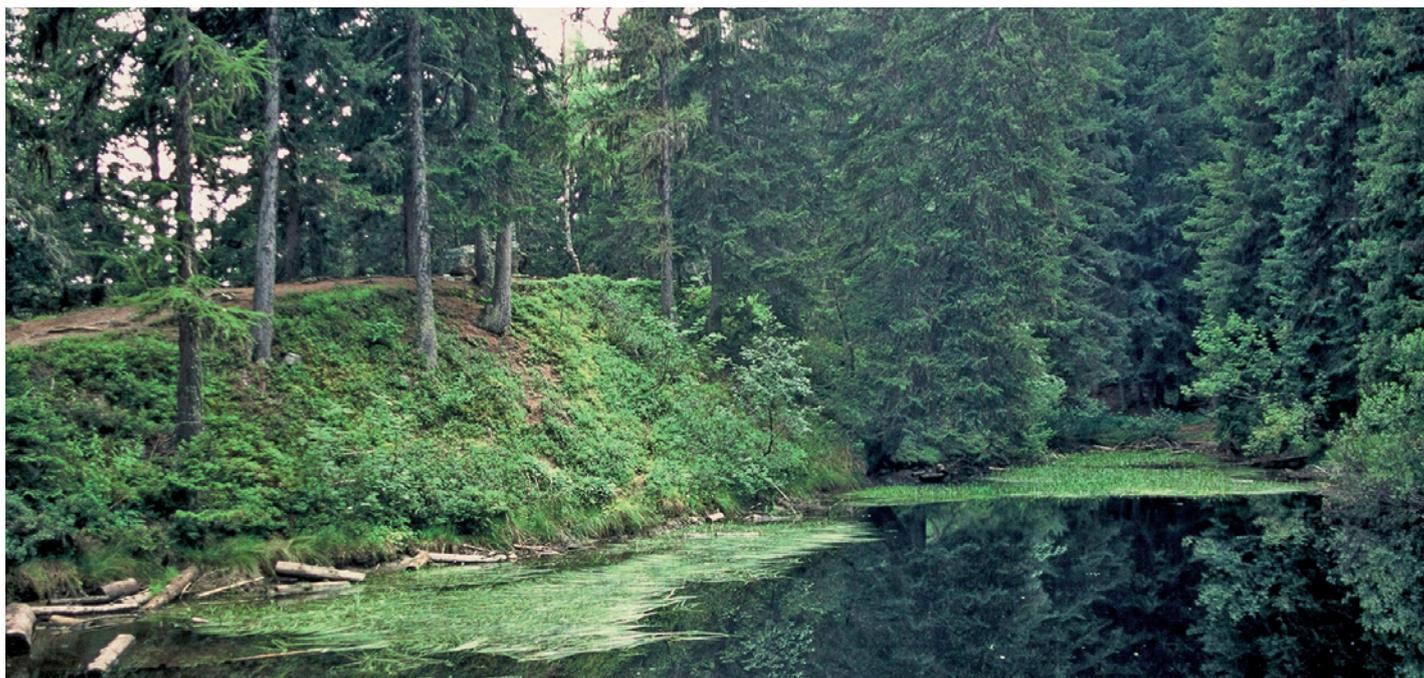


Figure hors-texte - Moraine du Lac Noir (Les Houches, stade de Magland) (Photo S. Couetterand, 2001).

Figura fuori testo - Morena del Lac Noir (Les Houches, stadio di Magland) (Foto S. Couetterand, 2001).

## LES GRANITEURS

Par CHRISTINE BURNIER,

Le village de Combloux fut essentiellement peuplé de paysans jusqu'à une date assez récente : la terre était vitale, chaque lopin était hersé, labouré, « fouané ». Les parcelles jonchées de ces monstrueux blocs de granite ne pouvaient pas être cultivées. A l'époque les terres incultes étaient considérées comme « un manque à manger » !

Jusqu'au milieu du XIX<sup>e</sup> siècle, le granite était utilisé uniquement dans les murs de fondation de maisons, au même titre que les autres pierres.



Les paysans n'avaient ni l'outillage, ni la technique pour transformer ces blocs de plusieurs tonnes en bassins ou meules... en revanche, eux maîtrisaient le travail du bois.

Après l'incendie de Sallanches en 1840, et celui de Cluses en 1844, Charles Albert, roi de Piémont Sardaigne, favorisa la venue des Italiens.

Après la reconstruction de ces deux villes, certains ouvriers achetèrent dans un premier temps des blocs de granite aux paysans, puis ils ouvrirent dès 1881 les premières carrières sur Combloux.

Ces maîtres carriers firent venir à leur tour d'autres ouvriers de leur pays.

Les conditions de travail étaient très difficiles. Le matériel utilisé était archaïque.

Les tailleurs de pierre travaillaient de 6 jours à 6 jours et demi par semaine, avec une moyenne de 10 heures par jour, selon la météo.

Avant la première guerre, leur hébergement était précaire. L'hiver, les graniteurs qui ne retournaient pas chez eux, logeaient chez les paysans où ils bénéficiaient des repas quotidiens et recevaient le tabac. En contrepartie, le Combloran (l'hébergeur) lui faisait travailler une grosse pierre située à proximité de sa maison.

Et c'était à partir de cette période que le bassin en granite avait remplacé le « bachal » (bassin en bois), l'auge à cochon, le linteau de porte ou de fenêtre en bois.

De nombreux ouvrages furent réalisés en granite de Combloux :

- Sur la commune, en complément des réalisations domestiques, différentes commandes étaient passées aux maîtres carriers : la mairie en 1905, le Palace du début du siècle en 1912, le portail de l'église en 1925, le monument aux morts, la croix du cimetière et différentes croix de hameaux.



- Dans le département de la Haute-Savoie : la grenette et les trottoirs de Sallanches, les thermes à Saint-Gervais, les colonnes de l'église du Plateau d'Assy, la boule de Sévrier, le monument aux morts de Morette....
- En France : une meule pour la Banque de France à Paris, les trottoirs de Lyon, différentes pierres de réception pour les barrages de Génissiat, Pizanon....
- A l'étranger : des meules exportées en Tunisie et

Algérie pour broyer les olives, des meules à papier pour la Belgique.

Entre les deux guerres, il était très difficile de faire venir de la main-d'œuvre étrangère. Les exploitants de granite étaient dans l'obligation de demander une autorisation au Ministère du travail, au Service de la main-d'œuvre étrangère, voire même au sénateur à Paris.

Après la seconde guerre, les nouveaux matériaux arrivèrent, facilitant la construction. Petit à petit, les graniteurs se sont reconvertis vers des métiers moins pénibles.



## **Arrêt 3**

# **L'ombilic de Sallanches - Le Fayet**

## **Le complexe morainique des stades du Fayet**

(Le Fayet)

Par GÉRARD NICOUD et SYLVAIN COUTTERAND

Ce complexe est particulièrement volumineux. Cinq cordons morainiques étagés, bien individualisés, ont été cartographiés et correspondent à au moins cinq

niveaux de stationnement du glacier (Figures 1.14 et 1.15). Ils s'échelonnent entre les altitudes de 930 m et 615 m.

### **I - LA RIDE MORAINIQUE SUPÉRIEURE OU MORAINÉ DE ROBINSON, 930 M**

L'étape supérieure que nous nommerons « moraine de Robinson », du nom d'un hameau local, n'a jamais été reconnue par les précédents auteurs. Elle se présente sous la forme d'une belle crête boisée d'une longueur de 700 m. De nombreux blocs, certains volumineux, affleurent ; on y reconnaît essentiellement des gneiss divers. Le versant externe nous permet, à la faveur d'une coupe, de reconnaître une diamictite aux éléments

très hétérométriques et d'en analyser la composition :

- très fort pourcentage de gneiss divers 75 % ; quelques éléments granitiques 10 % ; grès 5 % ; calcaires divers 10 % (Malm)

C'est incontestablement une moraine latérale du glacier du Bon-Nant comme nous le révèle la pétrographie.

### **II - LA MORAINÉ DES AMERANDS, 810 M**

Ce stade a été reconnu par WETTER [1987]. Il est matérialisé par une moraine latérale, 60 m au-dessus de la moraine du Fayet d'en haut, à l'altitude de 810 m. De nombreux blocs affleurent. Leur composition pétrographique (roches métamorphiques, calcaires du Malm de l'Aiguille de la Pennaz et granite du Mont-Blanc) nous apporte le témoignage d'un dernier stade de confluence du glacier du Bon-Nant avec le glacier principal

de l'Arve. En aval, à une distance de 5 km et toujours en rive gauche, la crête morainique des Viberts (700 m) au dessus de Domancy, composée essentiellement de blocs de granites volumineux représente peut-être un témoin de cette extension. Nous proposons à ce stade une langue terminale atteignant l'emplacement de Sallanches.

### **III - LA MORAINÉ DU FAYET D'EN HAUT, 740 M**

Cette formation s'apparente à une moraine latérale peu marquée si ce n'est par un vaste replat qui s'infléchit lentement en direction du Nord sur une distance de 750 m.

La paléogéographie de WETTER [1987] postule pour un front glaciaire dépassant peu Domancy, la langue terminale du glacier vêtant en milieu lacustre.

- Le retrait du glacier du Bon-Nant est annoncé peu après le stade des Amerands. Le front du glacier se déconnecte du glacier de l'Arve. La basse vallée du Bon-Nant fait place à un lac d'obturation du Fayet.

L'existence du plan d'eau est liée à la présence du glacier de l'Arve qui détermine un barrage glaciaire au débouché de la basse vallée du Bon-Nant. L'émissaire de celui-ci entretenait un delta dont il nous reste une coupe haute de 80 m, produit de l'incision post glaciaire.

Une coupe, très difficile d'accès, montre :

- un fort pendage à 35° des foreset beds, vers le Nord,
- des niveaux de galets et de blocs peu roulés,
- une alternance de matériel fin,

- la présence de quelques blocs volumineux et anguleux qui peuvent s'expliquer par le fait que la moraine devait régulièrement s'ébouler dans le lac ou par la présence de radeaux de glace qui libéraient des « drop stones ».

La structure deltaïque est affectée par de nombreuses failles normales de pendage variable entre 60 à 70°. Ces failles sont orientées N130°. Leur existence est due à une déstabilisation du delta lors de l'abaissement et la disparition du glacier de l'Arve.

Ces dépôts deltaïques témoignent de l'apport des alluvions du Bon-Nant, dans un lac d'obturation glaciaire, de cote sensiblement 740 m.

Plus à l'amont, des dépôts confirment les stades du Fayet (la Flatière, 1430 m ; le Merlet, 1550 m). L'erratique, composant les moraines de la Flatière et d'une façon plus générale, de la rive droite au dessus de 1350 m d'altitude, démontre la confluence des appareils issus des Aiguilles Rouges avec le glacier de l'Arve.

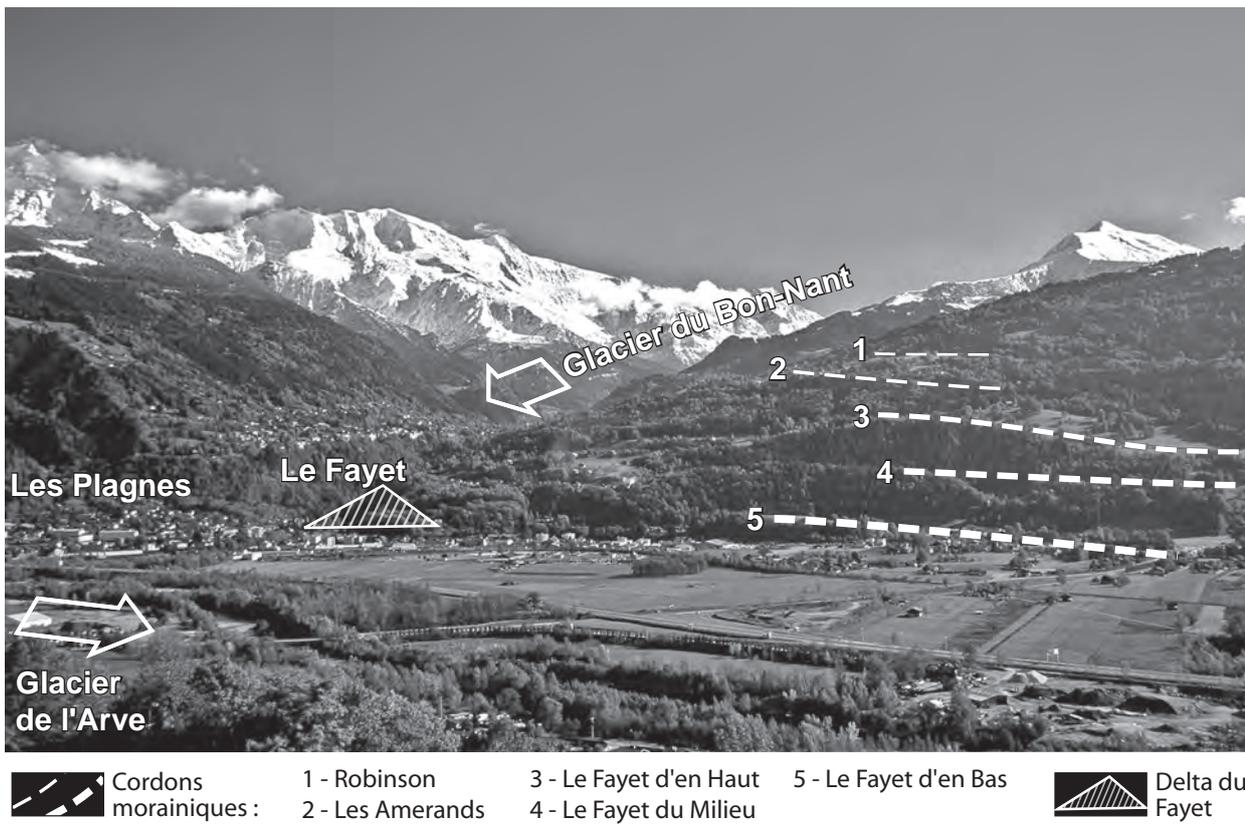


Figure 1.14 - Le complexe morainique du Fayet (Photo S. Coutterand).

Figure 1.14 - Il complesso morenico del Fayet (Foto S. Coutterand).

#### IV - LA MORAINÉ DU FAYET DU MILIEU, 710 M

Elle a été déposée par un glacier de l'Arve dont le front se tenait à proximité amont du village de Domancy.

La crête morainique principale est magnifiquement préservée. Elle se détache du versant sur une hauteur de 20 à 40 m. Son altitude maximum est de 710 m au droit de l'incision du Bon Nant. Le versant interne domine le plancher alluvial actuel d'une centaine de mètres. Cette vaste construction morainique se suit sur une distance

d'1 km. Son altitude passe de 710 m à 640 m sur une distance de 1,5 km, soit une pente de 4,6 %.

Le front glaciaire du stade du Fayet du Milieu devait se trouver environ 2 à 3 km à l'aval, la langue glaciaire vèlant dans le lac de l'ombilic de Sallanches sur une largeur de 2 km.

Par le volume de cette construction morainique et sa préservation, c'est du point de vue morphologique, le stade le mieux défini du complexe du Fayet. Il est dif-

ficile, dans l'état actuel de nos observations, de parler de récurrence, même de faible amplitude. Seul le remaniement de matériel issu du Bont Nant conduirait à un possible retour du glacier de l'Arve.

Latéralement, le lac d'obturation du Fayet alimenté par le Bon-Nant se maintient à un niveau inférieur

(autour de 710 m). Il est confirmé par l'existence d'une nouvelle génération de foreset beds à une distance d'environ 200 m en aval du delta précédent. Une coupe moins haute, environ 40 m au-dessus du lit du Bon Nant, nous montre une série de bottomset beds subhorizontaux et de foreset beds au pendage plus faible de 15°.

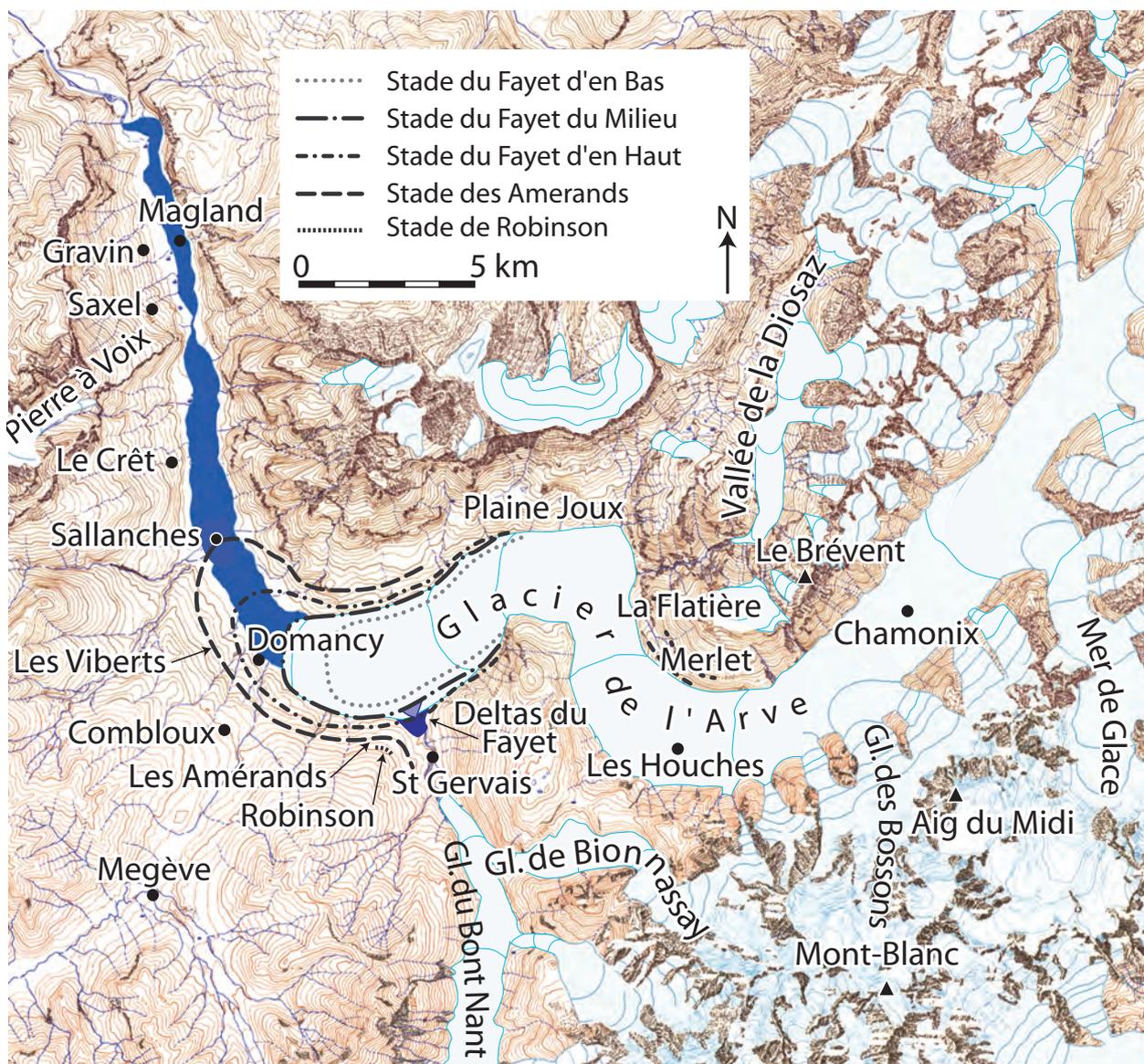


Figure 1.15 - Le complexe morainique du Fayet (dessin S. Couatterand).

Figure 1.15 - Il complesso morenico del Fayet (disegno S. Couatterand).

## V - LA MORAINÉ DU FAYET D'EN BAS, 620 M

C'est une petite crête morainique dépassant de 20 à 40 m le plancher alluvial actuel. Elle atteint l'altitude de 665 m en bordure de l'incision du Bon-Nant, puis 615 m à 800 m à l'Ouest, soit une pente d'environ 6 %. Cette valeur élevée s'explique par la proximité du front de la langue terminale du glacier.

L'absence d'une nouvelle sédimentation deltaïque nous conduit à considérer la disparition du lac d'obtu-

ration glaciaire du Fayet. L'émissaire du glacier du Bon Nant s'écoulait alors en bordure du glacier de l'Arve.

Par la suite, le glacier de l'Arve a quitté définitivement le bassin de Sallanches et s'est cantonné entre l'ombilic de Servoz et la vallée de Chamonix, l'Arve entretenant alors un vaste delta, le delta de Passy [BACONNAIS *et al.* 1981] au pied du verrou cristallin des Gurrees, dans un vaste lac occupant la dépression de Sallanches.

### RIASSUNTO (STOP 2 E 3)

*La conca di sovraescavazione glaciale di Sallanches, tra la soglia di Magland a valle e il verrou di Gurrees a monte, ha registrato due importanti tappe della deglaciazione, con due stadi a Magland e quattro stadi verso il Fayet. Questi stadi sono confermati dalla presenza di cordoni morenici laterali o da depositi di kame. Le fronti glaciali erano sommerse da specchi d'acqua generati successivamente al ritiro dei ghiacciai. Anche in questi casi, la profondità dell'acqua superava il centinaio di metri. Tutta l'organizzazione delle unità che colmano il fondovalle è controllata dalla dinamica lacustre.*

## LES ÉCROULEMENTS DU DÉROCHOIR ET LES MOUVEMENTS DE TERRAIN DU VERSANT MÉRIDIONAL DU DÉSERT DE PLATÉ

Par FRANÇOIS AMELOT

Face aux formes adoucies de la rive gauche de l'Arve entre Sallanches et Saint-Gervais, le rebord méridional du massif de Platé impressionne par la fraîcheur de son relief. Le commandement du versant dépasse ici les 2000 m, depuis Chedde (600 m) jusqu'aux sommets de la Pointe de Platé (2554 m) à l'ouest et de la Pointe d'Anterne (2733 m) plus à l'est.

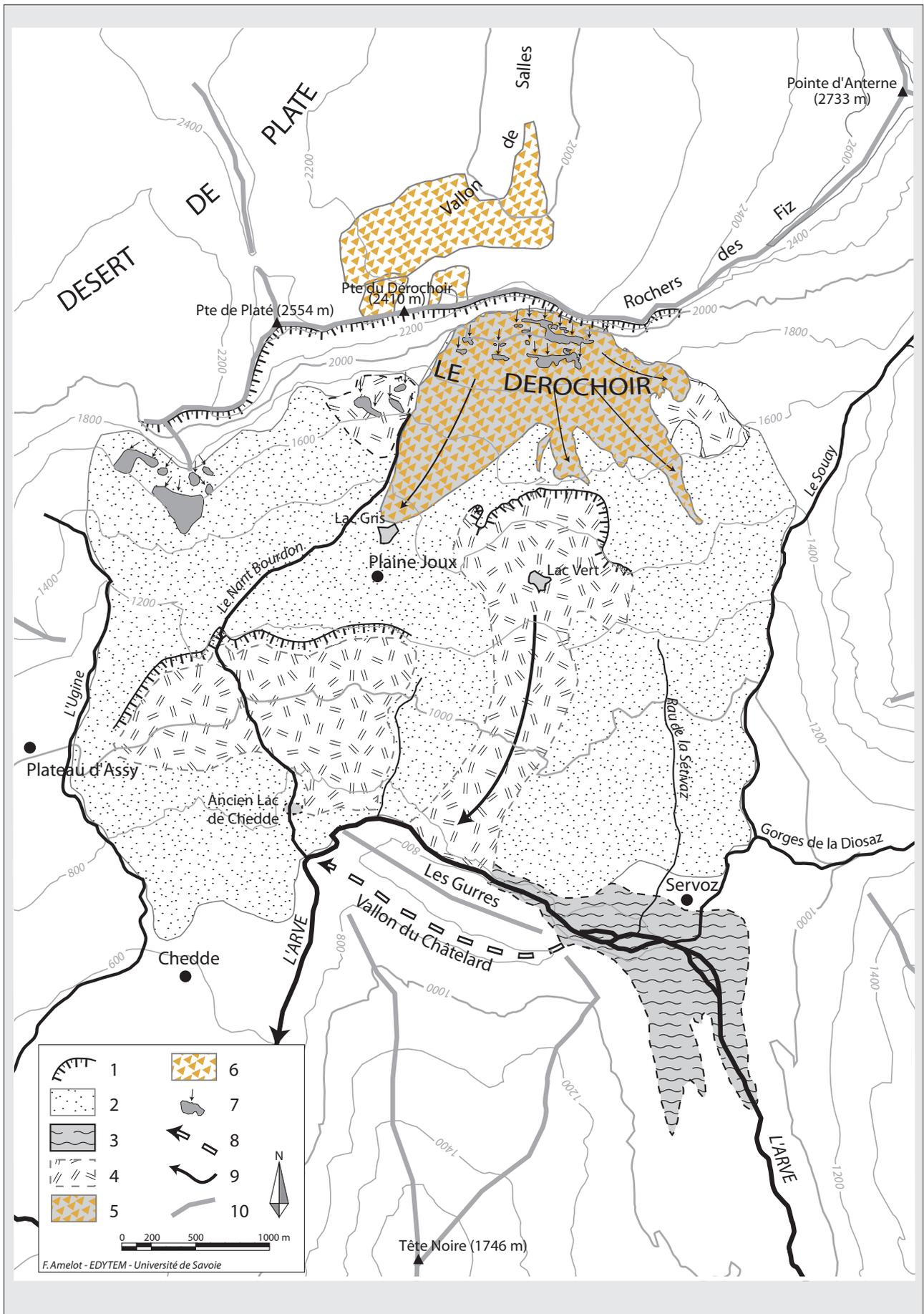
Des mouvements de terrain nombreux ont affecté ce versant depuis le retrait du glacier de l'Arve qui stationnait dans l'ombilic de Sallanches vers 15 000 BP (COUTTERAND & NICOD, soumis). La dernière catastrophe en date est une coulée de boue tragique survenue le 16 avril 1970 qui fit 72 victimes au Plateau d'Assy [JAIL et VIVIAN, 1971 ; PACHOUD, 1985]. Il s'agit cependant là d'un phénomène aux proportions mineures comparé à ceux qui ont affecté le secteur du Dérochoir (Figure 1.16).

Le contexte géologique [GOGUEL et PACHOUD, 1981 ; PAIRIS *et al*, 1992] est celui des massifs subalpins septentrionaux reposant sur les Aiguilles Rouges, présentant des terrains jurassiques et crétacés surmontés par des matériaux tertiaires. La stratigraphie des terrains voit se succéder depuis le pied du versant jusque vers 1300 m d'altitude une épaisse formation de schistes et calcaires argilo-gréseux, dominés par un escarpement de calcaire tithonique (100 m) immédiatement au-dessus de Plateau d'Assy. Plus haut sur le versant, on trouve des marnes et des calcaires argileux du Berriasien et du Valanginien formant un imposant talus jusqu'au pied des escarpements sommitaux. Cette haute paroi calcaire (300 à 400 m) d'aspect homogène est en fait constituée depuis la base de calcaires gréseux et schisteux sombres de l'Hauterivien, puis de calcaires massifs clairs urgoniens, surmontés de calcaires sénoniens et nummulitiques. Enfin, on trouve le flysch gréseux éocène de Taveyannaz en position sommitale. On observe donc une alternance marquée de roches dures et de roches tendres qui va être déterminante pour les dynamiques de versant.

L'orientation ouest-est de ce versant fait face à la vallée subméridienne de l'Arve entre les Houches et Servoz. Ainsi, lors des péjorations climatiques pléistocènes, le glacier de l'Arve venait s'appuyer directement contre le versant avant de bifurquer vers l'ouest et la dépression de Sallanches. C'est pourquoi dès le retrait définitif du glacier de l'Arve, toute une partie du versant, affouillée par les érosions glaciaire et fluviale, également pré-découpée par des discontinuités tectoniques et lithologiques, s'est mise en mouvement sur 4,5 km de large et 2000 m de dénivelée, entre le Plateau d'Assy et Servoz, depuis les crêtes jusqu'à l'Arve et le verrou des Gurses. Le volume total déplacé, tous phénomènes confondus, s'élèverait à 8 ou 10.10<sup>9</sup> m<sup>3</sup> [MONJUVENT et MARNÉZY, 1986], sur une surface d'environ 10 km<sup>2</sup>.

L'affaissement irrégulier et discontinu de tout le versant, sur une épaisseur de plusieurs centaines de mètres, a parfois généré des crises brutales que l'Histoire a retenues et qui sont rapportées dans plusieurs articles [GOGUEL et PACHOUD, 1981 ; BRAVARD, 1983 ; PACHOUD, 1985 ; SOUDAN, 1998]. L'événement relaté le plus ancien daterait du premier millénaire, mais ses effets ne sont pas identifiables. Cependant, l'Arve a été assez longuement et puissamment barrée par les matériaux affaîssés et écroulés pour qu'un lac s'établisse à l'amont de Servoz (« le lac ») [GOGUEL et PACHOUD 1981]. Les eaux de l'Arve s'évacuaient alors probablement par le vallon du Châtelard, ancienne encoche de verrou, où passe la voie rapide actuelle. Ce barrage aurait cédé une première fois pendant le haut Moyen-Âge, puis au XIII<sup>e</sup> siècle, engloutissant la cité de Dyonisia, au niveau de l'actuelle Chedde.

Une crise majeure se produisit en 1471, lorsqu'un écroulement suivi d'un glissement très important vint brusquement barrer l'Arve, obligeant les montagnards à en recreuser le cours pour abaisser le niveau menaçant du nouveau lac. Cet épisode, dont les caractéristiques sont en cours d'étude [thèse de F. AMELOT], a profondé-



ment remanié le versant, permettant la mise en place de plusieurs lacs au sein des matériaux déplacés (lac Vert, lac Gris aujourd'hui disparu, lac de Chedde comblé par un glissement de terrain au XIX<sup>e</sup> siècle).

La dernière catastrophe, pendant l'été 1751, dura près de deux mois et son empreinte est encore aujourd'hui bien visible dans le paysage. Il se produisit une succession d'écroulements très rapprochés dans le temps, qui affectèrent la partie supérieure du versant constitué de calcaires, sans atteindre l'Arve. Cinq gran-

ges furent ensevelies au-dessus de Plaine-Joux, avec bêtes et hommes, et une épaisse poussière vint recouvrir la vallée autour de Passy. Le volume alors écroulé serait de l'ordre de  $60.10^6$  m<sup>3</sup> d'après des relations contemporaines [DONATI, cité par GOGUEL et PACHOUD, 1981 ; BRAVARD, 1983 ; SOUDAN, 1998 et CHENEVAL, cité par SOUDAN 1998], mais ce chiffre semble bien en-deçà de la réalité. En fait, ce sont des paquets rocheux détachés des escarpements sommitaux qui se sont partiellement disloqués en glissant vers la vallée, générant des écroulements quasi continus pendant plusieurs semaines.

Figure 1.16 - Croquis géomorphologique des mouvements de terrain du versant méridional du Désert de Platé et des écroulements du Dérochoir.

- 1 : Niche d'arrachement
- 2 : Zone affectée par des mouvements de terrain
- 3 : Paléo-lac de Servoz
- 4 : Ecroulements et glissements de 1471
- 5 : Ecroulements de 1751 : le Dérochoir
- 6 : Ecroulements de l'Envers du Dérochoir (sans distinction d'âge)
- 7 : Paquets rocheux glissés
- 8 : Ancien tracé de l'Arve déviée vers le vallon du Châtelard
- 9 : Réseau hydrographique principal
- 10 : Lignes de crêtes

Figure 1.16 - Schizzo geomorfologico dei movimenti di terreno del versante meridionale del Désert de Platé e dei crolli del Dérochoir.

- 1 : Nicchia di distacco
- 2 : Zona interessata da movimenti di terreno
- 3 : Paleo-lago di Servoz
- 4 : Crolli e frane da 1471
- 5 : Crolli da 1751 : il Dérochoir
- 6 : Crolli di l'Envers du Dérochoir (senza distinzione d'età)
- 7 : Masse rocciose scivolte
- 8 : Antico tracciato dell'Arve, deviato verso il vallone du Châtelard
- 9 : Reticolo idrografico principale
- 10 : Linee di cresta

## RIASSUNTO

Il versante meridionale del massiccio sedimentario di Platé, sulla riva destra della vallata dell'Arve, è interessato da movimenti gravitativi estesi su 4,5 km di larghezza e 2000 m di dislivello. Alcuni fenomeni di tipo impulsivo hanno favorito la creazione del lago di diga di Servoz, conosciuto da un millennio. Altri crolli e scivolamenti gravitativi localizzati, con volumi di parecchi km<sup>3</sup>, hanno mobilitato il versante, creando parecchi laghi sul versante. Un recente evento calamitoso è connesso alla colata di fango avvenuta nel 1970, la quale ha causato 72 vittime al Plateau d'Assy. Si trattava comunque di un fenomeno di piccole dimensioni.

## **Arrêt 4**

### **L'ombilic de Chamonix – Les Houches**

(Les Bossons)

Par GÉRARD NICOUD, SYLVAIN COUTTERAND et LUC MOREAU

#### **I - L'HYPOTHÉTIQUE STADE DE SERVOZ**

Nous n'avons pas observé de moraines construites à la Côte des Chavants-Charousse contrairement à DORTHE-MONACHON [1986], mais un ensemble de dos de baleines et de placages morainiques, à nombreux blocs erratiques. Ces dépôts sont liés à la position d'un glacier en retrait par rapport au stade du Fayet. Ils sont situés à l'altitude de 1200 m et sont postérieurs à la construction de la moraine de la Flatière à la cote 1430 m en rive droite. L'idée d'un stationnement du

glacier dans l'ombilic de Servoz a déjà été postulée par WETTER [1987]. Elle n'est pas confirmée par la présence de moraines latéro-frontales ou frontales. Les seuls indices morpho détritiques d'un stade du glacier à Servoz seraient illustrés par l'accumulation de blocs de granite à Montvauthier, en rive droite de l'ombilic, à 950 m d'altitude. Mais nous ne reconnaissons pas de moraine latérale *sensu stricto*.

#### **II - LE STADE DES HOUCHES, « LES CHAVANTS »**

Il faut passer le verrou cristallin des Houches et pénétrer dans l'ombilic de Chamonix pour rencontrer un nouveau stade de retrait interne à la vallée de Chamonix et bien individualisé. La volumineuse accumulation de blocs de granite située au-dessus de la gare SNCF des Houches, appelée aussi « moraine du Clot (1120 m) », est considérée comme une moraine latérale de l'extension des glaciers chamoniards au stade des Houches [DORTHE-MONACHON, 1986], le front du glacier atteignant le replat des Chavants et la gorge de l'Arve en rive droite. De même, nous relevons une accumulation de blocs, (cordon morainique latéro-frontal ?) en rive gauche au niveau du viaduc SNCF (Figures 1.17 et 1.18).

A ce stade, la vallée de Chamonix présente encore l'aspect d'un glacier de vallée ; tous les appareils du massif du Mont-Blanc sont jointifs. Le glacier du Tour qui atteint 1600 mètres d'altitude, sur sa rive droite, difflue par le Col des Montets (petite moraine latérale à l'altitude de 1650 m au dessus de Montroc). L'extrémité de ce diverticule n'est pas connue (entre Vallorcine et

le Col des Montets ?). La composition pétrographique des dépôts morainiques de la rive droite, bien illustrée par la moraine du Clot (1120 m), révèle une importante accumulation de granite du Mont-Blanc et l'absence de matériaux provenant des Aiguilles Rouges. Autrement dit, les appareils de la rive droite étaient déconnectés du glacier principal. Du Brévent à l'Aiguille du Belvédère, on distingue dans le paysage, six cirques dont l'empreinte glaciaire apparaît inégalement répartie selon le secteur observé. Il est possible de distinguer deux générations de vallums morainiques [WETTER, 1987] :

- la première se localise dans les versants entre les isohypses 1700-1800 m ; ce sont des constructions morainiques de type latéro-frontal et frontal dont les formes apparaissent complètement végétalisées et très altérées par la solifluxion.
- la seconde est caractérisée par un ensemble de vallums morainiques latéro-frontaux et frontaux d'une remarquable fraîcheur. Ils se situent entre les isohypses 2000 – 2100 m.

#### **III - LES DERNIERS STADES GLACIAIRES DES GLACIERS DU MONT BLANC**

Le verrou cristallin des Gurses-Les Houches a généré, lors du retrait glaciaire, un puissant lac s'étendant jusqu'à l'amont de Chamonix (Figure 1.19).

Un sondage effectué dans les environs des Bossons aurait rencontré jusqu'à 200 m de profondeur des argiles

laminées [REYNAUD, 1997 ; LUCENA, 1998]. Les résultats de ce sondage n'ont pu être retrouvés d'où une certaine prudence dans l'utilisation de cette information. Par contre, un forage aux Houches s'est arrêté dans 10 m de sables à plus de 50 m de profondeur [BACONNAIS *et al.*, 1981].

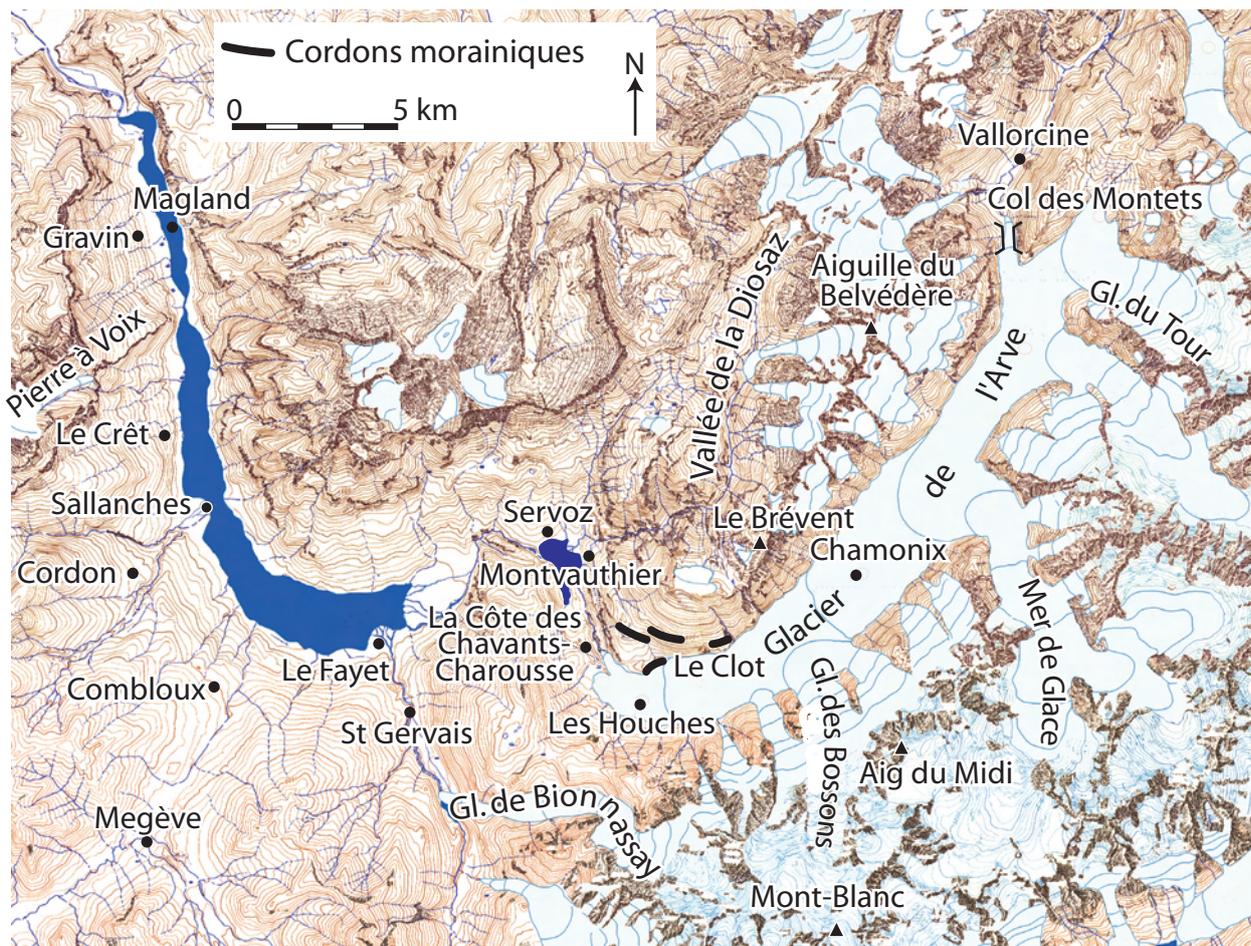


Figure 1.17 - Le stade des Houches (dessin S. Coutterand).

Figure 1.17 - Lo stadio delle Houches (disegno S. Coutterand).

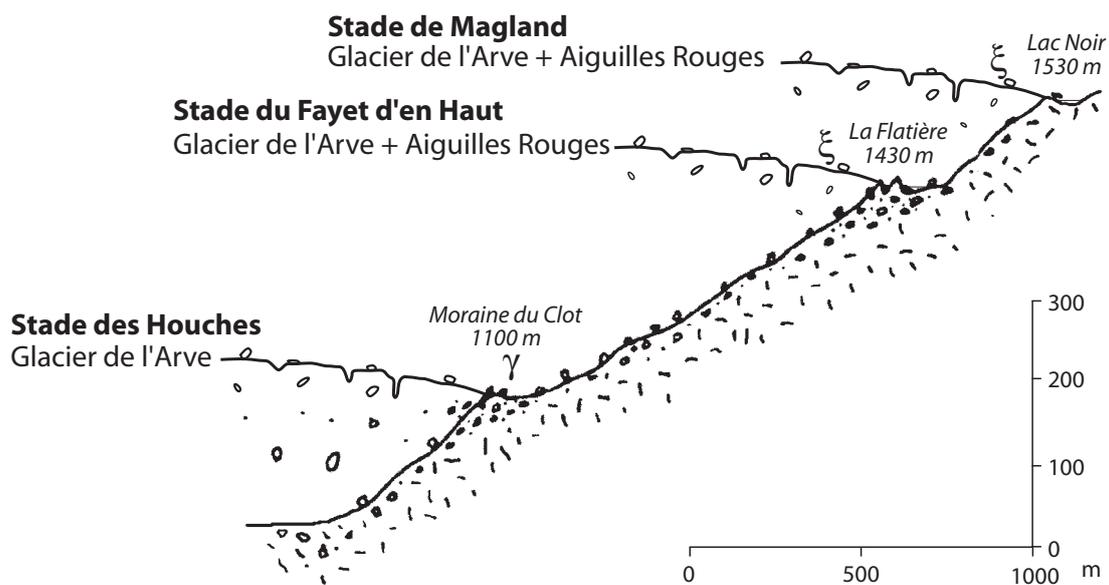


Figure 1.18 - Schéma du complexe morainique des Houches, en rive droite de l'Arve, aux Houches (dessin S. Coutterand).

Figure 1.18 - Schema del complesso morenico delle Houches, sulla riva destra dell'Arve, presso Houches (disegno S. Coutterand).

Il semble donc qu'après le retrait du glacier de l'Arve (stade Les Chavants - Les Houches), l'ombilic de Chamonix dont on ne connaît pas la profondeur (au minimum 200 m), a été occupé par un vaste lac avant la récurrence Dryas récent des glaciers du Mont Blanc qui se serait donc effectuée en milieu lacustre.

Les dépôts glaciaires, que l'on observe dans la vallée de Chamonix et dans les vallées périphériques du massif du Mont-Blanc, se distinguent par leur remarquable fraîcheur. Les moraines frontales et latéro-

frontales attribuées au Dryas récent sont généralement situées quelques kilomètres (1 à 3 km selon les appareils considérés) en aval des moraines récentes du Petit Age Glaciaire (Figure 1.19). Les extensions glaciaires de l'Holocène n'ont que très exceptionnellement dépassé le maximum du Petit Age Glaciaire.

Dans cette vallée de Chamonix, les barrages latéraux d'origine glacio-morainique ont été attribués à l'Egesen par divers auteurs [MAYR, 1969 ; BLESS, 1984 ; DORTHE-MONACHON, 1986 ; WETTER, 1987 ;

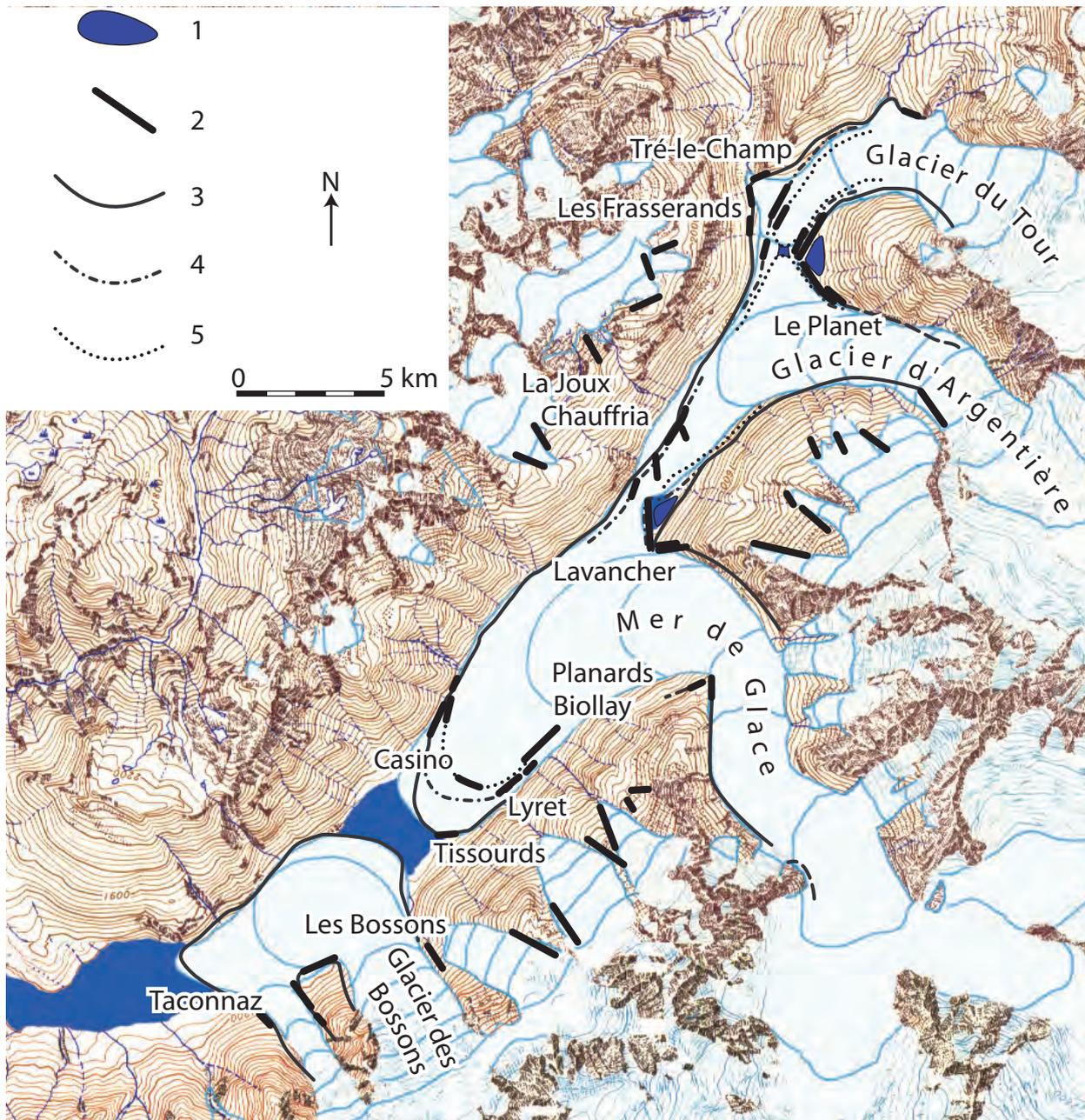


Figure 1.19 - Les derniers stades glaciaires dans la vallée de Chamonix (dessin S. Cutterand).

- 1 : glacio-lacustre
- 2 : cordons morainiques
- 3 : Egesen (maximum)
- 4 : Bockten
- 5 : Kromer

Figure 1.19 - Les derniers stades glaciaires dans la vallée de Chamonix (disegno S. Cutterand).

- 1 : glacio-lacustre
- 2 : cordoni morenici
- 3 : Egesen (massimo)
- 4 : Bockten
- 5 : Kromer

BALLANDRAS, LUCENA, 1998]. Une telle situation ne s'est plus représentée depuis. Celle-ci a été confirmée par l'interprétation de la marge proglaciaire du Glacier du Tour [JAILLET, BALLANDRAS, 1999]. Les dernières recherches menées sur les marges proglaciaires du

Glacier d'Argentière (complexe du Lavancher) et de la Mer de Glace (complexe de Chamonix) permettent d'affiner leurs paléogéographies respectives [LUCENA, 1998].

## 1- Le complexe morainique de l'ombilic du Tour [d'après Jaillet et Ballandras, 1999, Figure 1.20]

- **Le dispositif morainique latéral de Tré-Le-Champ-Le-Haut** : il est constitué d'une moraine latérale principale et de deux petits cordons morainiques juxtaposés. La moraine principale se situe à l'amont du hameau de Tré-Le-Champ-Le-Haut, à 1470-1450 m. Cette moraine est incisée par le torrent issu du Col des Montets et par la route. Ce lobe latéral construit par le Glacier du Tour évoque la mise en place avortée d'une difflueuse par le Col des Montets vers la vallée du Rhône, difflueuse qui fut active pendant le dernier maximum glaciaire (LGM), puis au début du Tardiglaciaire. Elle était vraisemblablement en place pendant le Dryas ancien (Stade des Chavants 13000BP), [BLESS, 1984].

- **Le dispositif morainique de Tré-Le-Champ-Le-Bas-Le-Planet** : ce groupe de vallums morainiques ferme l'ombilic du Tour à l'aval des Frasserands, entre 1390 et 1350 mètres d'altitude. Le sommet de la crête principale porte les hameaux de Tré-Le-Champ, en rive droite de l'Arve et du Planet en rive gauche, dont la topographie plane correspond au comblement d'un lac juxtaglaciaire [CORBIN et OULIANOFF, 1928]. Deux vallums secondaires de moindre importance se développent à l'intérieur de l'arc morainique principal.

- **Le dispositif morainique des Frasserands** : il se situe 150 mètres en amont du système morainique précédent. Il supporte le hameau des Frasserands (1370 m)

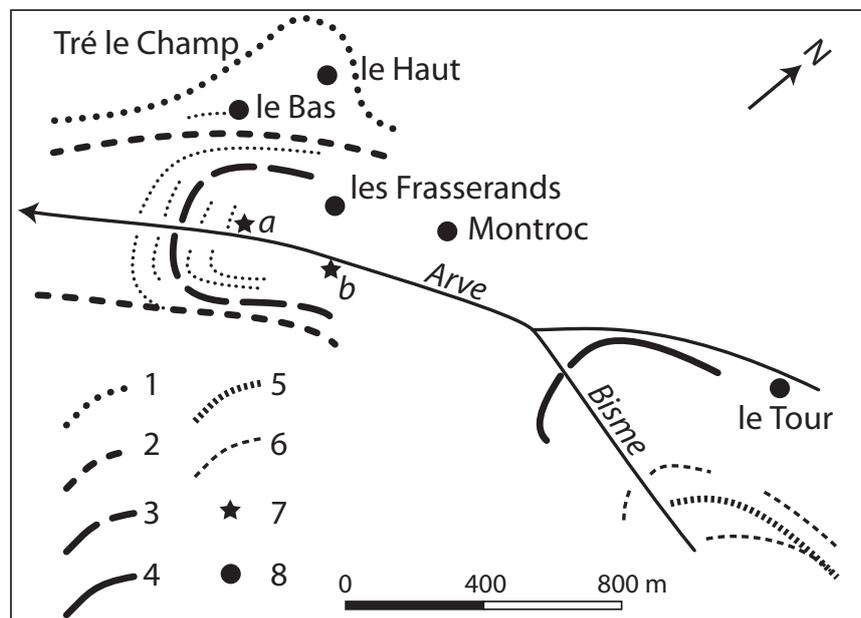


Figure 1.20 - Les cordons morainiques du glacier du Tour [d'après S. JAILLET et S. BALLANDRAS, 1999, modifiée].

- 1 : Stade de Tré le Champ le Haut
- 2 : Stade de Tré le Champ le Bas
- 3 : Stade des Frasserands
- 4 : Stade du Tour
- 5 - 6 : Moraines du Petit Âge Glaciaire
- 7 : Localisation des coupes :  
  - a : coupe du moulin des Frasserands (Figure 1.21)
  - b : coupe du pont de Montroc (Figure 1.22)
- 8 : Hameaux

Figure 1.20 - I cordoni morenici del ghiacciaio del Tour [da S. JAILLET et S. BALLANDRAS, 1999, modificato].

- 1 : Stadio di Tré le Champ le Haut
- 2 : Stadio di Tré le Champ le Bas
- 3 : Stadio dei Frasserands
- 4 : Stadio del Tour
- 5 - 6 : Morene della Piccola Età Glaciale
- 7 : Localizzazione delle sezioni :  
  - a : sezione del mulino dei Frasserands (Figura 1.21)
  - b : sezione del ponte di Montroc (Figura 1.22)
- 8 : Villaggi

en rive droite. La crête principale est marquée par un talus d'environ 25 m de dénivelé qui interrompt le long plan incliné de la terrasse supérieure de l'Arve. Mis à part la présence de ce vallum principal, deux petits cordons sont repérables en rive gauche du cours d'eau.

La coupe du Moulin des Frasserands se situe à l'intérieur de l'ensemble morainique des Frasserands. Elle présente, de bas en haut (Figure 1.21) :

- une formation à gros blocs de granite du Mont-Blanc dans une matrice sableuse dont le faciès correspond à un till d'ablation,
- un niveau de lamines argileuses horizontales (varves) à l'amont. Cette séquence est reliée à des foresets sableux fins qui présentent un pendage orienté NW-SE, perpendiculaire à la vallée.

La base de cette formation lacustre a été datée de  $9935 \pm 200$  C<sup>14</sup> BP. Ce faciès s'interprète comme le comblement d'un lac proglaciaire intra-morainique.

• **Le vallum du Tour et le sandur du Pont de Montroc** : la moraine latéro-frontale signalée par F. MAYR [1969] dans le secteur du Tour est recouverte par les dépôts du cône de déjection de la Vormaine, daté de l'Atlantique ancien [BALLANDRAS & JAILLET, 1996].

La coupe du moulin en ruine du Tour dont la formation est reliée à une nappe fluvio-glaciaire formant la base d'une coupe située 700 m à l'aval et la coupe du pont de Montroc (Figure 1.22), localisée 100 m à l'amont du viaduc du chemin de fer, le long du lit de l'Arve, à 1342m d'altitude nous montrent quatre séquences successives sur une hauteur de 4 m. La séquence S3 [LUCÉNA, 1998] présente une alternance de niveaux d'argile bleutée et de tourbe mal décomposée à macrorestes végétaux, très abondants. La datation de l'un d'entre eux, situé au sommet de cette séquence, a donné un âge de  $8414 \pm 50$  C<sup>14</sup> BP.

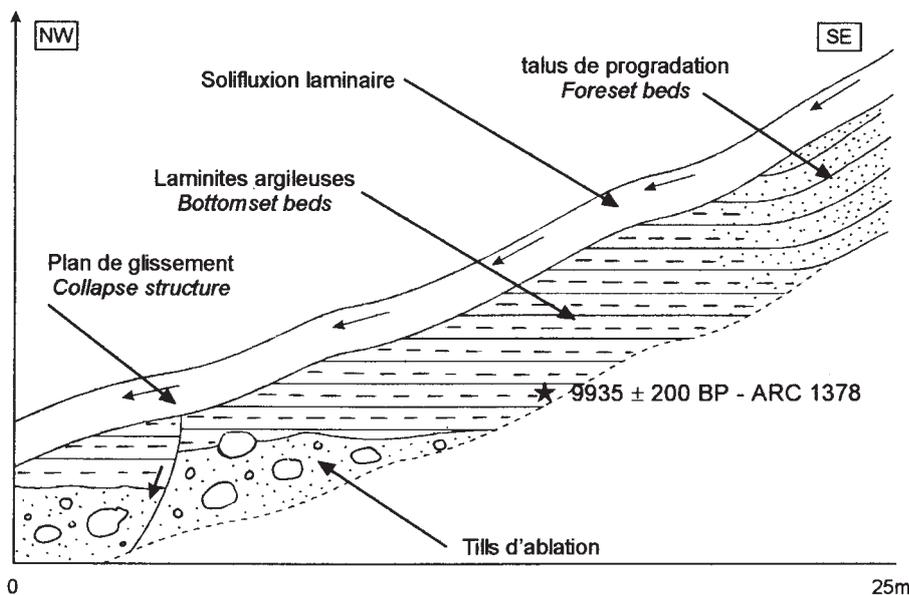


Figure 1.21 - Coupe du moulin des Frasserands [S. JAILLET et S. BALLANDRAS, 1999].

Figure 1.21 - Sezione del mulino dei Frasserands [S. JAILLET e S. BALLANDRAS, 1999].

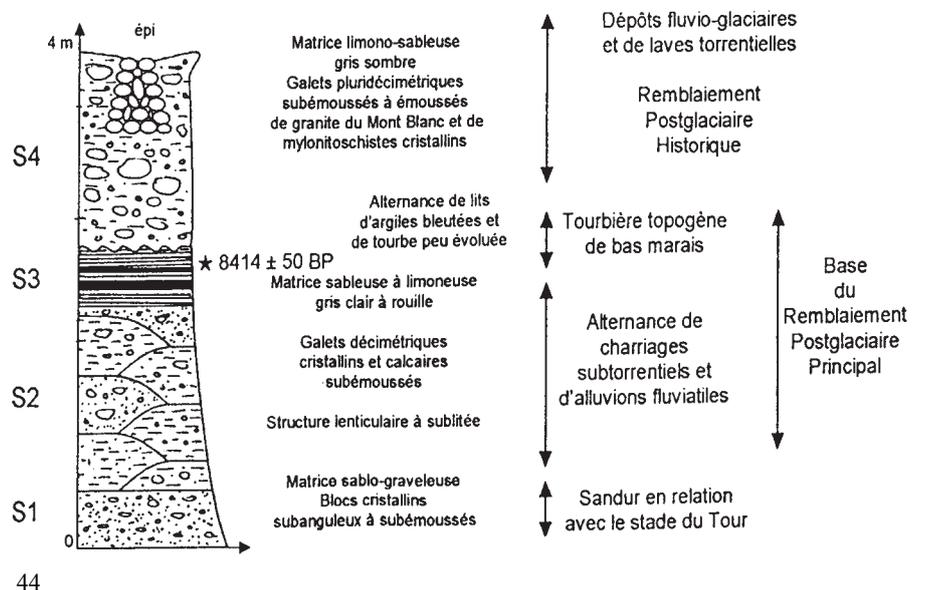


Figure 1.22 - Coupe du pont de Montroc [S. JAILLET et S. BALLANDRAS, 1999].

Figure 1.22 - Sezione del ponte di Montroc [S. JAILLET e S. BALLANDRAS, 1999].

## 2- Le complexe morainique et glacio-lacustre du Lavancher

On peut définir ce complexe comme l'ensemble des formes et des formations observables de part et d'autre du talweg de l'Arve, et situé en retrait de la moraine du Lavancher qui correspond à un barrage glacio-morainique issu de la rive droite de la Mer de Glace et alimenté par le glacier d'Argentière [d'après Lucena et Ballandras, 1999].

• **Les niveaux du Lavancher et de la Chauffria** sont situés à environ 1200 m d'altitude. Ils correspondent à une terrasse glacio-lacustre limitée en aval par la moraine du Lavancher. En amont, la géométrie des moraines est plus complexe :

- le replat du Lavancher est localisé entre les deux cordons morainiques latéro-frontaux issus du Glacier d'Argentière, respectivement situés à 1250 m et 1230 m d'altitude,
- le replat de la Chauffria se caractérise par une succession de cordons morainiques parmi lesquels deux

moraines latéro-frontales principales (La Chauffria II, 1226 m et la Joux, 1230 m). Toutes deux sont riches en blocs de granite du Mont-Blanc, provenant du bassin glaciaire d'Argentière.

• **Le replat de la Joux (1205 m)** se localise à l'amont de la grande moraine latéro-frontale de la Joux dont les dimensions sont légèrement supérieures à celles de la Chauffria II. Son équivalent en rive gauche de l'Arve n'a qu'une extension limitée.

• **Le replat du plan d'Esau (1185 m)** s'encaisse d'une vingtaine de mètres par rapport au replat de la Joux et ne se retrouve que très ponctuellement sur le versant en rive gauche de l'Arve (terrasse d'incision proglaciaire). La base de la coupe du Plan d'Esau nous montre un remblaiement de type glacio-lacustre. Ces dépôts sont ensuite recouverts par des matériaux à faciès fluvio-glaciaire.

## 3- Le complexe de Chamonix - Mer de Glace

Il a été défini initialement comme « Stade de Chamonix » par MAYR [1969] et régulièrement repris depuis. Il tient ce nom à la présence d'une moraine frontale, à 1040 mètres d'altitude, édifiée par la Mer de Glace dans le parc du Casino actuel. De nouvelles recherches sur le secteur ont apporté des éléments com-

plémentaires pour la reconstitution paléogéographique [DORTHE-MONACHON, 1986 ; WETTER, 1987 ; LUCENA, 1998]. Il convient de parler désormais de complexe de Chamonix, dont les différents cordons morainiques sont issus de la Mer de Glace (Figure 1.23).

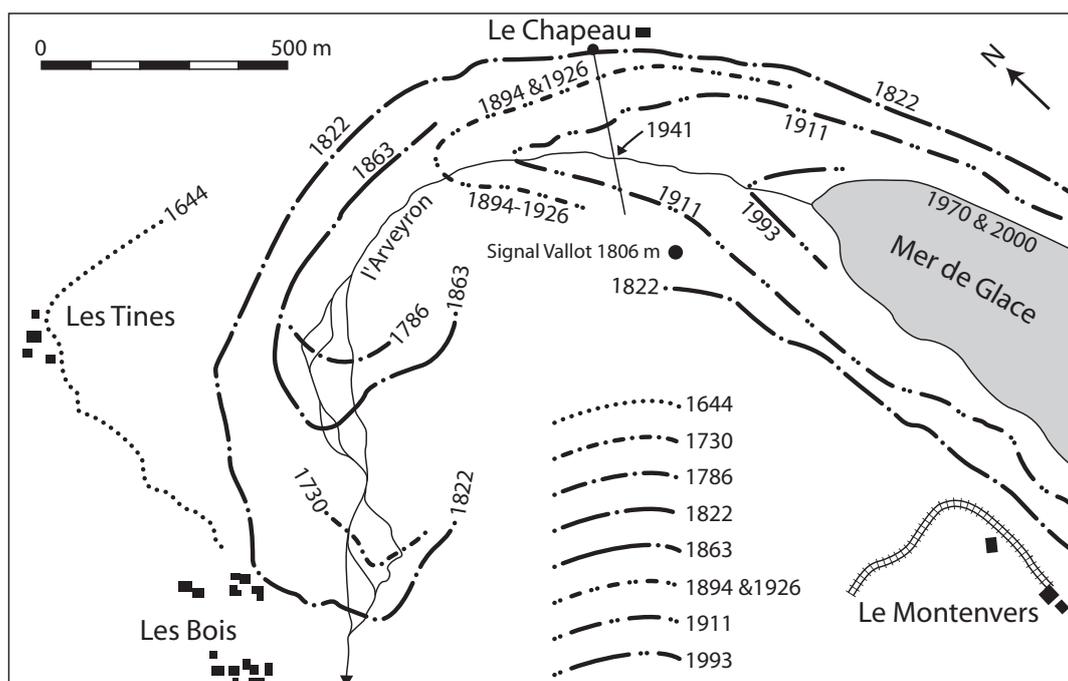


Figure 1.23 - Les stades glaciaires du front de la Mer de Glace du Petit Âge glaciaire à l'actuel [d'après MOUGIN, 1912 et les travaux du LGGE].

Figure 1.23 - Gli stadi glaciali frontali della Mer de Glace dalla Piccola Età Glaciale all'attuale [da MOUGIN, 1912 e lavori del LGGE].

Les moraines latérales du complexe de Chamonix ne sont plus guère visibles actuellement en rive droite de l'Arve du fait de l'urbanisation. Elles se localisaient près de l'ancien hôpital (blocs anguleux pluridécamétriques de granite du Mont-Blanc dans les fouilles du chantier de la MAPA et de la résidence MGM) et au Sud du quartier des Plans où G. CONARD [1931] signale « deux petites crêtes parallèles ».

En rive gauche, on observe, au niveau du Biollay, trois cordons distincts aux altitudes respectives de 1091 m (Biollay I), 1062 m (Biollay II), et 1057 m (Biollay

III). 800 mètres plus en amont, au niveau des Planards, on remarque un replat justaglacière de type terrasse de kame s'échelonnant entre 1150 m et 1200 m d'altitude et se raccordant au stade du Biollay I, moraine la plus externe. La moraine la plus interne (Biollay III) se raccorde à la moraine frontale du stade de Chamonix-Casino, située 400 m en aval. Cette moraine du Casino de Chamonix est dissimulée en plein centre ville de Chamonix, en arrière du Casino. Elle est caractérisée par un lambeau de moraine frontale, haute de 5 à 6 m sur sa face interne ; l'ensemble culmine à 1040 m.

## RIASSUNTO

*La conca di Chamonix permette d'accedere alle tracce di modellamento caratteristiche degli ultimi stadi glaciali dei ghiacciai del Monte Bianco. Lo stadio des Houches, stimato a 13000 anni BP. Gli stadi del Dryas recente di Chamonix, durante i quali i ghiacciai del Monte Bianco erano ancora coalescenti, mentre quelli delle Aiguilles Rouges si erano già ritirati verso gli alti bacini. Al contrario dei precedenti, gli stadi da olocenici ad attuali sono particolarmente ben riconoscibili. Le fluttuazioni recenti sono seguite in permanenza per ottimizzare le captazioni idriche dai circuiti glaciali e per quantificare gli effetti dell'evoluzione del clima.*

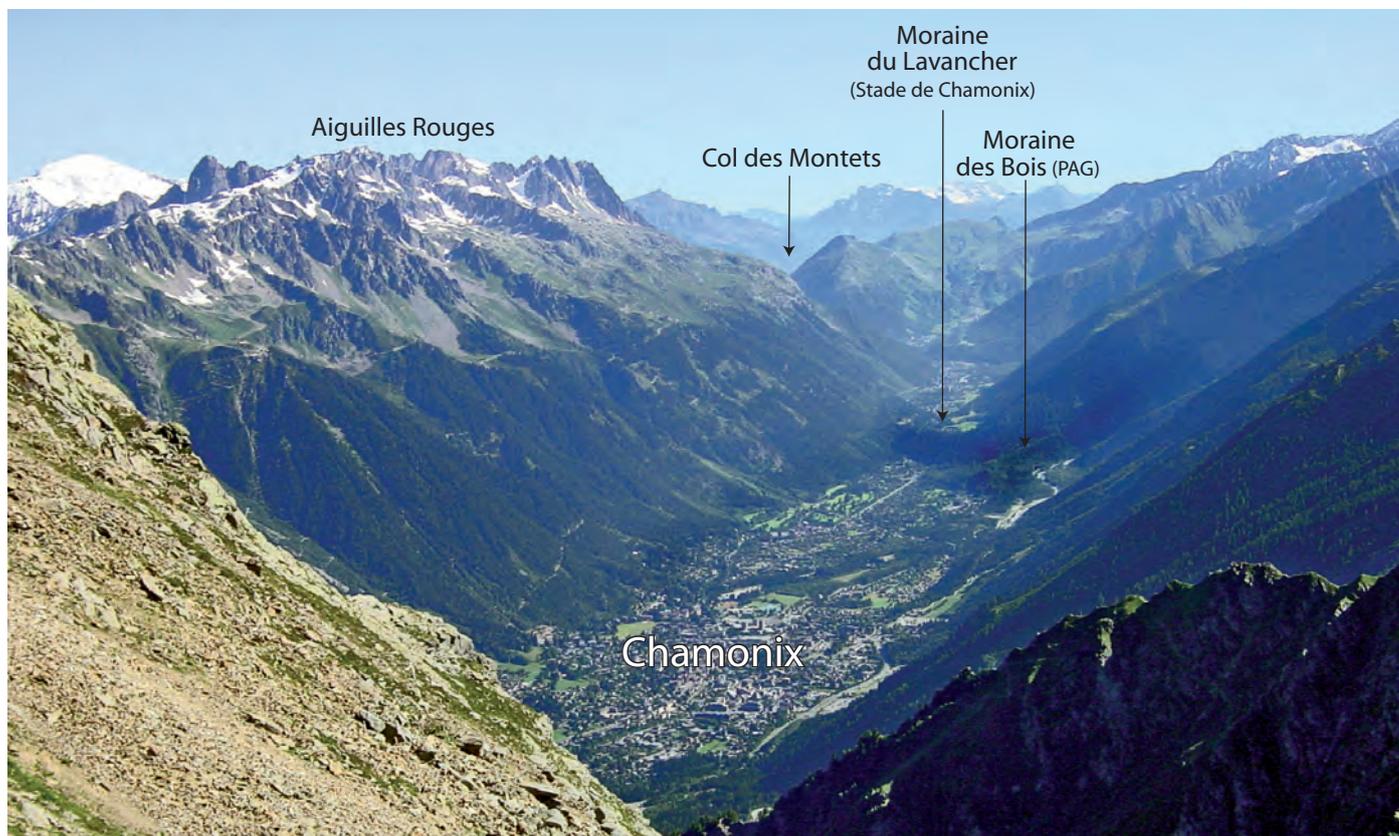


Figure hors texte : L'ombilic de Chamonix, vu depuis le Gros Bécharde (Photo S. Coutterand, 2001)

Figura fuori testo : La conca di sovrascavazione di Chamonix, vista del Gros Bécharde (Foto S. Coutterand, 2001).

## BIBLIOGRAPHIE DE LA PREMIÈRE DEMI-JOURNÉE

- AMELOT F. (en cours). - Les approches géomorphologiques et hydrogéologiques des grands écroulements rocheux alpins : application aux écroulements de Savoie. - Thèse de doctorat de géographie, Université de Savoie.
- BACONNAIS G., DOUDOUX B., NICOU D. (1981). - Les dépôts quaternaires des principales vallées alpines et de l'avant-pays molassique de Haute-Savoie, France. Conséquences hydrogéologiques. - *C.R. Acad. Sc. Paris*, 292.
- BALLANDRAS S. et JAILLET S. (1996). - Chronologie holocène des dépôts de mise en place catastrophique dans une haute vallée alpine : le cas de l'ombilic du Tour. - *Quaternaire*, 7 (2-3), 85-96.
- BEAULIEU J.L., KOSTENZER J et REICH K. (1992). - Dynamique forestière holocène dans la vallée de l'Arve et la migration des Abies et Picea dans les Alpes occidentales. - *Diss. Bot.*, 196, 317-321.
- BERTRANDY F., CHEVRIER M. et SERRALONGUE J. (1999). - Carte archéologique de la Gaule. La Haute-Savoie 74. Fondation Maison des Sciences de l'Homme, Paris, p. 46-51.
- BLESS R. (1984). - Beiträge zur spät-und postglazialen Geschichte der Gletscher im Nordöstlichen Mont-Blanc Gebiet. *Physische Geographie* 15, Zürich.
- BLESS R. (1984). - Beiträge zur spät-und postglazialen Geschichte der Gletscher im Nordöstlichen Mont-Blanc Gebiet. *Physische Geographie* 15, Zürich.
- BRAVARD Y. (1983). - *Les catastrophes naturelles en Savoie*. - Collection Trésors de la Savoie, 96 p.
- CHAPLET M. (1992). - Relations stratigraphiques et tectoniques entre nappe des Aravis et Bornes externes dans le synclinal de nappes de Thônes (Massif subalpin des Bornes - Haute savoie - France). - *Ecolgae geol. Helv.* 85/1 : 23-43 (1992).
- CHAROLLAIS J., DONDEY D., GINET C., MULLER J.P., ROSSET J. et RUCHAT C. (1988.) - Carte géol. France (1/50.000), feuille Annecy-Bonneville-Orléans, BRGM.
- CORBIN P., OULIANOFF N. (1929). - Le glacier du Tour (Massif du Mont-Blanc), ancien tributaire du glacier du Rhône. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 29, 147-151.
- COUTTERAND S. et NICOU D. (2005). - Les stades de retrait du glacier de l'Arve entre le verou de Cluses et l'ombilic de Chamonix au cours du Tardiglaciaire (vallée de l'Arve, Haute-savoie). - *Quaternaire*, à paraître.
- DORTHE-MONACHON C. (1986). - Contribution à l'étude de la morphologie glaciaire de la vallée de l'Arve (Haute-Savoie, France). Essai de reconstitution paléogéographique. - Thèse Université de Lausanne.
- DUNAI T.J. (2000). - Scaling factors for production rates of in situ produced cosmogenic nuclides a critical reevaluation. - *Earth Planet. Sci. Lett.* 176, 157-169.
- GOGUEL J. et PACHOUD A. (1981). - Les mouvements de terrain du versant sud du massif de Platé, Haute-Savoie, France. - *Bull. liaison Labo. P. et Ch.*, Spécial X, 15-26.
- GUELLEC S., LAJAT D. et al. (1990). - Deep seismic profiling and petroleum potential in the western Alps. In Pinet B., Bois C. eds. IFP Explor and Product Reaserch Con, Arles. Technip, Paris, 425-438.
- IVY-OCHS S., SCHLUCHTER C., KUBIK P.W., SYNAL H.A., BEER J., KERSCHNER H. (1996). - The exposure age of Egesen moraine at Julier Pass, Switzerland, measured with the cosmogenic radionuclides <sup>10</sup>Be, <sup>26</sup>Al, <sup>36</sup>Cl. - *Ecolgae geol. Helv.* 89/3 : 1049-1063.
- JAIL M. et VIVIAN R. (1971). - Les glissements de terrain et les éboulements dans les Alpes françaises du Nord en 1970. Etude physique et problèmes posés par ces phénomènes. - *Rev. Géog. Alp.*, 59/4 : 473-502.
- JAILLET S. et BALLANDRAS S. (1999). - La transition tardiglaciaire/holocène à travers les fluctuations du glacier du Tour (Vallée de Chamonix, Alpes du Nord). - *Quaternaire*, 10/1 : 15-23.
- JORDA M. (1988). - Du pléniglaciaire supérieur au postglaciaire : le concept de tardiglaciaire européen et son évolution récente. - *Géologie alpine*, mém. h.s. 14.
- KERRIEN Y., TURREL C., MONJUVENT G., CHAROLLAIS J., LOMBARD A., BALMER F., OLMARI F., PAPILLON R., FONTANNAZ L., AMBERGER G., RUCHAT L., GREBERT Y. ET MARTHALER M. (1998). - Carte géol. France, Feuille Annemasse (654), Orléans, BRGM.
- LLIBOUTRY L.A. (1964-1965). - *Traité de glaciologie*, tomes 1 et 2, Paris, Masson.
- LUC DE (1837). - Mémoire sur les roches calcaires innombrables épars dans les environs de la Roche. - *Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*.
- LUCENA S. (1998). - Evolution morphodétritque et paléoenvironnements de la haute vallée de l'Arve au cours des quinze derniers millénaires. - Université de Savoie, CISM.
- LUCENA S. et BALLANDRAS S. (1999). - Rythme des fluctuations glaciaires et détritisme alluvial postglaciaire dans la haute vallée de l'Arve (Alpes françaises du Nord). - *Quaternaire* 10/1 : 25-36.
- MAISCH M. (1981). - Glazialmorphologische und Gletschergeschichte Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser-und Albulatal. - *Physische Geographie*, 3, Zürich.
- MAGNY M. (1995). - *Une histoire du climat. Des derniers mamouths au siècle de l'automobile*. Editions Errance, 176 p.
- MARTONNE DE E. (1931). - Sur l'ancien écoulement des glaciers de la vallée de Chamonix vers le Valais. - *C.R. Soc. Géol. Fr.*, 4, 33-35.

- MAYR F. (1969). - Die postglazialen gletscherschwankungen des Mont Blanc-Gebietes. - *Zeich. Für Geom.*, supp. Bd 9 : 31-57.
- MONTJUVENT G. et MARNEZY A. (1986). - Processus d'évolution des versants dans les Alpes françaises. - *Géologie Alpine*, 62 : 87-105.
- MONJUVENT G. et NICOUDE G. (1987). - Les paléolacs des vallées alpines du Grésivaudan, du Bourget et d'Annecy (France). Documents du CERLAT, Mémoire, 1 : 213-231.
- NICOUDE G., MONJUVENT G. et MAILLET-GUY G. (1987). - Contrôle du comblement quaternaire des vallées alpines du Nord par la dynamique lacustre. *Géologie Alpine*, Mém. H.S., 13.
- PACHOUD A. (1985). - Les mouvements de versant en Savoie, illustrés par 15 cas célèbres d'éroulements ou de glissements de terrains. - *Bull. de la Soc. d'Hist. Nat. de Savoie*, 170 : 9-43.
- PAIRIS J.L., PAIRIS B., BELLIERE J., ROSSET J., DETRAZ H., MULLER A., MULLER D., VILLARDS F., MENNESSIER G., CHAROLLAIS J., KINDLER P., PIERRE X et USELLE J.P. (1992). - Carte géol. France (1/50.000), feuille Cluses. Orléans, BRGM.
- PLANCHEREL Y., TURREL C., MONJUVENT G., CHAROLLAIS J., LOMBARD A., BALMER F., OLMARI F., PAPILLON R., FONTANNAZ L., AMBERGER G., RUCHAT L., GREBERT Y. et MARTHALER M. (1998) : Carte géol. France, Feuille Annemasse (654), Orléans, BRGM, 89 p.
- SIAME L., BRAUCHER R., BOURLES D., BELLIER O., et SEBRIER M. (2001). - Datation de surfaces géomorphologiques repères par le  $^{10}\text{Be}$  produit in-situ : implications tectoniques et climatiques. - *Bull. Soc. Géol. France*, 172/2 : 223-236.
- SOUDAN J. (1998). - Les éroulements du Dérochoir. in *Vatusium Magazine*, n°1, Publication de l'Association Culture, Histoire et Patrimoine de Passy, P. Dupraz éd., Passy, 18-31.
- WETTER W. (1987). - Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen im Mont-Blanc – Gebiet Untere vallée de Chamonix-Val Montjoie. - Thèse, Université de Zurich.
- ZIENERT A. (1965). - Gran Paradiso - Mont Blanc : Prähistorische und historische Gletscherstände. - *Eiszeitalter und gegenwart*, 16, 2002, 202-225.

*Deuxième demi-journée - Jeudi 2 juin 2005 après-midi*

LE VAL VENY (VALLÉE D'AOSTE, ITALIE) :  
HÉRITAGES POST-LGM, FORMES ET PROCESSUS ACTUELS DE  
LA HAUTE MONTAGNE ALPINE ENGLACÉE

Par PHILIP DELINE

<b>Présentation générale</b> .....	51
<b>Arrêt 1 - Un glacier noir remarquable, le Miage</b> .....	53
<b>Arrêt 2 - Amphithéâtre morainique du lac du Miage : reconstitution de la dynamique du glacier du Miage pendant l'Holocène</b> .....	63
<b>Arrêt 3 - Les écroulements holocènes sur la Brenva</b> .....	72
<b>Encart : Paléogéographie de la région du massif du Mont Blanc pendant le dernier maximum glaciaire : approche chronologique par SYLVAIN COUTTERAND</b> .....	80
<b>Bibliographie</b> .....	83

Itinéraire de la deuxième demi-journée

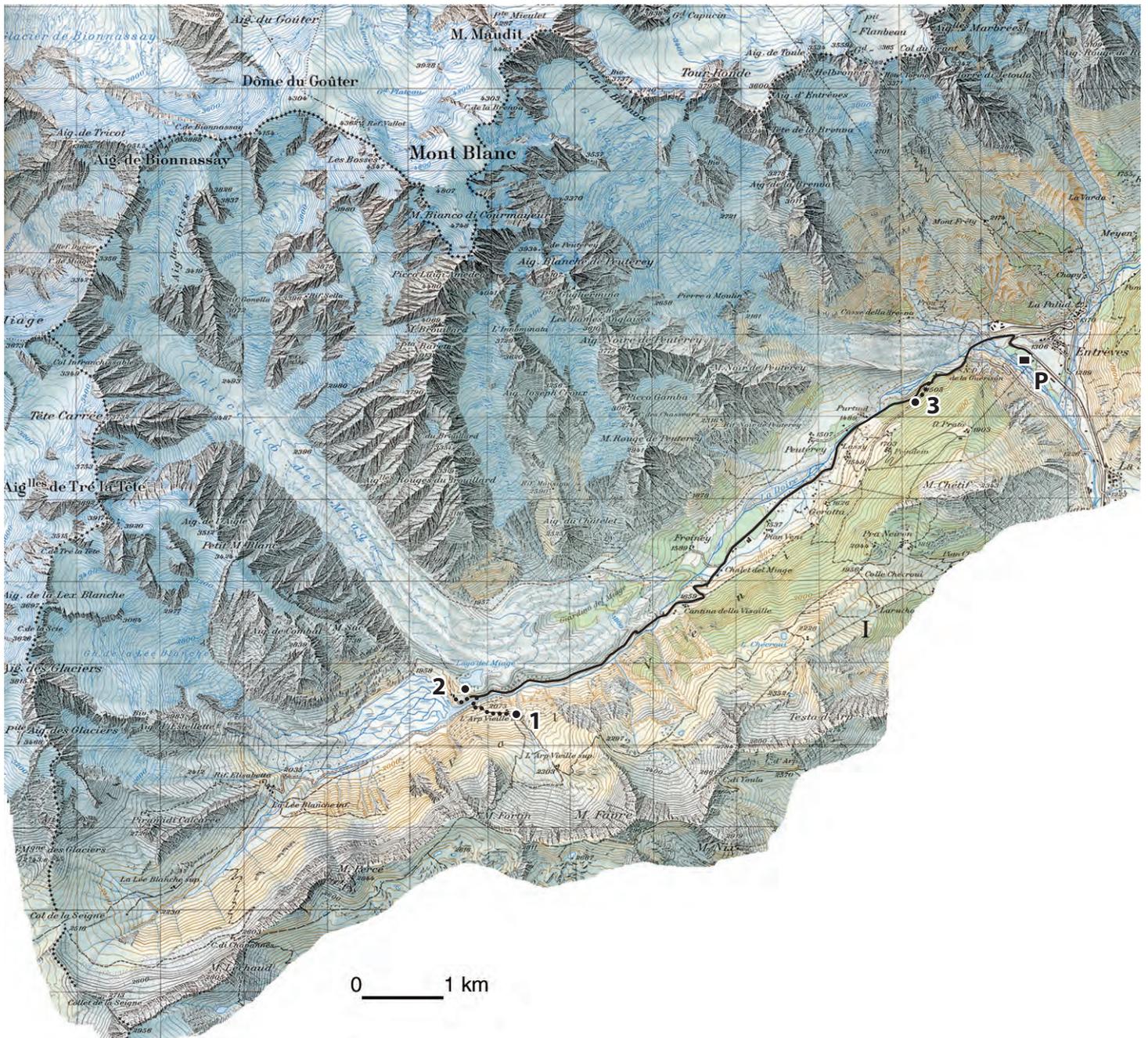


Figure 2.1 - Carte topographique du Val Vény, réduite à 1 : 140 000 (équidistance courbes de niveau : 20 m) [fond topographique OFT 292 1 : 50 000].

Figure 2.1 - Carta topografica della Val Vény, ridotta a 1 : 140.000 (equidistanza delle curve di livello : 20 m) [base topografica OFT 292 1 : 50 000].

## PRÉSENTATION GÉNÉRALE

Par PHILIP DELINE

Se développant sur une longueur de plus de 13 km depuis l'entrée italienne du Tunnel du Mont Blanc (1370 m) jusqu'au Col de la Seigne (2516 m), le Val Veny est dominé par le môle du Mont Blanc (Figure 2.1). Celui-ci est le point culminant du batholite de granite basculé au Pliocène vers le NW et découpé en panneaux plurikilométriques par de grandes failles sub-verticales varisques (méridiennes) et alpines (N 45°).

Parce qu'aligné sur le chevauchement pennique frontal (Figure. 2.2), contact structural majeur qui marque le sous-charriage de la Zone Externe sous la Zone Interne de la marge continentale européenne, le Val Veny présente deux versants très différents (Figure 2.1) :

- grande énergie de relief, raideur des pentes et fort englacement caractérisent le versant adret ; granite et gneiss/micaschistes induisent un contraste de

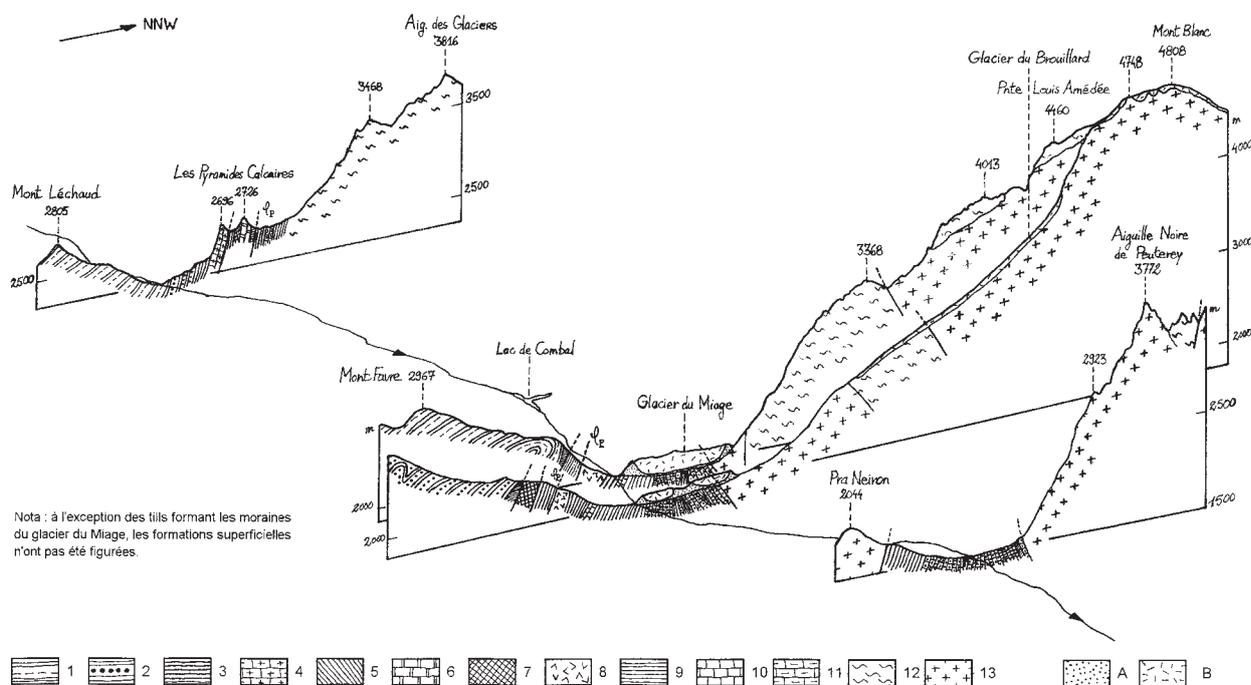


Figure 2.2 - Quatre coupes géologiques transversales du Val Veny [P. DELINE, 1995].

Figure 2.2 - Quattro profili geologici trasversali della Val Veny [P. DELINE, 1995].

### Zone valaisanne :

- 1 : flysch de Tarentaise (Crétacé sup.) ;
- 2 : conglomérats du flysch basal (Crétacé sup.) ;
- 3 : schistes argileux ;
- 4 : calcaires marmoréens (Lias) ;
- 5 : cargneules (Trias sup.) ;
- 6 : calcaires dolomitiques (Trias moyen) ;
- 7 : quartzites (Trias inf.).

### Zone helvétique et ultrahelvétique :

- 8 : gypses (Trias sup.) ;
- 9 : schistes argileux (Aalénien) ;
- 10 : calcaires siliceux (Dogger) ;
- 11 : calcaires à plaquettes (Malm).

### Massif cristallin externe :

- 12 : gneiss et micaschistes ;
- 13 : granite.

A : moraines ;

B : glaciers ;

$\phi_p$  : chevauchement pennique frontal.

### Zona valaisanne :

- 1 : flysch di Tarantasia (Cretaceo sup.) ;
- 2 : conglomerati del flysch basale (Cretaceo sup.) ;
- 3 : scisti argillosi ;
- 4 : calcari marmorèi (Lias) ;
- 5 : carniole (Trias sup.) ;
- 6 : calcari dolomitici (Trias medio) ;
- 7 : quarzite (Trias inf.).

### Zona elvetica et ultraelvetica :

- 8 : gessi (Trias sup.) ;
- 9 : scisti argillosi (Aaleniano) ;
- 10 : calcari silicei (Dogger) ;
- 11 : calcari fittamente stratificati (Malm).

### Massicci cristallini esterni :

- 12 : gneiss e micascisti ;
- 13 : graniti.

A : morene ;

B : ghiacciai ;

$\phi_p$  : sovrascorrimento pennidico frontale.

modelé à différentes échelles (crêtes granitiques effilées dominant de profonds bassins / croupes cristallophylliennes ; dalles et piliers granitiques massifs / couloirs en berceaux et éperons émoussés gneissiques).

- un escarpement de chevauchement massif à corniche ruiniforme constitue le versant ubac ; formé pour l'essentiel par le Flysch de Tarentaise (Crétacé supérieur, épaisseur > 1000 m) de la zone valaisanne, il est largement régularisé et ne dépasse pas 3000 m d'altitude.

Ce contraste structural et topographique contrôle en partie la différence d'étagement morphodynamique entre les deux versants (Figure 2.3). Cet étagement est très net sur le versant ubac toutefois privé d'étage glaciaire. Il est "flou" sur l'adret du fait de la raideur de la pente et du rôle prépondérant de la dominance (*i.e.* la tutelle exercée par certaines formes ou processus morphogéniques d'un étage sur le modelé du ou des étages inférieurs).

La grande élévation du massif du Mont Blanc

explique que le Val Veny ait constitué, lors du LGM, la tête du grand glacier Baltée. Ce puissant englacement a produit un modelé glaciaire bien conservé dans le substratum cristallin du versant adret de la vallée. Au Tardiglaciaire ou/et pendant l'Holocène, l'individualisation des glaciers a engendré un modelé du fond de vallée "en escalier", avec les 3 remblaiements sédimentaires de Plan Veny, Plan Combal (Arrêt 2) et Plan Bri, en amont des complexes morainiques respectifs de la Brenva, du Miage et de la LexBlanche/Estellette. Ces complexes morainiques, généralement occupés par le secteur frontal de puissants glaciers, présentent des caractères originaux par rapport à ceux de la plupart des autres glaciers des Alpes (Arrêts 1, 2 et 3).

La combinaison de l'englacement élevé du versant adret du Val Veny pendant l'Holocène avec sa considérable énergie de relief (élévation et raideur) explique la fréquence des grands écroulements rocheux (*rock avalanches*) sur le versant italien du massif du Mont Blanc. Les plus connus sont ceux du Triolet (1717, Val Ferret) et les deux écroulements qui ont affecté le glacier de la Brenva au XX<sup>e</sup> siècle (Arrêts 1 et 3).

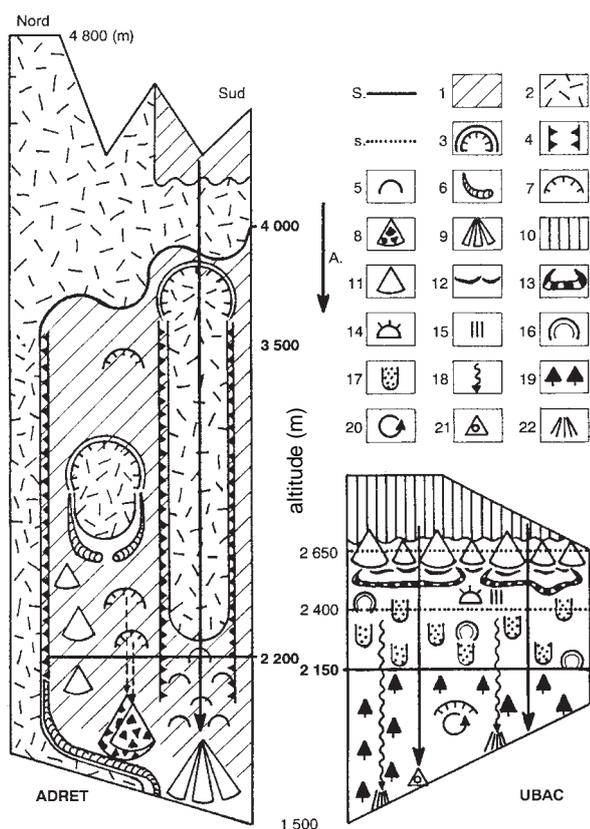


Figure 2.3 - Etagement morphodynamique des versants ubac et adret du Val Veny [P. DELINE, 1998].

- |                                      |                               |
|--------------------------------------|-------------------------------|
| S : seuil principal ;                | 10 : corniche ruiniforme ;    |
| s : seuil secondaire ;               | 11 : cône/ talus d'éboulis ;  |
| A : avalanche.                       | 12 : éboulis fluants ;        |
| 1 : parois rocheuses non-englacées ; | 13 : glacier rocheux ;        |
| 2 : glacier ;                        | 14 : thufurs ;                |
| 3 : cirque ;                         | 15 : sols striés ;            |
| 4 : auge glaciaire ;                 | 16 : niche de nivation ;      |
| 5 : roches moutonnées ;              | 17 : lobes de gélifluxion ;   |
| 6 : moraines ;                       | 18 : ravin/torrent ;          |
| 7 : niche d'arrachement ;            | 19 : forêt subalpine ;        |
| 8 : dépôt d'écroulement ;            | 20 : glissement rotationnel ; |
| 9 : cône polygénique ;               | 21 : cône d'avalanche ;       |
|                                      | 22 : cône de déjection.       |

Figure 2.3 - Stadio morfodinamico dei due versanti della Val Veny [P. DELINE, 1998].

- |   |                                 |
|---|---------------------------------|
| S : suolo principale ;                  | 10 : scarpata rocciosa ;        |
| s : suolo secondario ;                  | 11 : cono/falda di detrito ;    |
| A : valanga.                            | 12 : pietraie semoventi ;       |
| 1 : pareti rocciose non glacializzate ; | 13 : rock glacier ;             |
| 2 : ghiacciaio ;                        | 14 : thufurs ;                  |
| 3 : circo ;                             | 15 : suoli striati ;            |
| 4 : auge glaciale ;                     | 16 : nicchie di nivazione ;     |
| 5 : rocce montonate ;                   | 17 : lobi di geliflusso ;       |
| 6 : morene ;                            | 18 : incisione/torrente ;       |
| 7 : nicchie di distacco ;               | 19 : foresta subalpina ;        |
| 8 : depositi di crollo ;                | 20 : scivolamento rotazionale ; |
| 9 : cono poligenico ;                   | 21 : cono di valanga ;          |
|   | 22 : cono di deiezione.         |

**RIASSUNTO**

Sviluppandosi su una lunghezza di più di 13 km dall'ingresso italiano del Tunnel del Monte Bianco (1370 m) fino al Col de la Seigne (2516 m), la Val Veny è dominata dal massiccio del Monte Bianco. In questa valle glaciale occupata dalla testata del ghiacciaio Balteo durante il LGM, i due versanti sono molto contrastanti per quanto riguarda l'assetto lito-strutturale, l'energia del rilievo, il grado di copertura glaciale e la morfodinamica. Alla fine del Tardiglaciale e durante l'Olocene, il fondovalle è stato modellato dai ghiacciai locali (stops 1-3), mentre grandi crolli rocciosi hanno interessato i versanti (stop 3).

# Arrêt 1

## Un glacier noir remarquable, le Miage

(Arp Vieille)

Par PHILIP DELINE

### I - UN GLACIER "HIMALAYEN" DANS LES ALPES

Avec une superficie de 11 ou 13 km<sup>2</sup> selon les auteurs, le glacier du Miage est le principal glacier du versant italien du massif du Mont Blanc et le troisième glacier italien (Figure 2.4). Mais plus encore que son

extension, c'est son caractère de grand glacier noir qui frappe l'observateur : à l'aval de la confluence de plusieurs tributaires à pente raide, le glacier du Miage est en effet entièrement recouvert de débris rocheux hétérométriques. Cette vaste couverture détritique, associée à sa grande taille et à son fort encaissement confèrent au Miage une véritable allure de glacier de vallée himalayen.

Le bassin glaciaire du Miage est constitué de versants qui dépassent généralement 4000 m d'altitude, pour atteindre 4808 m au sommet de la micro-calotte glaciaire du Mont Blanc (09/2001 : 4810.4 m ; 10/2003 : 4808.5 m ; 05/2004 : 4807.5 m...). Devenu noir vers 2500 m d'altitude, le Miage s'écoule dans une profonde vallée rectiligne, puis forme trois lobes frontaux dans le Val Veny, dont le talweg est occupé sur une longueur de plus de 2.5 km ; la vitesse du glacier décroît de 70-80 m.an<sup>-1</sup> à la confluence des tributaires à moins de 10 m.an<sup>-1</sup> vers le front [SMIRAGLIA *et al.*, 2000]. Long de plus de 10 km, le Miage atteint ~1730 m d'altitude au front du lobe sud et ~1775 m à celui du lobe nord (Figure 2.5), grâce à la protection que constitue la couverture détritique vis à vis du rayonnement solaire. L'essentiel des eaux de fusion du glacier est



Figure 2.4 - Versant sud du Mont Blanc et glacier du Miage [Photo Fondation Montagne sûre, 2004].

Figure 2.4 - Versante sud del Monte Bianco e ghiacciaio del Miage [Foto Fondazione Montagna sicura, 2004].

actuellement concentré par l'émissaire sous-glaciaire qui sort du portail du lobe nord.

L'épaisseur de la glace était de 270 m à l'amont immédiat du coude en octobre 1997 ; 2 km plus à l'amont, elle était de 400 m en août 1957 ; 1 km à l'aval (lobe nord), elle était de 90-120 m en juin 1998.

Outre des lacs supraglaciaires, le glacier compte deux lacs juxtaglaciaires : le lac du Jardin du Miage

(ou lac Vert), de faible extension, qui flanque le lobe sud sur sa marge interne, et le lac du Miage, au cœur de l'amphithéâtre morainique situé sur la marge sud du coude (Arrêt 2). Enfin, le lac du Breuillat (ou lac des Marmottes) est un lac juxtamorainique situé entre la retombée des Arêtes du Breuillat et la moraine latérale gauche du lobe nord, qui résulte du barrage formé par le cône polygénique du Breuillat (Figure 2.5).

## II - UN COMPLEXE MORAINIQUE EXCEPTIONNEL

« *The moraine of the Glacier de Miage is, perhaps, the most extraordinary of the whole Alps* »  
(Forbes, 1843).

Comme celles du glacier de la Brenva, moins longues, les moraines latérales du Miage sont du type libre (*i.e.* non-contraintes par la topographie) et dépassent

souvent 100 m de commandement. La moraine latérale droite retient en particulier l'attention, avec un commandement apparent de plus de 90 m sur près de 3 km de long et qui atteint 145 m dans le secteur de l'amont du lac du Miage, valeurs supérieures à celles qui s'observent ailleurs dans les Alpes, sinon de manière très loca-

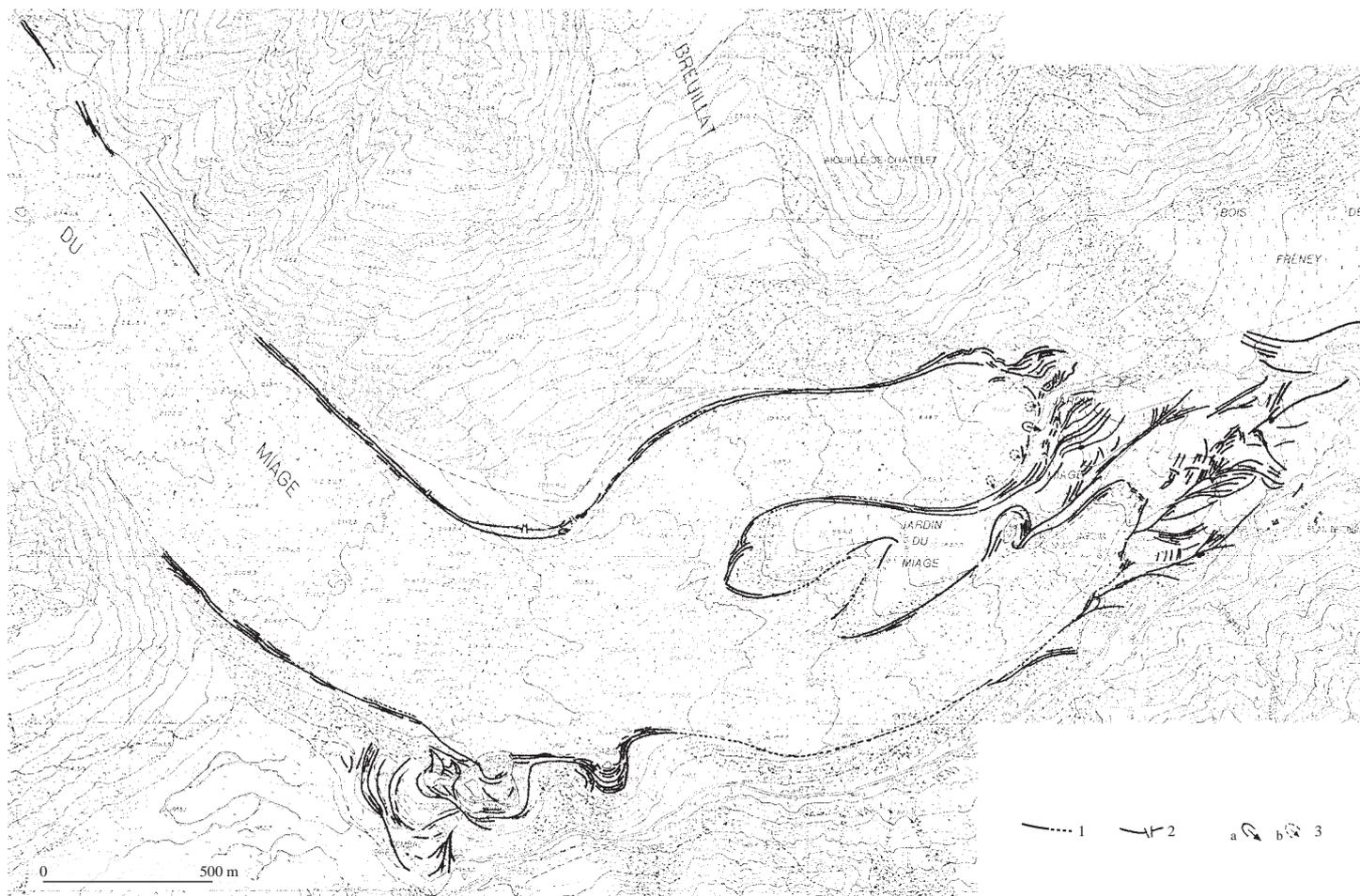


Figure 2.5 – Carte du complexe morainique et des lacs marginaux du glacier du Miage (1 : 21 000 ; fond topographique CTR RAVA 1 : 10 000 ; équidistance courbes de niveau : 10 m) [P. DELINE, 2002].

- 1 : crête morainique ;
- 2 : brèche morainique ;
- 3 : portail glaciaire
- (a : actif ; b : fossile).

Figure 2.5 – Carta del complesso morenico e dei laghi marginali del ghiacciaio del Miage (1 : 21.000 ; base topografica CTR RAVA 1 : 10.000, equidistanza delle curve di livello : 20 m [P. DELINE, 2002].

- 1 : cordone morenico ;
- 2 : rotta glaciale ;
- 3 : bocca del torrente pro-glaciale ;
- (a : attivo ; b : relitto).

lisée. Les dimensions remarquables de ces moraines latérales témoignent de l'abondance des apports détritiques pendant l'Holocène et du caractère de glacier noir acquis par le Miage pendant une partie au moins de cette période. Ces apports morainiques se poursuivent actuellement : en effet, le glacier domine de 10 à 20 m le secteur aval de sa moraine latérale droite sur une longueur supérieure à 1 km depuis plus d'une dizaine d'années, engendrant sur le flanc externe de la moraine

des roulements de blocs déchargés ou bousculés par le glacier ; le risque important qui en résulte explique que la circulation automobile ait été interdite sur le principal axe touristique du Val Veny.

En plus de ses moraines latérales hypertrophiées, le complexe morainique du Miage est caractérisé par son "amphithéâtre morainique" qui flanque le coude du glacier ; il est présenté à l'arrêt suivant (Arrêt 2).

### III - UNE COUVERTURE DÉTRITIQUE EXCEPTIONNELLEMENT ÉTENDUE POUR LES ALPES

Avec une couverture détritique d'environ 4 km<sup>2</sup>, le Miage est l'un des rares grands glaciers noirs des Alpes,

comparable aux seuls Unteraargletscher (Oberland bernois) ou Zmuttgletscher (Mattertal, Valais).

#### 1 - Le modelé de la couverture détritique

Dans la partie du Miage couverte de débris, on peut distinguer (i) le secteur à l'amont du coude (pente longitudinale de 6°), avec deux moraines médianes supraglaciaires atteignant un commandement maximal de 45 m en 1996, (ii) le secteur du coude et des lobes, à surface plus régulière (bien que plus raide : 10-12°), du fait de la disparition des moraines médianes.

Ce schéma général à deux secteurs est nuancé par de nombreux éléments d'échelle supérieure : nombreuses crevasses marginales et longitudinales ; bédrières hiérarchisées qui drainent le sillon entre les moraines médianes ou certains secteurs des lobes ; mégablocs (grand axe > 10 m), parfois fragmentés après leur dépôt sur le glacier du fait de son mouvement.

Dans le détail, la couverture détritique, constituée d'un till supraglaciaire à granoclassement inverse, présente une topographie accidentée et une morphologie complexe, du fait du jeu de l'ablation différentielle de la glace. On y observe :

- de petits lacs supraglaciaires temporaires et des dépressions plus vastes, à paroi de glace subverticale orientées vers le nord, d'un commandement métrique à décimétrique ;
- des escarpements de glace orientés vers le nord, au tracé grossièrement rectiligne (100-200 m de long, > 10 m de haut) ;
- de nombreuses tables glaciaires de taille décimétrique (mégablocs) ;
- des cônes de glace à débris (dirt cones), d'un commandement métrique à plurimétrique ;
- de petits creux décimétriques remplis d'eau de fusion, au fond tapissé de cryoconites (*i.e.* sables/limons et débris sombres, d'épaisseur < 1 cm) lorsque la surface de la glace est couverte d'un voile de débris (secteur amont du glacier noir).

Les variations d'épaisseur de la couverture détritique se surimposent à ces éléments de la morphologie du glacier noir, voire en expliquent certains.

#### 2 - L'épaisseur variable de la couverture détritique

La couverture détritique du Miage a fait l'objet d'une récente campagne de mesures directes par CASATI [1998], avec réalisation d'une carte de son épaisseur à partir de ~ 900 points de mesure. Si l'épaisseur moyenne de débris est ~ 27 cm, 60 % et 21 % de la superficie de la couverture détritique ont, respectivement, une épaisseur < 20 cm et > 40 cm. Un gradient d'épaississement amont-aval peut être reconnu, avec de fortes irrégularités, tandis que le dissipateur présente

un gradient d'épaississement marges-axe, inverse par rapport à la norme des glaciers noirs.

Au-delà des variations de cette épaisseur — et parfois en relation avec celles-ci —, la couverture détritique supraglaciaire du Miage constitue une véritable marqueterie, qui associe des ensembles nettement individualisés d'extension, de couleurs et de granulométrie variables.

#### 3 - Les unités morpholithologiques de la couverture détritique du Miage

La diversité lithologique (gneiss, micaschistes et schistes divers, granites, amphibolites, brèches, quartzites) des parois rocheuses du bassin glaciaire du Miage permet de différencier les apports constitutifs de la couverture. Outre ce paramètre lithologique majeur,

d'autres paramètres peuvent être utilisés pour distinguer les différents ensembles de débris supraglaciaires : granulométrie, émoussé, concentration et fabrique des débris. Ces paramètres permettent de reconnaître le trajet des débris dans le glacier (niveaux sous-, intra- et

supraglaciaire), voire d'identifier les processus morphogéniques dont ils résultent. Par croisement de ces différents paramètres, une trentaine d'unités morpholithologiques peut être reconnue, dont certaines sont uniques alors que d'autres se répètent, et qui couvrent près de la moitié de la partie noire du Miage (Figure 2.6). Leur diversité suggère (i) une origine très variable de leurs débris, tant spatialement — une grande partie du bassin glaciaire les alimente — que génétiquement — différents processus participent à cette alimentation détritique ; (ii) un transport des débris par le glacier selon des modes variables, qui pourraient contrôler les limites plus ou moins nettes des unités morpholithologiques. Celles-ci forment deux grandes catégories :

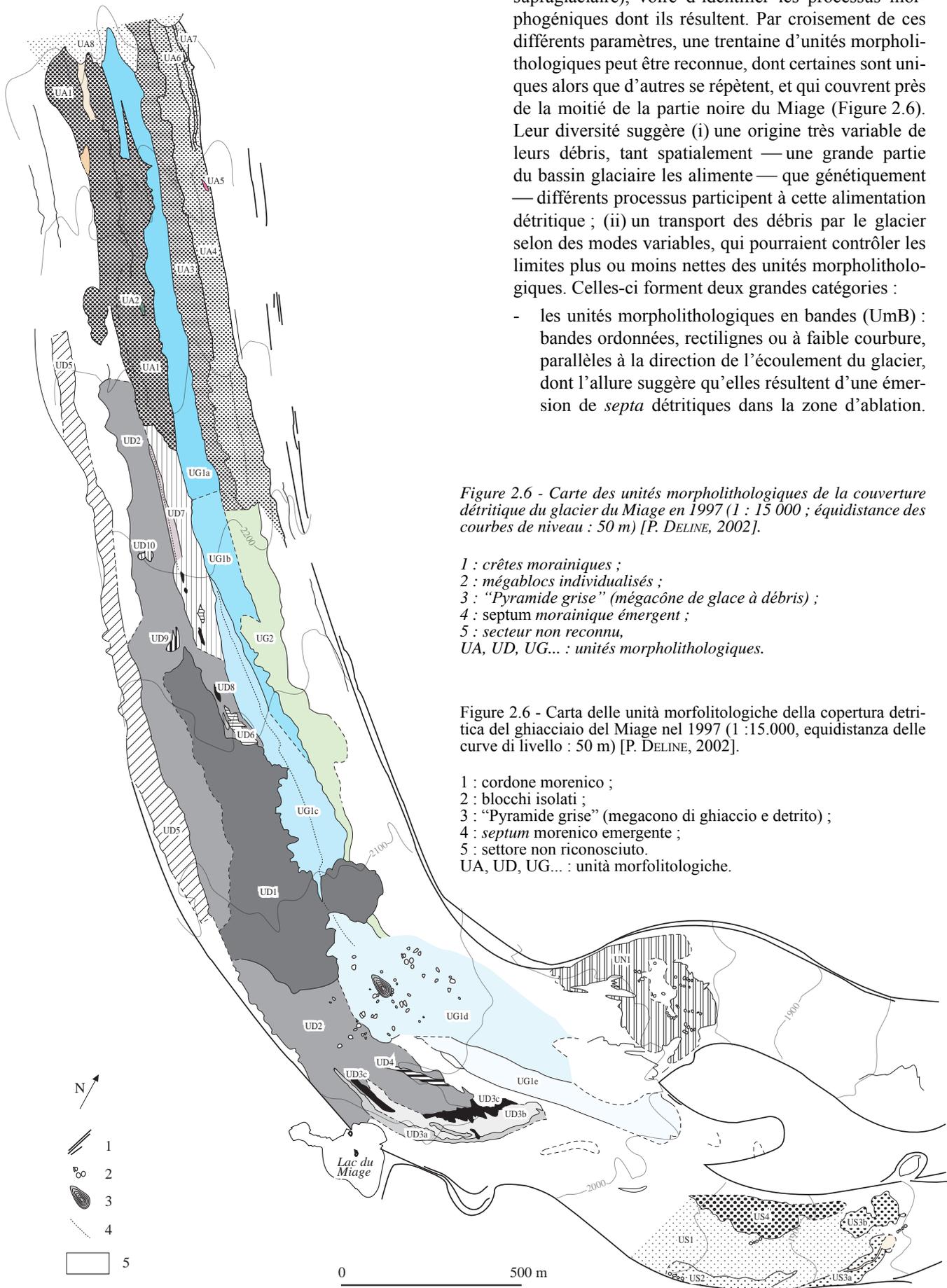
- les unités morpholithologiques en bandes (UmB) : bandes ordonnées, rectilignes ou à faible courbure, parallèles à la direction de l'écoulement du glacier, dont l'allure suggère qu'elles résultent d'une émergence de *septa* détritiques dans la zone d'ablation.

Figure 2.6 - Carte des unités morpholithologiques de la couverture détritique du glacier du Miage en 1997 (1 : 15 000 ; équidistance des courbes de niveau : 50 m) [P. DELINE, 2002].

- 1 : crêtes morainiques ;
  - 2 : mégablocs individualisés ;
  - 3 : "Pyramide grise" (mégacône de glace à débris) ;
  - 4 : septum morainique émergent ;
  - 5 : secteur non reconnu,
- UA, UD, UG... : unités morpholithologiques.

Figure 2.6 - Carta delle unità morfolitologiche della copertura detritica del ghiacciaio del Miage nel 1997 (1 : 15.000, equidistanza delle curve di livello : 50 m) [P. DELINE, 2002].

- 1 : cordone morenico ;
  - 2 : blocchi isolati ;
  - 3 : "Pyramide grise" (megacono di ghiaccio e detrito) ;
  - 4 : septum morenico emergente ;
  - 5 : settore non riconosciuto.
- UA, UD, UG... : unità morfolitologiche.



Ces UmB correspondent à des dépôts d'écroulement mis en place dans la zone d'accumulation du Miage ; leur émerision se fait d'autant plus à l'aval de la ligne d'équilibre glaciaire que leur dépôt a eu lieu à l'amont de celle-ci (Figure 2.7).

- les unités morpholithologiques transgressives (UmT), qui constituent des amas de grande extension, qui transgressent l'organisation générale de la couverture détritique, fondée sur des UmB. Les UmT ont une allure toujours différente de celle d'une bande, occupent tout ou grande partie de la

largeur du glacier, présentent une très grande homogénéité et des limites franches, tandis que l'épaisseur de matériel y est très supérieure à l'épaisseur moyenne de la couverture détritique ; enfin, leur surface est exhaussée par rapport à la surface moyenne du glacier, et elles comptent une forte densité de mégablocs rocheux. Ces UmT correspondent à des dépôts d'écroulement qui se sont produits directement sur la couverture détritique du Miage, dans la zone d'ablation du glacier ; ayant toujours été transportés en surface du glacier, ils ont largement conservé leurs caractères spécifiques (Figure 2.7).

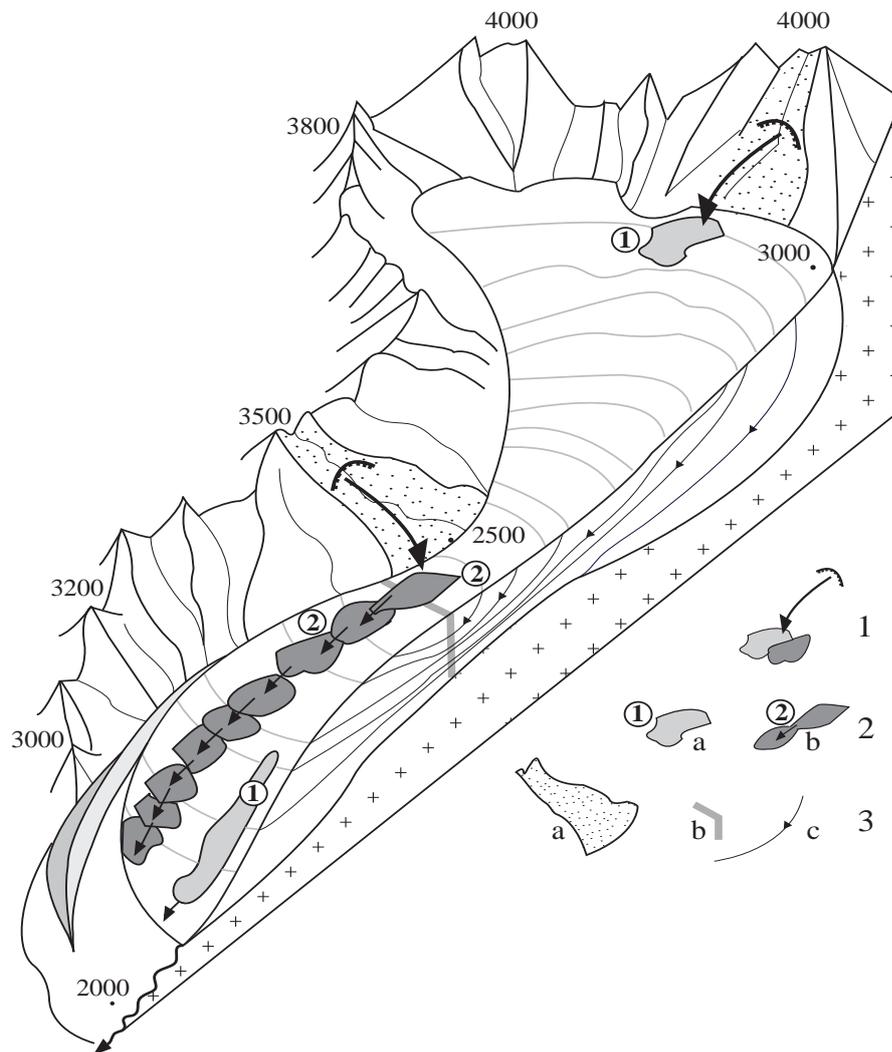


Figure 2.7 - Trajet d'un dépôt d'écroulement en fonction de son lieu de mise en place dans la zone d'accumulation d'un glacier et en relation avec le commandement et l'altitude des parois rocheuses du bassin glaciaire [P. DELINE, 2002].

Figure 2.7 - Percorso di un deposito di crollo in funzione del suo luogo di messa in posto nella zona di accumulo di un ghiacciaio e in relazione con la posizione e l'altitudine delle pareti rocciose del bacino glaciaire [P. DELINE, 2002].

- 1 : écoulement sur glacier ;
- 2 : dépôt d'écroulement :
  - a : dans la zone d'accumulation, avec émerision au front ;
  - b : sur la LEG, avec déplacement à la surface de la zone d'ablation ;
- 3 : éléments du bassin glaciaire :
  - a : paroi supraglaciaire affectée par un écoulement ;
  - b : ligne d'équilibre glaciaire (LEG) ;
  - c : ligne de flux glaciaire.

- 1 : crollo sul ghiacciaio ;
- 2 : deposito di crollo :
  - a : nella zona di accumulo, con emersione del fronte ;
  - b : sulla LEG, con spostamento della superficie della zona di ablazione ;
- 3 : elementi del bacino glaciaire :
  - a : pareti supraglaciali interessate da un crollo ;
  - b : linea di equilibrio glaciaire (LEG) ;
  - c : linea di flusso glaciaire.

Le grand dépôt de couleur rouille du secteur central de la couverture détritique (Figure 2.6 : UD1) est un bon exemple d'UmT. D'une superficie de  $\sim 0.15 \text{ km}^2$  et d'un volume minimal de  $0.3 \times 10^6 \text{ m}^3$ , il provient du versant ubac de la vallée glaciaire du dissipateur et a traversé presque toute la largeur du glacier lors de sa mise en place. Du fait de sa très grande densité de mégablocs et d'une épaisseur de débris qui dépasse le plus souvent 1 m, la forte réduction de l'ablation de la glace explique

qu'UD1 est un secteur nettement surélevé au-dessus de la surface moyenne du glacier. L'écroulement, qui a eu lieu dans l'immédiat après-Seconde Guerre mondiale, aurait affecté le contrefort situé immédiatement à l'aval du vallon du glacier de Tête Carrée — une hypothèse compatible avec la vitesse superficielle actuelle du glacier ; le déplacement du dépôt à la surface du glacier pendant plus d'un demi-siècle a engendré sa déformation progressive (Figure 2.8).

#### IV - L'ÉVOLUTION DE LA COUVERTURE DÉTRITIQUE DU MIAGE À LA FIN ET APRÈS LE PAG

L'étude de documents scientifiques et iconographiques (gravures, cartes, photographies) montre que, de la fin du XVIII<sup>e</sup> siècle au début du XX<sup>e</sup> siècle, la couverture détritique du Miage a connu une expansion, dans laquelle peuvent être distinguées 6 grandes phases (Figure 2.9) : couvert de débris de manière discontinue pendant les dernières décennies du PAG, le secteur frontal du Miage est devenu "noir" immédiatement après la fin du PAG (1860-1880) ; puis, pendant un demi-siècle (1880-1930), la couverture détritique s'est développée jusqu'à présenter son

extension actuelle [P. DELINE, 2005].

Ainsi, parce que glacier noir, le Miage constitue une mémoire géomorphologique de qualité de la morphodynamique des versants de son bassin glaciaire, sur deux pas de temps différents :

- la morphodynamique récente des versants est enregistrée par sa couverture détritique supraglaciaire;
- la morphodynamique holocène de ces versants est documenté par son complexe morainique hypertrophié.

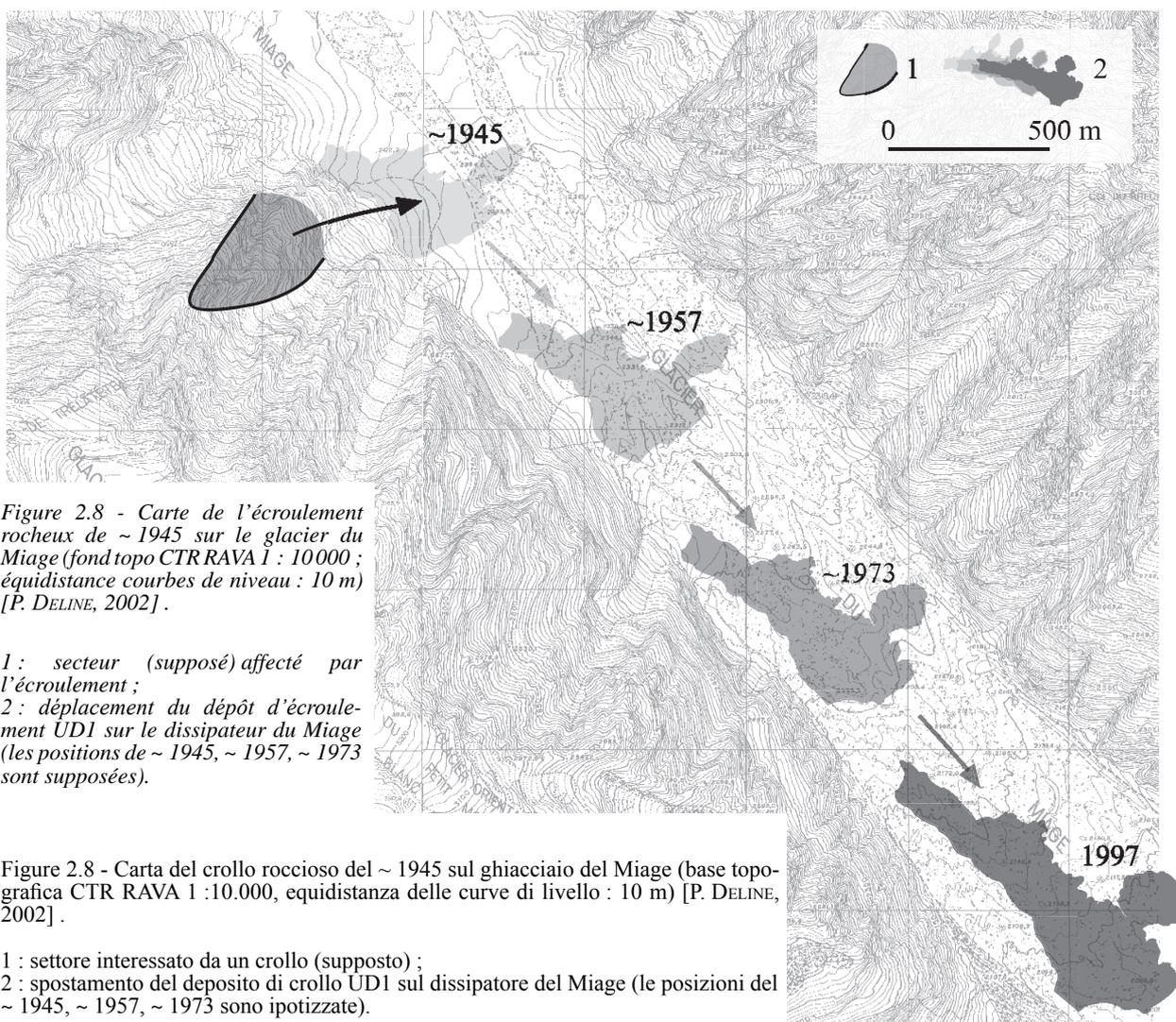


Figure 2.8 - Carte de l'écroulement rocheux de  $\sim 1945$  sur le glacier du Miage (fond topo CTR RAVA 1 : 10000 ; équidistance courbes de niveau : 10 m) [P. DELINE, 2002].

1 : secteur (supposé) affecté par l'écroulement ;  
 2 : déplacement du dépôt d'écroulement UD1 sur le dissipateur du Miage (les positions de  $\sim 1945$ ,  $\sim 1957$ ,  $\sim 1973$  sont supposées).

Figure 2.8 - Carta del crollo roccioso del  $\sim 1945$  sul ghiacciaio del Miage (base topografica CTR RAVA 1 : 10.000, equidistanza delle curve di livello : 10 m) [P. DELINE, 2002].

1 : settore interessato da un crollo (supposto) ;  
 2 : spostamento del deposito di crollo UD1 sul dissipatore del Miage (le posizioni del  $\sim 1945$ ,  $\sim 1957$ ,  $\sim 1973$  sono ipotizzate).

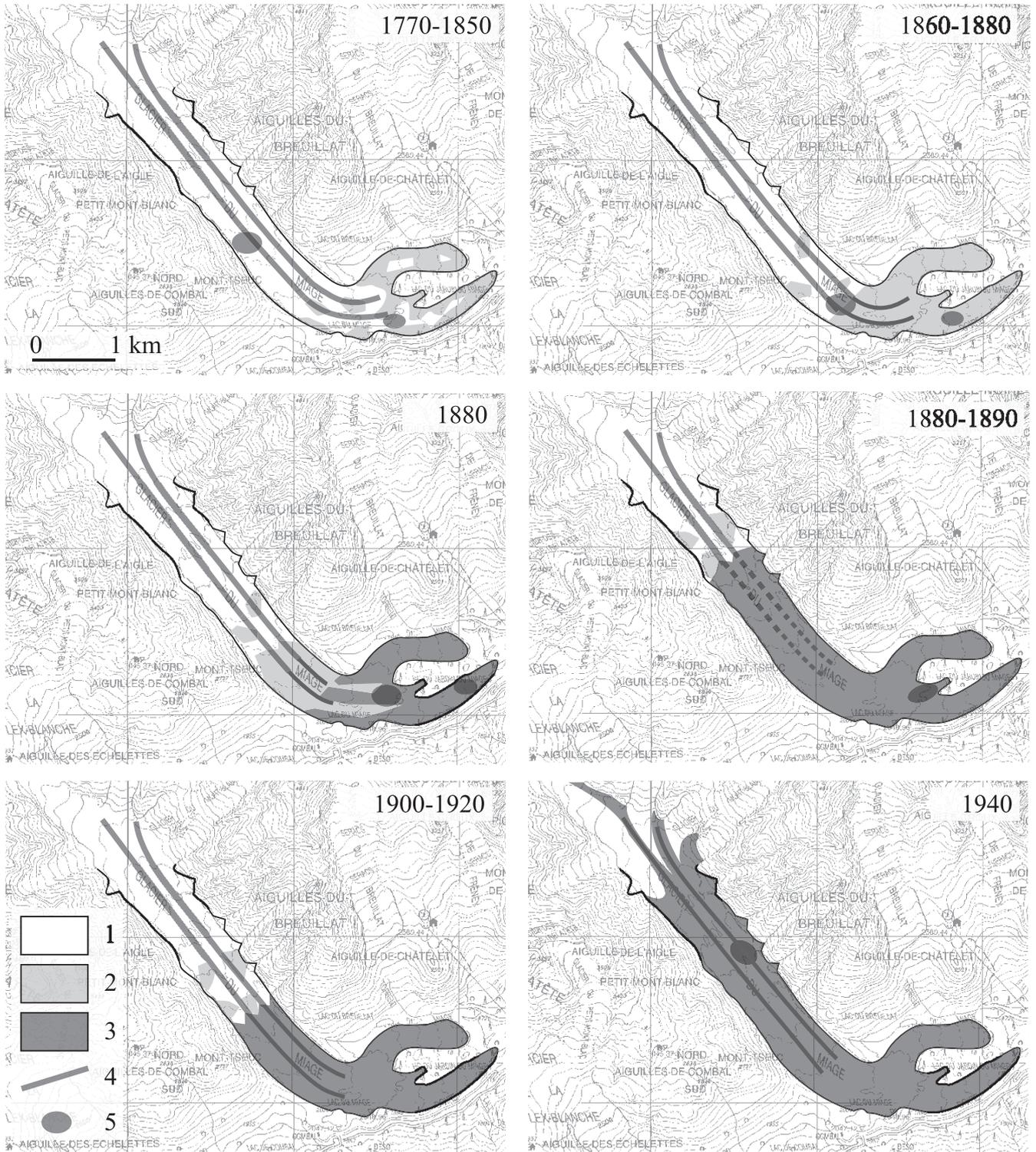


Figure 2.9 - Les 6 principales phases de l'expansion de la couverture détritique du Miage (1770-1940) (fond topographique CTR RAVA 1 : 50 000 ; équidistance courbes de niveau : 50 m) [P. DELINE, 2005].

- 1 : glace non couverte de débris ;
- 2 : couverture détritique discontinue ;
- 3 : couverture détritique continue ;
- 4 : moraine médiane ;
- 5 : dépôt d'éroulement rocheux.

Figure 2.9 - Le 6 principali fasi dell'espansione della copertura detritica del Miage (1770-1940) (base topografica CTR RAVA 1 : 50 000 ; equidistanza delle curve di livello : 50 m) [P. DELINE, 2005].

- 1 : ghiaccio non coperto ;
- 2 : copertura detritica discontinua ;
- 3 : copertura detritica continua ;
- 4 : morena mediana ;
- 5 : depositi di crollo sul ghiacciaio.

### V - UN GLACIER AUX FLUCTUATIONS FRONTALES TRÈS RÉDUITES PENDANT ET DEPUIS LE PETIT ÂGE GLACIAIRE

Lors de la dernière crue glaciaire, l'avancée du front du Miage (1978-1995 ; quelques dizaines de mètres pour le front du lobe nord) puis son retrait (depuis 1995) ont été beaucoup plus faibles (d'environ

un ordre de grandeur) que les fluctuations frontales des autres glaciers du massif du Mont Blanc (Figure 2.10). Cette relative stabilité du Miage résulte de deux facteurs : (i) la fonction filtrante des grands glaciers par

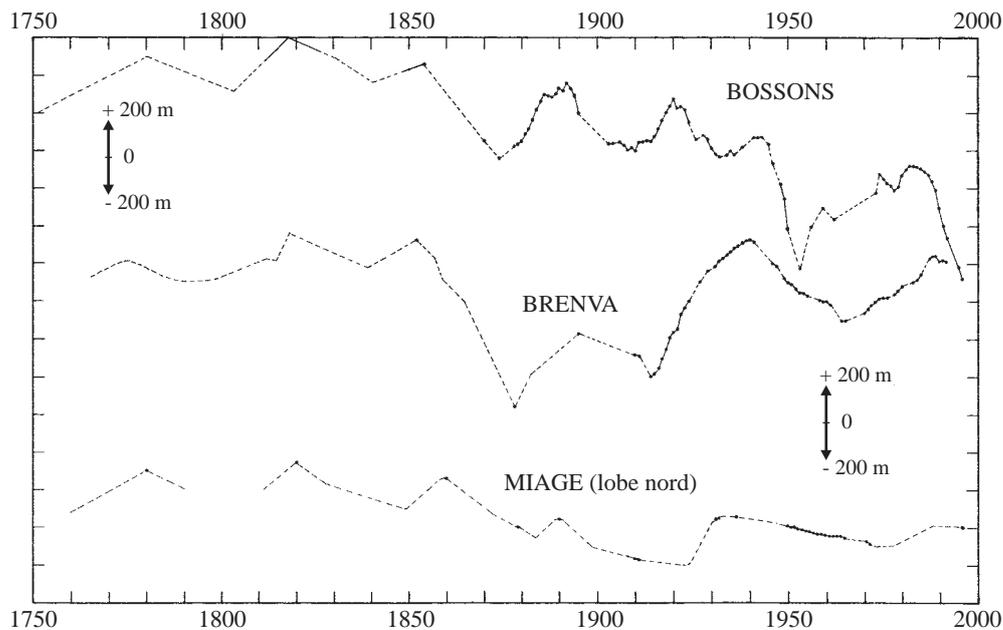


Figure 2.10 - Variations du front de trois glaciers du massif du Mont Blanc : Bossons, Brenva, Miage (1750-1995) [P. DELINE, 2002].

Figure 2.10 - Variazioni della fronte glaciale del massiccio del Monte Bianco : Bossons, Brenva, Miage (1750-1995) [P. DELINE, 2002].

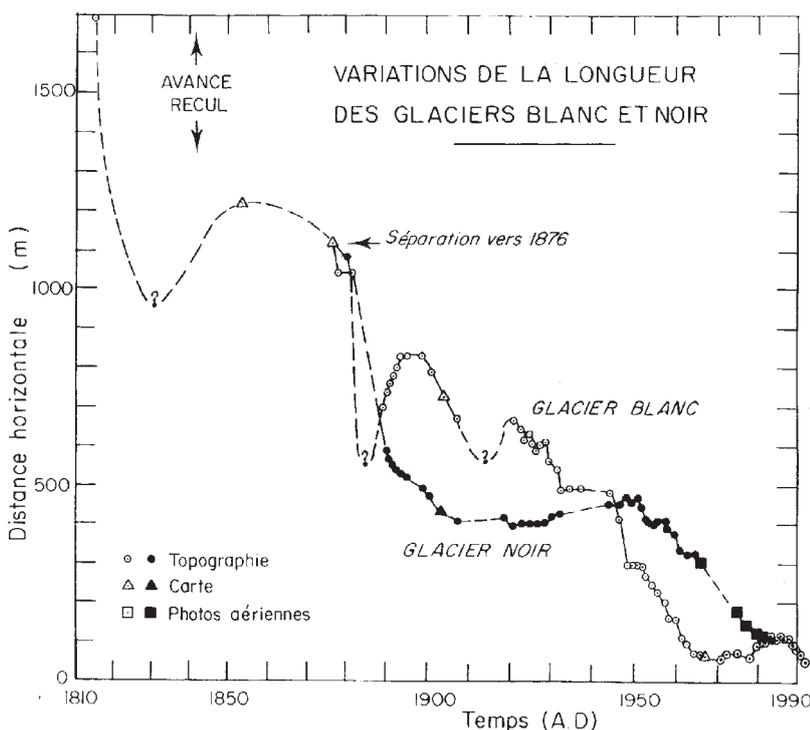


Figure 2.11 - Fluctuations du front des glaciers Noir et Blanc (Ecrins) au XX<sup>e</sup> siècle [REYNAUD, 1993].

Figure 2.11 - Fluttuazioni della fronte dei ghiacciai Nero e Bianco (Ecrins) al siglo XX<sup>e</sup> [REYNAUD, 1993].

rapport au signal climatique à pas de temps décennal, remarquable pour un glacier comme celui d'Aletsch ; (ii) la fonction filtrante des glaciers noirs par rapport au signal climatique, bien illustrée par la comparaison des fluctuations du front des glaciers Blanc et Noir (Ecrins) au XX<sup>e</sup> siècle (Figure 2.11).

Cette faible réaction du Miage à la crue glaciaire du second XX<sup>e</sup> siècle n'est pas un comportement atypique pour ce glacier. En effet, les fluctuations frontales réduites sont une caractéristique du Miage, non seulement depuis la fin du PAG mais également pendant le PAG. La datation partielle des cordons morainiques de la marge proglaciaire par lichénométrie, dendrochronologie, datations radiocarbone ou sources historiques [P. DELINE, 1999a] a permis une reconstitution des avancées du Miage pendant la plus grande partie du PAG (Figure 2.12). Il apparaît que les lobes gauche (nord) et droit (sud) ont reculé, respectivement, de ~ 200 et ~ 300 m depuis la fin du PAG (1860 AD), quand le front de la

Mer de Glace a reculé dans le même temps de ~ 2100 m [L. REYNAUD & C. VINCENT, 2000 ; W. WETTER, 1987].

On peut également observer la proximité du front actuel du Miage avec des moraines Egesen *l.s.* (Dryas récent), situées seulement 1-1.2 km en aval (Figure 2.12), alors qu'à la même époque, le front de la Mer de Glace atteignait l'actuel Casino de Chamonix, à ~ 5 km du front actuel [W. WETTER, 1987]. Toutefois, ces distances très différentes ne s'expliquent pas de la même manière : s'il y a bien eu retrait massif de la Mer de Glace depuis le Tardiglaciaire, c'est au contraire l'avancée du Miage dans le Val Veny pendant le Néoglaciale (Néoglaciale, *i.e.* le second Holocène qui débute vers ~5500 cal BP et est marqué par un net refroidissement, avec cinq stades de crues glaciaires dont le PAG est le dernier) du fait de son état de glacier noir (au bilan moins négatif dans sa zone d'ablation) qui explique la faible distance observée. Cette dynamique du Miage pendant le Néoglaciale est reconstituée à l'arrêt suivant (Arrêt 2).

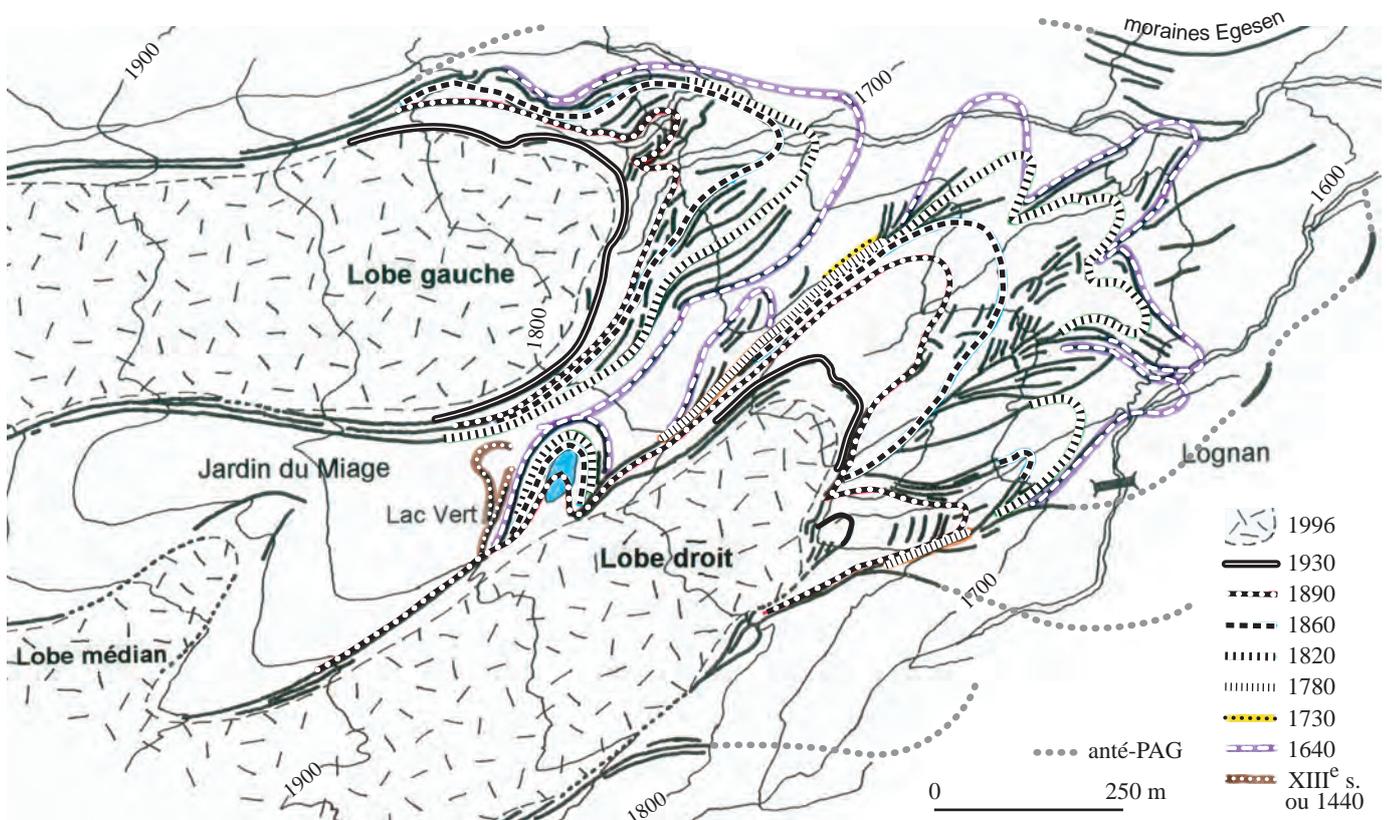


Figure 2.12 - Carte des fluctuations des fronts du glacier du Miage pendant et depuis le PAG (équidistance courbes de niveau : 50 m) [P. DELINE, 1999a].

Figure 2.12 - Carta delle fluttuazioni delle fronti glaciali del Miage durante e dopo la PEG. Le posizioni contrassegnate da "anté-PAG" corrispondono verosimilmente all'Egesen (equidistanza delle curve di livello : 50 m) [P. DELINE, 1999a].

**RIASSUNTO**

Con una superficie di 13 km<sup>2</sup>, il ghiacciaio del Miage è il principale ghiacciaio del versante italiano del Monte Bianco e il terzo ghiacciaio italiano. Questo grande ghiacciaio, che ha un aspetto di ghiacciaio di valle himalayano, presenta morene laterali imponenti, ma è la sua copertura detritica sopragliaciale (una delle più vasta delle Alpi) che gli conferisce una particolare originalità. Con la sua topografia accidentata a causa dell'ablazione differenziale, questa copertura di spessore generalmente  $\geq 20$  cm è principalmente alimentata da crolli rocciosi di cui i depositi costituiscono delle unità morfotologiche alla superficie del ghiacciaio, di cui la forma dipende dal trasporto, intraglaciale (bande di detrito) o sopragliaciale (ammassi detritici).

Il Miage non è stato sempre un ghiacciaio nero : coperto di detriti in modo discontinuo durante gli ultimi decenni della PEG, il settore frontale del Miage è diventato "nero" solo immediatamente dopo la fine della PEG (1860-1880) ; poi, nel corso di mezzo-secolo (1880-1930), la copertura detritica si è sviluppata fino a presentare la sua estensione attuale.

Se la fronte del ghiacciaio del Miage ha fluttuato molto debolmente dalla fine della PEG rispetto alla maggior parte dei ghiacciai alpini, ciò si spiega grazie alle sue grandi dimensioni ed alla sua vasta copertura, che filtrano il segnale climatico.

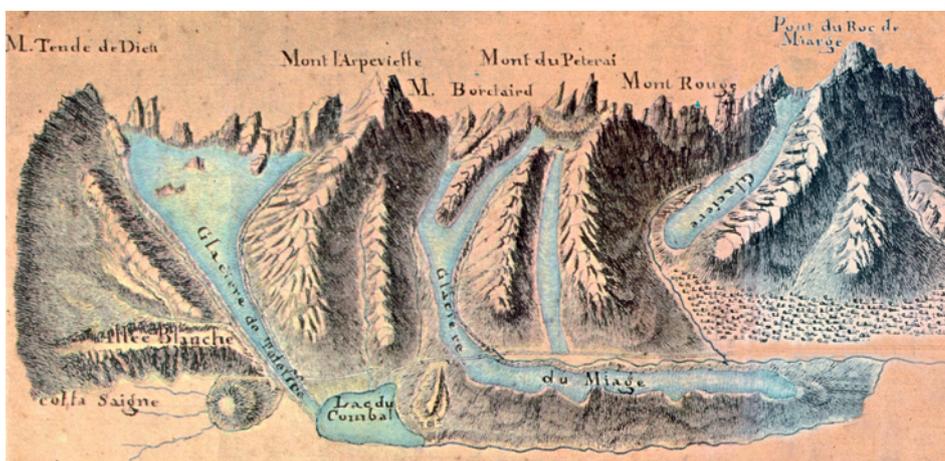


Figure hors-texte - Glacier du Miage sur l'eau-forte Plan en perspective des Monts Blanc et Maudits, avec l'étendue et la direction des glaciers [...]. 1798, B.N. Cabinet des estampes.

Figura fuori testo - Ghiacciaio del Miage sull'acquaforte Plan en perspective des Monts Blanc et Maudits, avec l'étendue et la direction des glaciers [...]. 1798, B.N. Cabinet des estampes.



Figure hors-texte - Lithographie Glacier du Miage. (Allée Blanche). 1852, par F.E. Simon, d'après une aquarelle de H. Hogard.

Figura fuori testo - Lithografia Glacier du Miage. (Allée Blanche). 1852, da F.E. Simon, secondo un acquarello di H. Hogard.

## Arrêt 2

## Amphithéâtre morainique du lac du Miage

Reconstitution de la dynamique du glacier du Miage pendant l'Holocène

Par PHILIP DELINE

## I - L'AMPHITHÉÂTRE MORAINIQUE DU LAC DU MIAGE, "PLAQUE SENSIBLE" DES FLUCTUATIONS GLACIAIRES

Cette excroissance au pied de la moraine latérale droite se présente sous la forme d'une vingtaine de cordons morainiques grossièrement concentriques

(Figure 2.13) que l'on peut regrouper en trois ensembles étagés entre le Plan Combal et la crête de la moraine latérale, sur près de 110-120 m de commandement

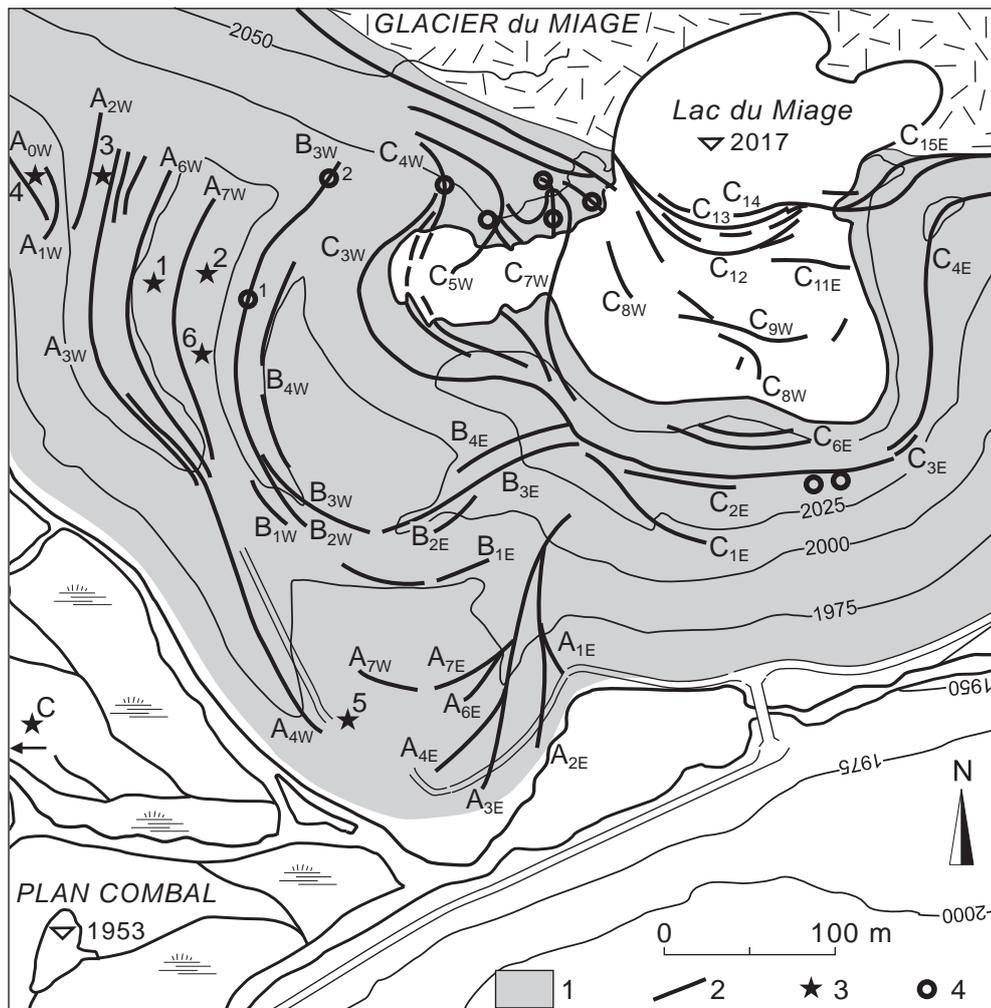


Figure. 2.13 - Carte des cordons morainiques de l'amphithéâtre du lac du Miage [P. DELINE & G. OROMBELLI, à paraître].

1 : till ;  
2 : crête morainique ;  
3 : emplacement de dates <sup>14</sup>C ;  
4 : emplacement de dates dendrologiques sur *Mélèze* (*Larix* vivant).

Figure 2.13 - Carta dei cordoni morenici dell'anfiteatro del lago del Miage [P. DELINE & G. OROMBELLI, sotto stampa].

1 : till ;  
2 : cresta morenica ;  
3 : posizionamento delle date <sup>14</sup>C ;  
4 : posizionamento delle date dendrocronologiche sul *Larix* attuale.

apparent (Figure 2.14), auxquels doivent être rajoutés plus de 60 m pour la base de l'amphithéâtre fossilisée par le Plan Combal. Dans la partie supérieure de l'amphithéâtre se niche le lac juxtaglacière du Miage. Un deuxième amphithéâtre est situé immédiatement à l'aval du principal, au commandement identique mais d'une extension moindre (Figure 2.15).

L'amphithéâtre du Miage a été baptisé ainsi par les chercheurs italiens de la première moitié du XX<sup>e</sup> siècle par analogie avec les grands amphithéâtres morainiques construits par les glaciers quaternaires au débouché des grandes vallées alpines, comme celui d'Ivrea par exemple. Mais celui du Miage a été formé par une série de débordements du glacier par-dessus sa moraine latérale droite, qui ont alterné avec des rehaussements de celle-ci par apports détritiques sous forme de superposition morainique [P. DELINE, 1999b].

Ce fonctionnement particulier du glacier dans ce secteur du coude a ainsi créé une véritable "plaque sensible", qui a non seulement enregistré la dynamique passée du Miage mais a été préservée. Cette mémoire géomorphologique a commencé à être datée à partir de la fin des années 1960 [F. MAYR, 1969 ; H. AESCHLIMANN, 1983]. Ces datations ont été multipliées depuis 1996 (Figure 2.13 ; Tableau 2.1). Réalisées sur des charbons de bois, du bois et de la tourbe (radiodatations) extraits d'excavations creusées dans les sillons intermorainiques et de forages mécaniques carottés ou destructifs, complétées pour la période récente par l'étude des documents historiques, la dendrochronologie sur mélèzes vivants et la lichénométrie, elles montrent une formation de l'amphithéâtre très antérieure au PAG [P. DELINE, 1999b ; G. OROMBELLI & P. DELINE, 2002]. Mais la reconstitution des fluctuations glaciaires du Miage s'est également appuyée sur l'étude chronostratigraphique du Plan Combal.

## II - LE REMBLAIEMENT DU PALÉOLAC COMBAL : L'ARCHIVE DU BARRAGE DU VAL VENY PAR LE MIAGE

Se développant entre 1953 et 1980 m d'altitude et formant le palier intermédiaire du profil longitudinal "en escalier" du Val Veny, le Plan Combal (~ 0.8 km<sup>2</sup>) résulte du remblaiement d'un piège sédimentaire qui avait été engendré par le barrage du Val Veny par le Miage et sa moraine latérale droite. En septembre 2000, dans le cadre du programme INTERREG II France-

Italie et précédé de campagnes de mesures géophysiques (1997 : électrique ; 1999 : sismique), un forage carotté de 78 m de long a été réalisé dans le secteur distal du paléolac Combal, 200 m à l'amont de l'amphithéâtre [P. DELINE *et al.*, 2004a]. De la base au sommet du remblaiement, la stratigraphie comprend 4 niveaux principaux (Figure 2.14) : (i) un niveau de diamicton, d'une

Site number (depth, m)	Material	Laboratory number	δ <sup>13</sup> C VPDB (‰)	Uncalibrated age (1σ years BP)	Calibrated age (2σ, years)		Source
					(BP)	(AD/BC)	
1 (-0.70)	Wood	UZ-397		295 ± 55	496-5	1454-1945 AD	Aeschlimann 1983
1 (-0.80)	Wood	UZ-396		760 ± 50	760-574	1190-1376 AD	Aeschlimann 1983
2 (-0.50)	Wood	UZ-335		465 ± 55	618-337	1332-1613 AD	Aeschlimann 1983
2 (-0.80)	Wood	UZ-334		690 ± 60	727-549	1223-1401 AD	Aeschlimann 1983
3 (-0.90)	Charcoals	ARC-1521	-25.00	1720 ± 40	1713-1530	237-420 AD	Deline 1999a
4 (-0.55)	Charcoals	GX-24380	-24.60	2025 ± 115	2326-1711	376 BC-239 AD	Orombelli & Deline 2002
4 (-1.00)	Charcoals	GX-26209	-25.00	2300 ± 150	2748-1934	798 BC-16 AD	Orombelli & Deline 2002
5 (-1.45)	Wood	GX-26203	-24.60	1720 ± 110	1882-1354	180-428 AD	Orombelli & Deline 2002
5 (-3.10)	Wood	GX-26204*	-26.60	1480 ± 40	1506-1295	444-655 AD	Orombelli & Deline 2002
5 (-3.70)	Wood	GX-26205	-25.30	1710 ± 130	1922-1314	28-636 AD	Orombelli & Deline 2002
5 (-4.10)	Wood	GX-26206	-23.80	1820 ± 70	1920-1560	30-390 AD	Orombelli & Deline 2002
5 (-4.70)	Wood	GX-26207	-25.30	1960 ± 60	2041-1738	91 BC-212 AD	Orombelli & Deline 2002
5 (-5.10)	Wood	GX-26208*	-26.50	2070 ± 40	2147-1928	198 BC-22 AD	Orombelli & Deline 2002
6 (-4.25)	Grass	LY-10664	-26.37	2515 ± 45	2748-2362	798-412 BC	Deline et Orombelli, soumis
C (-6.48)	Peat	LY-10421	-27.89	1340 ± 55	1332-1172	618-778 AD	Deline et Orombelli, soumis
C (-47.42)	Peat	LY-1905 OxA*	-28.48	4240 ± 45	4866-4648	2916-2698 BC	Deline et Orombelli, soumis
C (-57.16)	Peat	LY-10248	-26.50	4265 ± 75	5029-4575	3079-2625 BC	Deline et Orombelli, soumis

\* AMS radiocarbon date

Tableau 2.1 - Datations radiocarbones dans l'amphithéâtre du Miage (sites 1 à 6) et le remblaiement du Plan Combal (site C) [P. DELINE & G. OROMBELLI, à paraître].

Tableau 2.1 - Datazioni al radiocarbonio dell'anfiteatro del Miage (siti da 1 a 6) e riempimento del Plan Combal (sito C) [P. DELINE & G. OROMBELLI, sotto stampa].

épaisseur maximale de ~ 70 m dans la partie centrale, repose sur le substratum situé à une profondeur maximale de 140 m; (ii) un niveau de ~ 25 m de galets et graviers fluvio-glaciaires; (iii) un niveau de ~ 40 m de silts et argiles (+ sables) glacio-lacustres; (iv) enfin, un

niveau de ~ 8 m de matériel hétérométrique alluvial (silts à galets).

En 2001 et 2002, 9 datations  $^{14}\text{C}$  et des analyses sédimentologique, palynologique et de susceptibilité magnétique ont eu lieu sur la carotte.

### III - LA CHRONOLOGIE NÉOGLACIAIRE DU GLACIER DU MIAGE

L'analyse géomorphologique de l'amphithéâtre et du paléolac, combinée aux 23 datations  $^{14}\text{C}$  disponibles (Tableau 2.1), suggère la chronologie suivante de la dynamique du Miage lors de la seconde moitié de l'Holocène (Figure. 2.15; explications détaillées dans P. DELINE & G. OROMBELLI, à paraître) :

1. Avant *c.* 5.0 cal. ka BP: le glacier du Miage a commencé à avancer dans sa profonde vallée rectiligne.

2. 5029-4648 cal. BP (fig. 2.15A) : le front du Miage a atteint le Val Vény, qui est progressivement barré par la moraine frontale; le niveau fluvio-glaciaire se dépose à l'emplacement du lac Combal.

3. 4866-4648 cal. BP (fig. 2.15B) : le secteur sud de la moraine frontale constitue la base de l'amphithéâtre, avec le début de la première phase de débordement du Miage par-dessus cette moraine (moraines  $A_1$ - $A_2$ ); le niveau glacio-lacustre com-

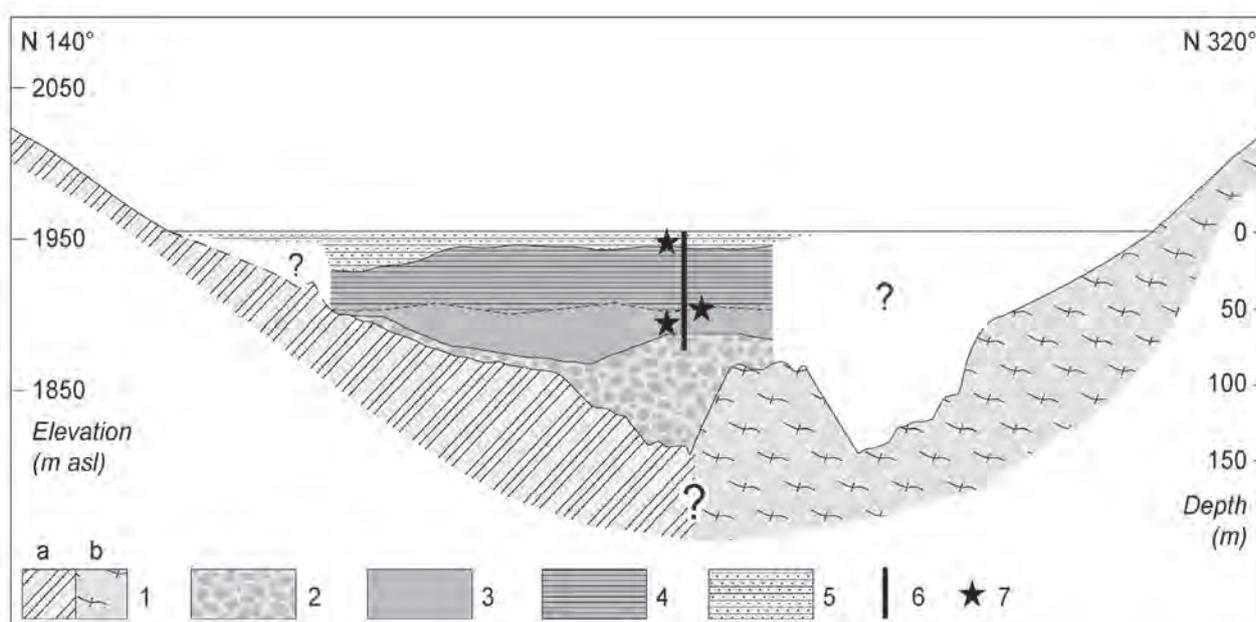


Figure 2.14 - Coupe transversale du remblaiement du paléolac Combal, établie sur la base des mesures géophysiques et du forage carotté [P. DELINE & G. OROMBELLI, à paraître].

Figure 2.14 - sezione trasversale del riempimento del paleolago Combal, stabilito sulla base delle misure geofisiche e dei carotaggi [P. DELINE & G. OROMBELLI, sotto stampa].

- 1 : substratum  
 a : gneiss e micascistes ;  
 b : flyschs ;  
 2 : till ;  
 3 : fluvio-glaciaire ;  
 4 : glacio-lacustre ;  
 5 : sédiments fluvio-glaciaires et alluviaux ;  
 6 : forage carotté de 78 m de long ;  
 7 : dates  $^{14}\text{C}$  (cf tab. 2.1 : site C).

- 1 : substrato  
 a : gneiss e micascisti ;  
 b : flysch ;  
 2 : till ;  
 3 : fluvio-glaciale ;  
 4 : glacio-lacustre ;  
 5 : sedimenti fluvio-glaciali e alluvionali ;  
 6 : carotaggio di 78 m ;  
 7 : date  $^{14}\text{C}$  (cf tab. 2.1 : sito C).

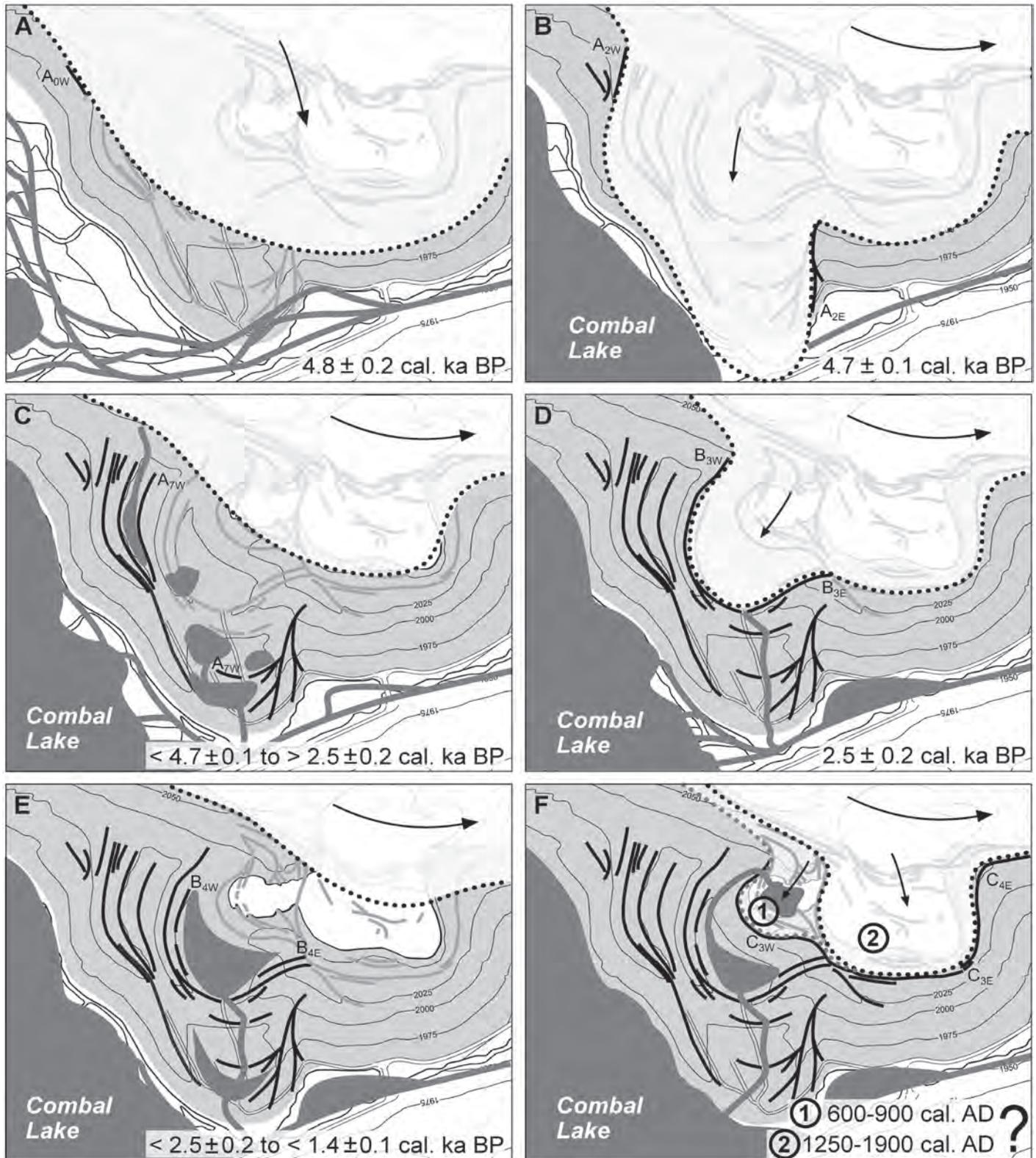


Figure 2.15 - Six phases de la construction de l'amphithéâtre morainique du Miage pendant le Néoglaciale (en F, deux phases possibles sont représentées, dont les dates sont reprises de la littérature). < ou > signifie, respectivement, "plus jeune que" ou "plus âgé que"; l'emplacement des petits lacs en C, E et F est généralement hypothétique [P. DELINE & G. OROMBELLI, à paraître].

Figure 2.15 - Sei fasi della edificazione dell'anfiteatro morainico del Miage durante il neoglaciale (in F, due fasi possibili sono rappresentate, di cui le date sono riprese della letteratura). < o > significano, rispettivamente, più giovane di o più antico di; l'ubicazione dei piccoli lacs in C, E e F è generalmente ipotetica [P. DELINE & G. OROMBELLI, in stampa].

mence à se déposer dans le lac Combal qui s'est formé.

4. De 4866-4648 à avant 2748-2362 cal. BP (Figure 2.15C) : le glacier reste généralement en retrait de sa moraine latérale droite, qui s'élève de plus de 20 m. Au début de cette période, plusieurs débordements ( $A_3$ - $A_7$ ) et retraits d'un lobe de glace se produisent dans l'amphithéâtre ; à l'occasion de ces retraits, un milieu palustre s'installe à deux reprises. Le cœur de la moraine  $A_{aw}$  est probablement antérieur à 2147-1928 cal. BP.
5. 2748-2362 cal. BP (Figure 2.15D) : la deuxième phase de débordement du Miage (moraines  $B^1$  à  $B^3$ ) est achevée ; sa durée a été très inférieure à la première.
6. De 2748-2362 à après 1506-1295 cal. BP (Figure 2.15E) : deuxième phase d'exhaussement de la moraine latérale droite (c. 10-20 m). Un lac peu profond demeure dans le secteur méridional de l'amphithéâtre pendant 400 à 900 ans (de 2147-1928 à 1506-1295 cal. BP), tandis que l'amphithéâtre était au moins en partie boisé.
7. Troisième phase de débordement (Figure 2.15F). En l'absence de date radiocarbone dans la dépression entre les moraines B et C, un âge minimal des moraines  $C_1$ - $C_5$  est fourni par la lichénométrie (1670 AD) et la dendrochronologie (1710 AD). Toutefois, la chronologie alpine (Goschenen 2, 350-900 cal. AD) et la morphologie du fond du lac suggèrent qu'elles pourraient être antérieures au PAG : une 3<sup>e</sup> phase d'exhaussement de la moraine latérale droite correspondrait alors à la *Medieval Warm Period* (c. 900-1200 AD), tandis que le PAG correspondrait à une 4<sup>e</sup> et dernière phase de débordement du glacier.

Pour synthétiser notre "modèle néoglaciale", une courbe des variations néoglaciales du Miage peut être proposée (Figure 2.16). La datation de l'avancée du Miage est en accord avec celle du glacier du Ruitor, qui a lieu après 5600 cal. BP [S. PORTER & G. OROMBELLI, 1985; G. OROMBELLI, 1998], la réaction plus tardive du Miage s'expliquant par le temps nécessaire à l'acquisition de sa couverture détritique supraglaciale.

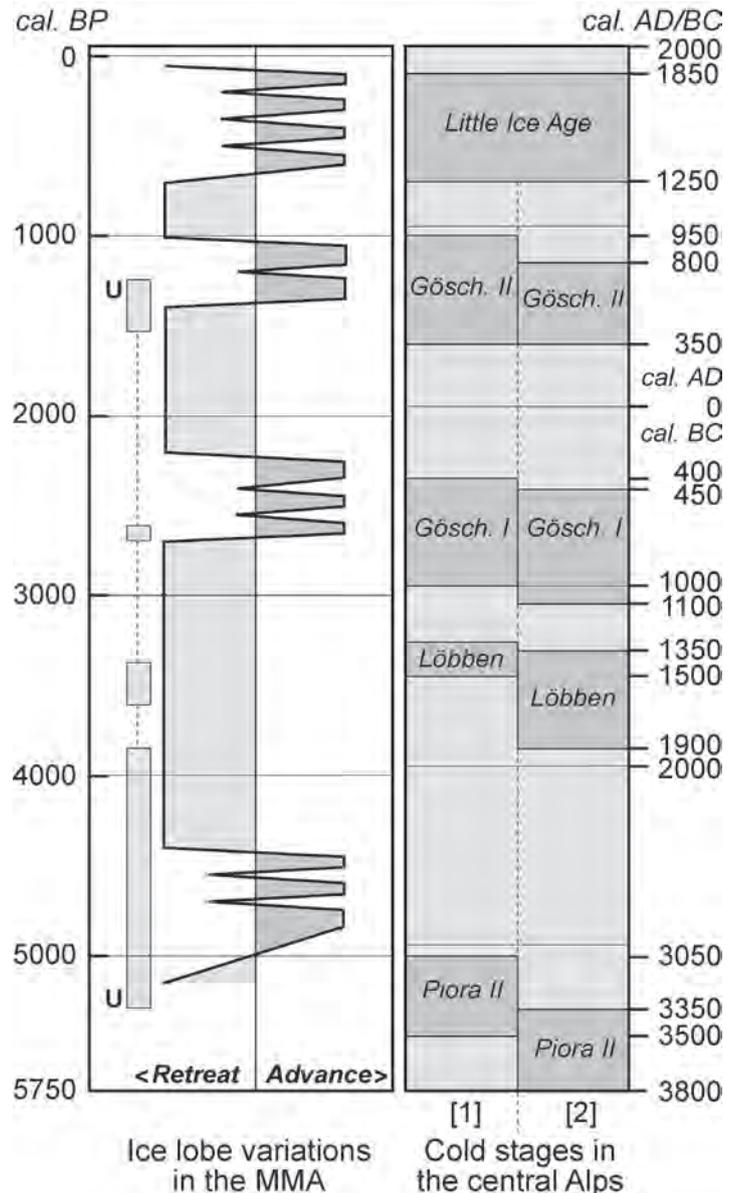


Figure 2.16 - Courbe des fluctuations du lobe du Miage dans l'amphithéâtre durant le Néoglaciale (colonne de gauche ; les petits rectangles gris clair notés U correspondent aux périodes pendant lesquelles l'Unteraargletscher était plus en retrait qu'actuellement [d'après HORMES et al. 2001]), et phases froides dans les Alpes centrales (colonne de droite, rectangles gris foncé d'après HORMES et al. 2001 [1] et MAISCH et al. 1998 [2]; Gösch. signifie Göschenen) [P. DELINE & G. OROMBELLI, à paraître].

Figure 2.16 - Curve di fluttuazione dei lobi del Miage nell'anfiteatro durante il Neoglaciale (colonna di sinistra; i piccoli rettangoli grigio chiaro con la U corrispondono ai periodi di ritiro dell'Unteraargletscher più importanti che oggi [da HORMES et al. 2001]), e fasi fredde nelle alpi centrali (colonna di destra, rettangoli grigio scuro proposte da HORMES et al. 2001 [1] e MAISCH et al. 1998 [2]; Gösch. significa Göschenen) [P. DELINE & G. OROMBELLI, sotto stampa].

#### IV - LA VIDANGE DU LAC JUXTAGLACIAIRE DU MIAGE DE SEPTEMBRE 2004

Dans la période récente, des lacs supra- ou juxtaglaciaires sont apparus sur certains glaciers alpins, comme celui qui s'est développé sur le glacier de Rochemelon (Haute Maurienne, France) à partir de 1985 [MERCALLI *et al.*, 2002] et qui a atteint un volume de  $0.6 \times 10^6 \text{ m}^3$  en septembre 2004 — ce qui a conduit à en abaisser

artificiellement le niveau en octobre pour éviter une vidange catastrophique.

Contrairement à ces lacs récents, le lac du Miage existe depuis au moins la fin du XVIII<sup>e</sup> siècle, constituant d'ailleurs le principal site touristique du Val Veny depuis plusieurs décennies.

##### 1 - Caractéristiques du lac du Miage

Situé à 2017 m d'altitude dans l'amphithéâtre morainique du Miage, le lac avait une superficie de 36 000 m<sup>2</sup> en 2003, avec un petit exutoire situé à l'extrémité ouest. Limité au nord par une falaise de glace d'une hauteur maximale d'une trentaine de m, ce lac juxtaglaciaire est entouré de cordons morainiques d'une hauteur maximale de 40 m à l'est. La profondeur du lac est très variable, allant de moins de 6 m dans le bassin occidental à, localement, plus de 25 m dans le bassin oriental. Pendant la saison chaude, des pans de la falaise s'écroulent fréquemment dans le lac. De taille variable, ces pans de glace ont généralement un volume < 50 m<sup>3</sup>, mais ils peuvent atteindre un volume de *c.* 1000 m<sup>3</sup> (*e.g.* le 09/08/1996, avec 11 personnes blessées par la vague). Les icebergs qui en résultent se déplacent sur le lac en fonction de leur taille (limites des seuils immer-

gés) et de la direction du vent. L'alimentation en eau est principalement d'origine glaciaire, ce qui explique la forte turbidité de l'eau laiteuse du lac.

La position de la falaise de glace est soumise à une double variation. Variation pluriannuelle, résultant de la dynamique glaciaire de la période : la falaise a ainsi reculé de 15 m en moyenne entre 2002 et 2003 [DIOLAIUTI *et al.*, 2005], alors que la superficie du lac s'est réduite, au contraire, à *c.* 10 000 m<sup>2</sup> en 1893 [LESCA, 1956]. Variation saisonnière également, en fonction du bilan entre la vitesse moyenne relativement élevée du glacier dans le secteur du lac — 60 m.an<sup>-1</sup> actuellement [DIOLAIUTI *et al.*, 2005] — et l'ablation : la position de la falaise oscille de quelques m au cours de l'année (avancée en hiver, recul en été).



Figure 2.17 - Bassin du lac du Miage après la vidange de début septembre 2004 (Photo A. Tamburini, 16/09/2004)

Figure 2.17 - Bacino del lago del Miage dopo lo svuotamento dell'inizio di settembre 2004 (Foto A. Tamburini, 16/09/2004)

## 2 - La vidange de septembre 2004

Début septembre, le lac s'est vidangé sur une période de 48 à 72 heures (Figure 2.17). Les quatre bassins résiduels étagés ont vu ensuite leur niveau s'abaisser lentement et à des rythmes différents, les deux petits bassins NE et SE devenant complètement vides respectivement les 14/09 et 01/10 tandis que les deux plus grands bassins (W et SW) ont conservé de l'eau jusqu'à maintenant.

Un MNT du lac en grande partie vide a été élaboré à partir d'un relevé topographique par laserscan réalisé

par Andrea TAMBURINI (CISE-Ismes) quelques jours après la vidange (Figure 2.18). Avec un abaissement maximal du niveau de 23 m, le volume drainé dans le bassin oriental était alors de 311 000 m<sup>3</sup>, tandis que celui du bassin occidental était estimé à 12 000 m<sup>3</sup>. Ce total de 323 000 m<sup>3</sup> ayant été drainé sur une période de 48 à 72 h, le débit moyen de la vidange a été de *c.* 1.25-2 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>, sans modification notable du débit moyen de la Doire de Veny (supérieur à 15 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> pendant cette période).

## 3 - Mécanisme de vidange

L'hypothèse d'une vidange qui résulterait d'un arrêt de l'alimentation par détournement d'un chenal intraglacière tandis que les pertes d'eau (infiltration, exurgence) seraient inchangées est infirmée par deux éléments : (i) le débit de vidange de *c.* 1.25-2 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> est très supérieur à l'apport ordinaire par le glacier, estimé à moins de 5 l.s<sup>-1</sup> par LESCA [1956] ; (ii) aucun chenal intraglacière pouvant justifier un tel débit n'est visible

sur le fond exondé du lac. C'est donc par une modification des conditions de drainage que l'on peut proposer d'expliquer une vidange du lac, qui se déroule en deux phases :

1. une vidange rapide (2-3 jours), *via* l'espace visible entre le pied de glace (épais de 90 m au droit de la falaise) et le cordon morainique le plus interne et ordinairement immergé. Cette vidange est amorcée

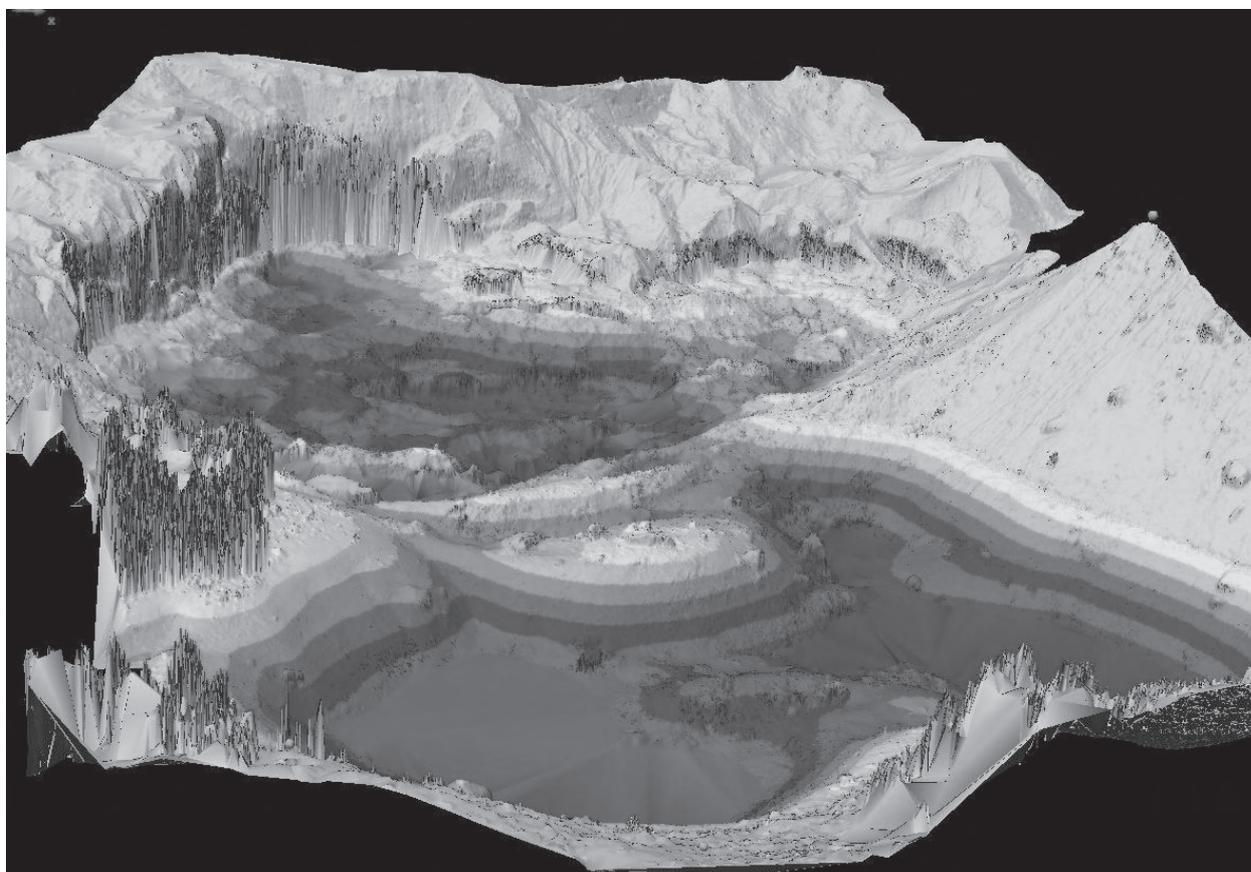


Figure 2.18a - Modèle numérique de terrain du bassin du lac du Miage après la vidange de début septembre 2004 [DELINE et al. 2004b].

Figure 2.18a - DTM del bacino del lago Miage dopo lo svuotamento dell'inizio settembre 2004 [DELINE et al. 2004b].

par un écoulement d'eau plus intense depuis le lac, dû à l'ouverture ou à l'élargissement d'un passage par le jeu des crevasses marginales. L'eau est alors drainée par le chenal sous-glaciaire principal, qui sort actuellement au front du lobe nord, 2 km plus à l'aval.

2. dans un second temps, une infiltration lente de l'eau des petits lacs résiduels se produit pendant plusieurs semaines à travers le till perméable qui constitue le

fond du lac. Cette infiltration est plus rapide (abaissement du niveau de c. 10 m en 8 jours) et complète dans le bassin SE, dont le fond est un till à structure open-work recouvert d'une couche centimétrique de silts argileux, alors qu'elle est très lente (abaissement du niveau de 0.45 m en 8 jours) et incomplète dans le bassin W, dont le fond est recouvert de sédiments fins sur une épaisseur supérieure à 3.5 m.

#### 4 - Vidange et dynamique glaciaire

Le lac du Miage a été affecté par plusieurs vidanges au XX<sup>e</sup> siècle, dont une quinzaine sont actuellement recensées (1916, 1930, 1950, 1955, 1959, 1960, 1961, 1962, 1963, 1964, 1967, 1968, 1975, 1985, 1986 et 1990). Observées généralement en été (faute d'observations hivernales ?), elles semblent s'être produites selon les mêmes modalités que celle de 2004.

Ces vidanges du lac, qui surviennent peu fréquemment et, semble-t-il, de manière aléatoire, ne constituent probablement pas un risque naturel tant que celles-ci résultent de la mise en relation du lac juxtaglaciaire perché avec le réseau hydrographique sous-glaciaire par des crevasses marginales.

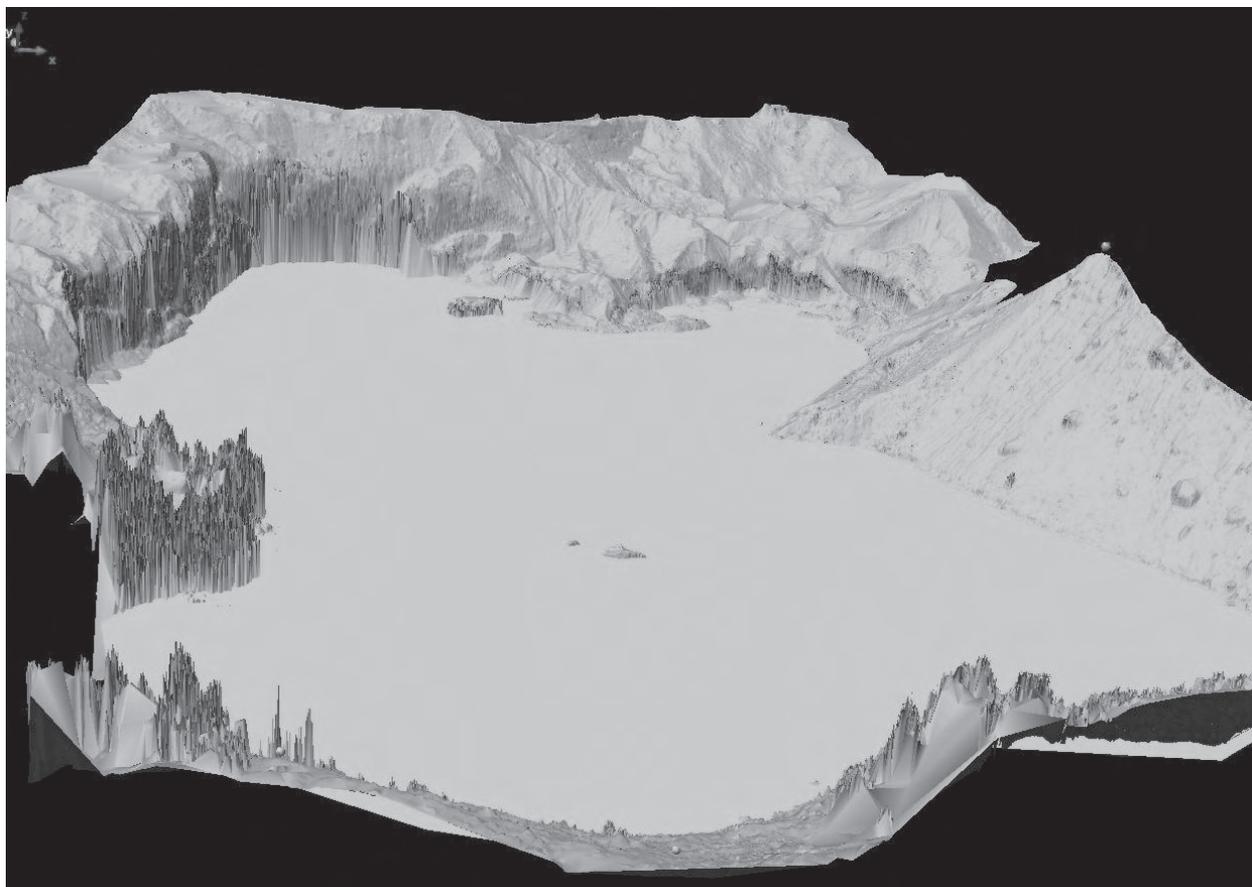


Figure 2.18b - Modèle numérique de terrain du bassin du lac du Miage en eau [DELINE et al. 2004b].

Figure 2.18b - DTM del bacino del lago Miage con il livello d'acqua normale [DELINE et al. 2004b].

## RIASSUNTO

Studiato ormai da 2 secoli, l'anfitreatro morenico del Miage (Miage morainic amphitheatre : MMA) è composto da 3 gruppi concentrici di circa 25 morene. A causa della sua posizione e della modalità prevalente di costruzione della morena, il MMA è un marker ben preservato della dinamica glaciale durante il Neoglaciale. Le datazioni al radiocarbonio sono state ottenute per mezzo di scavi e carotaggi nelle depressioni intermoreniche del MMA e attraverso la realizzazione di un sondaggio profondo nel riempimento del lago di sbarramento del Combal. Dati complementari sono stati attraverso la lichenometria e la dendrocronologia. La cronologia radiometrica mostra che (i) il MMA non solo precede la PEG ma è stato costruito almeno 5029-4648 cal. yr BP (inizio del Neoglaciale). (ii) i gruppi esterni delle morene pre-datano 2748-2362 cal. yr BP; (iii) the MMA ha sbarrato il lago Combal fra 4.8 e 1.5 cal ka BP, mentre piccoli bacini lacustri/palustri si formavano internamente alle morene (ad esempio: da 2147-1928 a 1506-1295 cal. yr BP). Il modello Neoglaciale qui proposto implica che il MMA si è andato formando durante tutto il Neoglaciale per mezzo di una serie di pulsazioni glaciali: a 4.8-4.6 cal. ky BP (Neoglaciale iniziale), intorno a 2.5 cal. ky BP (al termine dello stadio di Göschener I), a 600-900 cal. AD (termine dello stadio di Göschener II) and durante la PEG. Queste pulsazioni sono separate da fasi di crescita della morena laterale destra per l'attività di scarico della copertura detritica del Miage.

Lo svuotamento del lago glaciale del Miage (superficie 36 000 m<sup>2</sup>, profondità massima c. 30 m) all'inizio di settembre 2004 si è sviluppato in due fasi. In due giorni si è prodotto uno svuotamento rapido (volume c. 325 000 m<sup>3</sup>; portata 2 m<sup>3</sup>/s) al contatto tra base del ghiacciaio e morena di fondo che ha ridotto il lago a quattro pozze isolate. Il drenaggio è proseguito con lentezza nelle settimane successive, più rapidamente nella pozza maggiore (SE) per la quasi assenza di sedimenti fini sul fondo. I rapporti tra volume del lago e bilancio di portate in ingresso ed in uscita lasciano intendere un lento ricambio dell'acqua. Lo svuotamento ha messo a giorno un esteso pavimento di ghiaccio di raccordo tra la caratteristica sponda di ghiaccio a falesia ed il prolungamento subacqueo della morena laterale destra; sul pavimento sono riconoscibili le tracce della disgregazione di iceberg precedente allo svuotamento. Depositi sabbioso-siltosi di spessore variabile da qualche cm ad oltre 1 m rivestono cordoni morenici subacquei, i più interni dei quali risalgono alle fluttuazioni della fine del Piccolo Età Glaciale e del inizio del XX secolo. Lo svuotamento del lago, fenomeno che si è ripetuto più volte in passato senza una ciclicità apparente, non sembra costituire un pericolo naturale fin tanto che i crepacci a margine del lago risultano collegati al reticolo idrografico subglaciale.



Figure hors-texte - Le lac du Miage, 2 jours avant la vidange de septembre 2004. Le lac se trouve au coeur de l'amphitéâtre morainique, entre ses différents cordons à gauche et le glacier du Miage à droite (Photo Fondation Montagne sûre).

Figura fuori testo - Il lago del Miage, 2 giorni prima il svuotamento di settembre 2004. Il lago è ubicato al centro del' anfitreatro morenico, tra le sue argine a sinistra e il ghiacciaio del Miage a destra (Foto Fondazione Montagna sicura).

Figure hors-texte - Le lac du Miage après la vidange de septembre 2004. A l'arrière plan, on aperçoit le Plan Combal, qui résulte du remblaiement du paléolac engendré par le barrage du Val Vény par le Miage (Photo A. Tamburini, 16/09/2004).

Figura fuori testo - Il lago del Miage dopo lo svuotamento di settembre 2004. Nel fondo : il Plan Combal che risulta del riempimento del paleolago creato con lo sbarramento della Val Vény con il Miage (Foto A. Tamburini, 16/09/2004).



## Arrêt 3

### *Les écroulements holocènes sur la Brenva*

(Plan Ponquet)

Par PHILIP DELINE

#### **I - LES GRANDS ÉCROULEMENTS ROCHEUX DE 1920 ET 1997 SUR LE GLACIER DE LA BRENVA, DERNIERS ÉPISODES D'UNE VIEILLE HISTOIRE**

La haute montagne alpine, qui constitue la partie des versants située au-dessus de la limite supérieure de la forêt, est l'un des milieux terrestres à morphodynamique très active. Les grands écroulements rocheux (ou sturzstroms) en sont l'un des processus, de faible fréquence mais d'intensité très élevée : les volumes mis en œuvre dépassent  $1 \times 10^6 \text{ m}^3$ , voire  $100 \times 10^6 \text{ m}^3$  (e.g. Madeleine, Haute Maurienne), sur des distances plurikilométriques et des dénivelées supérieures à 1000 m, avec une vitesse de une à plusieurs centaines de  $\text{km.h}^{-1}$



Figure 2.19 - Glacier de la Brenva vu depuis le Mont de la Saxe (08/1999). Deuxième glacier du versant SE du massif du Mont Blanc par sa taille, il se développe depuis la calotte du Mont Blanc sur plus de 3400 m de dénivelée.

Figure 2.19 - Ghiacciaio della Brenva visto del Mont de la Saxe (08/1999). Secondo ghiacciaio del versante italiano del massiccio del Monte Bianco, la Brenva si sviluppa dalla vetta del Monte Bianco, con uno dislivello di più di 3400 m.

[Hsü, 1975]. Trois facteurs exacerbent les écroulements rocheux en milieu de haute montagne alpine : (i) la forte énergie de relief de celle-ci, (ii) son englacement marqué et (iii) les variations de cet englacement pendant le Quaternaire récent.

L'évaluation du risque lié aux grands écroulements rocheux exige la reconnaissance d'épisodes antérieurs, qui permet d'approcher les variations de sa fréquence et de son intensité pendant la période postglaciaire. Les dépôts des écroulements qui ont affecté le glacier de la Brenva pendant l'Holocène s'avèrent particulièrement intéressants à étudier, d'autant que les écroulements de 1920 et 1997 sont bien documentés.

#### **1 - Le bassin glaciaire de la Brenva**

La Brenva est, après le Miage, le deuxième glacier italien du massif du Mont Blanc, avec une superficie de  $8 \text{ km}^2$  et une longueur de  $\sim 8 \text{ km}$ . En partie alimenté par la microcalotte glaciaire du mont Blanc, ce glacier de versant se développe sur plus de 3400 m de dénivelée (Figure 2.19). Le bassin glaciaire est séparé en deux secteurs par un gradin rocheux subvertical d'un commandement supérieur à 200 m (la Pierre à Moulin) :

- le secteur amont est constitué par un vaste cirque composé de plusieurs cirques secondaires presque tous entièrement englacés, délimité par une ligne de crêtes qui court sur plus de 10 km sans s'abaisser au-dessous de 3000 m d'altitude ; les parois rocheuses supraglaciaires, subverticales, ont un commandement de 250 à 1000 m.
- le secteur aval correspond au glacier inférieur, séparé du glacier supérieur depuis septembre 2004 (pour la première fois depuis au minimum le début du PAG) ; régénéré par avalanches de séracs, ce glacier noir est bordé par deux grandes moraines latérales, dont le commandement apparent de la droite atteint la valeur exceptionnelle de 250 m.

Les hautes et raides parois supraglaciaires granitiques du bassin amont ont été le siège de deux grands écroulements rocheux au XXe siècle qui ont parcouru le glacier de la Brenva.



Figure 2.20 - Front de l'avalanche en aérosol engendrée par l'écroulement du 18/01/1997. Il atteint alors le glacier inférieur (Photo M. Fonte).

Figure 2.20 - Fronte della valanga prodotta per il crollo del 18/01/1997, mentre sta arrivando sul ghiacciaio inferiore (Foto M. Fonte).

## 2 - L'écroulement de 1997 sur la Brenva

Le 18 janvier 1997, une avalanche à aérosol a parcouru 2000 m de dénivelée sur la Brenva en moins de trois minutes, précédée par un souffle qui a rasé la forêt pluricentenaire sur le pied du versant opposé (Figure 2.20) ; deux skieurs sont tués, d'autres, légèrement blessés.

Cette avalanche exceptionnelle a été déclenchée par un écoulement rocheux qui a affecté l'Eperon de la Brenva, grande échine granitique qui domine la tête du glacier occidental : entre le Gendarme Rouge et le Col Moore, une vaste niche d'arrachement s'inscrit en creux dans le versant SE qui culmine à 3873 m et présente un commandement de plus de 450 m (Figure 2.21). Cette niche mesure 250 m de large, 330 m de haut et s'étend jusque vers 3725 m d'altitude (Figure 2.22), pour un volume écroulé de  $\sim 2 \times 10^6$  m<sup>3</sup> [G. BARLA *et al.*, 2000].

L'impact puis le déplacement de la masse rocheuse sur le glacier occidental à partir de 3400 m d'altitude a entraîné un grand volume de glace, de névé et de



Figure 2.21 - Niche d'arrachement du 18/01/1997 sur l'Eperon de la Brenva. (Photo G. Mortara, 02/1997).

Figure 2.21 - Nicchia di distacco del 18/01/1997 sullo Sperrone de la Brenva. (Foto G. Mortara, 02/1997).



Figure 2.22 - Carte de la niche d'arrachement de l'éroulement de janvier 1997 [DELINE, 2002].  
 1: Parois supraglaciaires;  
 2: glaciers;  
 3: niche d'arrachement de 1920;  
 4: limites niche 1997 (a: 16 janvier; b: 18 janvier);  
 5: cône d'éboulement;  
 6: couloir et cône d'avalanche (fond topo: CTR RAVA 1: 10000; équidistance isohypses: 10m).

Figura 2.22 - Carta della nicchia di distacco del crollo di gennaio 1997 [DELINE, 2002].  
 1: parete supraglaciaire;  
 2: ghiacciai;  
 3: nicchia di distacco di 1920;  
 4: limiti della nicchia 1997 (a: 16 gennaio; b: 18 gennaio);  
 5: cono di caduta di massi;  
 6: canalone e cono di valanga (base topografica: CTR

Figure 2.23 - Carte du parcours et du dépôt des éroulements de novembre 1920 et janvier 1997 sur la Brenva (fond topo: CTR RAVA 1: 10000; équidistance isohypses: 10m).  
 1: niche d'arrachement de 1920;  
 2: parcours et dépôt du 14/11/1920;  
 3: parcours et dépôt du 19/11/1920;  
 4: niche d'arrachement de 1997;  
 5: parcours et dépôt du 18/01/1997.

Figure 2.23 - Carta del percorso e del deposito dei crolli di novembre 1920 e gennaio 1997 sulla Brenva (base topografica: CTR RAVA 1: 10000; equidistanza delle curve di livello: 10m).  
 1: nicchia di distacco di 1920;  
 2: percorso e deposito del 14/11/1920;  
 3: percorso e deposito del 19/11/1920;  
 4: nicchia di distacco di 1997;  
 5: percorso e deposito del 18/01/1997.

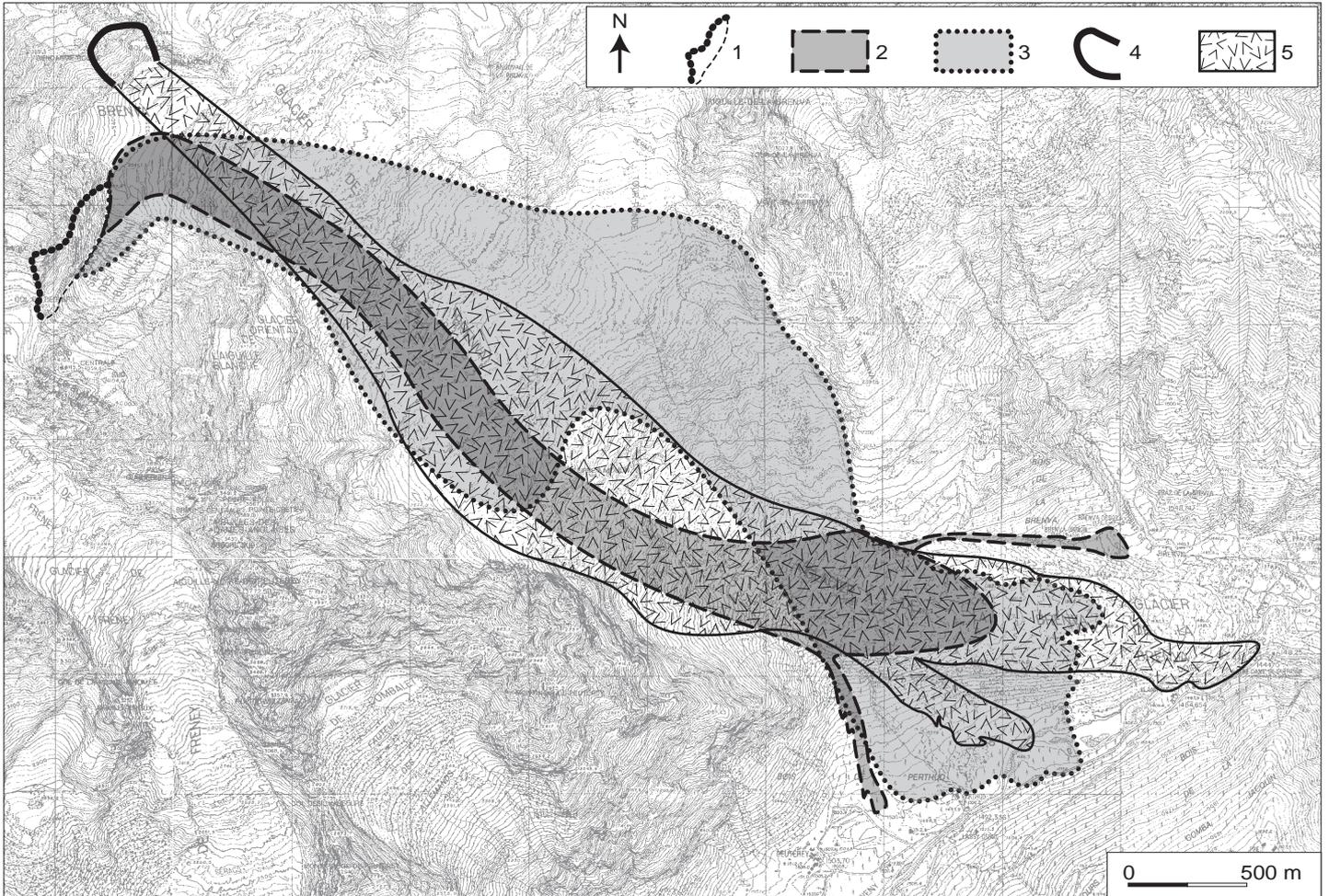
Figure 2.24 - Lobe secondaire du dépôt de l'éroulement de 1997 sur le flanc externe de la moraine latérale droite de la Brenva, vu depuis la crête de celle-ci.

Figure 2.24 - Lobo secondario del deposito del crollo di 1997 sul fianco esterno della moraine laterale destra della Brenva, visto dalla sua cresta.

neige, celle-ci alimentant l'aérosol naissant. Sur le glacier inférieur, la masse en mouvement s'est divisée en deux lobes (Figure 2.23) : le principal, canalisé par les moraines latérales, a dépassé le front du glacier et buté contre l'escarpement de Notre-Dame de la Guérison ; le lobe secondaire a débordé la crête de la moraine latérale droite, fauché une partie du mélèzein qui en couvrait le flanc externe et atteint le lit de la Doire (Figure 2.24). Les distances parcourues horizontale et verticale ont été, respectivement, de 5750 et 2325 m

(angle de pente moyenne de 22°). La distance de parcours excessive  $L_e$  (i.e. la distance parcourue au-delà de la distance attendue pour un éroulement avec un coefficient de friction standard) a été de 2000 m.

Le parcours de la masse éroulée et la distribution du dépôt de l'éroulement de 1997 sur le glacier inférieur et le flanc externe de la moraine latérale droite peuvent être comparés avec profit avec les caractéristiques d'un éroulement antérieur sur la Brenva très semblable, celui de 1920.



### 3 - Les caractéristiques de l'écroulement de 1920 sur la Brenva

L'expression « écroulement de 1920 » désigne une succession rapide d'écroulements qui ont affecté le Grand Pilier d'Angle (GPA), paroi rocheuse subverticale qui culmine à 4308 m sur le contrefort oriental du Mont Blanc de Courmayeur (fig. 2.25). Cette série d'écroulements, d'un volume rocheux total de  $\sim 2.5\text{-}3.5 \times 10^6 \text{ m}^3$ , s'est déroulée en deux temps :

- le 14/11/1920, un écroulement se produisit à la base du GPA (Figure 2.22). Après avoir parcouru le glacier septentrional des Aiguilles Blanches, la masse écroulée atteignit le glacier supérieur, rabota sa surface et déclencha une avalanche (sans aérosol). A l'aval de la Pierre à Moulin, l'avalanche se sépara en deux branches (Figure 2.23).
- le 19/11/1920, quatre écroulements se succédèrent sur l'ensemble de la face ESE du GPA, dont le

volume total aurait été 15 fois supérieur à celui du 14/11 [U. VALBUSA, 1931]. Le dernier écroulement fut de beaucoup le principal, mais l'épais nuage qui occupait le bassin glaciaire après le premier écroulement gêna les observations [U. VALBUSA, 1921]. La plus grande part de la masse écroulée traversa obliquement le glacier, fut déviée par le pied du versant ouest des Rochers de la Brenva, avant que le dépôt mixte (matériel granitique, glace et neige) ne recouvre  $\sim 3/4$  de la superficie du glacier inférieur et le flanc externe de la moraine latérale droite sur plus de 1 km de large.

Le 19 novembre, les distances parcourues horizontale et verticale furent, respectivement, de 5150 et 2660 m (angle de pente moyenne de  $27^\circ 20'$ ). La distance de parcours excessive  $L_e$  a été de 860 m.



Figure 2.25 - Grand Pilier d'Angle (au centre), vu depuis le NE. La niche d'arrachement de 1920 correspond à la moitié gauche du Grand Pilier d'Angle (Photo A. Gogna).

Figure 2.25 - Grand Pilier d'Angle (al centro), visto del NE. La nicchia di distacco di 1920 corrisponde alla metà sinistra del Grand Pilier d'Angle (Foto A. Gogna).

#### 4 - Les effets géomorphologiques du débordement des écoulements sur le flanc externe de la moraine latérale droite de la Brenva

En 1920 et 1997, la majeure partie du dépôt d'écroulement est localisée à la surface du glacier inférieur. Toutefois, dans les deux cas, une part variable du dépôt repose sur le flanc externe de la moraine latérale droite de la Brenva. Cette distribution résulte (i) du resserrement du bassin glaciaire vers l'aval, qui peut contraindre la trajectoire de la masse éroulée vers le sud comme le 19/11/1920 ; (ii) de la courbure du glacier inférieur, à l'aval de l'étranglement, qui explique une trajectoire finale des écoulements oblique par rapport à la crête morainique de la moraine latérale droite (Figure 2.23). Dans les deux cas de figure, l'engraissement variable du glacier inférieur par rapport à ses moraines latérales détermine

la part de la masse éroulée qui atteint le flanc externe de la moraine latérale droite.

Cette configuration explique la genèse particulière du tablier basal du flanc externe de la moraine latérale droite de la Brenva. Un tel tablier basal, commun sur les moraines alpines, résulte d'apports détritiques par différents processus (*e.g.* roulement de blocs, ruissellement, vidange intraglacière, reptation nivale, gélifluxion) qui remanient le till superficiel. Dans le cas de la Brenva, ce tablier basal est hypertrophié, comme le montre sa comparaison avec celui d'une moraine semblable, celle du Miage (Figure 2.26). Parce que l'épaisseur du dépôt final (*i.e.* après fusion de la glace et de la neige que contenait le dépôt mixte) des deux grands écoulements du XX<sup>e</sup> siècle est métrique, les caractéristiques du tablier basal de la moraine latérale droite de la Brenva suggèrent une fourchette minimale de 20-40 écoulements sur ce glacier pendant tout l'Holocène. Grâce à la documentation historique ou à l'analyse géomorphologique, certains des plus récents de ces écoulements ont pu être reconnus.

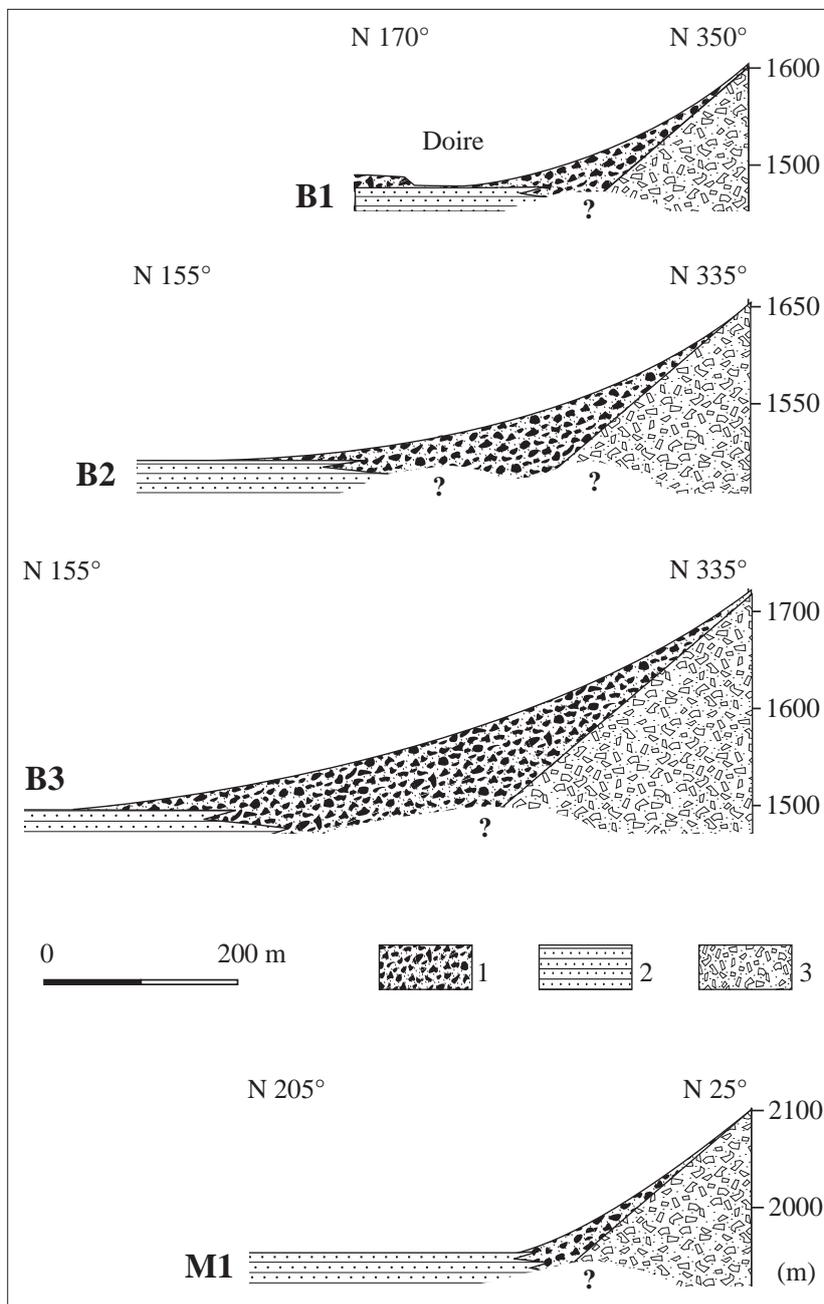


Figure 2.26 - Tablier basal des moraines latérales droites de la Brenva et du Miage [P. DELINE, 2002].

Coupe de la moraine de la Brenva :  
 B1 : aval secteur central ;  
 B2 : amont secteur central ;  
 B3 : secteur proximal),

Coupe de la moraine du Miage  
 M1 : secteur proximal :  
 1 : tablier basal ;  
 2 : remblaiement fluvio-glaciaire ou alluvial ;  
 3 : moraine latérale droite.

Figura 2.26 - Deposito basale delle morene laterale destra della Brenva e del Miage [P. DELINE, 2002].

Sezione della morena della Brenva :  
 B1 : parte a valle del settore centrale ;  
 B2 : parte a monte del settore centrale ;  
 B3 : settore prossimale,

Sezione della morena del Miage M1 : settore prossimale) :  
 1 : deposito basale ;  
 2 : deposito fluvio-glaciaire o alluvionale ;  
 3 : morena laterale destra.

## II - LES INDICES DE TROIS GRANDS ÉCROULEMENTS SUR LA BRENVA AU MOYEN-ÂGE ET PENDANT LE PAG

Des photographies et gravures antérieures à 1920 montrent le flanc externe de la moraine droite sans forêt sur une largeur de plus de 400 m à la fin du XIX<sup>e</sup> siècle ou un voile détritique supraglaciaire sur le glacier inférieur de la Brenva dans les années 1830. Elles permettent de postuler l'occurrence d'un écroulement sur la Brenva avant celui de 1920, dont le dépôt pourrait être figuré sur un dessin de Jallabert réalisé en 1767 [H.-B. DE SAUSSURE, 1786] (Figure 2.27). Plusieurs éléments s'opposent en effet à l'interprétation classique de cette gravure comme représentation d'un débordement du glacier en crue :

- la disparition de l'essentiel de la moraine latérale droite par débordement n'a pas eu lieu lors des deux avancées qui culminent en 1818 et 1850, alors que la première de celles-ci constitue avec celle de 1640 l'un des deux maxima glaciaires du PAG dans le massif du Mont Blanc.

- le débordement de glace représenté n'est pas réaliste du point de vue glaciologique (extension latérale, épaisseur de glace).
- une éventuelle crue de la Brenva en 1767, exceptionnelle qui plus est, serait en décalage par rapport à la crue glaciaire de la fin des années 1770, qui semble synchronique en Suisse [H.J. ZUMBÜHL & H. HOLZHAUSER, 1988].
- les débordements glaciaires par-dessus une moraine latérale exigent des conditions particulières (coude brutal du Miage par exemple), que la Brenva ne présente pas.

Par conséquent, l'interprétation du dessin de Jallabert comme représentation d'un dépôt mixte glace/débris rocheux qui résulterait d'un écroulement rocheux très récent sur la Brenva semble plus pertinente : (i) la crête morainique et le flanc externe de la moraine laté-



Figure 2.27 - Vue du Glacier de la Brenva. Eau-forte par Töpffer, d'après un dessin de Jallabert de juillet 1767 [H.-B. DE SAUSSURE, 1786].

Figure 2.27 - Vue du Glacier de la Brenva. acquaforte di Töpffer, secondo un disegno di Jallabert di luglio 1767 [H.-B. DE SAUSSURE, 1786].

rale droite seraient en grande partie recouverts par le dépôt mixte ; (ii) les blocs rocheux superficiels dans le secteur frontal appartiendraient à la composante granitique du dépôt mixte de l'écroulement ; (iii) l'échancrure dans ce même secteur résulterait de l'effondrement de la galerie creusée par la Doire de Veny sous le dépôt . Alors que le dessin est réalisé fin juillet ou début août, l'aspect et la couleur grise du dépôt suggèrent que la fusion est en cours : l'écroulement rocheux a donc pu affecter le bassin glaciaire de la Brenva dans les mois précédents.

Deux autres écoulements plus anciens ont pu être individualisés :

- la légende de la destruction de Saint-Jean-de-Purtud par la Brenva pour punir ses habitants d'avoir rentré les foin le 15 juillet (fête de la patronne du village) témoignerait d'un écoulement fini-médiéval de type 1920/1997, ayant parcouru la Brenva au XIV<sup>e</sup> voire au XV<sup>e</sup> siècle. Il aurait engendré le dépôt à

gros blocs isolés d'extension un peu supérieure à celle du dépôt de 1920 et dont l'étude lichénométrique montre qu'il est antérieur à 1720 [M. GIAMBASTIANI, 1983].

- en rive droite de la Doire, entre le lobe secondaire du dépôt de 1997 et le pied du versant ubac, une accumulation de blocs très hétérométriques domine le lac de la sablière de 23 m. Une coupe dans la partie superficielle de ce dépôt qui prolonge le tablier basal de la moraine latérale droite montre qu'un écoulement de type 1920/1997 s'est produit après 426-615 cal. AD, soit peut-être au début du Moyen Âge.

Enfin, dans la continuité du dépôt de la sablière, de nombreux blocs de granite sur le pied du versant ubac suggèrent l'occurrence ancienne d'écoulements d'extension majeure.

## RIASSUNTO

*I grandi crolli rocciosi ( $V > 1 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ ) costituiscono un importante processo nella morfodinamica dei versanti dell'alta montagna alpina. Il riconoscimento della frequenza e dell'intensità di questo rischio, reso indispensabile dalla vulnerabilità antropica molto accentuata nell'ultimo mezzo secolo, richiede lo studio geomorfologico dei depositi correlati. Il bacino glaciale della Brenva ben si presta a tale studio: in effetti, con una superficie di  $8 \text{ km}^2$  ed un dislivello di 3400 m, questo ghiacciaio, dominato da alte pareti sopraglaciali, è stato percorso a due riprese durante il XX secolo da grandi crolli rocciosi. Il 18/01/1997, un volume roccioso di  $\sim 2 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  si è distaccato dallo Sperone della Brenva (3873 m): la sua caduta sul ghiacciaio ha innescato un'enorme valanga in aerosol. Il deposito misto (granito, ghiaccio, neve) di questo crollo ha ricoperto la maggior parte del ghiacciaio inferiore, come già avvenuto per il crollo del novembre 1920, costituito da un volume di  $2.5\text{-}3.5 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  rilasciato dal Grand Pilier d'Angle (4308 m).*

*La geometria del bacino glaciale e del ghiacciaio inferiore "costringe" la traiettoria dei crolli in modo che una parte dei depositi — controllata dall'incassamento del ghiacciaio inferiore tra le sue morene laterali — ricopre il fianco esterno della morena laterale destra (come è avvenuto nel 1920 e 1997) e forma una falda detritica basale. Mentre l'apporto di ognuno dei due crolli del XX secolo è riconoscibile per uno spessore metrico di depositi sulla superficie attuale, il rigonfiamento della falda detritica alla base della morena suggerisce l'esistenza di un numero minimo di 20-40 grandi crolli rocciosi durante l'Olocene.*

*Mentre i depositi antichi ricoprono il piede del versante della Val Veny esposto a sud, diversi argomenti geomorfologici, sedimentologici, storici e iconografici lasciano supporre l'occorrenza di tre grandi crolli rocciosi nel Medioevo e durante la PEG (> V-VII secolo, XIV-XV secolo, 1767), in concordanza con la frequenza minima olocenica di due crolli al millennio, dedotta dell'analisi della falda basale. La domanda sulla relazione tra i tassi di accumulo di questi crolli e le fluttuazioni climatiche caratterizzate da ritmi diversi rimane ciononostante aperta.*

# PALÉOGÉOGRAPHIE DE LA RÉGION DU MASSIF DU MONT BLANC PENDANT LE DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE : APPROCHE CHRONOLOGIQUE

Par SYLVAIN COUTTERAND

En nous appuyant sur une cartographie détaillée des formes d'érosion (cf. § 1), cette étude à grande échelle nous permet de proposer une reconstitution paléogéographique cohérente de la région du massif du Mont Blanc pendant le dernier maximum glaciaire (LGM, last glacial maximum).

## **Introduction**

Durant la dernière période glaciaire, les glaciers alpins ont largement débordé sur le piémont comme en témoignent les nombreux cordons morainiques appartenant au complexe des Moraines Internes.

Le massif du Mont Blanc, en position centrale durant cette période se situait entièrement dans la zone d'accumulation.

Ainsi, durant cette phase d'englacement maximal, les processus d'érosion glaciaire dominaient dans le secteur étudié. De nos jours, bien après le retrait des glaces, de nombreuses formes d'érosion subsistent encore.

## **1 - Les formes d'érosion : la « trimline »**

L'action érosive du glacier (tempéré, *i. e.* proche du point de fusion) imprime un modelé qui se différencie de celui des zones non recouvertes par la glace, soumises aux seuls agents d'érosion atmosphérique.

La trimline est définie par THORP [1981] comme la zone de transition entre la partie inférieure d'un versant affectée par les processus d'érosion glaciaire et la partie supérieure de ce versant présentant une forte rugosité car soumise aux agents atmosphériques. Cette limite s'exprime de façon très nette sur les roches endogènes. La trimline représente ainsi l'altitude maximale occupée par le glacier principal (Figure 2.28).

## **2 - Méthode de reconstitution**

Dans la région du massif du Mont Blanc, soixante points permettant d'identifier les positions et les altitudes des trimlines, ont été relevés et cartographiés ; ils ont été numérisés puis interpolés à l'aide d'un système



*Figure 2.28 - Trimline sur le versant sud de l'Aiguille de Loria. Le massif cristallin des Aiguilles Rouges se prête particulièrement bien à la préservation du modelé d'érosion glaciaire.*

*Figura 2.28 - Trimline sul versante sud dell'Aiguille de Loria. Il massiccio cristallino delle Aiguilles Rouges a registrato molto bene il modelamento erosivo glaciale.*

d'information géographique. Il en résulte une reconstitution de la surface de l'englacement pendant le LGM qui intègre également la réactualisation de la carte de la Suisse au LGM [Jäckli, 1970] (Figure 2.29).

### 3 - L'âge des « trimlines » et leur préservation

La morphogenèse très active des massifs cristallins résulte principalement de l'action conjointe des processus suivants :

- l'érosion mécanique (cryoclastie) et chimique.

Des taux d'érosion minimaux de 10 mm/Ka [Florineth & Schlüchter, 1998] sont couramment admis, ce qui correspond à un minimum d'érosion du modelé glaciaire de 250 mm depuis le stade isotopique 2 (~ 25 000 BP) et de 600 mm depuis le stade isotopique 4 (~ 60 000 BP).

- des rééquilibrages post-glaciaires d'ordre gravitaire.
- une tectonique active aux vitesses d'exhumation rapides.

Ces processus morphogénétiques très rapides ne permettent pas la préservation d'un modelé d'érosion glaciaire antérieure au LGM, correspondant aux stades isotopiques 6, 8, 10 et *a fortiori* à la glaciation la plus étendue (MEG).

D'autre part, les extensions sur le piémont du complexe glaciaire Arve-Rhône ont été très proches pour les trois derniers épisodes glaciaires. Etant donné cette faible différence de longueur, il est vraisemblable que la surface des glaciers des trois derniers stades isotopiques froids présentaient des altitudes similaires dans les zones amont. Par conséquent, les trimlines indiquent bien l'altitude atteinte par la glace durant le LGM.

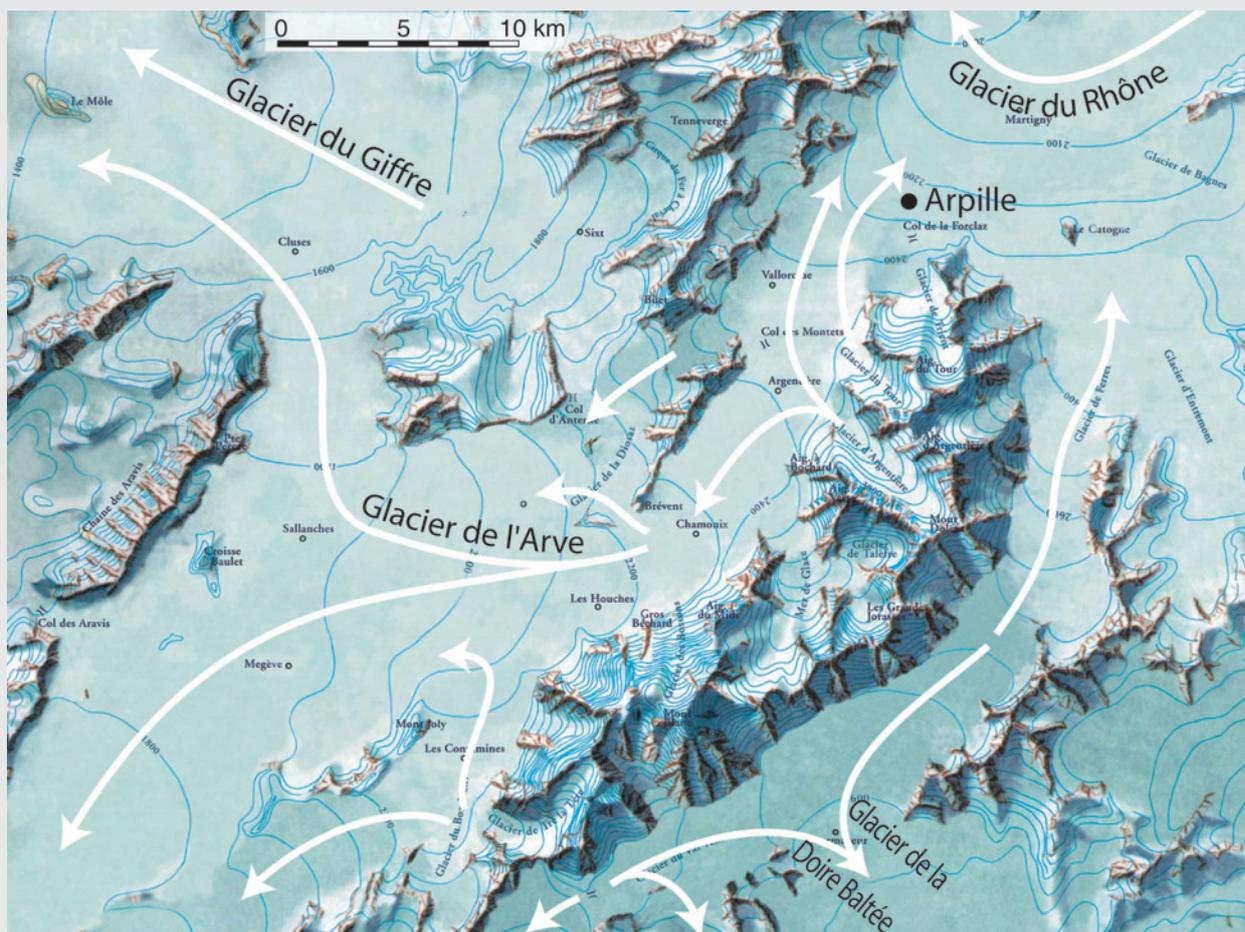


Figure 2.29 - Reconstitution paléogéographique du massif du Mont Blanc au LGM. Direction des flux et diffuences sont indiqués par les flèches (équidistance des courbes de niveau 100 m).

Figura 2.29 - Ricostruzione paleogeografica del massiccio del Monte Bianco al LGM. Le direzione dei flussi e le diffuenze sono indicati con frecce (equidistanza delle curve di livello : 100 m).

#### 4 - Acquisition des données et paléogéographie

La reconstitution paléogéographique met en évidence quatre principales zones d'accumulation :

- Haute vallée de l'Arve (les Posettes, col de Balme), altitude 2400 m.
- Haut Val Montjoie, altitude 2300 m.
- Val Ferret italien (Pré de Bar), altitude 2800 m.
- Val Veny, altitude 2850 m et haute vallée des Glaciers, altitude 2800 m

L'altitude atteinte par l'englacement suggère l'existence de plusieurs diffuences :

- Glaciers du Tour et d'Argentièrre vers le glacier du Rhône (Martonne, 1931).
- Glacier de Bérard vers le bassin de la Diosaz.
- Glacier de Ferret italien vers le glacier du Rhône [KELLY, 2004].
- Glacier de l'Arve vers le glacier de l'Isère.
- Glacier de l'Arve par le col de Bel Lachat vers le bassin de la Diosaz].
- Glacier du Bon-Nant vers le Beaufortin.
- Glacier du Val Veny vers la vallée des Glaciers et le bassin de la Thuile [PORTER & OROMBELLI, 1982].

#### 5 - Approche chronologique, tentative de datation absolue

Depuis plus d'une dizaine d'années, une technique de datation utilisant les rares nucléides produits par l'interaction du rayonnement cosmique avec les roches de surface a été développée et appliquée à la datation de la géomorphologie [SIAME *et al.* 2001]. Nous avons appliqué cette méthode de mesure des isotopes cosmogéniques produits *in situ* ( $^{10}\text{Be}$ ) sur les blocs erratiques de l'Arpille de Ravoire (2065 m). Ces blocs de granite du Mont-Blanc ont été déposés peu après le maximum, au cours de l'abaissement de la surface du glacier. L'âge obtenu de  $26\,427 \pm 1500$  BP. [CEREGE, Aix en Provence, 2003] doit être considéré comme un âge minimum.

#### Conclusion

En considérant l'âge obtenu et les datations disponibles dans les zones aval [NICLOUD *et al.* 1993 ; SCHÖENEICH, 1998 ; MANDIER *et al.*, 2003], le LGM pourrait être supérieur à 26 000 BP. Cependant, il faut envisager que le LGM n'ait pas été synchrone pour l'ensemble des glaciers alpins [FLORINETH & SCHLÜCHTER, 2000].

Cet englacement puissant des massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges constituait un obstacle à l'écoulement des glaces valaisannes, contraignant le glacier du Rhône à s'écouler vers le Nord.

#### RIASSUNTO

*Applicati a grande scala alla regione del Massiccio del Monte Bianco, i nostri lavori di ricostruzione del glacialismo durante il LGM permettono di proporre una paleogeografia coerente della regione. La morfogenesi molto attiva dei massicci cristallini permette di attribuire un'età recente alla genesi delle trimlines. Il nostro approccio riguardante l'età del LGM si appoggia sui criteri geomorfologici e su una datazione ottenuta dalla misura degli isotopi cosmogenici prodotti in situ, la quale implica per il LGM un'età anteriore a 26 000 y BP.*

## BIBLIOGRAPHIE DE LA DEUXIÈME DEMI-JOURNÉE

- AESCHLIMANN H. (1983). - *Zur Gletschergeschichte des italienischen Mont Blanc Gebietes: Val Veni – Val Ferret – Ruitor*, 105 p. - Inaugurale Dissertation, Universität Zürich.
- BARLA, G., DUTTO, F. & MORTARA, G. (2000). - Brenva Glacier rock avalanche of 18 January 1997 on the Mount Blanc Range, Northwest Italy. - *Landslide News*, 13 : 2-5
- CASATI D. (1998). - *Studio della dinamica di un debris-covered glacier : il Ghiacciaio del Miage*. - Tesi di Laurea, Università di Milano, 249 p.
- DELINE P. (1995). - *Etude géomorphologique du Val Veny (Val d'Aoste)*. - Mémoire Maîtrise, Université Savoie, 163 p.
- DELINE P. (1998). - L'étagement morphodynamique de la haute montagne alpine : l'exemple du Val Veny (Val d'Aoste, Italie). - *Revue de Géographie Alpine*, 86 (3) : 27-35.
- DELINE P. (1999a). - Les variations holocènes récentes du glacier du Miage (Val Veny, Val d'Aoste). - *Quaternaire*, 10 (1) : 5-13.
- DELINE P. (1999b). - La mise en place de l'amphithéâtre morainique du Miage (Val Veny, Val d'Aoste). - *Géomorphologie*, 1 : 59-72.
- DELINE P. (2002). - *Etude géomorphologique des interactions entre écroulements rocheux et glaciers dans la haute montagne alpine : le versant sud-est du massif du Mont Blanc (Vallée d'Aoste, Italie)*, 365 p. Thèse de Doctorat, Université de Savoie.
- DELINE P. (2005). Change in surface debris cover on Mont Blanc massif glaciers after the 'Little Ice Age' termination. - *The Holocene*, 15 (2).
- DELINE P., OROMBELLI G., BECK C., BONVICINI C., EVIN J., GRAUER C., LE DARZ M., NICLOUD G., MAFFEI M., PASQUALOTTO M., PAVAN M., RAVAZZI C., RICHARD H., ROSSI S., VASECCHI V., VIGNOT A. & VIGLIOTTI L. (2004a). - *Lake Combal filling (Mont Blanc massif), a geochronometer of the Miage Glacier neoglacial advance*. - EGU Assembly 2004, Nice.
- DELINE, P., DIOLAIUTI, G., KIRKBRIDE, M.P., MORTARA, G., PAVAN, M., SMIRAGLIA C. & TAMBURINI, A. (2004b) - Drainage of ice-contact Miage Lake (Mont Blanc massif, Italy) in September 2004. - *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 27(2) : 113-119.
- DELINE P. & OROMBELLI G. (à paraître). - Glacier fluctuations in the western Alps during the Neoglacial as indicated by the Miage morainic amphitheatre (Mont Blanc massif, Italy). - *Boreas*.
- DIOLAIUTI G., KIRKBRIDE M.P., SMIRAGLIA C., BENN D.I., D'AGATA C. & NICHOLSON L. (2005). - Calving processes and lake evolution at Miage Glacier (Mont Blanc, Italian Alps). - *Annals of Glaciology*, sous presse.
- FLORINETH D. & SCHLÜCHTER C. (1998). - Reconstructing the Last 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 during the Last Glacial Maximum. - *Quaternary Research* 54, 295-308.
- GIAMBASTIANI M. (1983). - Valutazione geomorfologica del rischio di frana, di valanga e di piena di rotta glaciale in un'area alpina (Courmayeur, Valle d'Aosta). - *Geologia Tecnica*, 2 : 5-16.
- HSÜ K. (1975). - Catastrophic debris streams (sturzstroms) generated by rockfalls. - *Geological Society of America Bulletin*, 86 : 126-140.
- HORMES A., MÜLLER B. & 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 (3): 255-265.
- JÄCKLI H. (1970). - Die Schweiz zur letzten Eiszeit, Karte 1:550 000. - *Atlas der Schweiz*, Blatt 6, Bundesamt für Landestopographie, Wabern-Bern, Switzerland.
- KELLY M., BUONCRISTIANI J.-F., SCHLÜCHTER C. (2004). - A reconstruction of the last glacial maximum (LGM) ice-surface geometry in the western Swiss Alps and contiguous Alpine regions in Italy and France. - *Eclogae geol. Helv.* 97, 57-75.
- LESCA C. (1956). - Osservazioni sui laghi del ghiacciaio del Miage. - *Bolletino Comitato Glaciologico Italiano*, II, 7, 29-55.
- MANDIER P., EVIN J., ARGANT J., PETIOT R. (2003). - Chronostratigraphie des accumulations würmiennes dans la moyenne vallée du Rhône : l'apport des dates radiocarbones. - *Quaternaire*, 14, (1), p. 113-127.
- MERCALLI L., CAT BERRO D., MORTARA G. & TAMBURINI A., (2002 [1999]). - Un lago sul ghiacciaio del Rocciamegone, Alpi occidentali: caratteristiche e rischio potenziale. - *Nimbus*, 7 (1-4) : 3-9.
- MAISCH M., WIPF A., DENNELER B., BATTAGLIA J. & BENZ C. (1998). - *Auswirkungen von Klimaänderungen auf die Gletscher und deren Vorfelder*. - Schlussbericht NFP 31, 376 p. Vdf Hochschulverlag AG an der ETH, Zürich.
- MAYR F. (1969). - Die postglazialen Gletscherschwankungen des Mont Blanc-Gebietes. - *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement-Band 8* : 31-57.
- NICLOUD G., CODDET E., BLAVOUX B., DRAY M. (1993). - Les complexes détritiques de marge glaciaire active dans le Bas Chablais (bassin lémanique). Implication hydrogéologique. - *Quaternaire*, 4 (2-3), p. 69-76.

- OROMBELLI G. (1998). - Le torbe des Rutor: una successione significativa per la storia olocenica dei ghiacciai e del clima nelle Alpi. - In Ghelardoni, P. (ed.): *Studi in onore di Mario Pinna (Il clima e la storia del clima)*, Memorie della Società Geografica Italiana, 55 : 153-165.
- OROMBELLI G. & DELINE P. (2002). - L'anfiteatro morenico del Miage (Courmayeur, Valle d'Aosta) : nuovi dati sulla sua genesi. - *Istituto Lombardo (Rendiconti Scienze) B 134 (2000)* : 115-133.
- PORTER S.C. & OROMBELLI G. (1982). - Late-glacial ice advances in the western Italian Alps. *Boreas*, 11 : 125-140.
- PORTER S.C. & OROMBELLI G. (1985). - Glacier contraction during the middle Holocene in the western Italian Alps: evidence and implications. - *Geology*, 13 : 296-298.
- REYNAUD L. & VINCENT C. (2000). - Relevés de fluctuations sur quelques glaciers des Alpes françaises. - *La Houille Blanche*, 5 : 79-86.
- SAUSSURE, H.-B. DE (1786). - *Voyages dans les Alpes, précédés d'un essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève. Tome second.* - Barde, Manguet & Compagnie, Genève, XVI-641 p.
- SCHOENEICH P. (1998). - Corrélation du dernier maximum glaciaire et de la déglaciation alpine avec l'enregistrement isotopique de Groënland. - *Quaternaire*, 9/3 : 203-216.
- SIAME L., BRAUCHER R., BOURLES D., BELLIER O. & SEBRIER M. (2001). - Datation de surfaces géomorphologiques repères par le <sup>10</sup>Be produit in-situ : implications tectoniques et climatiques. - *Bull. Soc. Géol. France*, 172/2 : 223-236.
- SMIRAGLIA C., DIOLAIUTI G., CASATI D. & KIRKBRIDE M.P. (2000). - Recent areal and altimetric variations of Miage Glacier (Monte Bianco Massif, Italian Alps). In Nakawo, M., Raymond, C.F. & Fountain, A. (Ed.), *Debris-Covered Glaciers*. IAHS Publication, 264 : 227-233.
- THORP P.W. (1981). - A trimline method for defining the upper limit of the Loch Lomond Advance glaciers: examples from the Koch Levan and Glencoe areas. - *Scot. J. Geol.*, 17: 49-64.
- VALBUSA U. (1921). - La catastrofe del Monte Bianco e del Ghiacciaio della Brenva del 14 e 19 Novembre 1920. - *Bollettino della Reale Società Geografica Italiana*, 10 (3) : 95-114 ; (4-5) : 151-162.
- VALBUSA U. (1931). - La prima frana-valanga del Monte Bianco sul Ghiacciaio della Brenva (14 Novembre 1920). - *Bollettino della Reale Società Geografica Italiana*, 8 (2) : 118-125.
- WETTER W. (1987). Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen im Mont Blanc-Gebiet : Untere Vallée de Chamonix-Val Montjoie. - *Phys. Geogr.*, Zürich, 22, 267p.
- ZUMBÜHL H.J., & HOLZHAUSER H. (1988). - Glaciers des Alpes du Petit âge glaciaire. - *Les Alpes*, 64 (3) : 129-322.

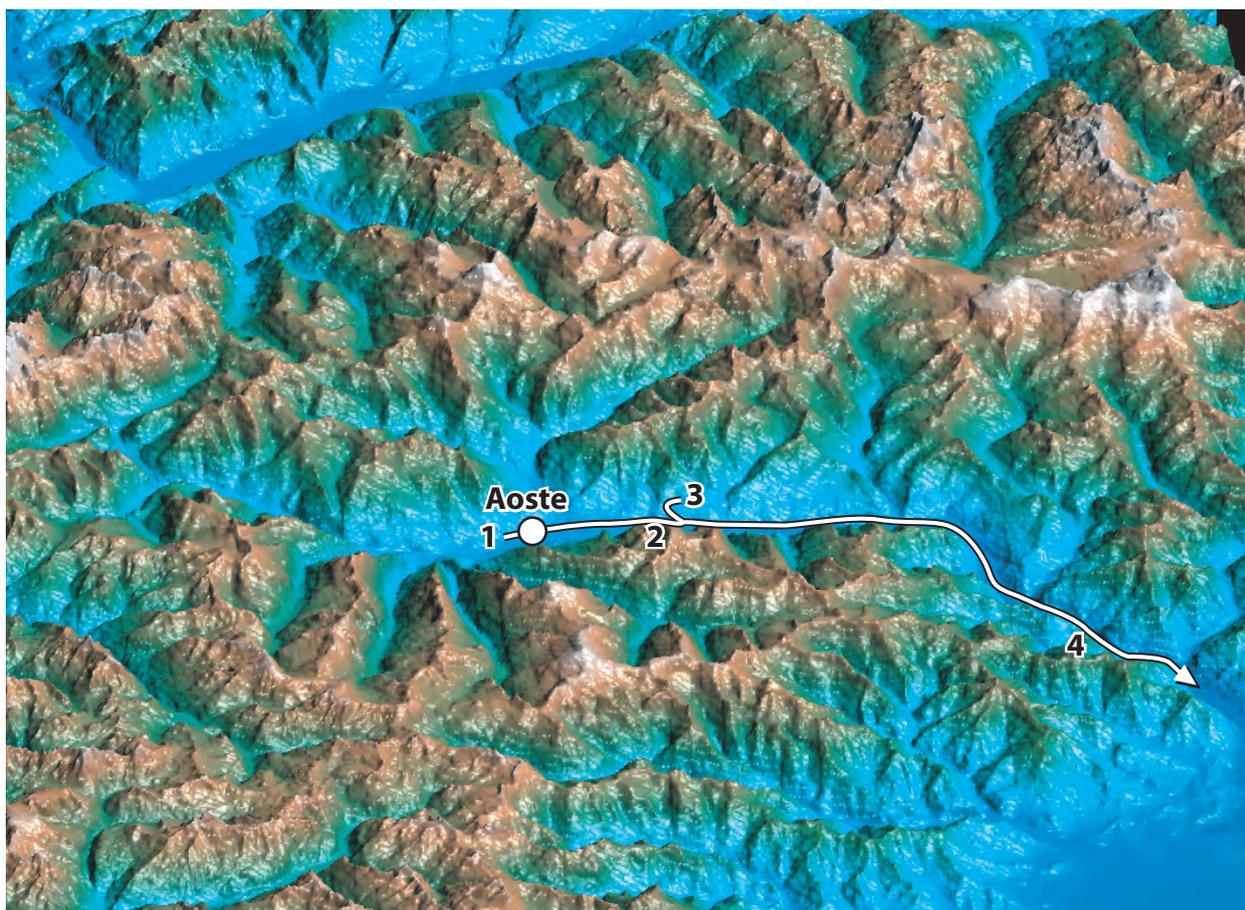
*Troisième demi-journée - Vendredi 3 juin 2005 matin*

## COMBLEMENT ALLUVIAL ET DYNAMIQUE DES VERSANTS DE LA VALLÉE D'AOSTE

Par MARCO GIARDINO

<b>Présentation générale</b> par GÉRARD NICOUD . . . . .	87
<b>Arrêt 1 - L'ombilic d'Aoste, une dynamique lacustre complexe</b> par GÉRARD NICOUD <i>et al.</i> . . . . .	89
<b>Arrêt 2 - Formes et dépôts de la glaciation pléistocène dans la moyenne Vallée d'Aoste</b> par MARCO GIARDINO . . . . .	97
<b>Arrêt 3 - Dynamique géomorphologique et évolution d'un site archéologique</b> par Par MARCO GIARDINO, GIORGIO MARTINOTTI et FRANCO MEZZENA . . . . .	104
<b>Encadré : Sédimentation et néotectonique post-glaciaires dans la moyenne Vallée d'Aoste</b> par MARCO GIARDINO . . . . .	114
<b>Arrêt 4 - Réflexions sur l'instabilité des versants de la basse Vallée d'Aoste ; les mouvements de terrain entre Bard et Donnas</b> par EMMANUEL DALBARD . . . . .	121
<b>Bibliographie</b> . . . . .	127

*Itinéraire de la troisième demi-journée*



*Dessin 3D Estelle Ployon*

## PRÉSENTATION GÉNÉRALE

Par GÉRARD NICOUD

### CADRE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

L'étroite vallée d'Aoste conduit du massif du Mont Blanc à la plaine du Pô vers Turin. Elle est drainée par la Doire Baltée qui reçoit quelques puissants affluents notamment la Grand'Eyvia en rive droite et, vers Aoste, le Buthier en rive gauche (Figure 3.1).

Dans sa partie centrale, orientée Ouest-Est, la vallée d'Aoste se tient entre 500 et 600 m d'altitude. Les versants très raides joignent le Mont Emilius (3557 m) au Sud au Mont Fallère (3090 m) au Nord, au NE duquel se développe le bassin versant du Buthier.

La vallée d'Aoste est située au coeur du pays des nappes de charriage alpines (Figure 3.2). Le substratum appartient pour partie aux nappes penniques et pour partie aux nappes austro-alpines [BALLÈVRE *et al.* 1986 ; CABY 1981 ; CANEPA *et al.* 1990 ; CASTELLI 1985 ; DAL PIAZ 1974, 1988 ; ELTER 1960, 1971]. Aux premières, se rapportent les deux unités majeures de Schistes Lustrés. La plus basse structuralement formant

la première enveloppe tectonique du massif cristallin du Grand Paradis, comporte des vestiges de plate-forme carbonatée triasico-jurassique. Elle est issue de l'ancienne marge continentale de l'océan téthysien. La plus haute ou seconde enveloppe du massif du Grand Paradis est repérable par ses éléments de substratum océanique. Elle est issue de l'ancien océan alpin.

On attribue aux secondes la nappe de la Dent Blanche (Mont Mary et Mont Emilius). Egalement composite, elle est formée par des matériaux ortho- et paradérivés issus de l'autre marge de l'océan alpin.

Le polyphasage structural explique les imbrications tectoniques et les difficultés à différencier, du moins localement, les diverses unités de Schistes Lustrés.

Une faille tardive majeure (FF', Figure 3.2), courant d'Aoste au Col de la Ranzola, recoupe très clairement l'édifice plissé réalisé antérieurement. L'orientation de la vallée est

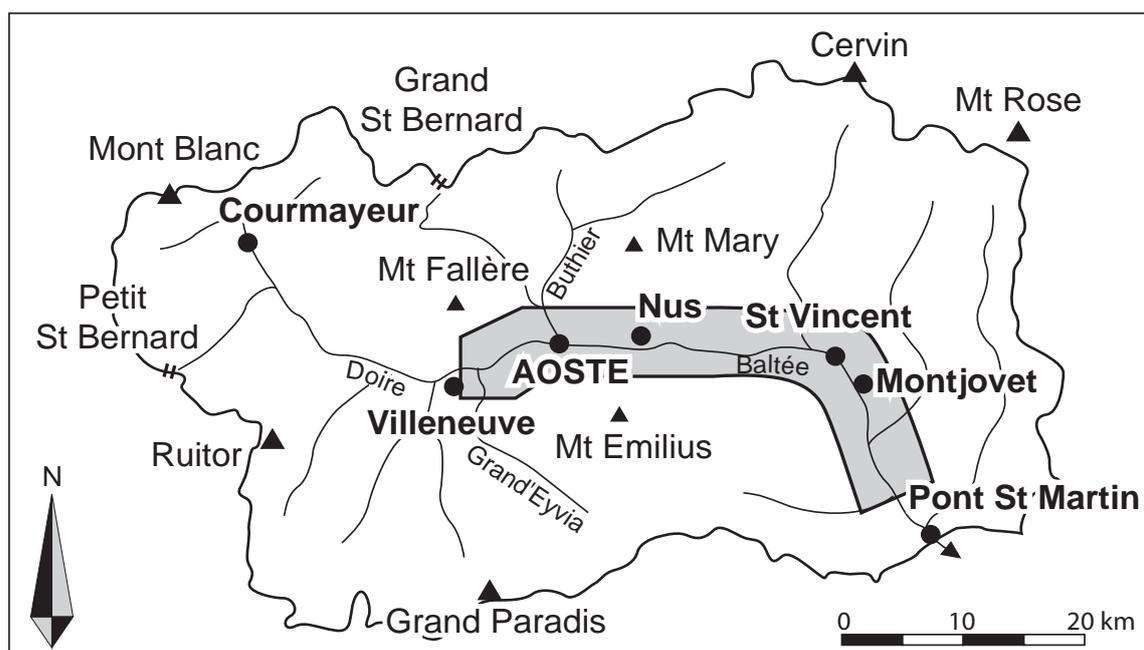


Figure 3.1 - Localisation de la zone d'étude en Vallée d'Aoste.

Figure 3.1 - Localizzazione della zona di studio in Val d'Aosta (Italia).

calquée sur cette faille. Le rejet de la faille est vraisemblablement responsable de la structure originale générale des versants (au Sud, les foliations sont inclinées au Nord, Figure 3.2A ; au Nord, elles s'inclinent vers le Sud, Figure 3.2B). L'analyse des stries de glissement sur quelques fractures observables en rive droite souligne au moins un mouvement décrochant, à faible composante verticale favorable au déplacement de tout ou partie de versant.

A cette origine structurale de la vallée d'Aoste, il faut ajouter un façonnement glaciaire particulièrement caractéristique et classique, comprenant des bassins élargis et surcreusés (Aoste, Saint Vincent) et des verrous rocheux resserrés (Villeneuve, Nus, Montjovet-Saint Vincent).

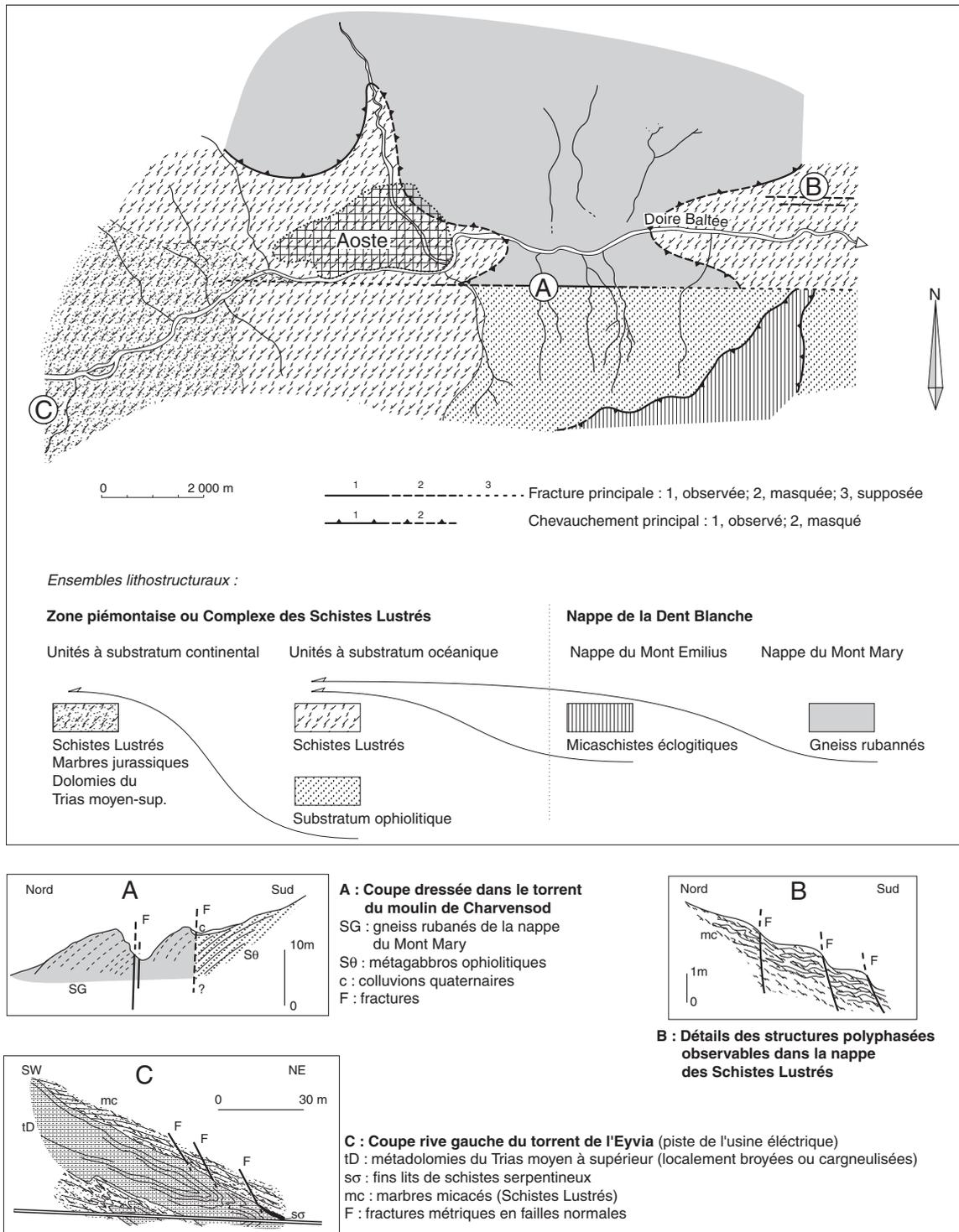


Figure 3.2 - Cadre géologique simplifié de la région d'Aoste.

Figure 3.2 - Inquadramento geologico semplificato della regione di Aosta.

# Arrêt 1

## L'ombilic d'Aoste, une dynamique lacustre complexe

(Sarre)

Par GÉRARD NICOUD *et al\**.

Dans le cadre d'un Programme International d'Action Hydrogéologique en Vallée d'Aoste [P.I.A.H. 1994], une étude détaillée du remplissage alluvial de la plaine d'Aoste a été conduite à partir des sondages existants, de campagnes de géophysique et de relevés

de terrain. On a pu ainsi préciser la géométrie des corps sédimentaires et les implications hydrogéologiques. Parallèlement, les étapes de l'évolution paléogéographique du comblement de la vallée ont été déterminées.

### I - L'OMBILIC D'AOSTE

A l'aval du verrou rocheux de Villeneuve, la plaine d'Aoste, longue de 18 km, s'élargit très sérieusement sur 1,5 km pour se refermer partiellement entre Nus et

Fénis. Ce bassin élargi présente aussi un surcreusement considérable que des prospections géophysiques, conduites par le GEOLEP, ont pu préciser [P.I.A.H. 1994].

### 1 - Interprétation des mesures géophysiques

#### 1 - Les sondages électriques

Les mesures de terrain ont fourni des courbes de bonne qualité. Les interprétations ont donné des résultats en concordance avec les données de forages pour les premières tranches comprises entre 0 et 80 m de profondeur. Pour les plus profondes, les interprétations ont mis en évidence deux horizons très contrastés dans leur valeur de résistivité : entre 25 et 70  $\Omega$ m pour des limons plus ou moins argileux ou morainiques et 1000 à 10000  $\Omega$ m pour le substratum rocheux (schistes lustrés et roches cristallines saines).

#### 2 - Les trainés électriques

Les investigations ont été menées sur des tranches de sous-sol d'épaisseur plus ou moins constantes et plus ou moins profondes, constituées de graviers sableux, afin de suivre leurs variations latérales. Des résistivités apparentes de l'ordre de 150 à 250  $\Omega$ m, valeurs représentatives pour des graviers aquifères, ont été relevées de part et d'autre d'Aoste (Aymavilles, Montfleury, Quart et Aéroport).

#### 3 - La cartographie du fond de la vallée

La coupe longitudinale de la vallée d'Aoste, proposée à partir des sondages électriques, met en évidence un important surcreusement aujourd'hui comblé par des sédiments reposant sur une couche résistante assimilée au substratum rocheux (Figure 3.3). L'ordre de grandeur maximum du remplissage atteindrait 300 à 350 m, en accord avec les travaux d'ARMANDO et DAL PIAZ [1970] et d'ARMANDO [1971].

Une synthèse de l'ensemble des données géophysiques permet d'esquisser une cartographie du toit du substratum sous le remplissage alluvial (Figure 3.4). C'est à Villeneuve, à l'Ouest de la vallée, que le substratum est le plus proche (environ 50 m). Par contre, à l'autre extrémité, vers Saint Marcel, le substratum rocheux est reconnu vers 120 m de profondeur soit vers la cote 430 m. Il replonge ensuite profondément. L'axe du fond de la vallée glaciaire se trouverait ici déporté vers le Sud où il se trouverait à la cote + 300 m. C'est entre Gressan et Pollein que la plus grande profondeur a été atteinte, environ 350 m, ce qui placerait le substratum à la cote 200 m.

\* *Extrait de : Eclogae Geologicae Helveticae 92 (1999) 139-147, Les étapes du comblement alluvial de la plaine d'Aoste (Italie) : une dynamique lacustre complexe par NICOUD G., DE LOS COBOS G., FUDRAL S., DRAY M., POLLICINI F., NOVEL J.-P., PARRIAUX A., ZUPPI G.-M., BONETTO F., PAILLET A., OLIVE P., PUIG J.-M.*

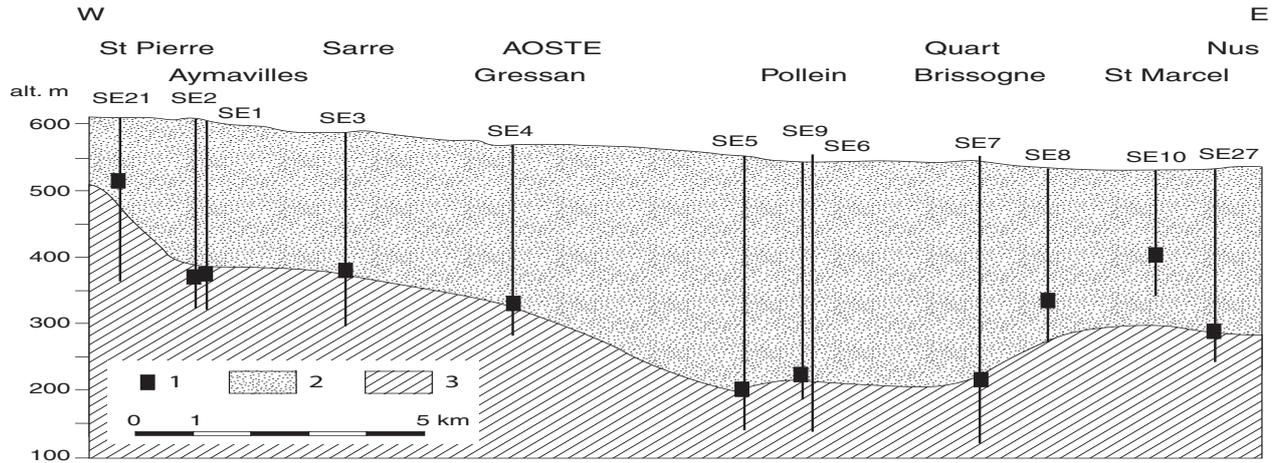


Figure 3.3 - Profil longitudinal du substratum dans l'axe de la vallée (les sondages sont projetés sur une ligne E-W ; certains sondages sont au centre de la vallée, d'autres près des bords).

1 : profondeur du rocher au droit du sondage,  
 2 : remplissage quaternaire,  
 3 : substratum rocheux au niveau de l'axe longitudinal (d'après interprétation des données géophysiques).

Figure 3.3 - Profilo longitudinale del substrato nell'asse vallico (i sondaggi sono proiettati sopra una linea E-W).

1 : profondità del substrato roccioso nel luogo del sondaggio,  
 2 : depositi quaternari,  
 3 : substrato roccioso lungo l'asse longitudinale (in riguardo dei dati geofisici).

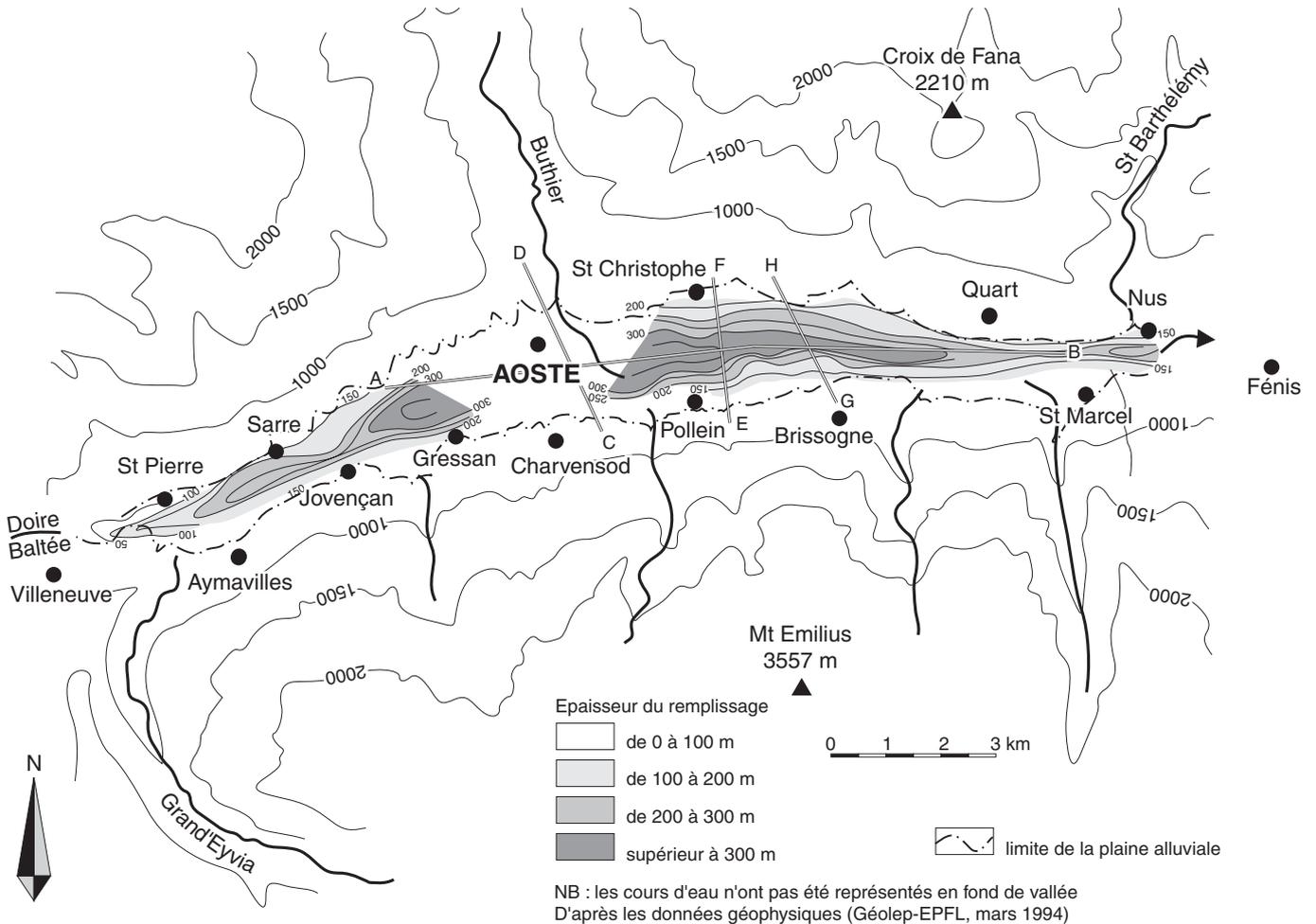


Figure 3.4 - Carte des épaisseurs du remplissage alluvial et localisation des coupes de la figure 3.5.

Figure 3.4 - Carta degli spessori del riempimento alluvionale e localizzazione delle sezioni della figura 3.5.

## 2 - Les données des sondages mécaniques

Les résultats de plus de 112 sondages représentant une longueur totale forée de 4450 m ont été rassemblés. D'inégale précision, ils ont néanmoins permis d'établir la géométrie des corps sédimentaires, en particulier des graviers sableux qui trouvent logiquement leur agencement dans des dispositifs lacustres [POLLICINI 1994 ; NOVEL 1995].

### 1 - Les successions lithostratigraphiques

#### a - Les sédiments lacustres (Figure 3.5)

- Des sédiments lacustres de fond de lac, limono-argileux à sableux ont été reconnus entre Pollein et Saint Marcel. Ils ont été partiellement traversés sur 37 m à l'Autoport (Pollein) où le sommet des limons se situe à la cote 490 m. Latéralement et vers l'aval, ces limons sont reconnus sur 12 m à Quart (sommet vers 510 m). A l'amont d'Aoste, un forage à Montfleury présente à sa base à la cote 505 m un niveau sablo-limoneux.

Ces données impliquent l'existence d'un vaste lac, à un instant donné, de cote égale ou supérieure à 510 m, bien supérieure à celle du verrou rocheux de Saint Marcel, approché par la géophysique et de cote probable 300 m environ.

Les sédiments sableux passent progressivement à des graviers sableux à caillouteux dont l'épaisseur décroît de l'amont vers l'aval de la vallée, alors que le plancher sableux remonte. Cette progradation deltaïque s'accompagne, à l'aval d'Aoste, d'un ravinement des sables sur une quarantaine de mètres, dans l'axe du remplissage.

- Une seconde succession de sédiments fins distaux suivis de sédiments grossiers proximaux est relevée à l'aval de la ville d'Aoste. Les limons sableux approchent la cote 525 m (profil EF). Ils présentent aussi un léger ravinement décimétrique dans l'axe de la vallée.
- Concomitamment à chaque phase de dépôt des sédiments fins, s'organisait la mise en place de matériaux grossiers, graveleux à sablo-graveleux, riches en intercalations limoneuses, au débouché de la Doire et du Buthier principalement. De ce fait, une part des alluvions grossières rencontrées dans le secteur occidental de la plaine d'Aoste est d'origine lacustre. Elle pourrait correspondre à la moitié inférieure des dépôts grossiers, soit près de 40 m de puissance. Ainsi, à l'aval d'Aoste et comme le montre le profil AB (Figure 3.5), ce complexe del-

taïque se réduit en épaisseur en même temps qu'il se subdivise en un horizon inférieur décimétrique et un horizon supérieur métrique, séparés par des limons sableux. Aux apports latéraux grossiers progradants du Buthier correspond une surépaisseur de la sédimentation grossière.

L'organisation spatiale des dépôts fins et d'une partie des dépôts grossiers s'intègre totalement dans une mise en place lacustre, à deux phases, avec un apport longitudinal depuis la Doire et un apport latéral puissant depuis le Buthier.

#### b - Les complexes fluviaux et torrentiels (Figure 3.6)

- Les cônes de déjection impriment fortement la morphologie de la vallée d'Aoste. Ils représentent la partie aérienne d'édifices établis en domaine lacustre. Le cône principal est celui du Buthier en rive gauche de la vallée. Il supporte la ville d'Aoste. D'une superficie voisine de 3 km<sup>2</sup>, il correspond à un bassin versant de près de 455 km<sup>2</sup>. De pente faible (2%), il présente une succession granulométrique où s'intercalent limons, galets et cailloux, voire des blocs.

Les autres cônes, de superficie plus réduite, comprise entre 0,4 et 1,7 km<sup>2</sup>, présentent des pentes fortes, allant jusqu'à 15%, pour des superficies de bassin versants comprises entre 4 et 30 km<sup>2</sup>. Marqués par une dynamique exclusivement torrentielle, les matériaux sont mal classés, accumulés de manière continue (Gressan, Saint Marcel) ou brutale (Arpisson).

- La Doire ne présente pas de cône de déjection. Directement influencée par la dynamique des versants, la Doire est repoussée d'un bord à l'autre de la vallée. Ses alluvions, bien classées, sont constituées de graviers et de galets riches en sables fins. L'épaisseur de ces alluvions fluviales *sensu stricto* est de l'ordre de la quinzaine de mètres à l'aval d'Aoste.

Les incisions successives de la Doire ont permis l'édification de terrasses tapissées de limons métriques qui supportent tantôt l'habitat et l'industrialisation, tantôt une agriculture irriguée. Des bois retrouvés dans la basse terrasse à Pollein, à la cote 537 m, donnent un âge de 385 ± 45 BP (Ly-1993), témoignant d'un balayage de la plaine alluviale de la Doire encore récent.

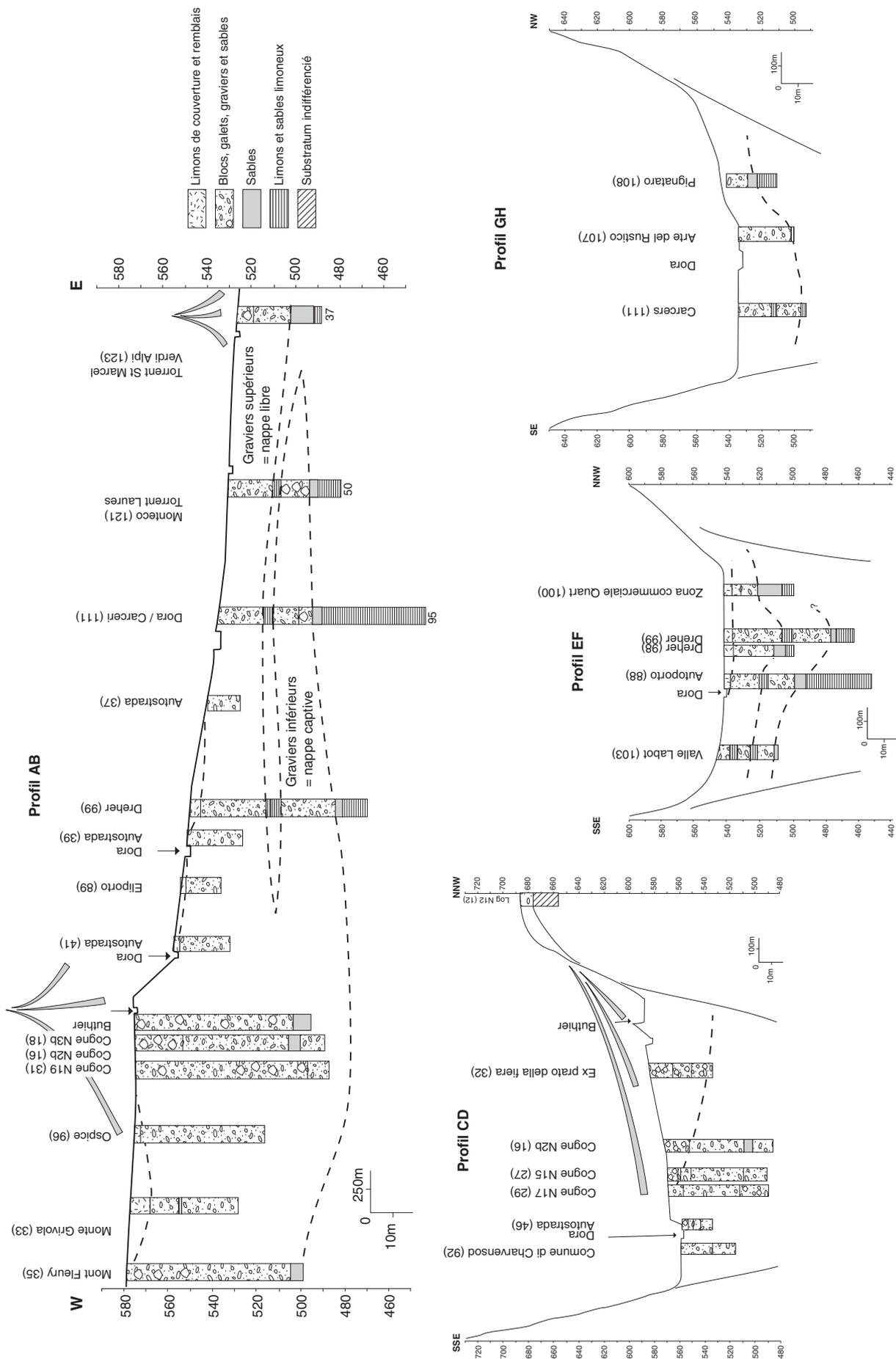


Figure 3.5 - Sezioni geologiche longitudinali e trasversali della Piana di Aosta. (localizzazioni delle sezioni : Figura 3.4).

Figure 3.5 - Coupes géologiques en long et en travers de la plaine d'Aoste (localisation des coupes sur la Figure 3.4).

### 3 - Les formations de versant

C'est surtout sur le versant nord de la vallée que ces formations sont les mieux représentées. Elles interfèrent très peu sur l'alluvionnement de la vallée.

#### 1 - Les mouvements en masse de versant

Le mouvement le plus important concerne le versant méridional de la Croix-de-Fana (communes de Quart et Nus). D'âge ancien, postérieur au retrait glaciaire, mais actuellement encore actif, il implique le substratum rocheux gneissique et les schistes lustrés à ophiolites [CHIESA *et al.* 1991]. Il atteint la plaine alluviale où il est alors enveloppé par les alluvions.

#### 2 - Les écroulements et les coulées boueuses

- Un écroulement rocheux historique (1594) s'est produit dans le torrent de Clusellaz, vers Sarre. Son extension vers l'aval est masquée par des matériaux de déjection.
- Un second écroulement (Pointe Leysser) a entièrement barré la vallée entre les communes de Villeneuve et Sarre. Des affleurements dégagés par

l'encaissement de la Doire, montrent uniquement des blocs de schistes lustrés, aux angles vifs, enrobés dans une matrice de cargneules de teinte blanche à jaunâtre. De Saint Pierre à Gressan, la proportion et la taille des blocs diminuent, tandis que la part de matrice augmente, l'écroulement s'étant propagé à l'aval sous forme d'une puissante coulée boueuse. Des bois, extraits de cette coulée boueuse lors de la construction du tunnel autoroutier des Crêtes, ont fourni un âge de 9240 ans ± 60 BP (Ly-5655). Cet écroulement a, par ailleurs, bloqué un petit lac sur la rive gauche de la vallée (Champagnolle), attesté par plus de 15 m de sédiments fins laminés à l'avant du cône progradant de la Grand'Eyvia, cours d'eau aujourd'hui fortement encaissé.

- Enfin, à Fénis, en rive droite et en rive gauche de la vallée, des coulées boueuses avec blocs quasi-exclusivement de schistes lustrés, ont temporairement et tardivement barré la vallée, repoussant la Doire contre le versant rocheux de Nus et recouvrant peut être des arcs morainiques d'un stade de stationnement du glacier du Mont Blanc [CARRARO 1991].

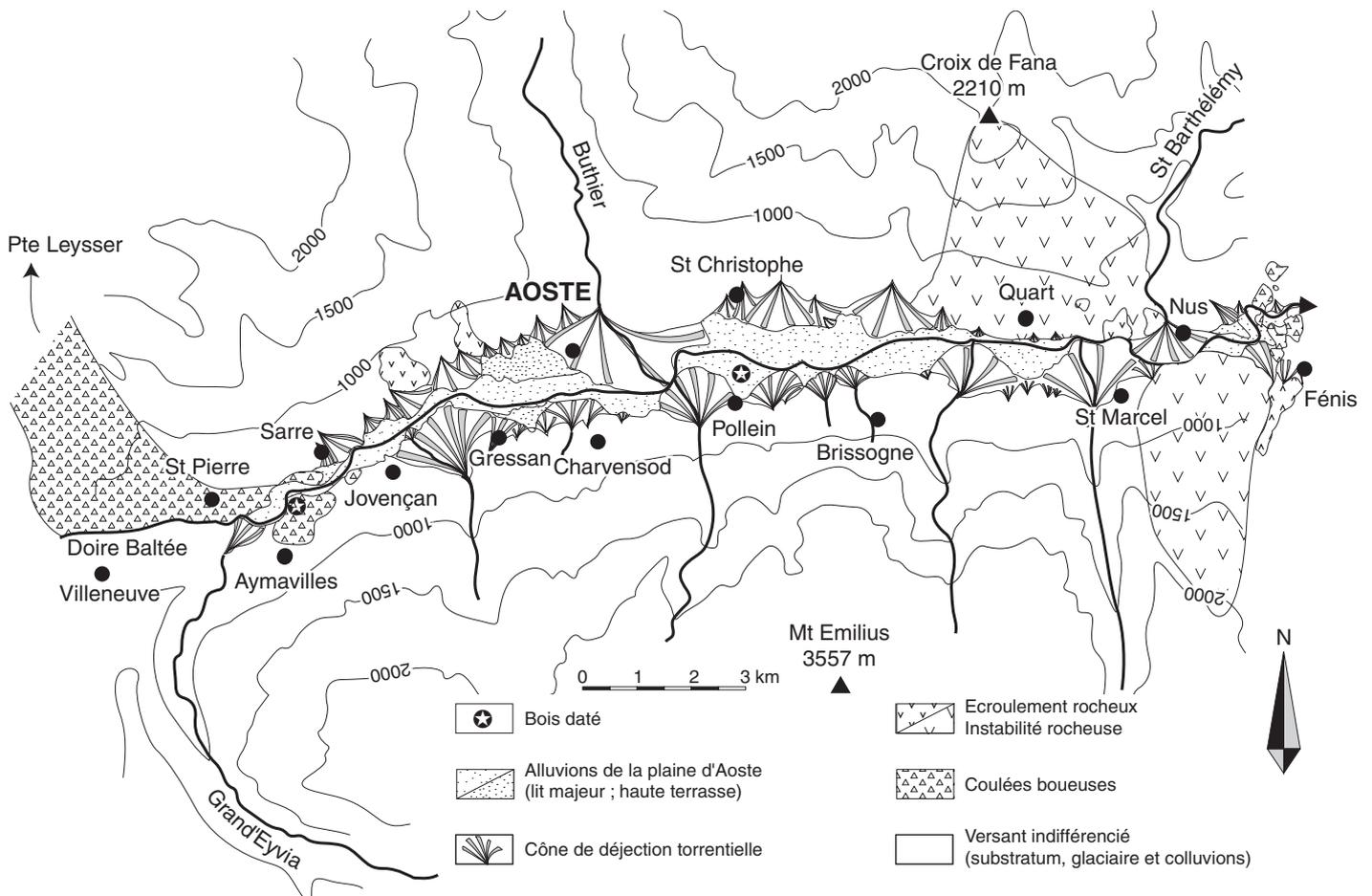


Figure 3.6 - Les formations détritiques de la plaine d'Aoste.

Figure 3.6 - Le formazioni detritiche delle Piana di Aosta.

## II - EVOLUTION DU REMPLISSAGE ALLUVIAL DE LA PLAINE D'AOSTE

### 1 - Le façonnement de la dépression

La plaine d'Aoste doit son importance physique aux différents glaciers du Mont Blanc qui ont emprunté la vallée torrentielle très probablement pré-établie sur une fracturation majeure et ses satellites. En particulier, la dernière glaciation d'âge würmien a localement élargi cette vallée au niveau d'Aoste du fait des hétérogénéités structurales et pétrographiques du substratum. Aucun dépôt meuble antérieur n'a, semble-t-il, été conservé [NOVARESE 1913, 1915].

Il en a résulté un vaste et profond surcreusement dont la cote du fond se tiendrait vers + 200 m entre Aoste et l'aéroport. Ce fond paraît affecté de ressauts rocheux comme à Saint Marcel (cotes + 300 à + 430 m d'après la géophysique). Le substratum ne ressort dans la vallée que 14 km plus à l'aval, vers Saint Vincent. Il se tient alors vers 400 m.

### 2 - Le comblement alluvial

Une sédimentation lacustre s'est développée dans ce bassin glaciaire très surcreusé. La nature lithologique des sédiments rencontrés en sondages et leur disposition géométrique confirme que l'essentiel des alluvions de la plaine d'Aoste résulte d'une dynamique lacustre où les granoclasses décroissantes longitudinalement et croissantes verticalement sont clairement observés.

l'ombilic. Ils font place ensuite à des dépôts de plus en plus grossiers voire caillouteux dans la partie amont de la plaine et au droit de la ville d'Aoste au débouché latéral du Buthier. Ces sédiments grossiers se réduisent en épaisseur vers l'aval. Une seconde succession lacustre, réduite, apparaît à l'aval, témoignant de la réorganisation d'un plan d'eau.

Ainsi, des dépôts fins, puissants de plusieurs centaines de mètres, remplissent d'abord près des 3/4 de

Cet ensemble lacustre, une fois comblé, fait place à une sédimentation fluviale et torrentielle. Cette dernière marque aujourd'hui la morphologie.

### 3 - Implications paléogéographiques

Les données géophysiques et géotechniques ont fourni des lithostratigraphies qui mettent parfaitement en évidence (Figure 3.7) :

- un premier ensemble lacustre d'épaisseur hectométrique, caractérisé par un granoclassement vertical typique, avec des sédiments fins à la base, surmon-

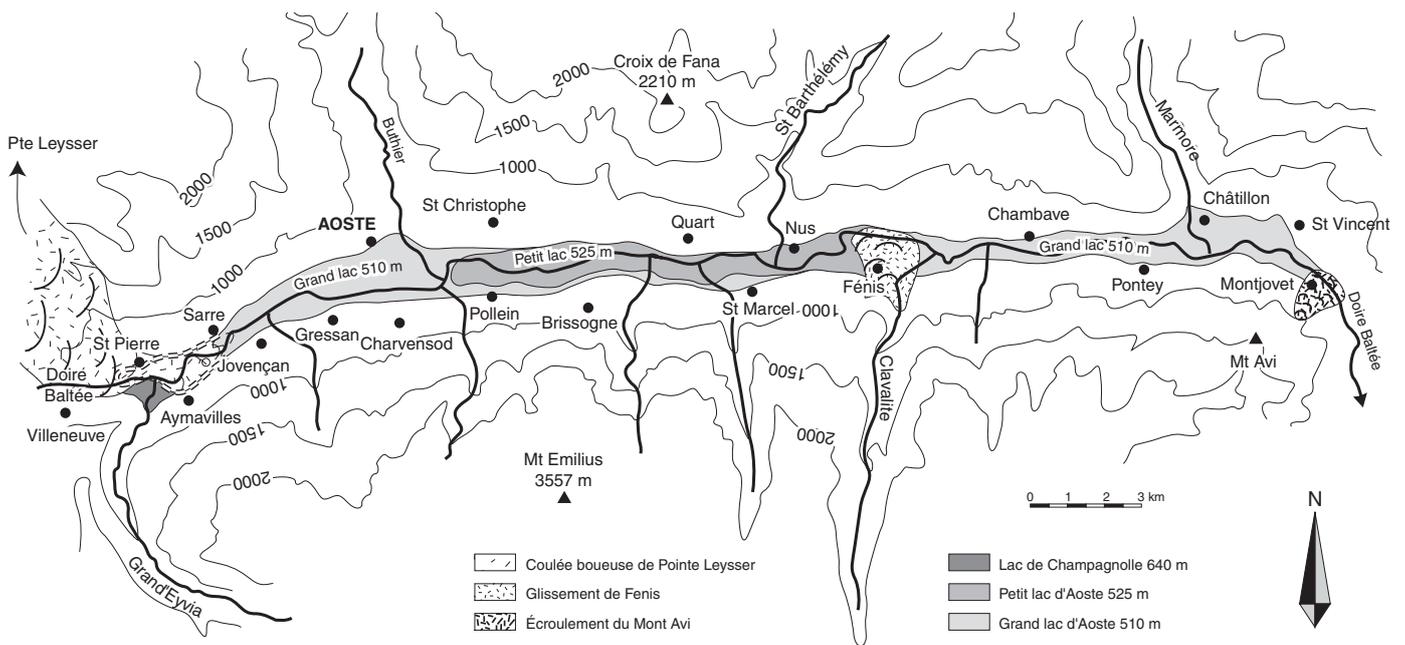


Figure 3.7- Les paléolacs de la vallée centrale d'Aoste.

Figura 3.7- I paelolaghi della Media Valle d'Aosta.

tés de sédiments de plus en plus grossiers et un granoclassement décroissant de l'amont vers l'aval. L'ensemble des dépôts rentre dans une enveloppe de cotes 505 à 510 m ;

- puis un second ensemble, d'épaisseur réduite à 25 m, avec des classements granulométriques typiques. La cote estimée de ce niveau lacustre est de l'ordre de 525 m.

Se pose alors le problème de la reconnaissance des barrages lacustres susceptibles de retenir les plans d'eau à des cotes voisines de 510 m pour le plus important et 525 m pour l'autre.

### **1 - Les barrages du grand lac d'Aoste (environ 510 m)**

Deux types de barrages ont retenu les eaux de fusion glaciaire de la Doire et de ses affluents :

- les verrous rocheux de Saint Marcel (de cote 300 m environ d'après la géophysique) et de Saint Vincent (de cote 400 m). Ils ont retenu des masses d'eau d'épaisseur hectométrique contenues dans les bassins glaciaires surcreusés ;
- l'écroulement rocheux massif du Mont Avi, entre Montjovet et Saint Vincent, quelques 30 km à l'aval de la ville d'Aoste. Les matériaux accumulés (14,4 M.m<sup>3</sup>) ont d'abord bloqué les eaux de la vallée jusqu'à une cote de 512 m [GRASSO 1968 ; CARRARO et FERRARINO 1982 ; CARRARO *et al.* 1994]. Le débordement des eaux retenues a, par la suite, dégagé des matériaux détritiques comblant un petit sillon glaciaire de rive gauche jusqu'au substratum rocheux retrouvé à la cote 508 m [DEMATTEIS 1994]. Par la suite, la Doire s'est encaissée dans la masse écroulée jusqu'à son profil d'aujourd'hui.

De ce fait, le vaste lac d'Aoste, bloqué à Saint Vincent, pouvait avoir une longueur de près de 35 km. Il remontait ainsi jusqu'à l'Ouest d'Aoste, vers Villeneuve. Son comblement a été très actif longitudinalement depuis l'Ouest avec la Doire et la Grand'Eyvia et latéralement avec le Buthier, les torrents Clavalité et Marmore. L'encaissement de la Doire à l'aval d'Aoste fait ressortir le delta grossier proximal du Marmore à Chatillon ainsi que les sédiments sableux plus distaux de Chambave, autant de témoins de ce vaste lac d'Aoste de cote voisine de 510 m.

L'âge de cet éboulement est vraisemblablement contemporain de la déglaciation würmienne.

### **2 - Le barrage du petit lac d'Aoste (525 m)**

Il s'agit d'un obstacle tardif, local entre Nus et Fénis, trouvant son origine dans des matériaux de déjection et de glissements, associés à des blocs écroulés provenant des pentes dominant Fénis. Ces matériaux, mis en place assez brutalement, sont largement démantelés par la Doire repoussée vers le Nord.

Ils reposent sur le cône deltaïque du torrent Clavalite, contemporain du grand lac d'Aoste.

### **3 - L'hypothèse des arcs morainiques de Fénis**

Dans le guide géologique régional de 1992, Carraro décrit un petit amphithéâtre morainique, riche de trois rides, entre Nus et Fénis. Mais aujourd'hui l'observation sur le terrain n'est pas évidente compte-tenu des aménagements autoroutiers, du démantèlement par la Doire et du recouvrement torrentiel latéral. Un stationnement glaciaire est toutefois probable dans ce secteur comme en témoignent les dépôts de kame de rive gauche, entre Quart et Nus, à La Plantaz (535m) [CARRARO, 1991]. Ces arcs morainiques sont vraisemblablement noyés dans les sédiments lacustres.

Compte tenu de la profondeur estimée par géophysique du substratum rocheux dégagé par les glaciers, le front morainique devrait avoir une puissance de plus de 100 m pour réapparaître en surface. Il aurait alors déporté, vers l'Est, les cônes deltaïque et torrentiel du torrent Clavalité.

Si l'existence d'un tel front morainique était confirmée, alors on trouverait là un barrage morainique susceptible de bloquer les eaux dans l'ombilic d'Aoste jusqu'à des cotes voisines de 510 m. Le dernier barrage torrentiel, vers 525 m, plus tardif, se superposerait aux arcs morainiques partiellement démantelés.

Dans ce cas, la vallée d'Aoste aurait vu l'installation, non pas d'un vaste lac d'Aoste, mais de deux lacs disposés en cascade, celui d'amont (Aoste) bloqué par un barrage morainique et celui d'aval (Saint Vincent) par un écroulement rocheux. Les cotes des plans d'eau seraient exceptionnellement très voisines, voire identiques (environ 510 m).

### III - CONCLUSION

La réalisation du Programme International d'Action Hydrogéologique en Val d'Aoste a nécessité d'acquérir la meilleure connaissance possible des milieux alluvionnaires, en particulier des formations sablo-graveleuses les plus susceptibles d'être aquifères.

Les nombreuses données de sondages mécaniques, parfois d'inégale valeur, accompagnées d'une reconnaissance géoélectrique très dense, ont permis de retrouver une succession de sédiments contrôlée par une dynamique lacustre caractéristique des vallées alpines [NICOURD *et al.* 1987]. La plaine d'Aoste n'aurait constitué que l'extrémité occidentale, mais la plus ample, d'une vaste dépression lacustre bloquée à Saint Vincent, par un écroulement massif consécutif au retrait glaciaire ; à moins qu'une série d'arcs morainiques frontaux ne subdivise la vallée à Fénis en deux lacs de cote très voisine.

Les hydrogéologues du programme de recherche auront retenu :

- la présence d'un aquifère unique sablo-graveleux à caillouteux à passées limoneuses, de près de 80m de puissance à l'amont de Saint Christophe. Cette accumulation comprend les éléments deltaïques grossiers de la Doire et du Buthier principalement, ainsi que des matériaux de déjection du Buthier et des autres torrents et un recouvrement décimétrique de galets et sables fluviatiles de la Doire. Ce complexe grossier perméable présente une relative hétérogénéité lithologique. Il est en étroite relation avec les cours d'eau principaux ;
- l'existence de deux aquifères grossiers superposés à l'aval, séparés par près de 5 m de limons sableux. L'aquifère inférieur, épais de 15 à 25 m, est captif. Il est entièrement d'origine lacustre. L'aquifère supérieur, épais de 20 à 30 m, s'étend jusqu'à l'aval de la plaine d'Aoste. Il est localement recouvert de limons de crues métriques. Cet aquifère est en relation étroite avec la Doire qui tend à s'engraisser.

### RIASSUNTO

*L'attuale morfologia dovuta a fenomeni e depositi gravitativi, torrentizi ed alluvionali, nasconde una potente successione sedimentaria legata ad una dinamica lacustre evolutasi in due fasi :*

*- la formazione di un primo lago, maggiore per dimensioni e sviluppo (circa 35 km di lunghezza), con un pelo libero attorno alla quota 510 m s.l.m.m., occupante la porzione centrale della valle d'Aosta e ritenuto da un verrou del substrato rocciosi, oggi sepolto, e dal corpo di frana per crollo in roccia del Mont Avi, presso Saint Vincent, più a valle.*

*- la formazione di un secondo lago, minore e più recente, con un pelo libero a circa 525 m s.l.m.m. originatosi da uno sbarramento dovuto ad accumuli di depositi gravitativi presso Fénis. L'estensione longitudinale di questo specchio d'acqua è stimabile in 11 km.*

*Viene anche discussa l'ipotesi di un lago per sbarramento originatosi da un anfiteatro morenico presso Fénis, ma questa appare poco probabile.*

*La progradazione, in due fasi, dei delta del fiume Dora Baltea e soprattutto del torrente Buthier ha generato, a monte della confluenza dei due corsi d'acqua, una successione di depositi grossolani (grossi ciottoli, ghiaie e sabbie) di potenza superiore agli 80 m. A valle invece questo corpo sedimentario si presenta meno potente e sdoppiato dall'interposizione di un orizzonte limoso di spessore metrico creando così le condizioni per l'instaurarsi di un acquifero confinato nel livello inferiore.*

## Arrêt 2

# Formes et dépôts de la glaciation pléistocène dans la moyenne Vallée d'Aoste

(Carrière de la Plantaz)

Par MARCO GIARDINO

### PRÉSENTATION

Comme cela a été mis en évidence par les récents travaux de cartographie des formations superficielles en Vallée d'Aoste à l'occasion de la révision de la carte géologique italienne [CARRARO et PEROTTO, 1991 ; GIANOTTI, rapport inédit CARG], des traces des phases de retrait du grand glacier Baltée au Pléistocène supérieure sont présentes dans la vallée de la Doire. Ainsi, dans la moyenne Vallée d'Aoste, les indices des deux oscillations immédiatement postérieures au LGM ont été conservés, avec les deux groupes d'arcs morainiques frontaux situés près de Bard et Fenis (Figure 3.8). Ces deux groupes se prolongent vers l'amont par des tills de fond et d'ablation déposés lors des phases de retrait glaciaire.

Sur les versants, des surfaces modelées à une cote variable résultent de l'enfoncement progressif du gla-

cier Baltée pendant les phases de retrait de la dernière glaciation (Figure 3.9). Le modèle de référence est celui relatif à l'évolution d'une vallée glaciaire au cœur d'un relief de montagne, discuté récemment par CARRARO et GIARDINO [2004] à l'occasion d'une révision de la glaciation pléistocène continentale [EHLERS et GIBBARD, 2004].

Concernant les formes de modelé glaciaire de la Moyenne Vallée d'Aoste, GIARDINO [1995] a relevé leur altitude, leur position et le lieu de leur affleurement. Les données recueillies ont été projetées sur un profil longitudinal rectifié de la vallée (Figure 3.10). La répartition des points est bien corrélée avec les indices des principales unités du modelé relevés à l'échelle de l'ensemble du bassin de la Doire Baltée par CARRARO et PEROTTO [1991], à l'exception du secteur central du

Figure 3.8 - Caractéristiques structurales de la moyenne vallée d'Aoste [CARRARO et al., 1994; modifié].

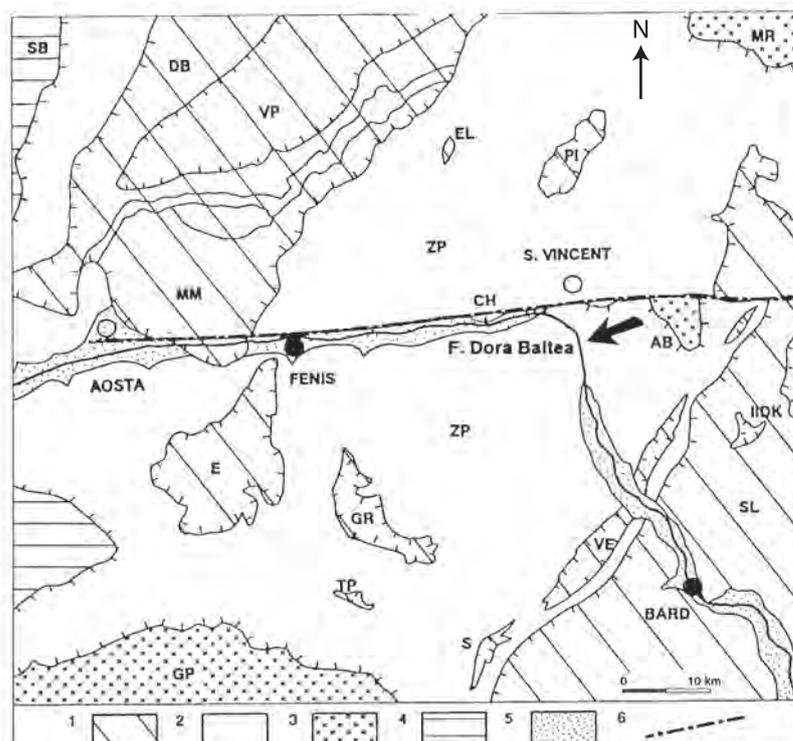
La flèche souligne le changement brusque de direction de la vallée dans le défilé de Montjovet.

- 1 : système Australpin ;
- 2 : unité ophiolitifère de la Zone piémontaise ;
- 3 : système Pennique supérieur ;
- 4 : système medio-Pennique ;
- 5 : dépôts quaternaires du fond de la vallée ;
- 6 : faille Aosta-Ranzola.

Figura 3.8 - Inquadramento geologico-strutturale della media Valle d'Aosta [CARRARO et al., 1994; modificato].

La freccia evidenzia il brusco cambiamento di direzione della valle in corrispondenza della stretta di Montjovet.

- 1 : sistema Australpino
- 2 : unità ofolitiche della Zona Piemontese;
- 3 : sistema Pennidico superiore;
- 4 : sistema medio-Pennidico;
- 5 : depositi quaternari di fondovalle;
- 6 : faglia Aosta-Ranzola.



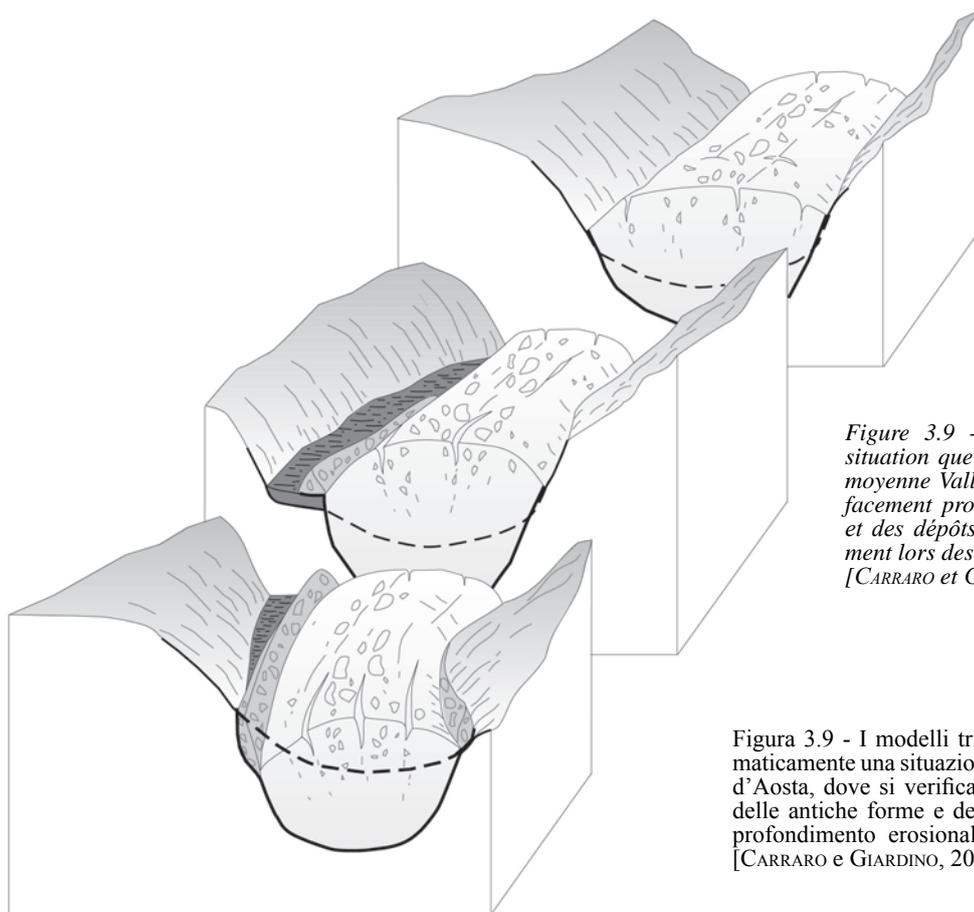


Figure 3.9 - Schéma 3D illustrant une situation que l'on peut rencontrer dans la moyenne Vallée d'Aoste, où l'on note l'effacement progressif des formes anciennes et des dépôts associés par approfondissement lors des phases glaciaires successives [CARRARO et GIARDINO, 2004].

Figura 3.9 - I modelli tridimensionali illustrano schematicamente una situazione rilevabile nella media Valle d'Aosta, dove si verifica la progressiva cancellazione delle antiche forme e dei depositi per effetto dell'approfondimento erosionale in fasi glaciali successive [CARRARO e GIARDINO, 2004].

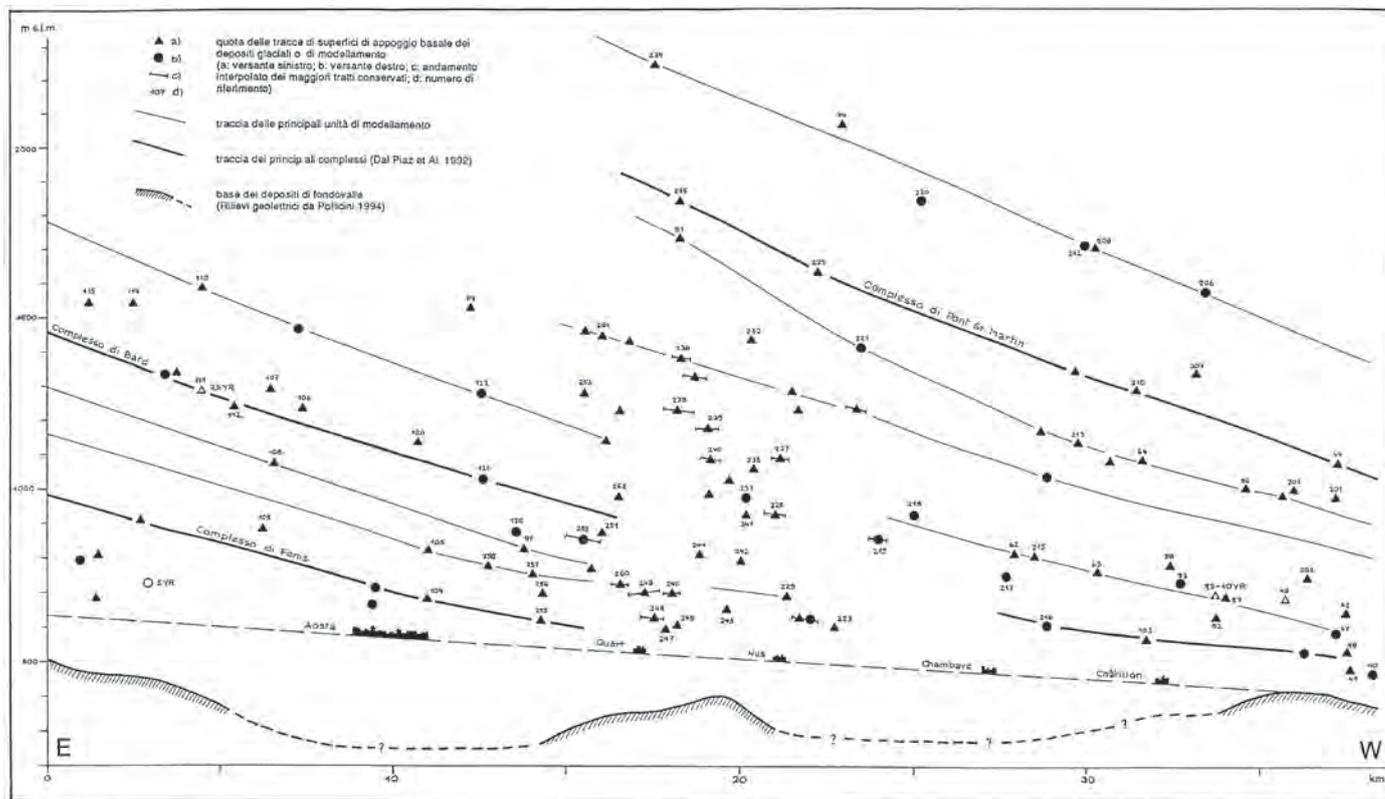


Figure 3.10 - Profil longitudinal morphostratigraphique de la moyenne Vallée d'Aoste [GIARDINO, 1995].

Figura 3.10 - Profilo morfostratigrafico longitudinale della media Valle d'Aosta [GIARDINO, 1995].

profil (versant de Quart-Croix-de-Fana, en rive gauche de la vallée : Arrêt 3).

Il est possible d'établir une chronologie relative à partir d'une première analyse des rapports géométriques entre formes du modelé et dépôts glaciaires, en corrélation avec les résultats de la révision mentionnée *supra* [CARRARO et PEROTTO, 1991].

Mis en place entre les phases de creusement du fond de vallée, les différents complexes de dépôts reconnus sont, du plus ancien au plus récent, les complexes de Pont Saint Martin, de Bard et de Fenis (Figure 3.11).

Si ces complexes peuvent tous être datés du Würm [CARRARO, *in* DAL PIAZ, 1992], ils se différencient non seulement par leurs rapports géométriques mais également sur la base des données pédostratigraphiques : le sol du complexe de Pont Saint Martin a une couleur Munsell de 5/7.5 YR, quand la couleur de celui du complexe de Fenis est de 7.5/10 YR [CARRARO et PEROTTO, 1991]. Il faut toutefois noter que le contrôle géochimique sur ces couleurs exercé par le substratum empêche toute corrélation, par exemple avec l'amphithéâtre morainique d'Ivrea.

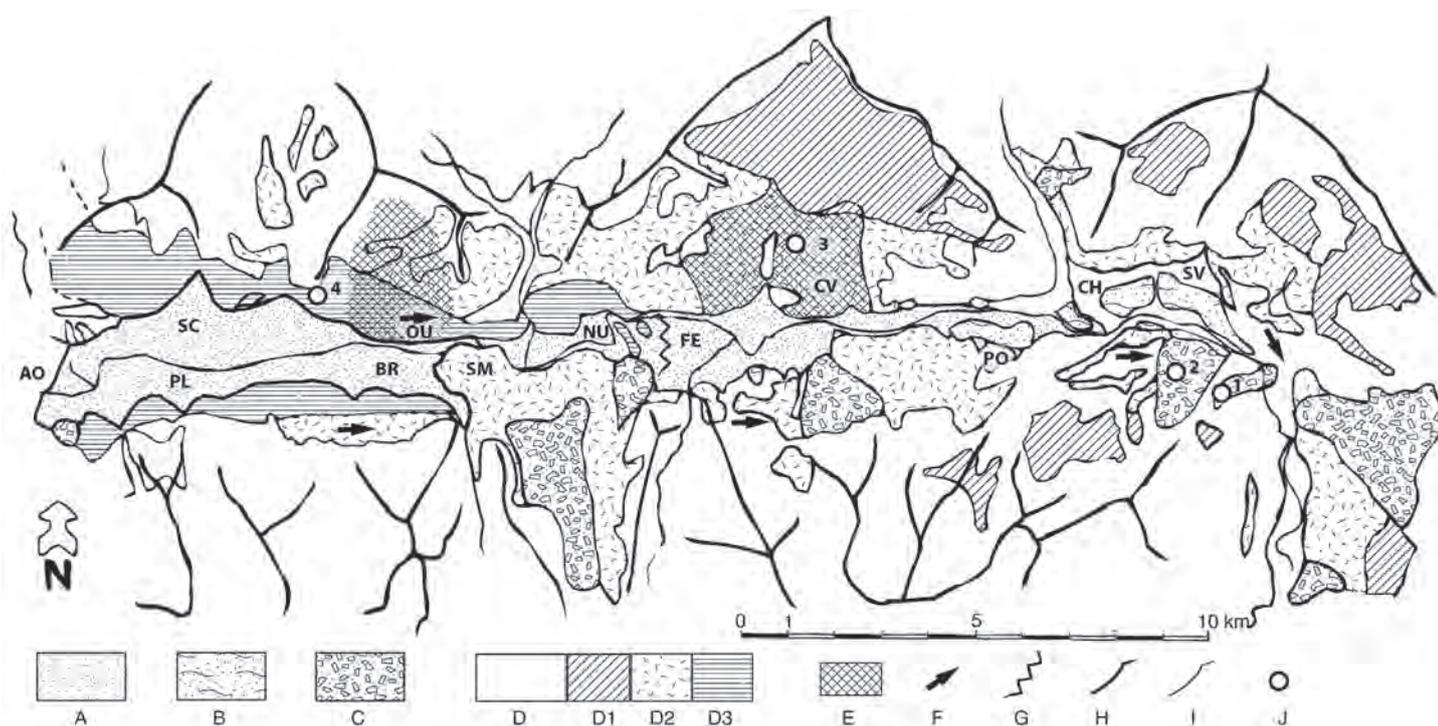


Figure 3.11 - Carte de la distribution des formations superficielles de la moyenne Vallée d'Aoste [GIARDINO 1995, modifié].

- A : Dépôts alluvionnaires
- B : Dépôts lacustres
- C : Phénomènes gravitaires et dépôts liés
- D : Dépôts glaciaires
  - D 1 : Complexe de Pont St Martin
  - D 2 : Complexe de Bard
  - D 3 : Complexe de Fenis
- E : subsidence par dissolution profonde
- F : principaux chenaux d'écoulement
- G : moraines frontales de Fenis
- H : lignes de crêtes
- I : cours d'eau
- J : site d'étude
- Villes, villages:
  - AO : Aoste
  - PO : Pollein
  - BR : Brissogne
  - QU : Quart
  - SM : Saint Marcel
  - NU : Nus
  - FE : Fenis
  - CV : Chambave
  - PO : Pontey
  - CH : Chatillon
  - SV : Saint Vincent
- 1-2 : Phénomènes gravitaires du Mont Avic
- 3 : Région de Chambave-Verrayes
- 4 : Région de Quart-Croix-de-Fana

Figure 3.11 - Schema geologico-geomorfologico della distribuzione delle formazioni superficiali nelle media Valle d'Aosta [GIARDINO 1995, modificato].

- A : Depositi alluvionali
- B : Depositi lacustri
- C : Fenomeni gravitativi e relativi depositi
- D : Depositi glaciali
  - D 1 : Complesso di Pont St Martin
  - D 2 : Complesso di Bard
  - D 3 : Complesso di Fenis
- E : aree di collasso per corrosione profonda
- F : principali spill-way channel
- G : cerchie frontali di Fenis
- H : principali dorsali montuose
- I : corsi d'acqua.
- J : sito di studio
- Località :
  - AO : Aosta
  - PO : Pollein
  - BR : Brissogne
  - QU : Quart
  - SM : Saint Marcel
  - NU : Nus
  - FE : Fenis
  - CV : Chambave
  - PO : Pontey
  - CH : Chatillon
  - SV : Saint Vincent
- 1-2 : Fenomeni gravitativi del Monte Avic
- 3 : Settore di Chambave-Verrayes
- 4 : Settore di Quart-Croce di Fana

### I - FORMES ET DÉPÔTS GLACIAIRES DU VERSANT QUART - CROIX-DE-FANA.

Le levé des formations superficielles de Quart-Croix-de-Fana montre que les unités reconnues, actuellement en phase de remaniement ou localement recouvertes, sont des dépôts d'origine glaciaire, à rapporter aux phases des cycles érosion-accumulation du glacier Baltée, séparés par des épisodes d'incision notable de la vallée (Figure 3.12).

Le **Complexe de Tour de Ville sur Nus** désigne les lambeaux de dépôts glaciaires et les formes du modelé attribuables à la première phase, répartis de façon éparse dans la partie supérieure du versant étudié et qui forment des replats situés au-dessus de 875-900 m d'altitude. Les dépôts sont un diamicton à galets arrondis centi- à décimétriques, emballés dans une matrice silteuse gris clair. Ces dépôts non stratifiés, qui présentent une couleur gris sombre à la base, sont très épais et fracturés – des concrétions carbonatées dans les fractures témoignent de la circulation de fluides. La lithologie des galets se compose de gneiss minuti, de metabasal-

tes, de calcschistes et de granites. Ces dépôts très remaniés sont du till de fond. Le sol qui le recouvre a une couleur Munsell de 7.5 YR 4/6.

Les nombreux replats rocheux du versant autour du site de Vollein, en dos de baleine, ont été modelés pendant cette même phase. On y trouve des blocs erratiques de gneiss minuti, de metabasaltes et de granites, généralement sphéroïdaux et faiblement arrondis, d'un diamètre compris entre 0.7 et 1.5 m.

Les dépôts glaciaires et les formes distribués immédiatement en aval du Complexe de Tour la Ville sur Nus constituent le Complexe de Quart (Figure 3.12), beaucoup moins remanié que le complexe précédent et qui affleure jusqu'au fond actuel de la vallée de La Doire. Sur la base de leurs rapports géométriques, trois unités sont à distinguer dans ce complexe : celles de Seran, Chetoz et Maison Forte de Povil.

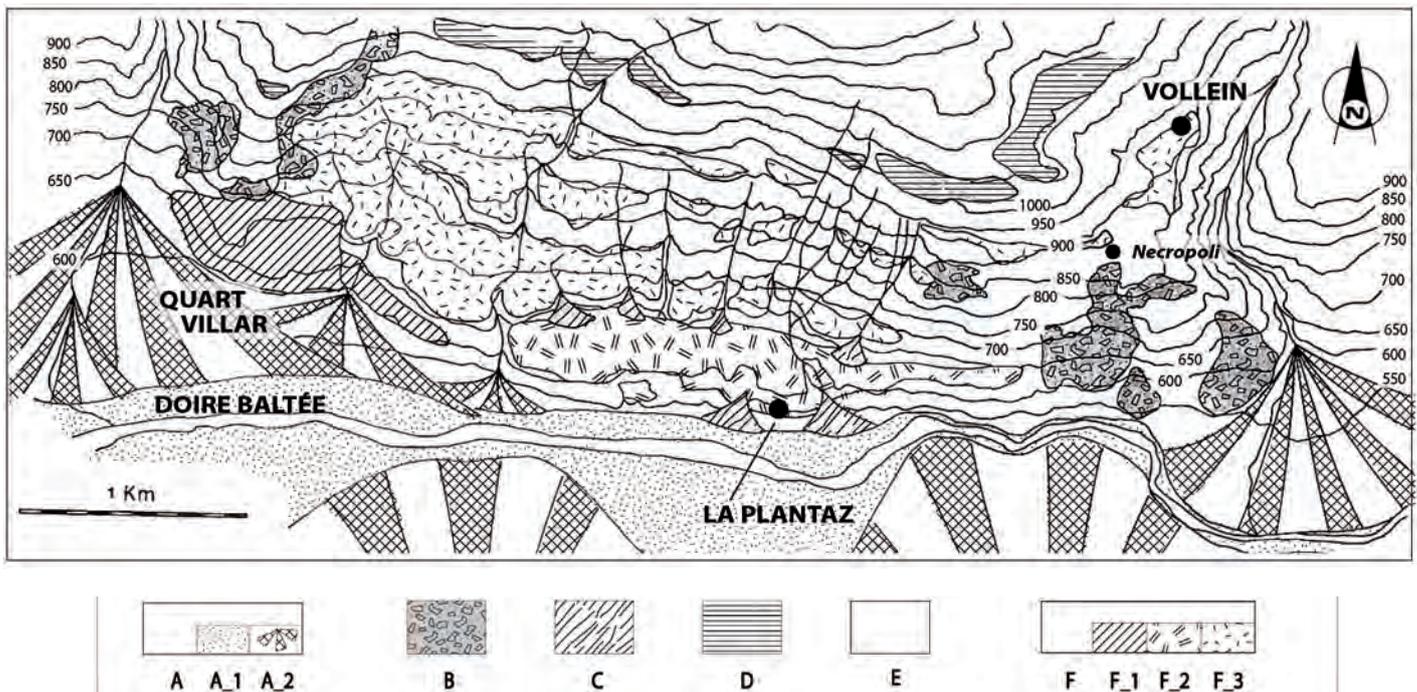


Figure 3.12 - Carte de la distribution des formations superficielles au pied du versant de Quart - Croix-de-Fana [GIARDINO 1995, modifié].

Figura 3.12 - Carta della distribuzione delle formazioni superficiali nel settore basale del versante di Quart - Croce di Fana [GIARDINO 1995, modificato].

- A : dépôts alluviaux :
  - A-1 : de la Doire Baltée
  - A-2 : de cônes de déjections
- B : Dépôts gravitaires
- C : Dépôts d'origine mixte
- E : Substratum et couverture, indifférenciés
- F : Dépôts glaciaires (complexe de Quart)
  - F-1 : Unité de Maison Forte de Povil
  - F-2 : Unité de Chetoz
  - F-3 : Unité de Seran

- A : Depositi alluvionali:
  - A-1 : della Dora Baltea
  - A-2 : di conoide laterale
- B : Depositi gravitativi
- C : Depositi di origine mista
- E : Substrato e coperture eluvio-colluviali, indifferenziati
- F : Depositi glaciali (Complesso di Quart)
  - F-1 : Unità di Maison Forte de Povil
  - F-2 : Unità di Chetoz
  - F-3 : Unità di Seran

## 1 - L'Unité de Seran

Cette unité est surtout conservée dans la partie NW du secteur. Reposant sur le substratum (calcschistes et prasinites), elle s'étend entre 750 et 575 m d'altitude. Dans ses dépôts, plusieurs lithofaciès ont été reconnus (Figure 3.13). Le principal est un diamicton à matrice silteuse abondante et imperméable, qui emballe des clastes dont la dimension va du cm à plus d'1 m, avec parfois des concentrations de gros blocs. Les galets, généralement faiblement ou non sphéroïdaux et faiblement émoussés (sub-anguleux), présentent des faces polies et parfois striées. La lithologie des galets se compose, par ordre de fréquence décroissant, de calcschistes, de micaschistes, des granites, de metabasaltes, de prasinites et de calcaires. Localement, on observe

des intercalations de graviers hétérométriques, "lavés" (sans matrice) et ni stratifiés, ni classés. Une orientation préférentielle de galets, de petites failles et des déformations, toutes structures synsédimentaires, suggèrent que ce till de fond est un till de déformation.

Un autre lithofaciès de l'Unité de Seran, constitué par des graviers, des sables et des silts en strates alternées et classées, est un dépôt de contact glaciaire, avec un pendage des strates ( $25^{\circ}$ - $30^{\circ}$ ), la présence de galets polis et striés bien conservés (Figure 3.13 b) et, localement, des poches de sables, silts et silts sableux microlaminés. Ce lithofaciès est interprété comme un dépôt glacio-lacustre.

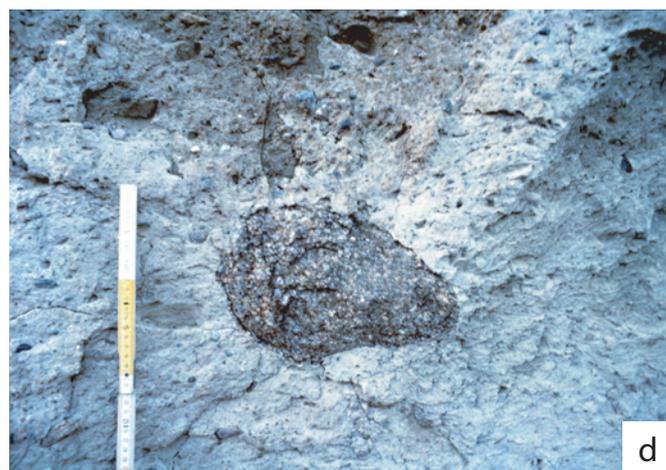


Figure 3.13 - Caractéristiques lithologiques et structurales des dépôts glaciaires sur le versant de Quart - Croix-de-Fana.

- a : dépôts de contact glaciaire ;
- b : galet poli et strié ;
- c : plan de chevauchement sub-horizontale dans un till de fond ;
- d : galet altéré dans un till de fond rendu perméable par la fracturation.

Figura 3.13 - Caratteristiche litologiche e strutturali rilevate entro ai depositi glaciali del versante di Quart - Croce di Fana.

- a : depositi di contatto glaciale ;
- b : ciottolo levigato e striato ;
- c : piano di taglio a basso angolo entro ai depositi glaciali di fondo ;
- d : ciottolo alterato entro i depositi glaciali di fondo resi permeabili per fratturazione.

## 2 - L'Unité de Chetoz

Cette unité qui repose sur les dépôts de l'Unité de Seran ou sur le substratum, s'étend entre 625 m et (disparaissant sous le remblaiement du fond de vallée) moins de 540 m d'altitude. Elle est composée de tills de fond, d'ablation et de contact glaciaire : les premiers sont analogues à ceux de l'Unité de Seran, tandis que les tills d'ablation (arc morainique sur la bordure méridionale de la terrasse de Chetoz) sont caractérisés

par des clastes anguleux, une faible compaction et une structure chaotique. Associés aux dépôts de contact glaciaire qui affleurent localement à la base du versant, ils constituent les limites d'une séquence cataglaciale dont le replat de Chetoz est l'expression morphologique (terrasse de kame). Les dépôts qui affleurent près de la carrière de La Plantaz (*infra*) appartiennent à cette unité de Chetoz.

## 3 - L'Unité de Maison Forte de Povil

Cette unité repose sur les gneiss de la klippe du Mont Mary [CANEPA *et al.*, 1990], sur les prasinites et les calcschistes du matériel ophiolitifère de la Zone piémontaise et sur les tills de l'Unité de Seran. La cote de la base de l'unité ne peut être précisée, car elle disparaît dans toute son extension sous les dépôts du fond de la vallée principale. L'Unité de Maison Forte de Povil porte le nom de l'édifice historique construit à proximité de la terrasse de kame située à 665 m d'altitude. Si

un till d'ablation, que l'on trouve sur un arc morainique très remanié [GIARDINO, 1995], fait partie de cette unité, la majeure partie des dépôts de cette unité est constituée de tills de fond à galets subanguleux à arrondis de metabasaltes, micaschistes, calcschistes, granites et granulites basiques, qui affleurent de façon discontinue sur une dénivelée supérieure à 125 m, entre 700 m d'altitude et le fond de vallée.



Figure 3.14 - Dépôts déformés appartenant à l'Unité de Chetoz, près de la carrière abandonnée de La Plantaz.

Figura 3.14 - Depositi deformati appartenenti all'Unità di Chetoz, presso la cava abbandonata di La Plantaz.

## II - LA SUCCESSION SÉDIMENTAIRE DÉFORMÉE DE LA PLANTAZ

Près de la carrière abandonnée de la Plantaz (Figure 3.14), on observe des graviers, sables et silts en strates alternées et à granoclassement parfois normal qui reposent sur du till de fond. Les galets ont une faible sphéricité et un bon émoussé. Ces strates, localement traversées par de petites failles et des plis étirés et souvent cimentées, présentent un fort pendage ( $70^\circ$ , vers N  $210^\circ$ ) qui va décroissant vers le haut de la section. Cette succession locale, affectée par un plissement pluridécamétrique, enregistre une séquence de retrait à la marge d'une terrasse de kame. Le degré de déformation qui caractérise ces sédiments peut être expliqué,

au moins en partie, par les phénomènes glacio-tectoniques induits par des variations temporaires de volume et/ou de position de la masse glaciaire en contact avec les sédiments et par son retrait postérieur et définitif. L'allure du pli pluridécamétrique (d'axe incliné de  $5^\circ$  vers N  $285^\circ$ ) qui le caractérise permet toutefois des interprétations alternatives. Les dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires de l'Unité de Chetoz ne sont pas seulement déformés près de la carrière de la Plantaz mais le sont également dans d'autres secteurs du fond de vallée, en particulier à l'aval de la terrasse de Chetoz.

## III - LES DÉFORMATIONS DANS LES SÉDIMENTS GLACIAIRES

Les dépôts glaciaires semblent fortement affectés par des phénomènes de déformations contemporains ou successifs à leur genèse, comme le met en évidence le profil de la surface de base des dépôts du secteur de Quart, dont les cotes altimétriques présentent une distribution altimétrique par rapport aux surfaces analogues de la Moyenne Vallée d'Aoste (Figure 3.10).

Dans le cas du Complexe de Tour de Ville sur Nus, les données de terrain montrent que les surfaces de base des dépôts sont localement disloquées par des failles, avec des lambeaux répartis irrégulièrement dans le secteur couvert par la Figure 3.12 et dans celui qui le prolonge immédiatement à l'amont ; les dépôts du secteur occidental apparaissent en position anormale, tant du point de vue altimétrique que parce qu'isolés du reste du complexe.

En ce qui concerne le Complexe de Quart, l'organisation de l'Unité de Seran est également irrégulière, avec un abaissement de la surface de base du secteur occidental. En outre, dans ce secteur, il y a un contact latéral avec le substratum grâce à une faille normale de direction N  $20^\circ$  et inclinée de  $50^\circ$ - $70^\circ$  vers l'ouest, qui abaisse le bloc occidental. Les dépôts de cette unité

présentent des déformations par écoulement de sédiments non cohérents, ainsi que des dislocations de type cassant, qui ont alors affecté un sédiment consolidé. Dans ce dernier cas, les plans de cisaillement sont sub-horizontaux (avec des traces de mouvement inverse ; Figure 3.13 c) ou subverticaux (avec des indicateurs cinématiques de type normal). Comme dans les dépôts du Complexe de Tour de Ville sur Nus, on trouve dans quelques affleurements des systèmes de fractures qui présentent des traces de circulation de fluides ayant déposé des incrustations carbonatées. La fracturation près d'un plan de cisaillement subhorizontal a induit une perméabilité anormale qui a favorisé l'altération des galets dans le till de fond (Figure 3.13 d).

Localement, il y a superposition du substratum sur les dépôts glaciaires des unités du Complexe de Quart, en particulier sur le bas du versant où elle se développe en relation avec l'évolution des plans de cisaillement subhorizontaux ; dans la partie supérieure du versant, on relève des superpositions locales de calcschistes sur du till de fond (e.g. Fonteil, à l'amont du secteur décrit).

### RIASSUNTO

*Nel tratto della media Valle d'Aosta, l'escursione prende in esame le tracce delle fasi di ritiro pleistoceniche superiori del grande ghiacciaio balteo. Si tratta delle testimonianze di due oscillazioni immediatamente successive alla massima espansione dell'ultima glaciazione, indicate rispettivamente come Unità di Bard e di Fenis. Entrambe sono rappresentate da depositi glaciali di fondo e di ablazione e da superfici in roccia modellate a varia quota, legate al progressivo approfondimento operato dal ghiacciaio balteo durante le fasi di ritiro dell'ultima glaciazione. A livello locale, sul versante sinistro fra il fondovalle di Quart e la cima di Croce di Fana, vengono presentati i dati del rilevamento delle formazioni superficiali e se ne confronta la distribuzione con quella delle principali unità di modellamento individuate alla scala dell'intero bacino della Dora Baltea. Ne risulta una anomalia, probabilmente dovuta a deformazioni superficiali avvenute da contemporaneamente a successivamente alla deposizione della successione stratigrafica locale.*

## Arrêt 3

# *Dynamique géomorphologique et évolution d'un site archéologique*

(Nécropole de Vollein)

Par MARCO GIARDINO, GIORGIO MARTINOTTI et FRANCO MEZZENA

### INTRODUCTION

Dans le cadre d'une thèse de doctorat en Sciences de la Terre [GIARDINO, 1995], des études géologiques, géomorphologiques et archéologiques ont été menées sur le versant de Quart - Croix-de-Fana (versant adret de la moyenne vallée d'Aoste), en particulier dans le secteur du site archéologique de Vollein (Chalcolithique ancien - Âge du Bronze moyen), afin de reconstruire la dynamique géomorphologique du versant et de comprendre les interactions entre processus naturels et activité anthropique.

Escarpelements, contrepentes et reliefs isolés accidentent fortement ce versant, qui porte des traces de modelé glaciaire et qui est taillé dans une unité structurale isoclinale polyphasique recoupée par des discontinuités cassantes. L'amas rocheux présente souvent

des fractures à mailles larges, parfois avec des signes d'ouverture progressive des fractures et de rotation et de translation des blocs rocheux individualisés. Le secteur affecté par ces phénomènes a une superficie d'environ 12 km<sup>2</sup>.

L'analyse des indices cinématiques présents sur le substrat rocheux et dans les formations superficielles, la cartographie détaillée des marqueurs de la déformation (éléments géomorphologiques, lésions sur les constructions), les levés archéologiques et des mesures topographiques précises ont permis de préciser les mécanismes du glissement et de mettre en évidence la stratégie déjà mise en oeuvre durant l'occupation préhistorique pour réduire les effets de la dynamique gravitaire en termes de risques pour le site.

### I - CARACTÉRISTIQUES GÉOMORPHOLOGIQUES DU VERSANT

Il est situé en adret de la vallée principale (Figure 3.15), entre la Vallée de Saint-Barthelemy, à l'est, et le Vallon du Torrent du Château de Quart, à l'ouest, au débouché desquels se sont développés de vastes cônes de déjection, que l'on observe également au pied du versant opposé (Torrent des Laures, Torrent de Saint Marcel). Dans cette section de son cours, la Doire Baltée s'écoule au pied du versant étudié, qui forme en plan un triangle se développant du fond de la vallée (535 m d'altitude moyenne) jusqu'au sommet de la Croix-de-Fana (2211 m).

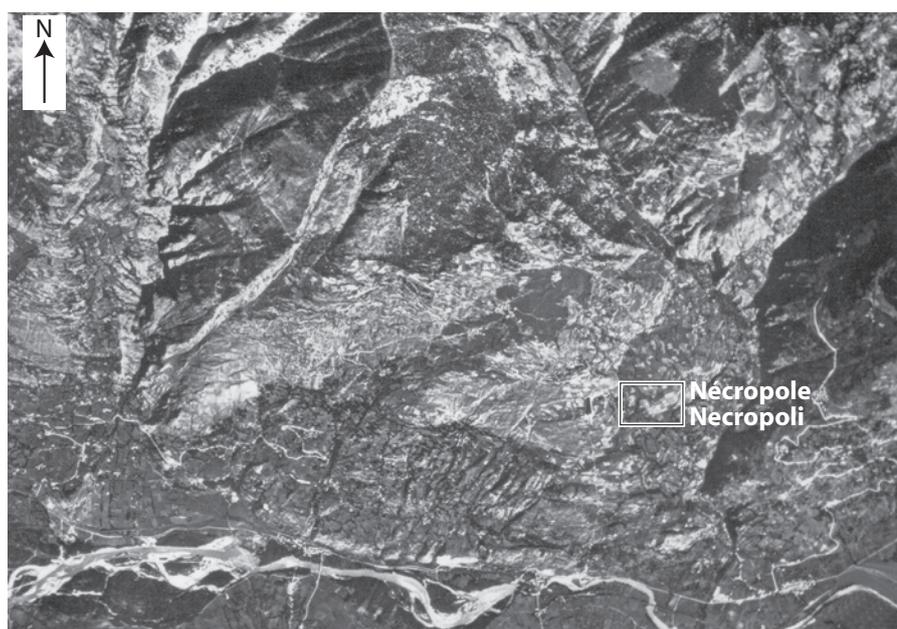


Figure 3.15 - Photographie aérienne verticale du versant de Quart-Croce di Fana.

Figura 1 - Ripresa aerea del versante di Quart-Croce di Fana.

*Figure 3.16 - Panorama du versant étudié, suivant un profil N-S du Mont Croix-de-Fana au fond de la vallée principale (Quart et Nus).*



*Figura 3.16 - Visione panoramica del versante studiato, secondo un profilo N-S, dal Monte Croce di Fana al fondovalle di Quart e Nus.*

Ce versant de Quart - Croix-de-Fana présente une topographie très accidentée. Son profil montre une série de ruptures majeures subparallèles à l'axe de la vallée principale (Figure 3.16), qui correspondent à des surfaces de modelé glaciaire (formes d'érosion et d'accumulation ; Figure 3.17). D'autres formes sont d'origine gravitaire : la principale est un escarpement rocheux subvertical, d'une centaine de m de commandement, au pied duquel se développe un vaste talus d'éboulis. Cet escarpement, de direction moyenne N30° et qui se prolongea sur environ 3 km, délimite vers le NW le secteur de versant étudié. A l'aval de cet escarpement, le profil présente d'autres irrégularités : gradins, escarpements, tranchées et contrepentes rocheux, dont certains recourent et disloquent des formes du modelé glaciaire (Figure 3.18). En outre, des microreliefs, des escarpements et des incisions sont disposés dans la direction de la pente ; sur les escarpements d'une dizaine de m de commandement en moyenne, on observe des traces d'érosion glaciaire (stries, cannelures et marmites sous-glaciaires) et de nombreuses fractures et cavités d'extension.



*Figure 3.17 - Roche moutonnée à l'amont de Vollein.*

*Figura 3.17 - Dosso roccioso montonato, a monte di Vollein.*



*Figure 3.18 - Roche moutonnée recoupée par des tranchées ouvertes le long de discontinuités structurales subverticales.*

*Figura 3.18 - Dosso montonato tagliato da trincee aperte lungo discontinuità strutturali ad alto angolo.*

## II - CARACTÉRISTIQUES GÉOLOGIQUES DU VERSANT

Dans le secteur SE du versant de Quart - Croix-de-Fana affleure le matériel ophiolitifère de la Zone piémontaise (calcschistes et prasinites, avec rares métagabbros), chevauché par les gneiss des klippen Dent Blanche - Mont Mary. Ces unités présentent une structure isoclinal polyphasée très fermée (phases tectoniques 1 et 2), à laquelle se superposent des plis ouverts postérieurs à la foliation (phase tectonique 3), à direction axiale W-E dominante.

Les affleurements rocheux du versant montrent de nombreuses discontinuités subverticales qui indiquent des mouvements relatifs : il s'agit de failles qui appartiennent à deux systèmes principaux, de direction N 5°/25° et N 80°/110°.

Dans les calcschistes se trouvent des plans de cisaillement ductile, avec des traces de réactivation locale en régime cassant due aux dépôts quaternaires. Ces plans de cisaillement présentent des indices cinématiques de différents types : stries mécaniques et sillons sont dominants, mais on observe également écaillés, stylolithes et fentes remplies de calcite, de quartz et de minéraux fibreux. Parfois, divers indices superposés sur un même plan de faille montrent les rejeux successifs qui l'ont affecté. Ces éléments constituent des indices de mouvements principalement dextres et/ou normaux, secondairement senestres et/ou normaux ; ces derniers sont caractéristiques des indices les plus récents, qui effacent les précédents en se superposant à eux. L'analyse des plans de faille subverticaux révèle la présence de miroirs de faille à rem-



Figure 3.19 - Stries mécaniques sur le remblaiement silto-sableux d'une fracture rocheuse.

Figura 3.19 - Strie meccanica su riempimento limoso-sabbioso di frattura in roccia.

blaiements silteux et/ou sableux, striés mécaniquement (Figure 3.19) ; dans le secteur oriental, leur distribution montre la direction senestre de la dislocation lors de la phase la plus récente. Parfois, les failles subverticales se raccordent aux plans de faille subhorizontaux, réactivés en extension du fait du glissement du versant associé à des phénomènes gravitaires.

## III - CARACTÉRISTIQUES DU SITE DE VOLLEIN

La roche moutonnée de Vollein (Figure 3.20), sur laquelle s'observent de petits lambeaux de till et de nombreux blocs erratiques, est située à environ 900 m d'altitude. D'orientation grossièrement E-W, elle est limitée vers l'aval par un escarpement rocheux très fracturé et relâché ; à l'amont, par une dépression allongée qui faisait partie d'un chenal sous-glaciaire latéral. Cette roche moutonnée est entièrement démantelée par des fractures et des tranchées très ouvertes, pouvant atteindre plusieurs dizaines de m (Figure 3.21), dont certaines sont remplies de gros blocs anguleux (Figure 3.22). Les tranchées, longues de quelques m à plusieurs centaines de m, peuvent être très profondes (> 10 m), se prolongeant par des fractures ouvertes et des puits verticaux qui ont été explorés sur une soixantaine de m de profondeur par le groupe spéléologique qui collabore avec la division Préhistoire du Service Archéologique Régional (*Soprintendenza ai Beni Culturali della Valle d'Aosta*).

Les deux flancs d'une même tranchée présentent parfois des décalages vertical et latéral ; ainsi,

le décalage vertical du sommet du secteur nord de la roche moutonnée par rapport à celui du secteur central dépasse 20 m – comme cela a pu être mis en évidence à partir d'un levé topographique très détaillé réalisé par P.C. GRISERO (géomètre) dans le cadre des recherches archéologiques sur le site.

Dans les différents secteurs de la roche moutonnée de Vollein, on observe également des fractures ouvertes de faible dimension et des "griffures de versant", qui témoignent de fractures latentes (Figure 3.23) ; certaines sont actives, puisque elles affectent la couverture herbacée ou la roche – celle-ci présentant des surfaces de rupture très fraîches, à petits débris demeurés sur place.

Les surfaces remodelées (chenal sous-glaciaire au contact amont avec le versant, par exemple) présentent parfois des escarpements transversaux de quelques m de commandement maximal, qui interrompent ou disloquent la forme d'origine ; le drainage superficiel, contraint par ces escarpements, conflue souvent dans des dépressions fermées.



Figure 3.20 - Carte morphostructurale de la roche moutonnée de Vollein [GIARDINO, 1995, modifié].

- 1 : chenal ;
- 2 : axe de drainage ;
- 3 : tranchées et fractures ouvertes, lacérations ;
- 4 : dépression fermée ;
- 5 : rebord d'escarpement structural ;
- 6 : roche moutonnée ;
- 7 : blocs erratiques ;
- 8 : fouilles archéologiques ;
- Formations superficielles :
- 9 : dépôts glaciaires ;
- 10 : dépôts gravitaires ;
- Substratum :
- 11 : prasinites.

Figura 3.20 - Schema geomorfologico e geologico-strutturale del dosso montonato di Vollein [GIARDINO, 1995, modificato].

- 1 : spill way ;
- 2 : asse di cattura del drenaggio ;
- 3 : trincee e fratture aperte, lacerazioni ;
- 4 : depressioni chiuse ;
- 5 : orli di scarpate strutturali ;
- 6 : dossi montonati ;
- 7 : massi erratici principali ;
- 8 : scavi archeologici ;
- Formazioni superficiali :
- 9 : depositi glaciali ;
- 10 : depositi gravitativi ;
- Substrato roccioso :
- 11 : prasiniti.



Figure 3.21 - Profonde tranchée localisée sur le flanc aval de la roche moutonnée de Vollein.

Figura 7 - Profonda trincea impostata sul lato a valle del dosso roccioso di Vollein.



Figure 3.22 - Tranchée remplie de blocs rocheux sur le flanc amont de la roche moutonnée de Vollein.

Figura 3.22 - Trincea riempita di blocchi rocciosi, sul lato a monte del dosso roccioso di Vollein.

Sur la marge aval de la roche moutonnée, les rebords d'escarpement formés par les tranchées sont très irréguliers, avec une roche de plus en plus désarticulée, passant à des escarpements de niche d'arrachement de dépôts gravitaires.

La roche moutonnée de Vollein est modelée dans les prasinites des ophiolites de la Zone piémontaise. Ces roches, constituées d'albite, de chlorite et d'épidotite, ont une texture massivement à faiblement foliée ; dans le secteur sommital, leur pendage est faible (5-40°), à direction N-NE, tandis qu'il est plus fort sur le flanc aval (40-70°), avec une direction S-SW. De telles variations peuvent être rapportées à la présence probable d'une large structure plissée, à axe subhorizontal et subparallèle au versant (E-W) et plan axial plongeant vers le nord. Au cœur de cette structure, les niveaux de calcschistes sous-jacents aux prasinites ont été dégagés dans le secteur W de la roche moutonnée par l'érosion de l'escarpement.

Les fouilles archologiques ont montré que la nécropole a été bâtie sur de minces niveaux de till de fond reposant sur la roche moutonnée et préservés de l'érosion par leur position légèrement déprimée. La strate 1 des fouilles, constituée par ce till, est le seul niveau antérieur à l'installation qui n'est pas perturbé ; son âge est contemporain de la mise en place du chenal sous-glaciaire de Vollein.

Des dépôts d'éboulement et d'éboulis se trouvent à la base de l'escarpement de la roche moutonnée ; leurs blocs, anguleux, sont surtout des prasinites, généralement d'une taille décimétrique à métrique mais avec des blocs atteignant plusieurs dizaines de m<sup>3</sup>. Ces dépôts sont contrôlés par la dynamique des parois rocheuses et, selon celle-ci et leur âge, peuvent être en partie recouverts par un sol et des arbustes. Les fouilles ont montré des interactions entre les éboulements et les niveaux anthropiques.



Figure 3.23 - Lacérations sur le versant au sommet de la roche moutonnée de Vollein. Noter le bloc erratique sur le point de disparaître dans la fissure naissante.

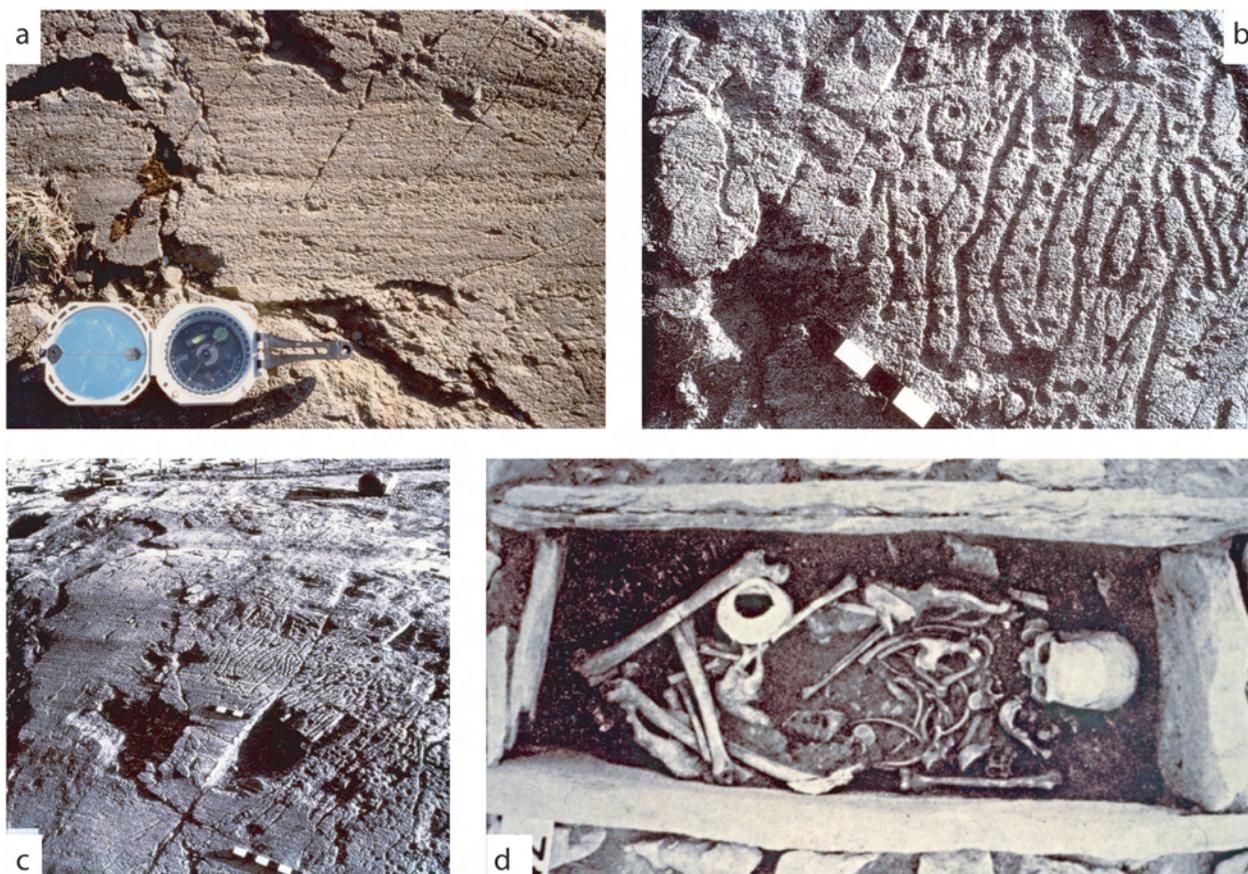
Figura 3.23 - Lacerazione del versante sulla sommità del dosso roccioso di Vollein. Si noto il masso erratico che sta per essere inghiottito dalla fenditura incipiente.

#### IV - ARCHÉOLOGIE

Le secteur archéologique de Vollein est situé sur un mamelon rocheux et domine le fond de vallée principale (Figure 3.15). Des fouilles conduites entre 1968 et 1983 ont mis au jour une importante nécropole (tombes à urne funéraire) remontant à l'époque chalcolithique (ou Age du Cuivre), datée entre 2800 et 2000 avant J.C. [MEZZENA, 1997], ainsi qu'un groupe d'incisions rupestres symboliques liées au site funéraire [MEZZENA et MORANDI, 1992], situé sur le côté septentrional de la nécropole (Figure 3.24 b). Entre 1992 et 1994, certains sondages ont été pratiqués dans les secteurs déprimés au nord et à l'est du mamelon occupé par la nécropole, dans le but d'y identifier l'habitat. Dans la grande fracture septentrionale s'observent des décharges caractéristiques d'un habitat, qui ont certainement servi à combler les profonds accidents de terrain et discontinuités créés par la fracture. Des sondages successifs dans les vallons à l'est et au SE de la nécropole ont

permis d'identifier la présence d'un vaste habitat, qui sera exploré dans le futur

En l'état actuel, la nécropole recouvre une aire subrectangulaire d'environ 20x30 m, mais qui était probablement plus vaste à l'origine, surtout en direction du NW (Figure 3.20). Soixante six tombes ont été identifiées, mais la nécropole a pu contenir au moins une vingtaine de tombeaux, soit une centaine de tombes au total. La nécropole se situe dans une vaste dépression avec ensellement, créée par l'érosion glaciaire et légèrement inclinée vers le NE. Pour cette raison, le gisement, moins exposé sur sa partie septentrionale, a mieux conservé les témoignages qu'il renfermait. Vers le NW et le SW, on observe par contre une disparition progressive de presque toutes les traces de tombes : dans cette zone plus proéminente, les tombes ont été détruites dans leur quasi totalité.



*Figure 3.24 - Caractéristiques géomorphologiques et archéologiques de la Nécropole de Vollein :*

- a : surface polie et striée par le glacier Baltée (direction des stries: N 55°) ;*
- b : gravures rupestres, Chalcolithique ancien [MEZZENA & MORANDI, 1992] ;*
- c : roche moutonnée de Vollein, avec gravures rupestres (premier plan) et la Nécropole (arrière-plan) ; noter le bloc erratique ;*
- d : tombe à cista.*

*Figura 3.24 - Caratteristiche geomorfologiche ed archeologiche della Necropoli di Vollein :*

- a : superficie levigata e striata ad opera del ghiacciaio baltee (direzione delle strie N55E) ;*
- b : sulla stessa superficie, particolare delle incisioni rupestri riferibili all'Eneolitico antico [MEZZENA e MORANDI, 1992] ;*
- c : sul dosso montonato di Vollein, le incisioni rupestri (in primo piano) e la necropoli (sullo sfondo) ; si noti il masso erratico a lato del sito archeologico ;*
- d : tomba a cista.*

L'orientation générale des tombes rectangulaires apparaît, à de rares exceptions près, comprise entre les directions nord et NE. A la limite NE de la nécropole fut ultérieurement édifié un mur s'appuyant sur un dallage de base. L'absence de tombes au-delà de ce mur suggère qu'il avait une fonction d'enclos.

L'architecture tombale classique se compose d'une caisse rectangulaire plus ou moins allongée, à deux montants longs et deux montants courts, ceux-ci généralement en retrait par rapport à ceux-là. Les montants étaient légèrement enfoncés dans le terrain afin de les stabiliser, mais une ceinture externe en pierres était souvent rajoutée pour consolidation. Le toit était formé de dalles débordant du périmètre de la caisse. Les tombes, qui émergeaient donc plus ou moins du sol, restaient à l'époque accessibles. On observe en effet des cas d'inhumations successives, tandis que les tombes étaient facilement violées. Les squelettes étaient souvent cou-

chés en position foetale sur le coté gauche, la tête orientée vers le sud ou le SW.

La présence de bracelets de coquillage (*Pectunculus*) dans la tombe T21 suggère un rite réservé aux personnes de haut rang. Au-delà de la rareté de tels éléments ornementaux, aucun autre objet funéraire n'a toutefois été retrouvé dans les tombes de Vollein. Les industries lithiques sont rares pour le silex mais plus fréquentes pour le quartz,. Parmi les outils métalliques, on signale la présence de deux alènes en cuivre (?) de section carrée à typologie archaïque. L'industrie céramique est représentée dès les couches inférieures par des fragments de vases à ouverture carrée ou d'autres plus grossiers, à formes très simples. Des fragments de céramiques fines décorées à cannelures sont présents dans les couches supérieures: plus récent (Bronze moyen), ils témoignent d'un habitat jusqu'à cette époque (c. 1600 avant J.C.).

## V - DYNAMIQUE GRAVITAIRE DU VERSANT

Les formes d'origine gravitaire observées sur le site de Vollein (tranchées, lacérations de versants, dislocations de surfaces à modelé glaciaire, etc.) ne se limitent pas à ce site mais concernent l'ensemble du versant, d'une étendue de 12 km (Figure 3.15).

Comme cela a été indiqué *supra*, l'assise structurale du substratum anté-quaternaire est caractérisée par des structures plissées (ductiles) polyphasées (Phases 1, 2 et 3), auxquelles se superposent des plans de cisaillement subhorizontaux, de direction grossièrement E-W et qui plongent faiblement vers le N/NW (aval-pendage). Ces plans confèrent au substratum des caractéristiques géomécaniques qui favorisent l'instabilité des versants modelés par le glacier Baltée. En effet, l'évolution récente du versant est conditionnée par les phases glaciaires qui ont concerné ce secteur de la Vallée d'Aoste dans la phase finale du Pléistocène supérieur. Si, en l'absence de datations directes, on peut estimer que le glacier Baltée s'est retiré du fond de vallée actuel il y a au moins 10 000 ans, la datation des modelés dans la partie supérieure du versant est plus délicate, mais le début des phases d'instabilité du versant après déseglacement remonte peut-être à plusieurs dizaines de milliers d'années.

Sur la carte morphostructurale (Figure 3.25), on observe le long du versant des plans de cisaillement subhorizontaux qui présentent différents degrés de réactivation et forment deux catégories :

- plans de cisaillement subhorizontaux principaux à caractère ductile. On les trouve au contact de la base de la Nappe du Mont Mary ainsi que dans la Nappe des calcschistes. Localement affectés par des plis à grand rayon de courbure, leur intersection avec la surface topographique ne se traduit pas morphostructuralement.

- plans de cisaillement subhorizontaux principaux à caractère ductile repris en régime fragile avec une inclusion locale de dépôts quaternaires (Figure 3.26). Cette réactivation gravitaire de structures semblables aux précédentes a produit de nombreux indices sur le terrain telles que brèches de failles, superpositions locales du substratum sur la couverture quaternaire, déformations syn- et post-sédimentaires à leur front.

Ces plans sont distribués à des altitudes différentes et présentent un remodelage variable de leur expression morphostructurale. Une première série de plans se situe à des altitudes plus élevées (> 700 m), caractérisée par un aval-pendage, une intersection nette avec la surface topographique sans formes morphostructurales liées et des phénomènes de dissolution. Un second groupe de plans est situé vers le milieu du versant (c. 600 m) ; il est caractérisé par l'inclusion de dépôts quaternaires et coïncide avec les terrasses glaciaires, ce qui suggère que la base du glacier Baltée était située à une altitude supérieure au fond actuel de la vallée principale

Les recouvrements du till de fond par le substratum et l'inclusion de blocs dans ces dépôts suggèrent une interaction entre sédimentation et déformation pendant les phases glaciaires. La preuve que les éléments de déformation ont eu une action sur la topographie est fournie par l'alternance de surfaces rocheuses altérées et non altérées, par les blocs inclus et par la présence de dépôts pédogénisés dans les secteurs non déformés. La réactivation principale de ce second groupe de plans est par conséquent contemporain des phases glaciaires responsables du modelé de certaines surfaces de base des dépôts glaciaires. Un troisième groupe de plans, situé plus bas sur le versant, pourrait être en relation au moins partielle avec le fond actuel de la vallée.

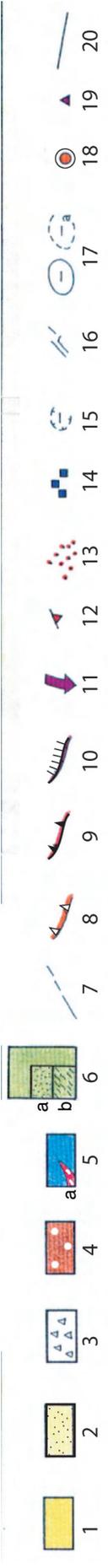
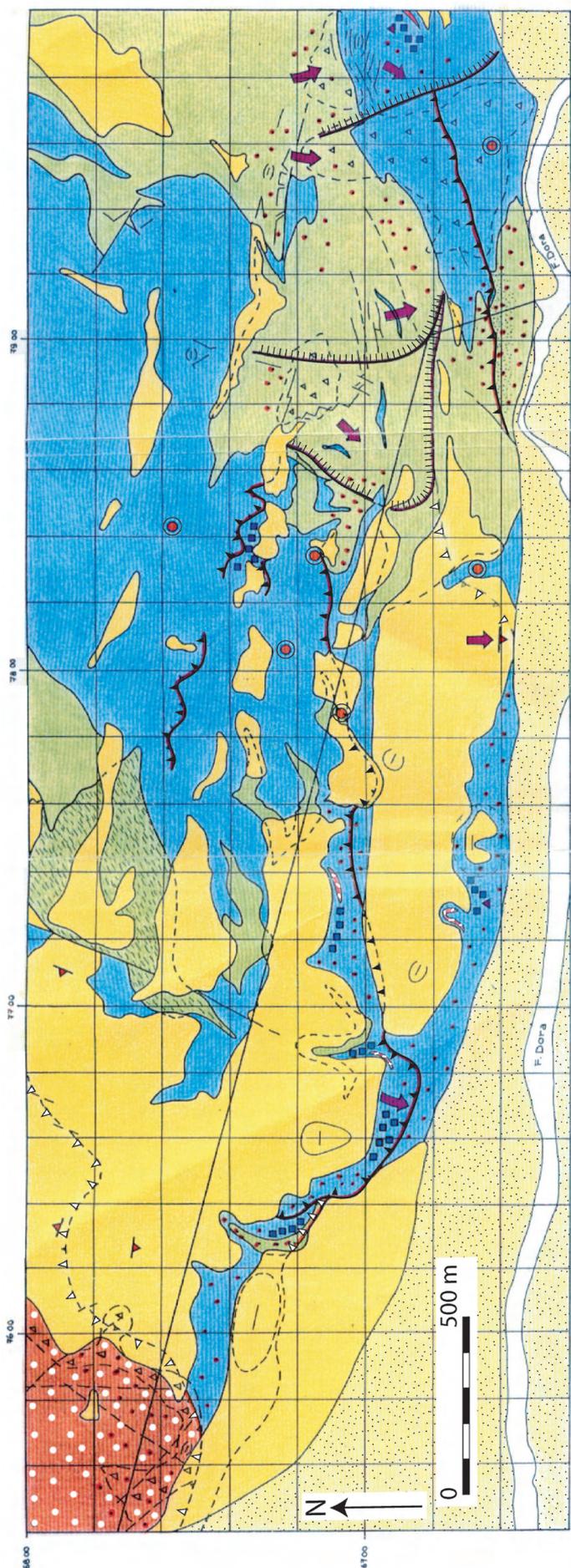


Figure 3.25 - Carte morphostructurale du secteur inférieur du versant de Quart - Croix-de-Fana :

1 : principaux dépôts glaciaires, 11 : sens du mouvement des blocs principaux, 2 : dépôts alluviaux 12 : zone d'effondrement, 3 : principaux dépôts gravitaires, 13 : déformations syn- à post-sédimentaires, 4 : gneiss ocellés, gneiss miniti, 14 : masses rocheuses fracturées et détachées, 5 : calcschistes, calcschistes sériciteux, avec intercalations locales de marbres micacés (a), 15 : masses rocheuses avec marques de dissolution, 6 : prasinites, foliées à très schisteuses avec intercalations de métagabbros (a) et de schistes et gneiss albitiques (b), 7 : principaux failles subverticales, 8 : principaux plans de cisaillement subhorizontaux à caractère ductile, 16 : tranchées et fractures ouvertes, lacérations de versant avec contre-pente et dépressions allongées, 17 : dépressions fermées (a : partiellement colmatée ou remodelée), 9 : principaux plans de cisaillement subhorizontaux à caractère ductile repris en régime cassant, avec inclusion gravitaire locale de dépôts quaternaires, 10 : principaux plans de glissement de versant

Figure 3.25 - Schema morfostrutturale del basso versante di Quart-Croce di Fana :

1 : principali lami di depositi glaciali l.s., 11 : senso di movimento dei blocchi principali, 2 : depositi alluvionali 12 : zone d'effondimento, 3 : depositi gravitativi principali, 13 : deformazioni sin- a post-sedimentarie, 4 : gneiss ocellati, gneiss miniti, 14 : masse rocciose fratturate e rilasciate, 5 : calcscisti, calcscisti filladici, con locali intercalazioni di marmi micacei (a), 15 : zone di collasso, 6 : prasiniti da foliate a molto scistose, con intercalazioni di metagabbri (a) e di scisti e gneiss albitici (b), 7 : principali faglie di alto angolo, con caratteristiche duttili, 16 : trincee e fratture aperte, lacerazioni di versante contropendenze e depressioni allungate, 8 : principali piani di taglio a basso angolo con caratteristiche duttili, 17 : depressioni chiuse (a : parzialmente colmate o rimodelate), 9 : principali piani di taglio a basso angolo con caratteristiche duttili riutilizzati in regime fragile, con locale coinvolgimento gravitativo di depositi quaternari, 10 : principali piani di scivolamento di versante,



Figure 3.26 - Plans de cisaillement subhorizontaux principaux à caractère ductile repris en régime fragile avec une inclusion gravitaire locale de dépôts quaternaires.

Figura 3.26 - Principali piani di taglio a basso angolo con caratteristiche duttili riutilizzati in regime fragile, con locale coinvolgimento gravitativo di depositi quaternari.

A ces plans de déformation ductile plus ou moins réactivés qui interagissent avec l'évolution morphologique du versant se superposent ou s'associent, géométriquement et dans le temps : (i) des ensembles de plans de glissement gravitaire de versant, dont l'aval-pendage a une valeur d'angle proche de celle de la pente ; (ii) des phénomènes de dissolution profonde, indiqués par des formes d'affaissement dans le substrat et les dépôts superficiels. Leur distribution n'est pas aléatoire: elle se fait selon trois linéaments principaux de direction NE-SW, c'est à dire oblique par rapport au versant, qui correspondent aux structures antiformes d'échelle kilométrique de la Phase 2. L'agent de ces phénomènes de dissolution est l'eau de la nappe située sous le fond de la vallée principale. Ils sont donc contrôlés dans le temps et l'espace par sa dynamique de la nappe. En effet, les principales formes de dissolution récentes ou actuelles s'observent sur le bas du versant.

Ainsi, le vaste versant sud du Mont Croix-de-Fana, dont une étude de l'ISMES [1990] a montré qu'il est le siège d'un grand phénomène de glissement gravitaire, a eu une évolution complexe, qui n'a pas été liée exclusivement à la décompression glaciaire. Il ne s'agit donc pas d'un phénomène unique et circonscrit dans le temps (glissement), mais de phénomènes multiples et semblables, distribués sur tout l'espace du versant et sur un

temps de plusieurs dizaines de milliers d'années, avec des vitesses de déformation variables. Les effets de la dynamique du versant sur des infrastructures a permis de mesurer les vitesses actuelles de déformation. A la base du versant, vers 600 m d'altitude, a été percé dans les années 1950 le tunnel de dérivation de l'installation hydroélectrique ENEL de Quart. Des phénomènes d'instabilité et des dommages sur les ouvrages y ont été relevés, entraînant études et interventions de l'ENEL ; certaines de ces études ont été publiées [PAOLINA *et al.*, 1986 ; FORNERO *et al.*, 1988 ; CHIESA *et al.*, 1991], tandis que d'autres ont pu être consultées grâce à l'obligeance de l'ingénieur BALLATORE (ENEL DPT-SOIC de Turin). Des mesures topographiques de précision en surface, répétées dans le temps (1994-98), ont été réalisées sur 4 points localisés dans le secteur du versant situé à l'ouest de la nécropole, à des altitudes comprises entre 650 et 940 m (l'un de ces points se trouve à *c.* 150 m à l'ouest de Vollein). Bien que la durée des mesures ne soit que de 4 ans, la vitesse de déformation a pu être mesurée et atteint 0.5-0.8 cm.an<sup>-1</sup>.

Les déformations observées dans la centrale hydroélectrique de Quart, construite en caverne à une altitude inférieure au fond actuel de la vallée, permettent d'appréhender la dynamique du versant. Les indicateurs de mouvement déduits des dommages au béton montrent

des extensions et des translations, qui ne se justifient pas par de simples cinématiques gravitaires du versant mais par des mouvements tectoniques profonds. Les mouvements géodésiques actuels observés en surface et les déformations relevées sur les ouvrages souterrains ont des composantes cohérentes avec des vecteurs de déplacement déduits du cinématisme des déformations superficielles du substrat.

Les indices de dislocation des formes et dépôts quaternaires du versant témoignent du fait que le phénomène gravitaire *I.s.* est actif, au moins à partir du Pléistocène supérieur (> 10 000 ans). Par conséquent, la nécropole de Vollein constitue un élément de datation intermédiaire (< 5000 ans), dans une évolution du versant plus longue, qui a continué pendant l'occupation puis après l'abandon du site et jusqu'à aujourd'hui : d'anciennes

décharges ont ainsi été ensevelies sous des dépôts gravitaires à la base de certaines parois rocheuses. Il est permis de supposer que la sensibilité géologique de ces premiers chercheurs de gisements métallifères leur ait suggéré l'intuition de la présence et de la dynamique des phénomènes d'instabilité en cours.

L'importante dépense d'énergie que représentait le transport par les hommes de très grandes quantités de déchets dans des lieux mal accessibles comme les fractures au NW de la nécropole, situées à une altitude supérieure à celle du lieu de production (vraisemblablement l'habitat), suggère qu'elle découle d'un choix, celui de s'opposer à une dynamique environnementale porteuse de risques pour qui fréquentait le site.

## **RIASSUNTO**

*Nell'ambito di una tesi di Dottorato in Scienze della Terra [GIARDINO, 1995], sul versante di Quart- Croce di Fana (versante sinistro della media Valle d'Aosta) sono state svolte indagini geologiche, geomorfologiche ed archeologiche, approfondite soprattutto nel settore circostante il sito archeologico di Vollein (Eneolitico Antico - Media Età del Bronzo), con lo scopo di ricostruire la dinamica geomorfologica del versante e comprendere le interrelazioni fra processi naturali e prodotti-attività antropiche.*

*Il versante studiato, molto articolato per la presenza di scarpate, contropendenze e rilievi isolati, con tracce di modellamento glaciale, è modellato in unità strutturali ad assetto isoclinale polifasico tagliato da discontinuità strutturali fragili; l'ammasso roccioso è spesso fratturato a larghe maglie, talvolta con evidenti segni di progressiva apertura delle fratture, rotazioni e traslazioni dei singoli poliedri rocciosi. L'areale interessato da questi pervasivi fenomeni copre una superficie di circa 12 km<sup>2</sup>.*

*L'analisi degli indicatori cinematici rilevabili nel substrato roccioso e nelle formazioni superficiali, una dettagliata mappatura dei marker della deformazione ricavabili da elementi geomorfologici e lesioni a manufatti, unitamente ai rilievi archeologici ed a misure topografiche di precisione, hanno consentito in primo luogo di precisare i meccanismi dei fenomeni di scivolamento gravitativo; inoltre si è compreso che, già durante l'occupazione preistorica, era stata messa in atto una strategia per minimizzare gli effetti della dinamica gravitativa in grado di generare rischi per la frequentazione del sito.*

## SÉDIMENTATION ET NÉOTECTONIQUE POST-GLACIAIRES DANS LA MOYENNE VALLÉE D'AOSTE

Par Marco GIARDINO

Le tracé de la vallée de la Doire Baltée présente un changement brusque à l'extrémité orientale de la moyenne Vallée d'Aoste : de direction W-E entre Aoste et Saint Vincent, il devient NNW-SSE à partir du défilé de Montjovet (Figure 3.8) jusqu'au débouché dans la plaine piémontaise. Si les deux sections portent des signes évidents de modelé glaciaire, elles conservent toutefois les traces de phénomènes gravitaires qui ont lieu après le retrait du glacier Baltée et dont les principaux sont représentés sur la Figure 3.11.

A la hauteur du défilé de Montjovet, les deux principales accumulations gravitaires sont constituées de blocs anguleux de serpentinite et de schistes serpentinisés à surface non altérée, associés à des débris plus petits et localement emballés dans une matrice sablo-

silteuse. Ces accumulations gravitaires passent parfois graduellement à des masses rocheuses entièrement fracturées et affectées par des effondrements.

Les versants de la vallée qui ne sont pas affectés par les mouvements gravitaires présentent un modelé glaciaire (roches moutonnées, polis glaciaires). Une croûte d'altération ocre caractérise tant la surface du substratum à serpentinite que celle des blocs de cette roche qui constituent localement le till d'ablation. C'est ce qui les distingue des deux lobes de dépôt d'écroulement situés en rive gauche de la Doire (dans le plus important desquels s'ouvre l'entrée orientale du tunnel ferroviaire), qui constituent la partie distale de l'accumulation d'un écroulement qui s'est détaché du versant opposé. Parmi les formes glaciaires, il faut noter le large chenal fluvio-



Figure 3.27 a - Le dépôt d'écroulement du Monte Avi, qui a barré la moyenne Vallée d'Aoste près du défilé de Montjovet.

Figura 3.27 a - L'accumulo gravitativo del Monte Avi, responsabile dello sbarramento della media Valle d'Aosta presso la Stretta di Montjovet.

glaciaire (*spill-way channel*) incisé dans le substratum, qui se développe à mi-pente sur le versant de rive gauche en face des dépôts d'écroulement.

Parmi les dépôts gravitaires, l'accumulation orientale (Figure 3.11 et Figure 3.27 a) est le dépôt de l'écroulement du Mont Avi [GRASSO, 1968], qui a barré la vallée et entraîné la formation du paléolac de Saint-Vincent [CARRARO & FERRARINO, 1982 ; DEMATTEIS, 1994]. En se fondant sur la distribution des dépôts les plus bas (Pont des Chèvres : 440 m d'altitude en rive droite) et sur les traces du déversoir du lac (512 m d'altitude en rive droite), il apparaît que la profondeur minimale du paléolac du bassin était de 70 m.

Ce bassin lacustre a permis la sédimentation d'un complexe de dépôts fluviolacustres et lacustres, appelé Complexe de Saint-Vincent. Ces dépôts ont été en grande partie évacués lors de la vidange du bassin et des remobilisations successives. Le Complexe de Saint-Vincent est aujourd'hui représenté par une série

de dépôts distribués sur les deux versants selon deux bandes altimétriques (Figure 3.27 b):

- la bande supérieure correspond vraisemblablement au sommet du Complexe, dont l'allure est contrôlée par la nature des dépôts (cônes-deltas, dépôts lacustres).
- la bande inférieure présente une limite supérieure subhorizontale à environ 500 m d'altitude, qui correspond à une terrasse d'érosion formée durant la vidange du lac.

A la base du complexe fluviolacustre comme en d'autres points, comme par exemple dans l'incision de la Doire Baltée (immédiatement à l'amont de l'entrée occidentale des tunnels autoroutiers du défilé de Montjovet), les tills de fond du Complexe de Bard reposent directement sur le substratum cristallin. Les autres surfaces de base des dépôts fluviolacustres sont constituées de tills ou de dépôts gravitaires.

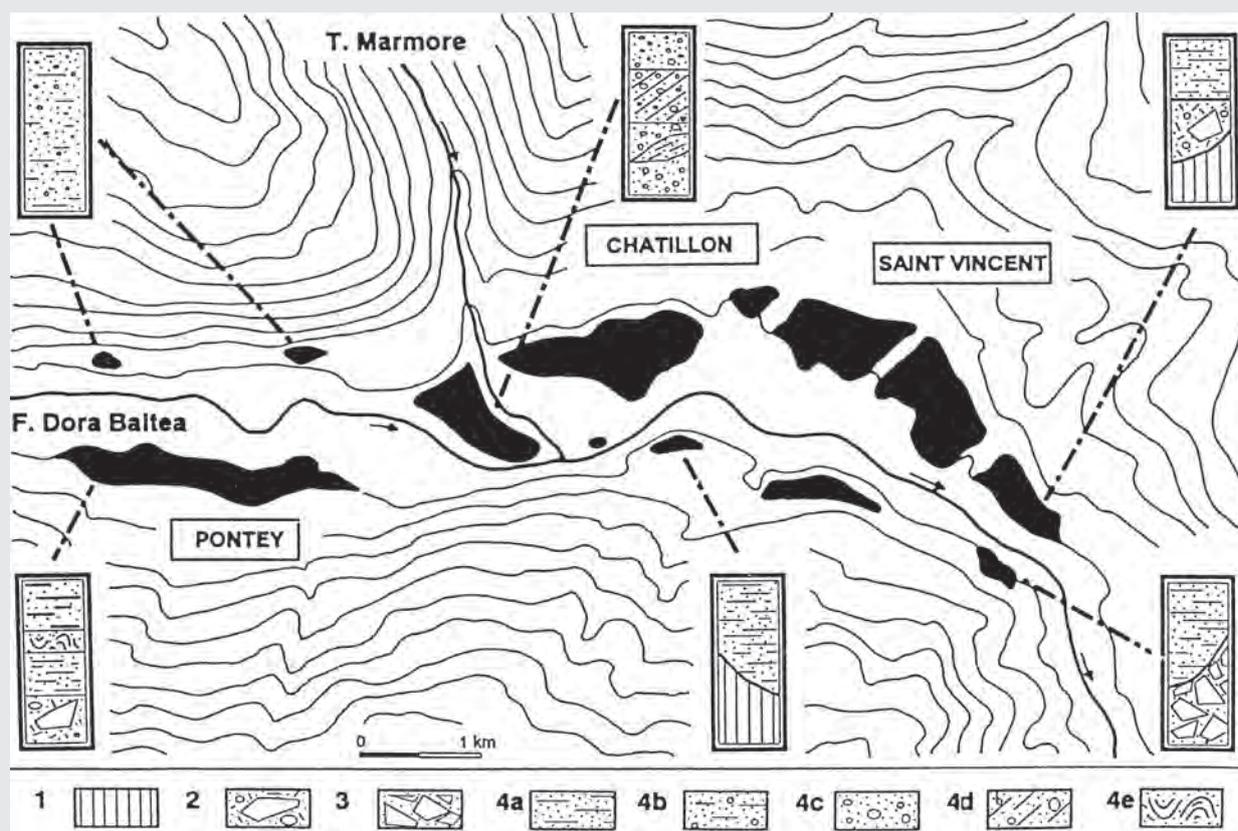


Figure 3.27 b - Complexe fluviolacustre de Saint-Vincent dans la moyenne Vallée d'Aoste.

- 1 : substrat rocheux ;  
 2 : tills ;  
 3 : dépôts de mouvements de masse ;  
 4 : Complexe fluviolacustre de Saint-Vincent :  
 4a : sables et silts ;  
 4b : sables silteux et galets ;  
 4c : graviers sableux ;  
 4d : graviers sableux à stratification oblique ;  
 4e : silts à stratification chaotique.

Figura 3.27 b - Distribuzione del complesso fluviolacustre di Saint Vincent nella media Valle d'Aosta.

- 1 : substrato roccioso pre-Quaternario ;  
 2 : depositi glaciali ;  
 3 : depositi gravitativi ;  
 4 : complesso fluviolacustre di Saint Vincent :  
 4a : sabbie e limi ;  
 4b : sabbie limose e ciottoli ;  
 4c : ghiaie sabbiose ;  
 4d : ghiaie sabbiose con stratificazione obliqua ;  
 4e : limi con stratificazione caotica.

Les lithofaciès de la partie inférieure du Complexe de Saint-Vincent sont des dépôts lacustres de sables fins, associant lamines planaires, obliques de type *climbing ripple* (Figure 3.28 a) et sinueuses. Ces séquences s'achèvent généralement par des strates planaires

centrimétriques de silts argileux microlaminés déposées par décantation (Figure 3.28 b). Dans le secteur de Châtillon-Saint-Vincent (Figure 3.29), les dépôts sablo-graveleux à géométrie lenticulaire qui ravinent ces dépôts sableux lacustres sont du type Gilbert [CARRARO *et al.*, 1994].



Figure 3.28 - Caractéristiques sédimentologiques des dépôts du Complexe de Saint Vincent :

a : siltes argileux microlaminés ;  
 b : rides obliques ascendantes sans surface d'érosion au niveau des bottom sets (climbing ripples de type B).

Figura 3.28 - Caratteristiche sedimentologiche dei depositi del Complesso di Saint Vincent :

a : silt argillosi microlaminati;  
 b : lamina oblique rampicanti prive di superfici erosionali in corrispondenza di bottom sets (climbing ripples di tipo B).



Figure 3.29 - Partie de terrasse constituée de dépôts du Complexe fluviolacustre de Saint-Vincent.

Figura 3.29 - Lembo terrazzato costituito da depositi del Complesso fluviolacustre di Saint-Vincent.

## NEOTECTONIQUE ET DÉFORMATIONS SUPERFICIELLES DU COMPLEXE FLUVIO-LACUSTRE DE ST VINCENT

Jusqu'à il y a une dizaine d'années, les dépôts du complexe de Saint-Vincent étaient visibles dans une série de carrières, transformées aujourd'hui en décharges ou réhabilitées du point de vue paysager. Si, sur certains anciens fronts de carrière, quelques signes de déformation avaient été observés [FERRARINO, 1979], les études successives [CARRARO *et al.*, 1994 ; GIARDINO, 1995] ont mis en évidence que les dépôts du complexe de Saint-Vincent sont souvent caractérisés par d'importantes déformations (Figure 3.30).

Dans la carrière Zerbion, les dépôts deltaïques présentent les caractères de déformation suivants :

1) une faible synforme pluri-décamétrique à profil asymétrique, au flanc méridional plus incliné que le flanc septentrional (Figure 3.31).

2) une série de structures cassantes, parmi lesquelles

une faille subverticale très développée (Figure 3.32), dont la présence répétée sur plusieurs fronts de carrière révèle un mouvement latéral sénestre.

Ailleurs, les dépôts du Complexe de Saint-Vincent sont fortement déformés par des plis décamétriques (direction axiale dominante N 120°) à profil irrégulier et flancs parfois disloqués par des failles normales ou inverses. Un autre groupe de failles en général normales s'enfonce d'environ 70° vers le SE.

De nombreuses structures de type *soft-sediment deformations* ont été observées dans les des fronts de carrière. Certaines sont des déformations n'affectant qu'une formation (structures en coussins, convolutions) ; d'autres, comme par exemple des conduits d'échappement de l'eau (Figure 3.33), traversent plusieurs niveaux sédimentaires. Enfin, on observe des

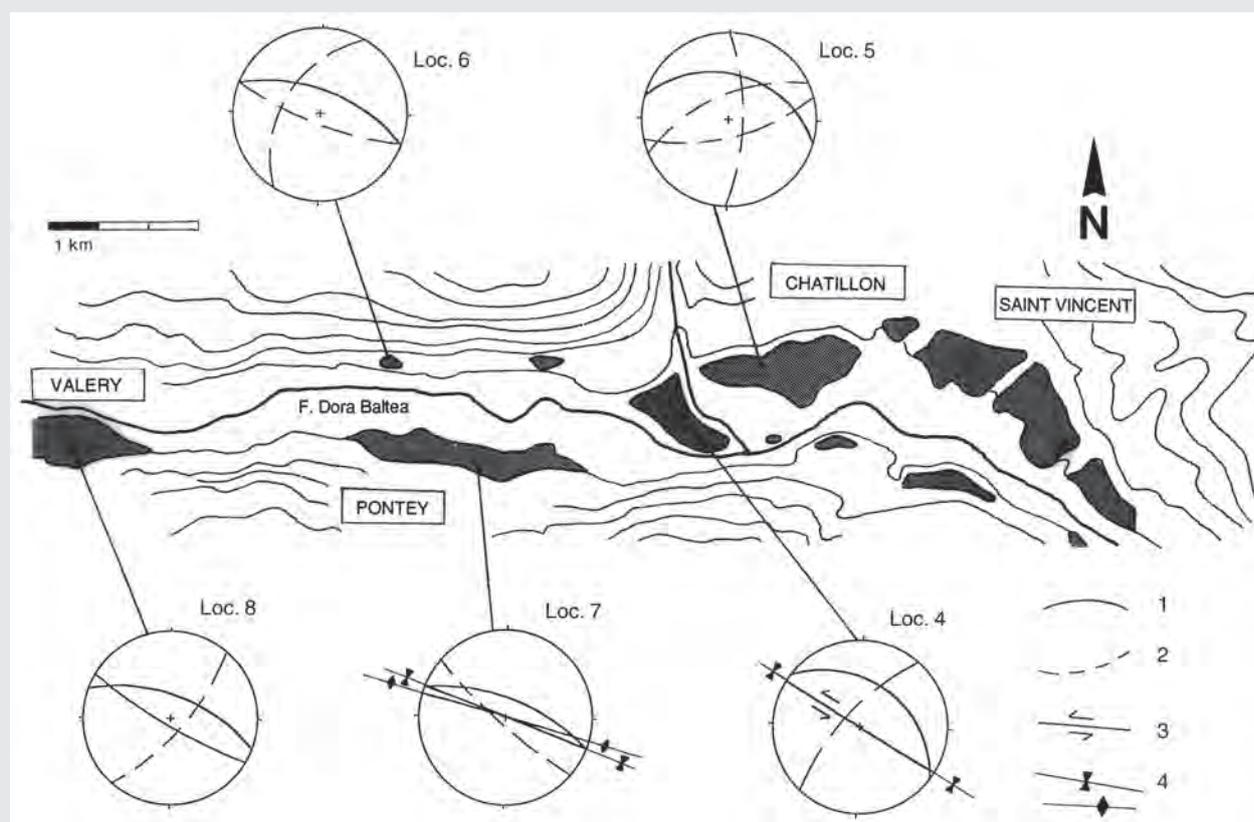


Figure 3.30 - Carte de la distribution et des caractéristiques structurales des principales déformations du Complexe de Saint Vincent.

1 : faille inverse,  
2 : faille normale,  
3 : faille transformante,  
4 : synclinal et anticlinal.

Figura 3.30 - Schema della distribuzione e delle caratteristiche strutturali delle principali deformazioni rilevate entro il complesso di Saint Vincent :

1 : faglie inverse,  
2 : faglie normali,  
3 : faglie trascorrenti,  
4 : pieghe sinclinali e anticlinali.

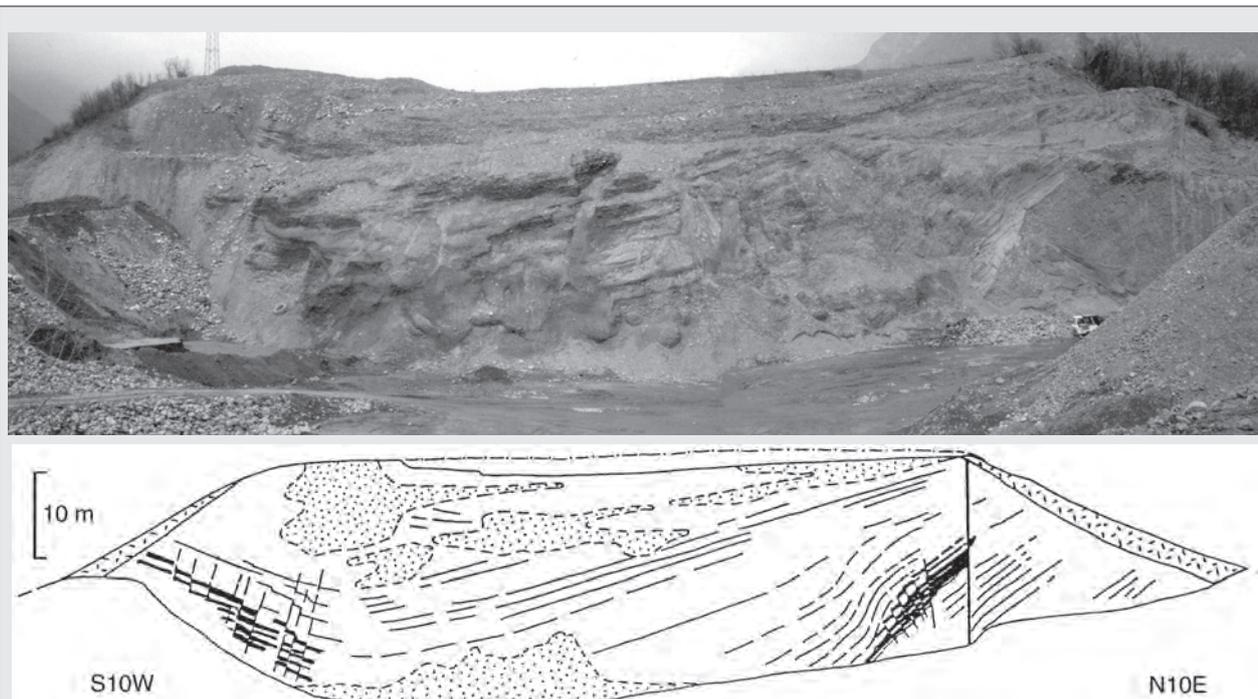


Figure 3.31 - Front de la carrière Zerbion. Noter la faille subverticale principale sur le côté nord.

Figura 3.31 - Fronte della cava Zerbion e sua rappresentazione schematica. Si noti la faglia sub verticale principale sul lato Nord.



Figure 3.32 - Détail de la faille subverticale principale, qui montre deux types de déformation :  
 \* rotation et orientation verticale des galets dans les strates de graviers ;  
 \*\* net cisaillement dans la stratification des strates sableuses.

Figura 3.32 - Particolare della faglia subverticale principale, che evidenzia due differenti comportamenti deformativi :  
 \* rotazione e verticalizzazione di ciottoli negli strati ghiaiosi ;  
 \*\* taglio netto nella stratificazione degli strati sabbiosi.

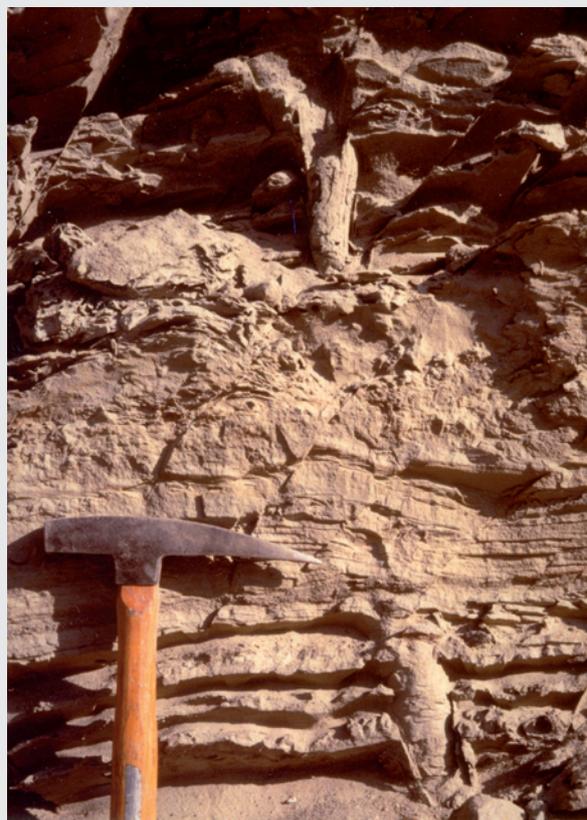


Figure 3.33 - Détail des déformations du Complexe fluvio-lacustre de Saint-Vincent : conduits d'échappement de l'eau dans différents niveaux stratigraphiques.

Figura 3.33 - Caratteristiche deformative del Complexe fluvio-lacustre di S. Vincent : condotti di sfuggita d'acqua entro diversi livelli stratigrafici.

intersections entre ces déformations et des plans de cisaillement (Figure 3.34), ainsi que des déformations contemporaines de structures d'échappement de l'eau ou de fluidification des sédiments.

La complexité des déformations dans les dépôts fluvio-lacustres nécessite une typologie des structures particulières combinée à l'étude de leur géométrie globale [GIARDINO, 1997]. Pour reconstruire le cadre cinématique selon l'approche de Beck [BECK *et al.*, 1992], les seules déformations prises en considération sont celles qui affectent plusieurs niveaux sédimentaires, postérieures au dépôt avec certitude. On a recueilli soit des indices de modification progressive de la géométrie de dépôt originelle (ondulations douces de fuite des fluides ou de charge, plissement et *tilting* de la stratification), soit des indices de modification brusque (fracturations des galets, cisaillement et dislocation des niveaux).

La plupart des structures à faible continuité verticale distribuées dans les différents niveaux de la succession, de synsédimentaires à immédiatement post-sédimentaires, s'expliquent probablement par la forte instabilité de la partie distale du delta et par la répartition non uniforme des charges. Des structures de ce type sont fréquentes dans les deltas de type Gilbert, avec de fréquentes transitions de faciès fins/grossiers.

D'autres observations concernent au contraire la structure des déformations majeures et les modifications de la géométrie de dépôt originelle. Ici, en l'absence d'indicateurs cinématiques linéaires tels que stries et sillons pour documenter la géométrie du secteur déformé, ce sont le pendage des plans de cisaillement, les dislocations de marqueurs linéaires et plans et la disposition des galets dans les niveaux à graviers qui ont été analysés.

Les positions et les principales caractéristiques des lieux étudiés sont expliquées dans le schéma de la Figure 3.31. On observe principalement des failles normales et inverses, ces dernières plongeant vers le NNE avec une direction généralement comprise entre N 105° et N 120°. Les failles normales ont un pendage plus variable et recoupent généralement à un angle droit les failles inverses : ce n'est que lorsque la structure est plissée que les principales failles normales et inverses ont même direction. Dans ce cas, associées aux flancs des plis, elles sont probablement à mettre en relation avec les déformations contemporaines du plissement.

Tant dans la carrière Zerbion que sur les fronts de la carrière du Pontey, la direction des structures plissées est N 120°, avec un style semblable dans les deux cas : des plis peu marqués associés à des structures de cisaillement. L'association plis-failles fournit des éléments pour l'interprétation des mouvements lors de la

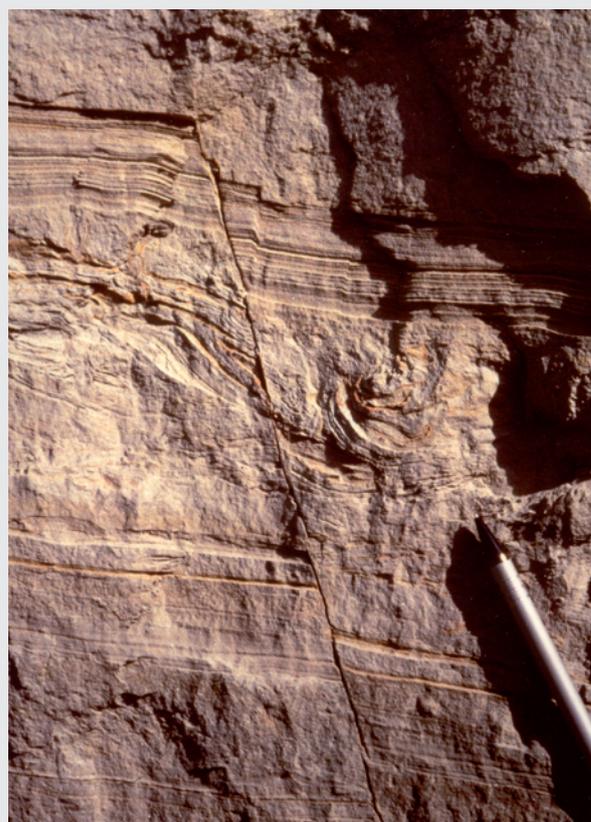


Figure 3.34 - Détail des déformations du Complexe fluvio-lacustre de Saint-Vincent : litage à circonvolutions cisailé par une faille normale.

Figura 3.34 - Caratteristiche deformative del Complesso fluvio-lacustre di S. Vincent : laminazioni convolute tagliate da una faglia normale.

déformation de l'ensemble fluvio-lacustre : les failles inverses et les plis indiquent des raccourcissements suivant la direction NNE-SSW, en accord avec la direction d'extension WNW-ESE déduite des failles normales.

Comme indiqué précédemment, la faille décrochante près de la carrière Zerbion indique un déplacement latéral gauche du bloc septentrional. La combinaison de cette composante avec les directions du raccourcissement déduites des failles et plis et la structure plissée en échelons suggère que le cadre général de la déformation est compatible avec une zone de cisaillement de direction E-W senestre, délimitée par les marges du complexe fluvio-lacustre.

Les structures majeures observées dans la carrière Zerbion affectent tout le corps sédimentaire et ont une géométrie qui contrastent parfois avec les déformations de charge ou gravitaires typiques. Par conséquent, elles ne peuvent être rapportées aux déformations caractéristiques du delta Gilbert. Il en est de même pour les déformations observées dans les affleurements de

Pontey, où les structures majeures de cisaillement ont des caractères post-sédimentaires (intersection avec les *soft-sediment deformations*). En outre, le raccourcissement latéral du delta et de la succession des sédiments fluvio-lacustres ne peut être imputé aux phénomènes de glacio-tectonique, car les rapports géométriques avec les dépôts glaciaires montrent que le complexe fluvio-lacustre est postérieur.

Du point de vue géométrique et cinématique, les déformations se révèlent par contre cohérentes avec un régime tectonique transpressif accommodé par des failles senestres, responsable du raccourcissement et de la dislocation latérale des dépôts du Complexe de Saint-Vincent. L'élément structural dont l'évolution récente aurait déterminé la déformation du complexe fluvio-lacustre serait la Faille Aosta-Ranzola.

## RIASSUNTO

*L'incisione valliva della Dora Baltea, al margine orientale della media valle d'Aosta mostra un brusco cambiamento di percorso: dalla direzione E-W del segmento compreso tra Aosta e St. Vincent, passa improvvisamente ad una direzione NNW-SSE che mantiene fino allo sbocco nell'alta pianura. Entrambi i tratti mostrano i segni evidenti del modellamento glaciale, ma conservano pure tracce di altri importanti fenomeni verificatisi dopo il ritiro del ghiacciaio balteo. Nell'escursione si prenderanno in esame: alcuni fenomeni gravitativi, fra i quali la "Frana del Monte Avi", che ha ostruito la valle; la conseguente formazione di un bacino lacustre a monte dello sbarramento, nel quale si è avviata la sedimentazione del complesso di depositi fluviolacustri di Saint Vincent.*

*La successione sedimentaria del complesso fluviolacustre è rappresentata da sabbie fini in sequenze torbiditiche, silt argilosi microlaminati, e da depositi ghiaioso-sabbiosi in corpi a geometria lenticolare. Nel caso della sezione della cava Zerbion di Chatillon si è potuto riconoscere la geometria deposizionale tipica di un delta Gilbert progredante verso il bacino lacustre di sbarramento.*

*In numerosi affioramenti del complesso fluviolacustre sono state riconosciute deformazioni da sin- a post-sedimentarie. Si tratta di pieghe asimmetriche a raggio decametrico con assi WNW-ESE e faglie-fratture a direzioni prevalenti WNW-ESE e NE-SW. L'analisi mesostrutturale ha permesso di interpretare le deformazioni come il prodotto dell'attività di una zona di taglio a direzione E-W transpressiva sinistra, delimitata dai margini del complesso fluviolacustre.*

## Arrêt 4

# Réflexions sur l'instabilité des versants de la basse Vallée d'Aoste Les mouvements de terrain entre Bard et Donnas

Par EMMANUEL DALBARD

### INTRODUCTION

Au-delà de leur apparente immuabilité, les importants flancs de la Basse Vallée d'Aoste qui encadrent la Doire Baltée entre Arnad et Pont-Saint-Martin constituent un enchevêtrement de formes correspondant aux multiples processus morphogénétiques quaternaires. Dans la zone du Sesia-Lanzo, l'érosion différentielle exploite une lithologie marquée par l'opposition entre les gneiss et les micaschistes.

Les formes héritées des périodes glaciaires permettent de distinguer d'une part les roches moutonnées sculptées dans les gneiss et d'autre part une intense lacération des micaschistes illustrée par les nombreux épaulements et débris de tailles variées. Depuis l'Holocène le modelé glaciaire est mis à mal par divers

processus de mouvements de terrain : l'éroulement de Bard et le glissement complexe de Donnas attestent du fragile équilibre de ces majestueux versants et des menaces pesant sur les sociétés humaines dans un espace fortement anthropisé.

Ces exemples invitent à l'analyse du processus des mouvements de terrain dans la Basse Vallée d'Aoste tout au long de l'Holocène : quels secteurs y sont exposés ? Quels sont les différents types de mouvements de terrain ? Quels facteurs favorisent leur déclenchement ? Quelle est l'actualité de ce processus ? Quelles menaces fait-il peser sur les activités humaines ? Comment prévenir ces risques ?

### I - GNEISS ET MICASCHISTES FACE AU PROCESSUS DE MOUVEMENTS DE TERRAIN

Si en Italie le terme de *frana* englobe des processus variés, il est néanmoins possible d'opérer une distinction entre, d'une part, les processus propres à la seule

gravité que sont les éroulements et, d'autre part, les glissements, où l'eau joue un rôle déterminant.

#### 1 - L'éroulement de Bard

La Basse Vallée d'Aoste présente de nombreuses parois verticales et corniches taillées dans les gneiss qui demeurent propices aux éboulements et éroulements.

Sur le territoire communal de Bard, un grand éroulement a eu lieu en décembre 1911 sur la rive gauche de la Doire Baltée : une paroi de gneiss s'est débitée violemment en plusieurs blocs métriques dévalant sur une cinquantaine de mètres jusqu'au fond de la vallée et déplaçant ainsi le cours du torrent. Présent sur les lieux trois jours après l'événement, P. ZUFFARDI [1913] décrit avec précision les formes héritées et l'évolution du phénomène.

Sur le même versant, en décembre 1894, un premier mouvement de terrain avait mis au jour un petit torrent jusqu'alors souterrain sur tout son parcours. Dès 1910,

l'affleurement rocheux donne des premiers signes de fragilité : les différents agents atmosphériques opèrent au niveau des stratifications verticales et des quelques passages clairs de micaschistes de ces gneiss à grains fins. La masse se met brutalement en mouvement le 7 décembre 1911 : à 540 mètres d'altitude, une terrasse se détache du versant et se répand en un amas d'énormes blocs en aval jusqu'au lit mineur de la Doire Baltée. La niche d'arrachement a la forme d'une gouttière. Le mouvement reprend au cours du printemps 1912. Le 25 mars la masse éroulée s'affaisse d'une dizaine de mètres avant de rompre complètement le 9 avril : au cours de ce rejeu, non seulement la chapelle de Lieron mais aussi le pont sur la Doire Baltée sont engloutis par les énormes débris.

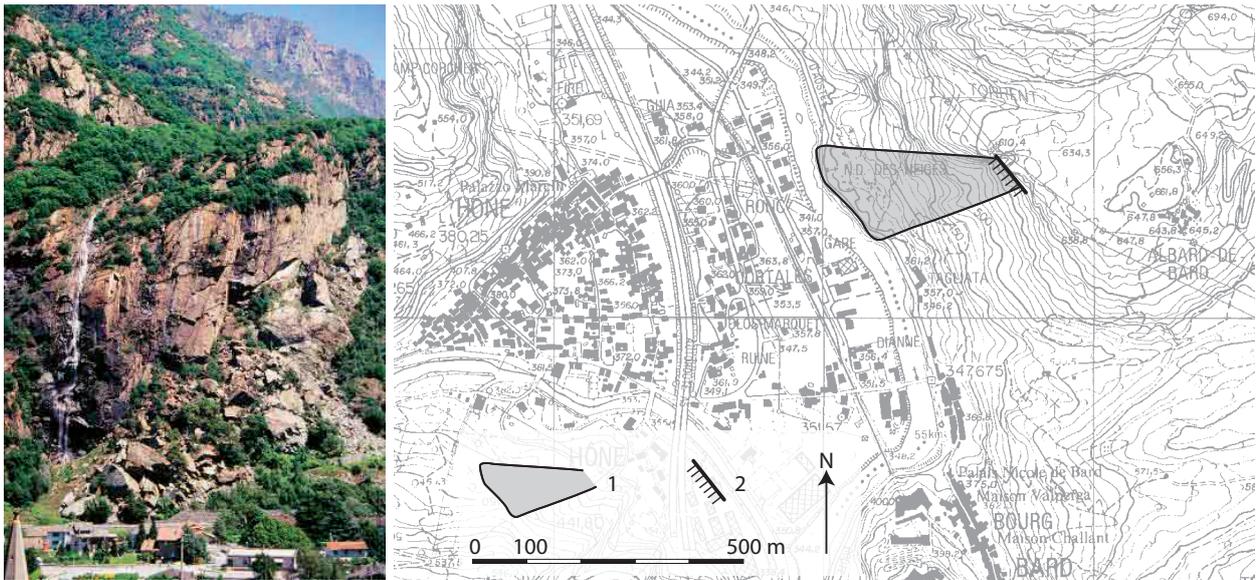


Figure 3.35 - L'éroulement de Bard (fond topographique 1 : 10 000, équidistance des courbes 10 m).

Figura 3.35 - Il crollo di Bard (base topografica CTR RAVA 1 : 10 000 ; equidistanza delle curve di livello 10 m).

## 2 - Le glissement complexe de Donnas

Alors que les parois gneissiques sont victimes d'éboulements et d'éroulements, les micaschistes de l'adret du bassin de Donnas sont quant à eux grandement exposés aux glissements.

Effectivement l'immense versant de la Croix-Courma offre une topographie particulière. Plusieurs replats (lieux-dits à la toponymie significative de Place-Deca, Place-Pilon, Place-Dela ; sanctuaire de Notre-Dame-de-la-Garde...) sont d'une largeur allant jusqu'à plusieurs décamètres et d'une longueur d'ordre hectométrique : armés par des dalles de micaschistes intensément fracturés et déstructurés, ils forment de véritables gradins rompant avec la vigueur de la pente des versants réglés. En amont, en contrebas de la corniche sommitale de la Croix-Courma, l'escarpement de tête dessine des formes en arc de cercle et comporte plusieurs amphithéâtres de plus de 200 mètres de commandement où les pentes boisées sont régularisées. A l'aval des replats, la pente retrouve une forte déclivité : le boisement de formations de gélifraicts de micaschistes indique une régularisation mais la présence de plusieurs blocs métriques reflète une certaine instabilité. L'aménagement de terrasses y permet une exploitation viticole.

Le processus à même de justifier de telles formes de relief demeure celui d'une succession de glissements rotationnels.

En amont, les micaschistes en place, le plus souvent en situation de corniche, sont fragilisés par divers processus de météorisation. L'appel au vide permet alors le dégagement de masses décimétriques de micaschistes qui descendent le long d'un versant où les formations superficielles ont été fluidifiées par les précipitations.

La corniche de micaschistes peut fournir plusieurs masses se répartissant en escaliers d'amont en aval. La cicatrice de la roche restée en place peut former une niche d'arrachement.

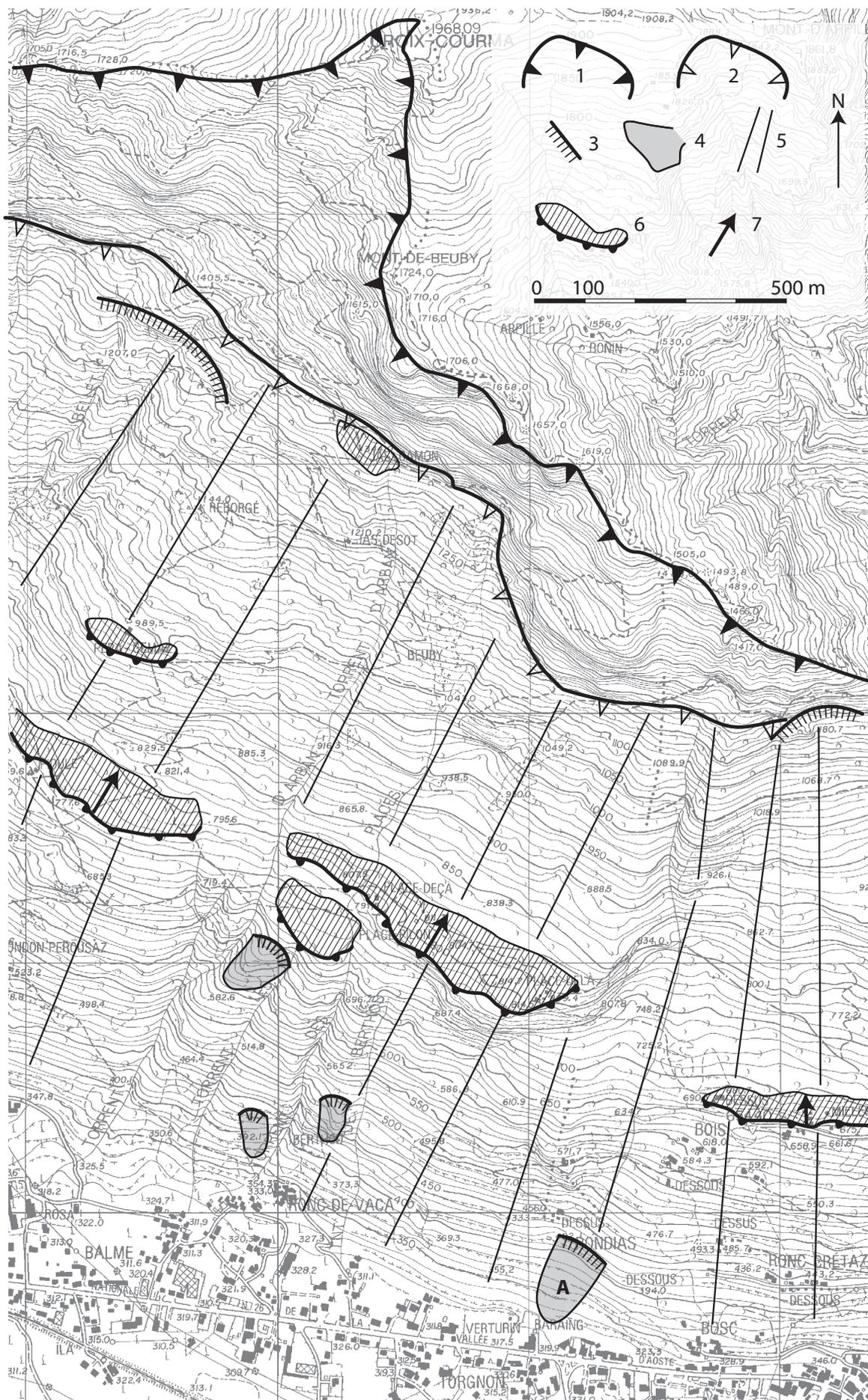
Au cours de leur transit vers l'aval, les blocs de micaschistes entraînent devant eux les formations superficielles et tendent à s'y affaisser. Les simples ruptures de pente correspondent à des masses glissées très peu encaissées alors que les replats résultent d'une rotation sur eux-mêmes des blocs. Ceux-ci peuvent être affectés, au cours de leur descente ou après un premier mouvement, d'un glissement rotationnel secondaire en ce sens où ils peuvent parfaitement connaître le même sort que la roche en place originelle. De plus, la corniche entaillée peut subir plusieurs mouvements de ce type. De la sorte plusieurs dalles de micaschistes

Figure 3.36 - Le glissement de Donnas (fond topographique 1 : 10 000, équidistance des courbes 10 m).

- 1 et 2 : corniche,
- 3 : niche d'arrachement,
- 4 : glissement,
- 5 : versant réglé,
- 6 : replat,
- 7 : contre-pente,
- A : glissement de Rondias.

Figura 3.36 - La frana de Donnas (base topografica 1 : 10 000 ; equidistanza delle curve di livello 10 m).

- 1 e 2 : scarpata rocciosa,
- 3 : nicchia di distacco,
- 4 : scivolamento,
- 5 : versante regolarizzato,
- 6 : ripiano,
- 7 : contropendenze,
- A: scivolamento di Rondias.



peuvent cohabiter tout au long de la pente et donner naissance à plusieurs replats. En aval de ces replats, le matériel déplacé forme un nouvel escarpement dit

### 3 - Des processus actifs

L'année 2000 a été marquée non seulement par une crue dramatique de la Doire Baltée dans le fond de vallée mais aussi par une reprise des processus de mouvements de terrain sur les versants.

Tout d'abord, au cours de l'été, l'éroulement de Bard a rejoué : un bloc s'est détaché de la paroi, à l'endroit même où une cicatrice reste fraîche.

Ensuite en octobre, un glissement de moindre ampleur a affecté le versant à l'adret du bassin du Donnas au niveau du hameau de Rondias sur la commune de Pont-Saint-Martin. Ce mouvement offre la particularité de toucher un secteur récemment aménagé. Le glissement de Rondias concerne la Route des vignes construite en 1995 pour relier directement par le versant la commune de Donnas à celle de Perloz.

escarpement externe qui, comme c'est le cas au-dessus du hameau de Verturin, est susceptible d'alimenter des éboulements et des éroulements.

Au début de l'automne 2000, un pan de la route ainsi que les formations sous-jacentes donnent des signes de grande fragilité. Après un premier décrochement, l'ensemble s'est désolidarisé du versant et plusieurs fissures apparaissent à la surface. Les fortes précipitations exposent d'autant plus le secteur à un véritable glissement qu'elles fluidifient les formations superficielles de versant immédiatement en aval. La commune de Pont-Saint-Martin décide alors de provoquer le glissement en dynamitant l'ensemble qui se démantèle en blocs composites décimétriques à métriques. La question est de savoir si la construction de la route demeure soit un des facteurs soit la cause de ce glissement imminent contrôlé par les hommes : cette infrastructure a pu simplement avancer la date du mouvement ou bien engendrer une rupture définitive de l'équilibre de la pente.

## II - VERS UNE CHRONOLOGIE DES MOUVEMENTS DE TERRAIN

Si dans les régions montagneuses il est coutumier d'attribuer l'origine des plus grands mouvements à la décompression glaciaire de la charnière entre le

Pléistocène et l'Holocène, plusieurs indices et témoignages révèlent que ces processus demeurent fort actifs depuis la fin de la dernière période glaciaire.

### 1 - Des glissements anciens

Au-delà de son activité récente, le glissement complexe de Donnas présente de nombreux indices d'une relative ancienneté.

En amont comme en aval des replats de glissements, les fortes pentes boisées et composées d'un matériel mixte de gélifractions et de blocs grossiers et anguleux illustrent non seulement une intense régularisation mais aussi une poursuite du processus. Certes un temps long a été nécessaire à la mise en place de ces imposants versants réglés. Les premières fondations du sanctuaire de Notre-Dame-de-la-Garde, lui-même situé sur un replat, remontent à 1252, ce qui démontrerait que le déclen-

chement du glissement est antérieur au milieu du XIII<sup>e</sup> siècle. Le chanoine A. Marguerettaz évoque en 1176 une « désagrégation d'une partie de la montagne » qui s'est ensuite écroulée sur le bourg et l'église alors ensevelis, catastrophe pouvant correspondre à un glissement. Cependant les nombreux blocs métriques abritant souvent des sources sont des formations instables susceptibles à tout moment de reprendre leur transfert plus ou moins brutal vers l'aval. En amont d'un replat (replat de Pioule), une dalle décimétrique de micascistes à nu semble posée sur le versant et poursuit lentement son transit. Le glissement de Donnas peut ainsi être considéré comme dormant.

### 2 - Une majorité de formes récentes

De nombreux témoignages principalement pour la commune de Donnas mais aussi pour celle de Bard prouvent que plusieurs formes sont extrêmement récentes.

R. Nicco [1991] a collecté plusieurs sources sur la mémoire des aléas naturels au niveau de la commune de Donnas depuis le XII<sup>e</sup> siècle. De 1796 à 2000, quinze *frane* ont été répertoriées : il s'agit principalement d'éroulements qui touchent les secteurs habités de la commune et de laves torrentielles. Ces témoignages constituent un aperçu et non un relevé exhaustif des

phénomènes : en effet, au-delà de l'ambiguïté lexicale du terme italien de *frana* et des approximations des indications, les références s'intéressent essentiellement aux chutes des matériaux dans les espaces menacés par une paroi rocheuse et aux coulées humides de débris. Ces processus violents frappent beaucoup plus les esprits que des aléas plus discrets : en amont, loin des habitations, sur des versants hostiles, un glissement s'inscrit dans un temps plus long et peut échapper complètement à l'attention des habitants installés dans le fond de la vallée.

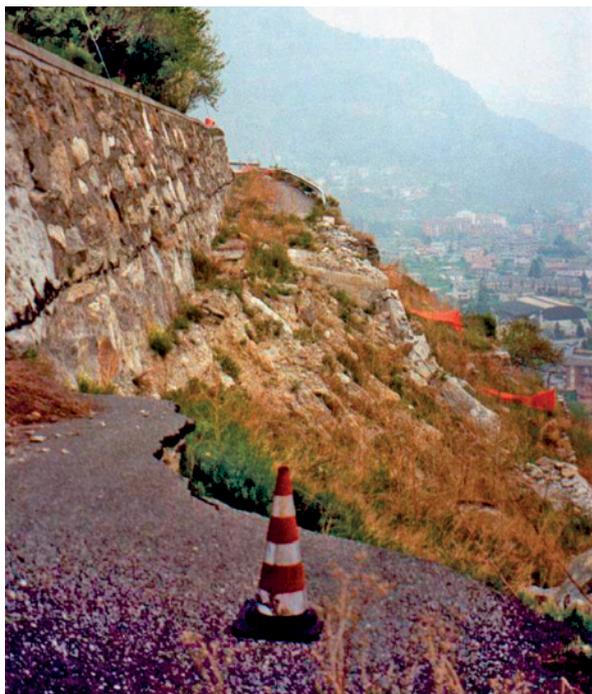


Figure 3.37 - Rondias : cicatrice de départ du glissement (avril 2002).

Figura 3.37 - Rondias : nicchia di distacco della frana (aprile 2002).



Figure 3.38 - Vue sur la partie aval du glissement (avril 2002). Au second plan, du matériel grossier est en équilibre précaire. La colonisation végétale indique une certaine stabilisation du versant.

Figura 3.38 - Vista della parte a valle del scivolamento (aprile 2002). In secondo piano, dei massi sono in equilibrio instabile. La colonizzazione vegetale mostra una certa stabilità del versante.



Figure 3.39 - Rondias : un glissement encore actif (avril 2003). Au second plan, la disposition anarchique des plaques de béton prouve que le mouvement a rejoué depuis le début des travaux.

Figura 3.39 - Rondias : un scivolamento ancora in attività (aprile 2003). In secondo piano, la disposizione caotica dei pezzi di cemento mostra che il movimento si è attivato dopo l'inizio dei lavori.

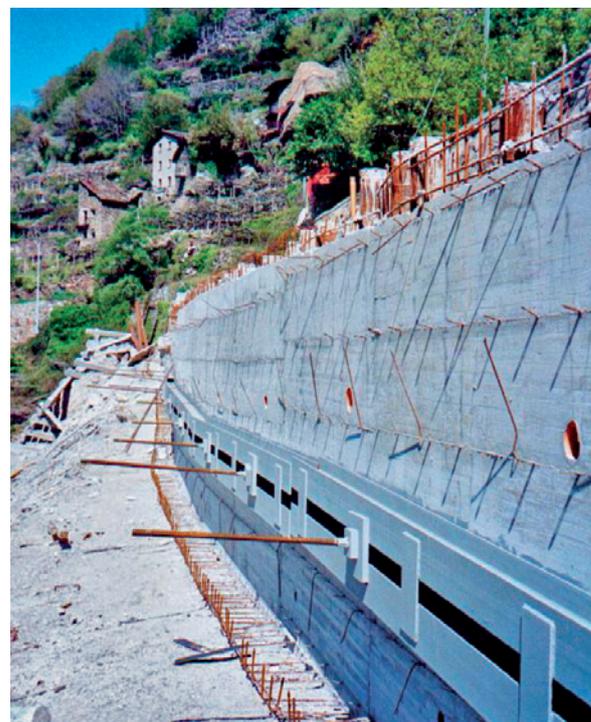


Figure 3.40 - Rondias : murs drainants de béton armant la cicatrice du glissement (avril 2003).

Figura 3.40 - Rondias : muri di cemento con drenaggio, consolidando la nicchia (aprile 2003).

### III - RISQUES ET PRÉVENTION

#### 1 - De réelles menaces pour les activités humaines

Les écroulements peuvent toucher des habitations, endommager durablement des infrastructures ou constituer des obstacles imprévus à la circulation automobile. Pour le seul XX<sup>e</sup> siècle et sur la seule commune de Donnas, ces processus sont responsables du décès de trois personnes. Les glissements décrits sur le versant de la Croix-Courma sont situés en amont de secteurs habités : celui de Rondias est situé à une centaine de mètres en amont de plusieurs habitations. Les mouve-

ments de solifluxion peuvent être tout autant spectaculaires et violents que les écroulements et les glissements. Ils représentent eux aussi des menaces pour plusieurs routes et plusieurs habitations. Les témoignages collectés par R. Nicco [1991] prouvent ces dangers : des *debris flows* ou coulées humides de débris ont suscité de nombreux dommages dans les vignes et sur la route principale depuis le XVIII<sup>e</sup> siècle.

#### 2 - La question de l'action anthropique sur les versants

##### *a - Une influence ambiguë à l'échelle historique.*

L'intervention humaine au niveau du secteur d'étude alterne entre effets positifs et négatifs. Tout d'abord les pratiques culturelles ont des conséquences paradoxales. Les défrichements de certaines parties des versants à l'adret et la pratique de l'irrigation ont pu provoquer une déstabilisation mais l'aménagement des terrasses viticoles si caractéristiques contribue au contraire à la stabilisation de la pente. La tendance au recul des activités agricoles telles l'élevage depuis plusieurs décennies et la viticulture depuis quelques années entraîne une recrudescence d'une couverture forestière protectrice. Ensuite les infrastructures de transport et les habitations sont des facteurs incontestables de déséquilibre : la Route des vignes est à ce titre tout à fait caractéristique.

##### *b - Une prévention indispensable mais des aménagements à l'efficacité incertaine.*

Les parois rocheuses les plus menaçantes sont minutieusement surveillées par des ingénieurs : ceux-ci vérifient régulièrement le degré de fracturation et la fragilité des roches en place grâce notamment au monitoring. L'escarpement surplombant le bourg de Donnas figure parmi les secteurs les plus instables : en amont de l'église, un mur en béton est censé consolider ce versant à l'équilibre précaire. Dans d'autres secteurs, des infrastructures plus légères sont mises en place : au-delà de panneaux de signalisation notamment pour les

automobiles, des filets métalliques habillent de nombreux affleurements rocheux de Pont-Saint-Martin ou de Bard. Ces aménagements divers sont d'une efficacité toute relative face à des processus soudains, violents et impliquant un matériel d'une masse considérable.

Les actions pour limiter les glissements et leurs effets sont tout aussi illusoire. Le secteur de Rondias illustre ces difficultés. Depuis octobre 2000, des filets de protection ont été installés dans le but de protéger les habitations mais quelle aurait été leur efficacité en cas de nouveau glissement ? En juillet 2002, une colonisation végétale de la cicatrice de départ du glissement indiquait une certaine stabilisation du versant. A partir de la fin de l'année 2002, des travaux ont été entrepris pour stabiliser le secteur et à terme rétablir le tronçon routier : des murs drainants et des pans de béton avaient pour objectifs respectifs de faciliter les évacuations des eaux et de consolider la future route. Mais le chantier a été interrompu en 2003 car le glissement s'est remis en mouvement.

Finalement la solution la plus sûre réside dans la simple délimitation des secteurs à risques où la prudence inciterait à l'abandon des habitations et à l'interdiction de toute nouvelle construction. Si le principe de l'évacuation est illusoire, l'élaboration obligatoire de Plans Régulateurs Communaux dans la Région Autonome de la Vallée d'Aoste depuis les événements tragiques d'octobre 2000 devrait permettre d'éviter toute édification hasardeuse dans les secteurs où des risques demeurent actuellement connus.

### RIASSUNTO

*Nella valle glaciale della Dora Baltea, da entrambi i fianchi del verrou di Bard, la Bassa Valle d'Aosta si caratterizza non solamente dalla ripidità dei suoi fianchi ma anche dal forte contrasto fra gli affioramenti rocciosi e le formazioni superficiali. Le pareti gneissiche sono esposte ai crolli rocciosi mentre gli scivolamenti complessi interessano le scarpate costituite da micascisti. In uno spazio ristretto, densamente occupato e fortemente antropizzato, le società umane sono minacciate dai capricci della Dora Baltea e dai pericoli dei versanti. Una migliore conoscenza dei processi morfodinamici e dei loro fattori di innesco, ed anche una ridefinizione dei Piani Regolatori Comunali, dovrebbero favorire una più diffusa prevenzione di questi rischi naturali.*

## BIBLIOGRAFIE DE LA TROISIÈME DEMI JOURNÉE

- ARMANDO E. & DAL PIAZ G.V. (1970). - Studio geologico et geofisico della coltre quaternaria nei dintorni di Aosta (osservazioni preliminari). - I.R.S.A. del CNR, 13 p.
- ARMANDO E. (1971). - Sondaggi elettrici nella piana di Aosta. - *Geofisica e meteorologia*, **20**, 5/6 : 155-157.
- BALLEVRE M., KIENAST J.R. & VUICHARD J.P. (1986). - La « nappe de la Dent-Blanche » (Alpes Occidentales) : deux unités austroalpines indépendantes. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **79**, 57-74.
- BARSINI SALA M., (1995). - *Bard...dove il passato è presente*. - Tipografia Valdostana, Aoste, 173 p.
- BECK C., ROCHETTE P. & TARDY M. (1992). - Interprétation en termes de paléosismicité de niveaux de structurés intercalés dans rythmites lacustres quaternaires des Alpes Nord-occidentales. - *C.R. Acad. Sci. Paris.*, 315/II : 1525-1532.
- BOIS M. (1999). - *Valorizzazione di beni geomorfologici in Valle d'Aosta con particolare riferimento alle forme indotte dall'instabilità naturale*. - Tesi di Laurea, Milan, 346 p.
- CABY R. (1981). - Le mésozoïque de la zone du Combin en Val d'Aoste (Alpes Graies) : imbrications tectoniques entre séries issues des domaines pennique, austroalpin et océanique. *Geologie Alpine* (Grenoble), **57** : 5-13.
- CANCELLI A. (1968). - Esame statistico dei movimenti franosi in Italia, in *Accademia Nazionale dei Lincei « Le scienze della natura di fronte agli eventi idrogeologici »*, *Acc. Naz. Lincei*, Rome, 112 : 197-204.
- CANEPA M., CASTELLETTO M., CESARE B., MARTIN S., ZAGGIA L. (1990). - The Austroalpine Mont Mary nappe (Italian Western Alps). - *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, **42** : 1-17.
- CARRARO F. (1991). - Integrazione del rilevamento geologico-strutturale in scala 1/1 000 000 relativo ad alcune aree di preminente importanza nella regione Valle d'Aosta : depositi quaternari. - GEODE s.r.l., Milano, 93 p.
- CARRARO F. & FERRARINO G. (1982). - Tentativi di realizzazione di un nuovo tipo di carte morfologiche : la carte morfostratigrafiche. - *Boll. Ass. It. Cartografia*, **54-55** : 209-218.
- CARRARO F., GHIBAUDO G., GIARDINO M. & PEROTTO A. (1994). - Intense deformazioni in depositi fluviolacustri olocenici nella media Valle d'Aosta. - *Att. Tic. Sc. Terra*, serie speciale, 123-136.
- CARRARO F., GIARDINO M. (2004). - Quaternary Glaciations in the Western Alps: a review. - In EHLERS J., GIBBARD P.L. *Quaternary Glaciations, Extent and Chronology*. (201-208). INQUA Special Publication, Amsterdam, Elsevier (Netherlands).
- CARRARO F. & PEROTTO A. (1991). - *Integrazione del rilevamento geologico-strutturale in scala 1:100.000 relativo ad alcune aree di preminente importanza nella Regione Valle d'Aosta : depositi quaternari*. - GEODE s.r.l. inedito, 93 p.
- CASALE R., MARGOTTINI C. (1999). - *Floods and Landslides. Integrated Risk Assessment*. - Springer, Environmental Science, 150 figures, 30 tables, 373 p.
- CASALINI P. (1965). - *Erosione accelerata del suolo e suoi rapporti con l'attività umana nella Val d'Aosta*. Turin, Tesi di Laurea, 158 p.
- CASTELLI D. (1985). - La falda piemontese alla base del margine sudoccidentale del lembo dell'Emilius-media Valle d'Aosta. - *Ofioliti*, **10** : 19-34.
- CHIESA S., FORNERO I., FRASSONI A., ZANCHI A., MAZZA G. & ZANINETTI A. (1991). - Gravitational instability phenomena concerning a hydroelectric plant in Italy. - 7<sup>e</sup> *International Congress on Rock Mechanics*, W. Wittke, editor, 1087-1092.
- DALBARD E. (2003). - *Fonctionnement hydrogéomorphologique de la basse vallée d'Aoste (Italie) : réflexions suite à l'inondation d'octobre 2000*. - Mémoire de DEA, Université de Reims, 120 p.
- DAL-PIAZ G.V. (1974). - Le métamorphisme de haute pression et de basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apenninique. 1<sup>ère</sup> partie : Considérations paléogéographiques. - *Boll. Soc. Géol. It.*, **93** : 437-468 ; 2<sup>ème</sup> partie : - *Schweiz mineral petrogr. Mitt.* **54** : 399-424.
- DAL-PIAZ G.V. (1988). - Revised setting of the Piedmont Zone in the northern Aosta Valley, Western Alps. - *Ofioliti*, **13**, 2/3 : 157-162.
- DAL-PIAZ G.V. (1992). - *Le Alpi dal M.Bianco al Lago Maggiore*. Società Geologica Italiana, Guide Geologiche Regionali, **3**, 311 p.
- DEMATTEIS A. (1994). - Dimensioni et dinamica di svuotamento del lago provocato dalla frana di sbarramento del M. Avi (Valle d'Aosta, Italia). - *Rencontre internationale des jeunes chercheurs en géologie appliquée*, EPF Lausanne, 85-89.
- DIKAU R., BRUNDSSEN D., SCHROTT L., IBSEN M.-L., (1996). - *Landslide recognition : identification, movement and causes*. Wiley, Chichester, 251 p.
- EHLERS J., GIBBARD P.L. (2004). - *Quaternary Glaciations, Extent and Chronology*. (201-208). - INQUA Special Publication, Elsevier.
- ELTER G. (1960). - La zona penninica dell'alta e media Valle d'Aosta e le unite limitrofe. - *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, **22** : 1-113.

- ELTER G. (1971). - Schistes lustrés et ophiolites de la zone Piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies). Hypothèses sur l'origine des ophiolites. - *Géologie Alpine*, 47 : 147-169.
- ELTER G. (1987). - *Carte géologique de la Vallée d'Aoste, échelle 1 : 100 000*. Consiglio Nazionale delle Ricerche - Centro studio sui problemi dell'orogeno delle Alpi Occidentali, SELCA, Firenze.
- FERRARINO G. (1979). - *Analisi dell'origine ed evoluzione del bacino lacustre di Chatillon-S.Vincent*. - Tesi di laurea inedita. Università degli Studi di Torino.
- FLAGEOLLET J-C. (1988). - *Les mouvements de terrain et leur prévention*. - Masson, Collection Géographie, 224 p.
- FORNERO I., FRASSONI A., GIUSEPPETTI G., MAZZA G. (1988). - The Restoration of a Concrete Tunnel Lining: the Role of Field Measurements in the Safety and Control of the Structural Stability. Abstract in: 1<sup>st</sup> International Conference on Computer Methods and Water Resources, Morocco.
- GALASSO A. (2001). - *Studio di fattibilità geologico-tecnica finalizzato ad un progetto di collegamento stradale all'interno del territorio comunale di Bard (Valle d'Aosta)*. Tesi di Laurea. Torino. 143 p.
- GIARDINO M. (1995). - *Analisi di deformazioni superficiali : metodologie di ricerca ed esempi di studio nella media Valle d'Aosta*. Tesi di Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra - VII ciclo (Consorzio Universitario Torino-Genova-Cagliari). Dipartimento Scienze della Terra, Università di Torino, 234 p.
- GIARDINO M. (1997) - Aspetti metodologici e problemi cartografici dello studio di deformazioni superficiali nella Media Valle d'Aosta. - *Il Quaternario*, 9/1, 227-232.
- GRASSO F. (1968). - La frana del Monte Avi. *Boll. - Soc. Geol. It.*, 87 : 109-131.
- GRILLETTO R. (1978). - *Bard, la sua storia, il suo forte*. - Musumeci, Aoste, 80 p.
- GUIDE GEOLOGICHE REGIONALI (1992). - *Le Alpi dal M. Bianco al Lago Maggiore*. Itinerario n° 1. - BE-MA Editrice, coord. Dal Piazz G.V., Università di Padova.
- GUILLERMIN M., MIEDAN D. (1972). - *Etude hydrologique de la Doire baltée et de ses affluents d'Aoste à Ivryée*. Grenoble, TER, Institut de Géographie Alpine, 88 p.
- JANIN B. (1991). - *Le Val d'Aoste. Tradition et renouveau*. Musumeci Editeur, quatrième édition, Quart, Italie 743 p.
- MEZZENA F. (1997). - La Valle d'Aosta nel Neolitico e nell'Eneolitico. - In: Atti della XXVIII Riunione Scientifica I.I.P.P., Firenze 385-398.
- MEZZENA F. (1982). - Ricerche preistoriche e protostoriche in Valle d'Aosta. - *R.S.L.*, XLI-XLII, 92-146.
- MEZZENA F. & MORANDI R. (1992). - La datazione delle più antiche incisioni rupestri dell'Arco Alpino alla luce dei ritrovamenti di Vollein (Valle d'Aosta). - Atti della XXVIII Riunione Scientifica su «L'arte in Italia dal Paleolitico all'Età del Bronzo», Firenze, 385-398.
- PAOLINA R., FAURO R., FORNERO I., FANELLI M., GIUSEPPETTI G. e MAZZA G. (1986). - La Galleria di Quart, Politecnico di Torino. - Conferenza di meccanica e ingegneria delle rocce, 16, 1-12.
- MICHEL (R), 1953. *Les schistes cristallins des Massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes franco-italiennes)*. Nancy, Sciences de la Terre, tome I, 257 p., 51 fig.
- MINISTERO DEI LAVORI PUBBLICI - ANAS (1964). - *I movimenti franosi in Italia*. - Rome, 176 p.
- NICCO R. (1983). - *Donnas e Vert nel corso del secolo XVIII*. - Aoste, Musumeci, 163 p.
- NICCO R. (1991). - *Donnas. Storia del secolo XIX. Immagini, mappe e disegni*. - Musumeci Editore, Quart, Italia.
- NICOUD, G., MONJUVENT, G., & MAILLET-GUY G. (1987). - Contrôle du comblement quaternaire des vallées alpines du Nord par la dynamique lacustre. - *Géologie Alpine*, Mém. h.s. 13 : 457-468.
- NOVARESE V. (1913). - Il quaternario in Val d'Aosta e nelle valli del Canavese. Parte II : il ghiacciaio wurmiano della Val d'Aosta. - *Boll. R. Comit. Geol. It.*, 44 : 203-244.
- NOVARESE V. (1915). - Il quaternario in Val d'Aosta e nelle valli del Canavese. Parte III : gli stadi postwurmiani. - *Boll. R. Comit. Geol. It.*, 45 : 137-194.
- NOVEL J.-P. (1995). - *Contribution de la géochimie à l'étude d'un aquifère alluvial de montagne. Cas de la vallée d'Aoste (Italie)*. - Thèse Doc. Université Paris VI, 154 p.
- PECH P. (1988). - *Contribution à l'étude de la dynamique des versants en montagne alpine : l'exemple de l'Ossola (Alpes centrales, Italie du Nord)*. - Paris I, thèse sous la direction de COQUE R., 347 p.
- P.I.A.H. en Val d'Aoste (1994). - *Etude hydrogéologique de la nappe alluviale de la Vallée d'Aoste*. - Rapport de deuxième phase. Dir. Dray M., inédit. 54 p.
- POLLICINI F. (1994). - *Geologia ed idrogeologia della piana di Aosta*. - Tesi di laurea in Scienze Geologiche. Università du Torino, 164 p.
- RAMPOLLA A. (1981). - *Alluvioni, frane e fenomeni correlativi in Valle d'Aosta e loro influenza sul paesaggio*. - Tesi di Laurea, Torino, 102 p.
- REGIONE AUTONOMA DELLA VALLE D'AOSTA - ASSESSORATO AGRICOLTURA E TORESTE (1967). - *Rilevamento delle zone franose nel bacino montano del fiume Dora Baltea*. - Aoste.
- TROPEANO D., TURCONI L. (2000). - *Sintesi degli eventi di piena e frana avvenuti nell'anno 2000 in Italia Nord-Occidentale*. - GEAM-Territorio e difesa del suolo, 217-224.
- VUILLERMOZ A. (1912). - Désastre d'Hône-Vert. - *Le Messager valdôtain, Almanach illustré*. Imprimerie catholique, Aoste, 71-78.
- ZUFFARDI P. (1913). - Studio geologico sulla frana di Bard. *Atti della Società Italiana di Scienze Naturali*, VII : 67-86.

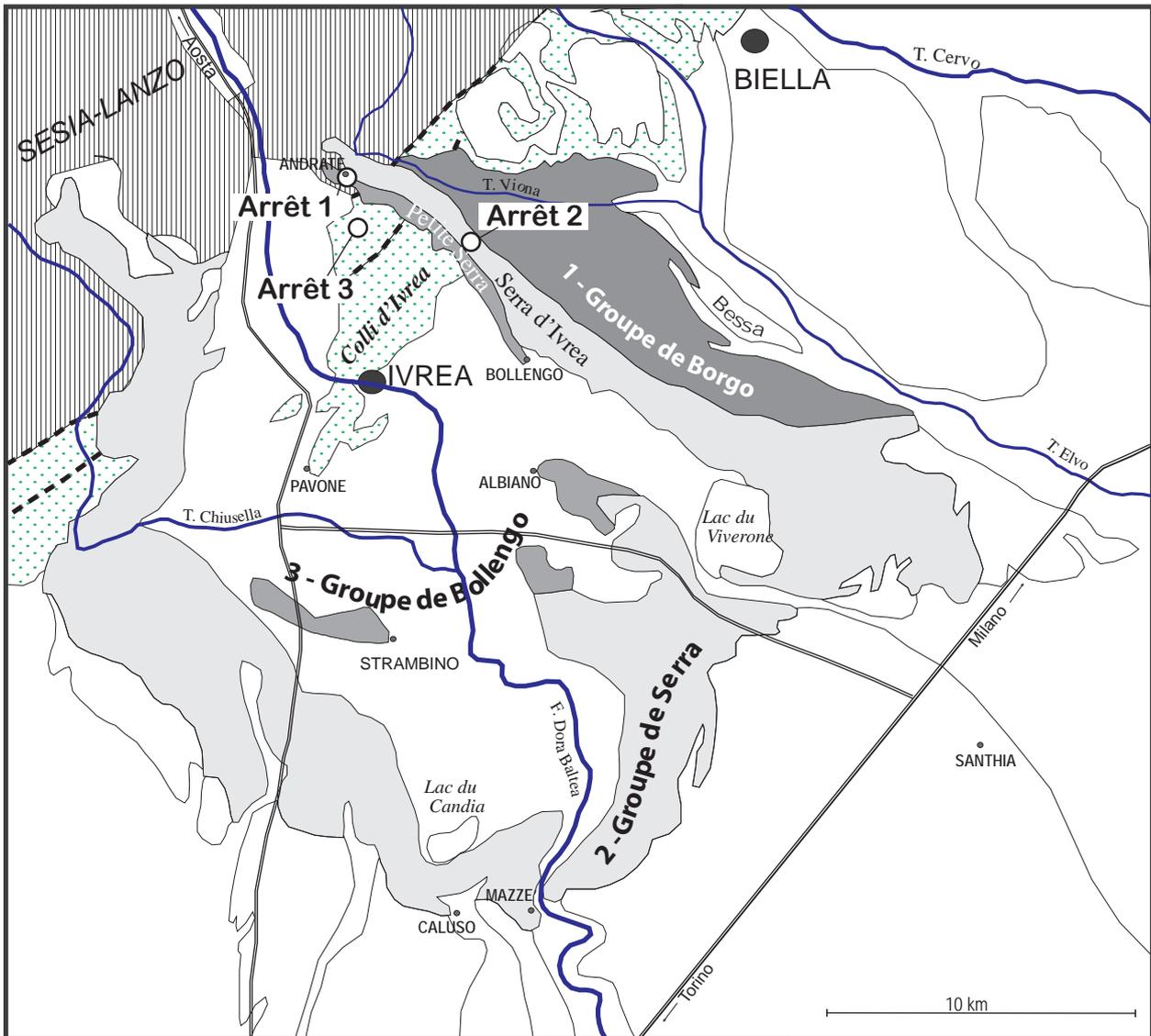
*Quatrième demi-journée - vendredi 3 juin 2005 après midi*

**FORMES ET DÉPÔTS GLACIAIRES  
DANS L'AMPHITHÉÂTRE MORAINIQUE D'IVREA  
(AMI)**

Par MARCO GIARDINO et Franco GIANOTTI

<b>Présentation générale</b> .....	131
<b>Arrêt 1 - Serra d'Ivrea et Petite Serra</b> par MARIA GABRIELLA FORNO et FRANCO GIANOTTI.....	137
<b>Arrêt 2 - Stratigraphie de la Serra d'Ivrea</b> par MARIA GABRIELLA FORNO et FRANCO GIANOTTI.....	140
<b>Arrêt 3 - Les Collines d'Ivrea ; Affleurements rocheux à modelé glaciaire à l'intérieur de l'AMI</b> par MARIA GABRIELLA FORNO, FRANCO GIANOTTI et FEDERICO GROSSO .....	144
<b>Encadré : L'amphithéâtre morainique d'Ivrée vu par les anciens auteurs</b> .....	147
<b>Bibliographie</b> .....	150

*Itinéraire de la quatrième demi-journée*



Carte de l'amphitéâtre morainique d'Ivrea avec les 3 arrêts de la quatrième demi-journée (Dessin FRANCO GIANOTTI).

Carta del'Anfiteatro morenico d'Ivrea con le 3 fermate della quarta mezza giornata (Disegno di FRANCO GIANOTTI).

## PRÉSENTATION GÉNÉRALE

Par MARCO GIARDINO et Franco GIANOTTI

Sur le versant padan des Alpes, les phénomènes liés à la glaciation quaternaire ont contrôlé de manière déterminante la morphogenèse, non seulement dans les secteurs montagneux les plus élevés, mais également dans les basses vallées et à leur débouché dans la plaine. L'interaction entre processus glaciaires et périglaciaires a produit des formes d'érosion ou résiduelles sur les versants et le piémont. La morphogenèse glaciaire dans la partie centrale des Alpes nord-occidentales internes

a été principalement contrôlée par les glaciers du bassin de la Doire Baltée. Les phases d'expansion et de retrait du glacier principal, le glacier Baltée, sont à l'origine de l'amphithéâtre morainique d'Ivrea, un ensemble imposant de moraines terminales qui se développe sur une superficie d'environ 600 km<sup>2</sup>, dimensions qui lui valent d'être le 3<sup>e</sup> des amphithéâtres morainiques du versant italien des Alpes (Figure 4.1).

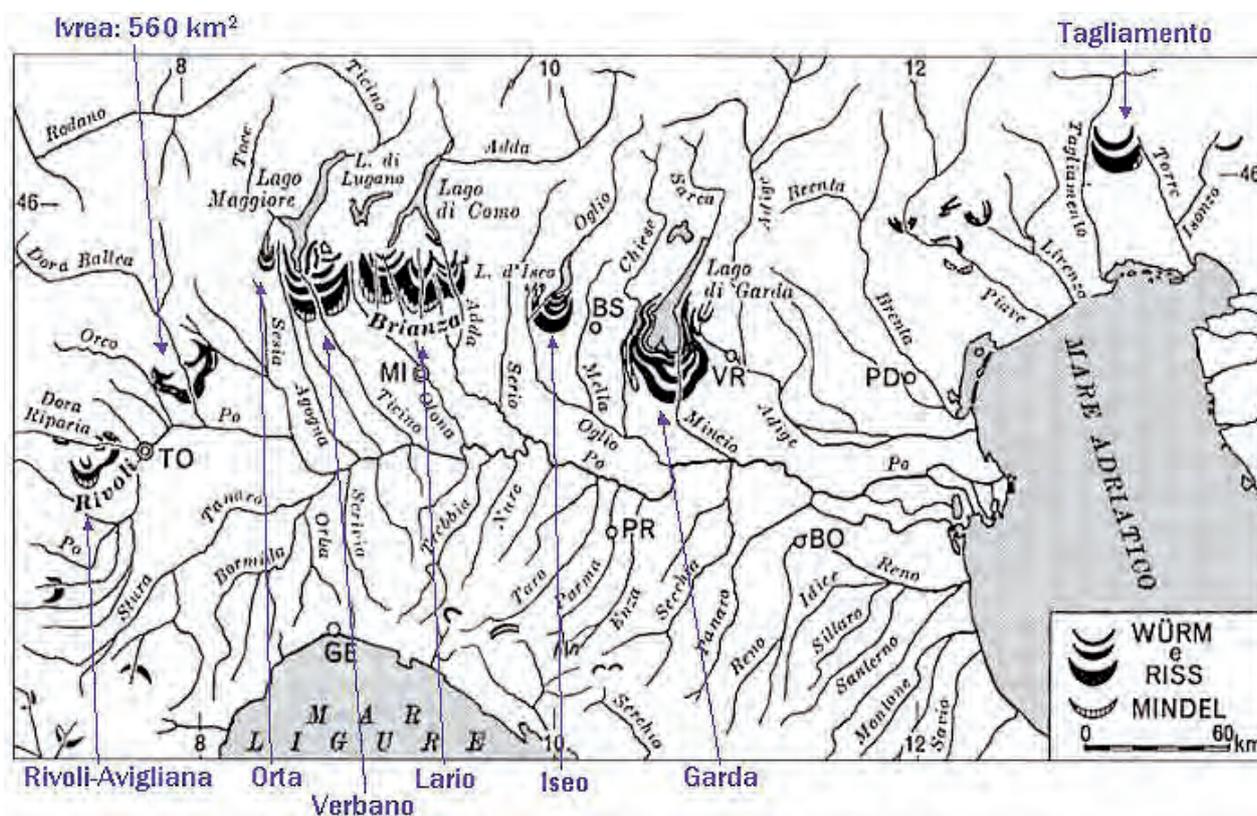


Figure 4.1 - Amphithéâtres morainiques sur le versant italien des Alpes [VENZO, in DESIO, 1968].

Figura 4.1 - Anfiteatri morenici sul versante italiano delle Alpi [Venzo, in DESIO, 1968].

L'excursion qui traverse une partie de l'amphithéâtre morainique d'Ivrea (AMI) donne une vue d'ensemble des formes et dépôts qui le constituent ; quelques références bibliographiques d'études géologiques et géomorphologiques récentes permettront d'avoir plus de détails, tandis que les travaux de CARRARO [1992], GIANOTTI [1996] et DE RENZO [2004] peuvent servir de support à des excursions thématiques ultérieures.

Dans la littérature scientifique, l'AMI est interprété comme le produit de diverses pulsations glaciaires, qui ont donné naissance à trois groupes de moraines terminales [CARRARO, 1992] (Figure 4.2), qui sont, du plus interne au plus externe, des groupes de Borgo, de la Serra et de Bollengo. Ces groupes d'arcs morainiques présentent une structure complexe, due à la multiplicité des épisodes de sédimentation et d'érosion. Toutefois, leur répartition semble aussi conditionnée par les caractéristiques lithologiques du substratum dans les divers

secteurs de l'amphithéâtre et la morphologie antérieure à la glaciation.

Le substratum de l'AMI est constitué par :

1. le socle paléozoïque (secteur interne) dont les roches appartiennent à trois des principaux domaines structuraux de la chaîne alpine :
  - l'Austroalpin (zone Sesia-Lanzo), à micaschistes et metabasaltes avec des associations métamorphiques de haute pression [VENTURNI, 1995] ;
  - le Sudalpin (zone Ivrea-Verbanò), à roches basiques [VOSHAGE *et al.*, 1990] ;
  - intercalé entre les deux précédentes, la zone du Canavese (soubassement cristallin anté-permien, couverture permo-mésozoïque et rhyolites tertiaires [BIINO & COMPAGNONI, 1989].

Les limites entre ces domaines structuraux sont marquées par les failles du Canavese, qui prolon-

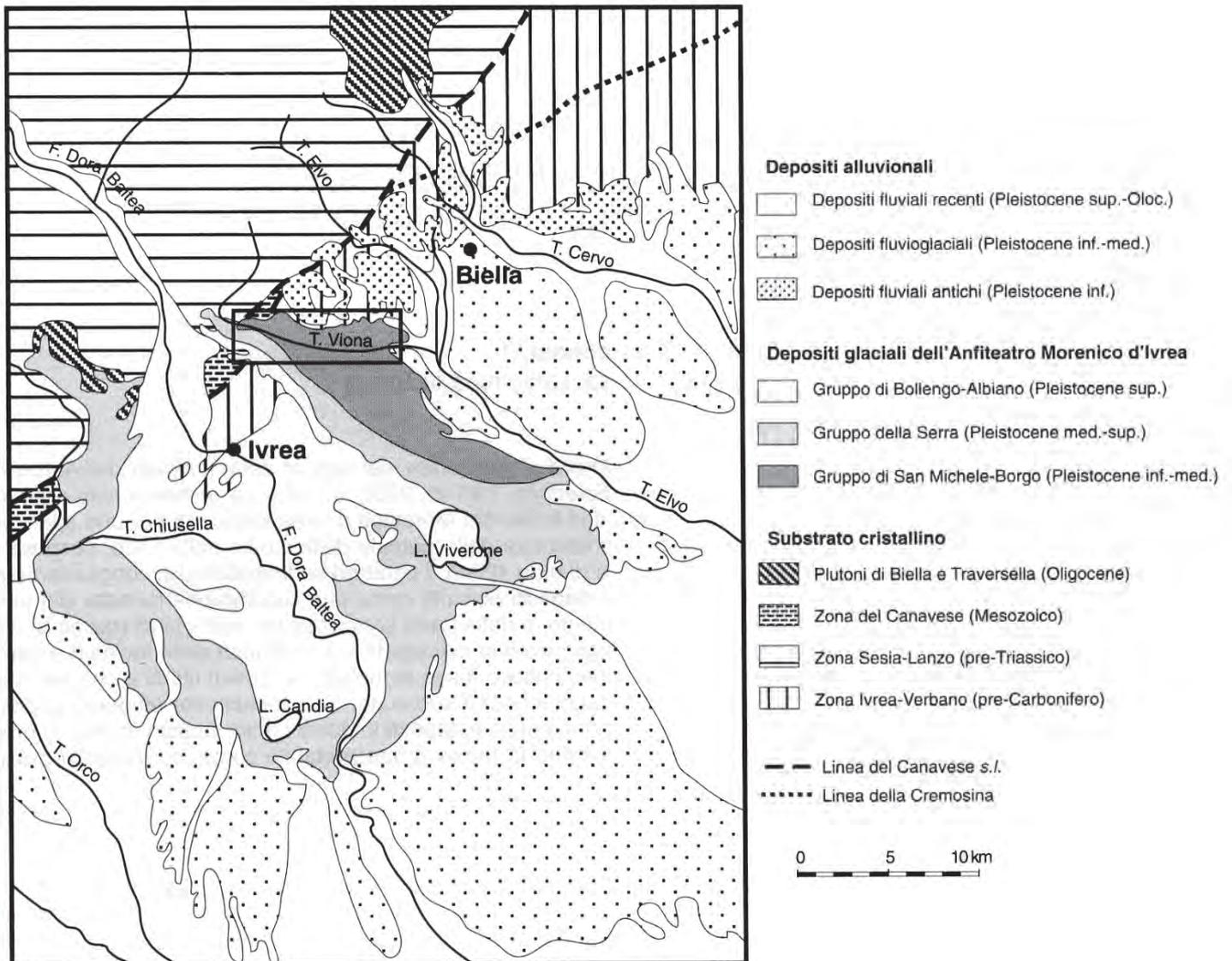


Figure 4.2 - Carte géologique du secteur de l'amphithéâtre morainique d'Ivrea [FORNO et LUCCHESI, 2000].

Figura 4.2 - Carta geologica della regione dell'anfiteatro morenico d'Ivrea [FORNO e LUCCHESI, 2000]

gent la faille insubrienne péri-adriatique, principale discontinuité structurale sur le flanc interne des Alpes.

2. des sédiments pliocènes deltaïques marins dans les secteurs central et latéral droit de l'AMI.
3. des alluvions sableuses et graveleuses du Pléistocène inférieur (secteur externe), fortement altérées, qui appartiennent à des cônes de déjection alluviaux. Leurs bassins d'alimentation peuvent être distingués à l'aide de la lithologie des clastes : très hétérogène au débouché de la Vallée d'Aoste (bassin de la Doire Baltée), elle est relativement monotone dans celui des vallées mineures. Des lambeaux de ces cônes ne s'observent plus que sur la marge gauche de l'amphithéâtre.

Ces caractéristiques géologiques suggèrent que la complexité de l'arrangement structural du substratum de l'AMI reflète des phénomènes de mouvements tectoniques différentiels. Ceux-ci seraient restés actifs après l'édification de l'AMI puisque, dans certains secteurs, les cours d'eau post-glaciaires ont rapidement incisés non seulement les tills mais également le substratum. Quelques anomalies du réseau hydrographique actuel

pourraient être imputées à ces soulèvements tectoniques différentiels.

La reconstruction de l'évolution géologique et géomorphologique de l'AMI impose la prise en considération de la concomitance des variations climatiques avec d'autres facteurs (*e.g.* géodynamique, lithostructure), déterminant phases de dépôt et d'érosion. Seules les études de l'AMI les plus récentes utilisent les critères de l'allostratigraphie [CARRARO *et al.*, 1991 ; CARRARO, 1992 ; GIANOTTI, 1993 ; ENRIETTI, 1996 ; AROBBA *et al.*, 1997] afin, en intégrant des données sédimentologiques, stratigraphiques et géomorphologiques, d'identifier les principales discontinuités stratigraphiques (une révision du sujet est actuellement en cours au Département des Sciences de la Terre de l'Université de Turin). Les rapports entre les unités de dépôts glaciaires des trois groupes de moraines terminales de l'AMI (Figure 4.2) ont été étudiés en premier lieu en comparant l'altimétrie des surfaces d'appui basal et les formes de modelé. Puis une chronologie relative a été établie en utilisant les données pédostratigraphiques. Enfin, où cela a été possible, l'âge des sédiments a été corrélé aux dates paléomagnétiques et radiométriques.

## LES TROIS GROUPES DE MORAINES TERMINALES DE L'AMI

### Le Groupe de Borgo

Groupe le plus externe et ancien de l'AMI, il ne s'observe que sur le côté gauche de l'amphithéâtre. Les rapports stratigraphiques montrent que les plus anciens dépôts glaciaires reconnus dans le Groupe de Borgo sont contemporains des dépôts lacustres résultant du barrage du torrent Elvo par le glacier Baltée. Des études sur le paléomagnétisme de ces derniers [LANZA & ZANELLA, *in* CARRARO *et al.*, 1991] ont montré que leur polarité inverse correspond à l'époque de Matuyama, c'est-à-dire au Pléistocène inférieur.

L'altération physico-chimique prolongée des formations superficielles du secteur le plus externe de l'amphithéâtre a produit un profil d'altération très épais et des sols de couleur très intense, allant jusqu'à rouge-marron sombre (10 R - 5YR). L'érosion, en particulier les mouvements de masse, a profondément modifié la forme des moraines terminales de ce groupe. Cependant, les lambeaux disséqués des dépôts glaciaires conservent la direction originelle des moraines, car le tracé du réseau hydrographique post-glaciaire a été guidé par celle-ci. Sur la marge de ces moraines et en relations avec elles, des dépôts fluvio-glaciaires souvent recouverts de loess sont présents.

Les relations stratigraphiques et entre les formes montrent que la phase glaciaire qui correspond au Groupe de Borgo a comporté au moins deux stades :

- Comme indiqué *supra*, les dépôts les plus anciens et externes sont pléistocènes inférieurs. Les faciès les plus représentatifs de ce stade sont (i) des diamictons massifs très consolidés avec des galets subanguleux à arrondis, correspondant à des tills de fond ; (ii) des diamictons peu consolidés, très altérés, avec des galets sub-anguleux à arrondis à matrice abondante ou à structure open work, correspondant à des tills d'ablation.
- Les moraines plus récentes et internes correspondraient à un stade glaciaire postérieur [CARRARO *et al.*, 1991]. Les dépôts de stade présentent des faciès très divers, des diamictons aux graviers sableux, des silts aux argiles déformés par la glaciectonique. Les caractéristiques des dépôts et l'association des faciès suggèrent que la sédimentation est survenue en milieu subaquatique juxtaglaciaire.

Après les premières périodes glaciaires, les processus d'érosion et de sédimentation fluviales du début du Pléistocène moyen ont permis le développement d'un important gisement aurifère dans le secteur de la Bessa, sur la marge du secteur gauche de l'AMI (Figure 4.3). En effet, les minéraux aurifères érodés dans le substratum du Val d'Ayas (tributaire de la Vallée d'Aoste) ont d'abord été concentrés par les processus colluviaux et fluviales, puis transportés par le glacier Baltée et, enfin, déposés sur le secteur gauche de l'amphithéâtre.

D'un remaniement ultime par les cours d'eau locaux (Viona et Olobbia) résulte leur concentration dans les alluvions qui forment le sommet de l'actuelle terrasse de La Bessa.

L'exploitation du gisement par les Romains au 1<sup>er</sup> siècle av J.C. a provoqué un bouleversement de la région impressionnant, avec d'importants dépôts anthropiques de galets et graviers qui s'étendent de manière continue sur c. 10 km<sup>2</sup> [GIANOTTI, 1996 ; BAIO et GIANOTTI, 1996].

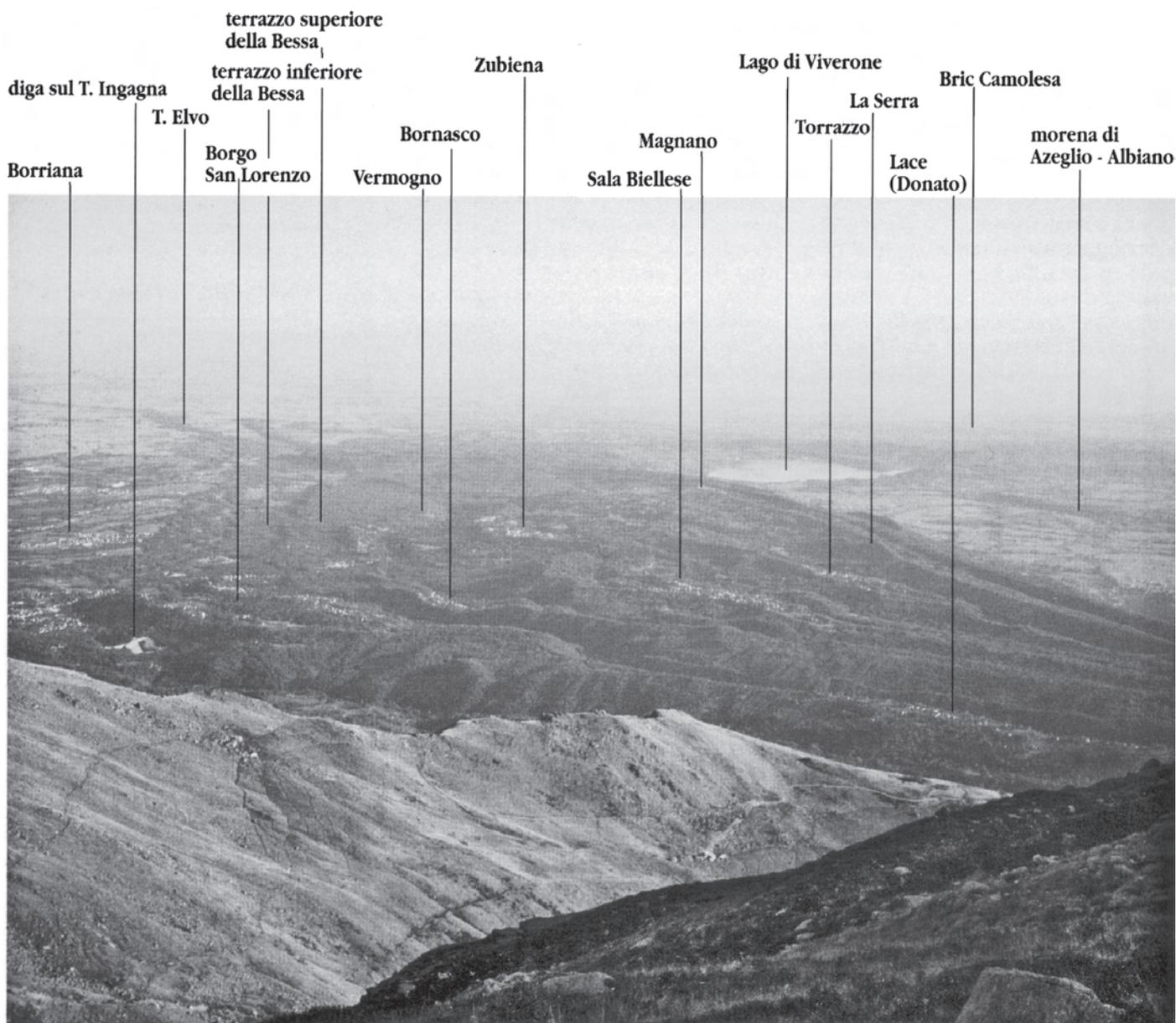


Figure 4.3 - Le secteur latéral gauche de l'AMI (vu du versant sud de la Colma di Mombarone). A droite, la dépression interne de l'amphithéâtre, clos par les moraines latérales et frontales. A gauche, la plaine de Biella et Vercelli. Les deux terrasses de la Bessa correspondent aux déblais miniers du placier aurifère exploité à l'époque romaine [GIANOTTI, 1996].

Figura 4.3 - Il settore laterale sinistro dell'Anfiteatro morenico di Ivrea (veduta dal versante meridionale della Colma di Mombarone). A destra vi è la piana interna dell'anfiteatro, racchiusa dalle morene laterali e frontali. A sinistra vi è la pianura di Biella e Vercelli. I due terrazzi della Bessa corrispondono alle discariche di miniera del placier aurifero coltivato in epoca romana [GIANOTTI, 1996].

### Le Groupe de Serra

Son nom dérive de la Serra d'Ivrea, la forme la plus célèbre de l'amphithéâtre, composée de deux crêtes morainiques principales parallèles, qui présentent un profil longitudinal rectiligne caractéristique. La Serra

d'Ivrea se développe sur le secteur gauche de l'AMI sur une longueur de 18 km et une dénivelé maximale de 600 m. Constituant la partie la plus interne d'un groupe de moraines (Figure 4.4), elle est exclusivement formée de

dépôts glaciaires et glaciogéniques et présente un profil d'altération moins épais (quelques mètres) et un indice de couleur des sols moins élevé (jusqu'à jaune-rougeâtre, 7.5 YR) que ceux des moraines plus externes. Les dépôts fluvio-glaciaires du Groupe de la Serra forment une série d'unités disposées en terrasse dans la partie interne de l'amphithéâtre et sur la plupart des cônes fluvio-glaciaires qui s'étendent de l'AMI jusqu'au Pô.

La position chronologique du Groupe de la Serra est un thème scientifique qui a été régulièrement l'objet de débats. Quelques auteurs l'attribuent à l'avant-dernière glaciation (Le Riss classique, aujourd'hui définie de manière plus correcte comme l'expansion glaciaire maximum du Pléistocène moyen), tandis que

d'autres l'attribuent à la dernière expansion glaciaire (c'est-à-dire le Würm ou, mieux, l'expansion glaciaire maximum du Pléistocène supérieur). La datation  $^{14}\text{C}$  des dépôts tourbeux intercalés dans les dépôts glaciaires du Groupe de la Serra, reconnus par un sondage près d'Alice Superiore, dans le secteur droit de l'AMI (Arobba *et al.*, 1997), a donné un âge supérieur à 43 000 ans BP (Figure 4.4). L'étude palynologique a montré l'existence d'une végétation probablement liée à un interstade climatique tempéré, la présence de *Fagus* suggérant qu'il est post-Eémien. Il en résulte qu'une partie au moins du Groupe de la Serra date du Pléistocène supérieur, tandis que le groupe plus interne (Groupe de Bollengo) a un âge fini-Pléistocène supérieur.

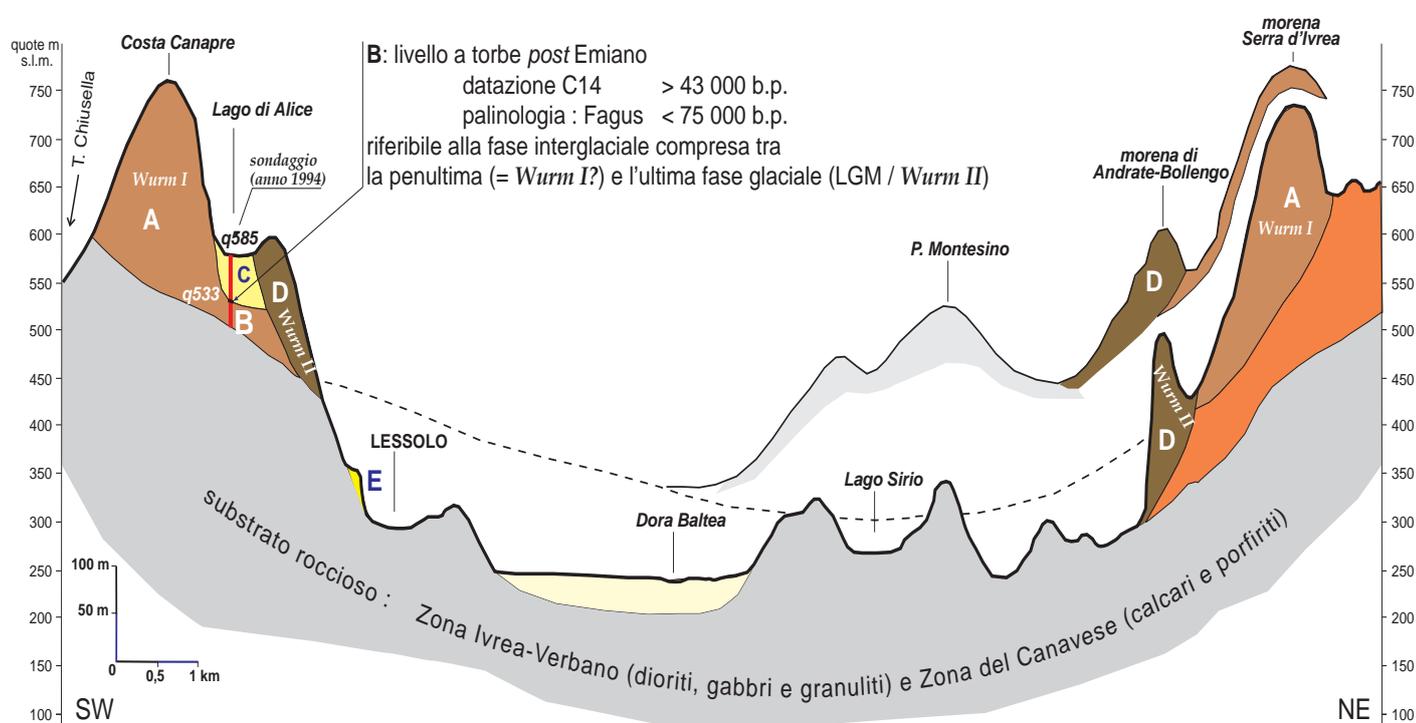


Figure 4.4 - Relations entre les secteurs latéraux droit et gauche de l'AMI, établies à partir de la datation des tourbes interstadielles dans le secteur droit [GIANOTTI, inédit, d'après AROBBA *et al.*, 1996].

Figura 4.4 - Correlazione tra i settori laterali destro e sinistro dell'AMI, sulla base della datazione di torbe interstadiali nel settore destro [GIANOTTI, inedito, da AROBBA *et al.*, 1996].

## Groupe de Bollengo

Les études menées dans le secteur d'Alice Superiore ont montré que les unités de dépôts glaciaires correspondant aux arcs morainiques les plus internes et récents reposent sur des surfaces modelées dans le substratum à une altitude progressivement plus basse. C'est en particulier le cas des dépôts du Groupe de Bollengo, qui représenterait le dernier épisode glaciaire (LGM). L'âge plus récent de ce groupe (c. 25000 à 18000 BP) est induit par la datation d'Alice superiore [AROBBA *et al.*, 1996], par sa position plus interne dans l'amphithéâtre

et par comparaison avec les autres amphithéâtres sud-alpins. Les caractéristiques pédostratigraphiques sont moins pertinentes car des colluvions de couleur jaunâtre (7.5 YR) sont également présentes, ce qui rend l'indice de couleur inutilisable pour différencier les dépôts des différentes expansions du Pléistocène supérieur.

Les dépôts fluvio-glaciaires du Groupe de Bollengo constituent une séquence de terrasses emboîtées dans les sédiments glaciaires et fluvio-glaciaires des groupes plus anciens. Des dépôts lacustres contemporains

du Groupe de Bollengo attestent d'un lac proglaciaire qui s'étendait entre le front du glacier et les arcs morainiques du Groupe de la Serra. Les lacs de Candia et Viverone sont les restes de ce paléolac, tandis que son

émissaire s'écoulait par la dépression de la «Doire morte» qui se développe dans la direction NW-SE et qui est en partie empruntée par l'actuelle bretelle autoroutière Santhià-Ivrea.

## RIASSUNTO

*Allo sbocco della Valle d'Aosta l'anfiteatro morenico di Ivrea, con quasi 600 km<sup>2</sup> di estensione, è il terzo delle Alpi Italiane, dopo quelli del Garda e del Verbano. Esso è stato edificato dal ghiacciaio della Dora Baltea nell'arco di un numero imprecisato di glaciazioni, che vanno dal termine del Pleistocene inferiore [circa 800.000 anni B.P.; da analisi paleomagnetica su depositi glaciolacustri, CARRARO et al., 1991] all'ultimo episodio glaciale del Pleistocene superiore (Last Glacial Maximum).*

*L'anfiteatro è caratterizzato dalla presenza di una vasta depressione interna pianeggiante (circa 250 km<sup>2</sup>), circondata da un imponente complesso di cerchie laterali e frontali, con dislivelli che per la maggior parte oltrepassano i 300-400 m di altezza. Particolarmente interessante e paesaggisticamente magnifico è l'apparato laterale sinistro, sul cui margine esterno (verso Est) sono conservate le morene più antiche ed il cui margine interno è definito da una morena laterale tra le più estese e regolari del mondo: la Serra d'Ivrea.*

# Arrêt 1

## Serra d'Ivrea et Petite Serra

(Andrate)

Par MARIA GABRIELLA FORNO et FRANCO GIANOTTI

Au pied des premiers affleurements rocheux au début de la montée vers Andrate (bifurcation pour Bianca-Chiaverano, 339 m d'altitude), on se trouve sur la grande faille insubrienne (ici dans sa section du Canavese externe) qui s'étire dans la direction NE-SW. Elle sépare des roches polymétamorphosées, au NW (domaine austroalpin), de roches peu ou pas métamorphosées au SE (domaine sud-alpin).

- A gauche (vers l'amont) se trouve le débouché de la vallée de la Doire Baltée, où affluent les micaschistes éclogitiques de la zone Sesia-Lanzo (Austroalpin), qui forment les premières montagnes.
- A droite (vers l'aval), une large tranchée routière montre les mylonites dites «schistes de Biò» (jusqu'à la petite église de Saint Maurizio) qui séparent l'Austroalpin du Sudalpin. Ce dernier est représenté par la Zone du Canavese et les cailloutis de la Zone Ivrea-Verbanò, qui affluent dans le secteur

des Collines d'Ivrea dans la dépression interne de l'AMI.

Par temps suffisamment clair, on peut jouir depuis Andrate (800 m d'altitude, 500 habitants) et ses environs de vastes panoramas sur l'amphithéâtre morainique d'Ivrea. La première bonne vue sur les moraines de la Serra d'Ivrea et de la Petite Serra ainsi que le secteur interne se situe quelques kilomètres après Nomaglio, sur le replat rocheux de la Serramonte (760 m), en face et en contrebas d'Andrate, qui est situé sur la crête de la Petite Serra (moraine du LGM).

Dans le secteur d'Andrate, situé à au débouché de la vallée de la Doire Baltée dans la plaine piémontaise, s'amorcent les moraines latérales du secteur gauche de l'AMI, les plus élevées et étendues, se détachant du versant montagneux pour former un éventail vers la plaine. Parmi ces moraines, les deux plus caractéristiques sont (Figure 4.5) :

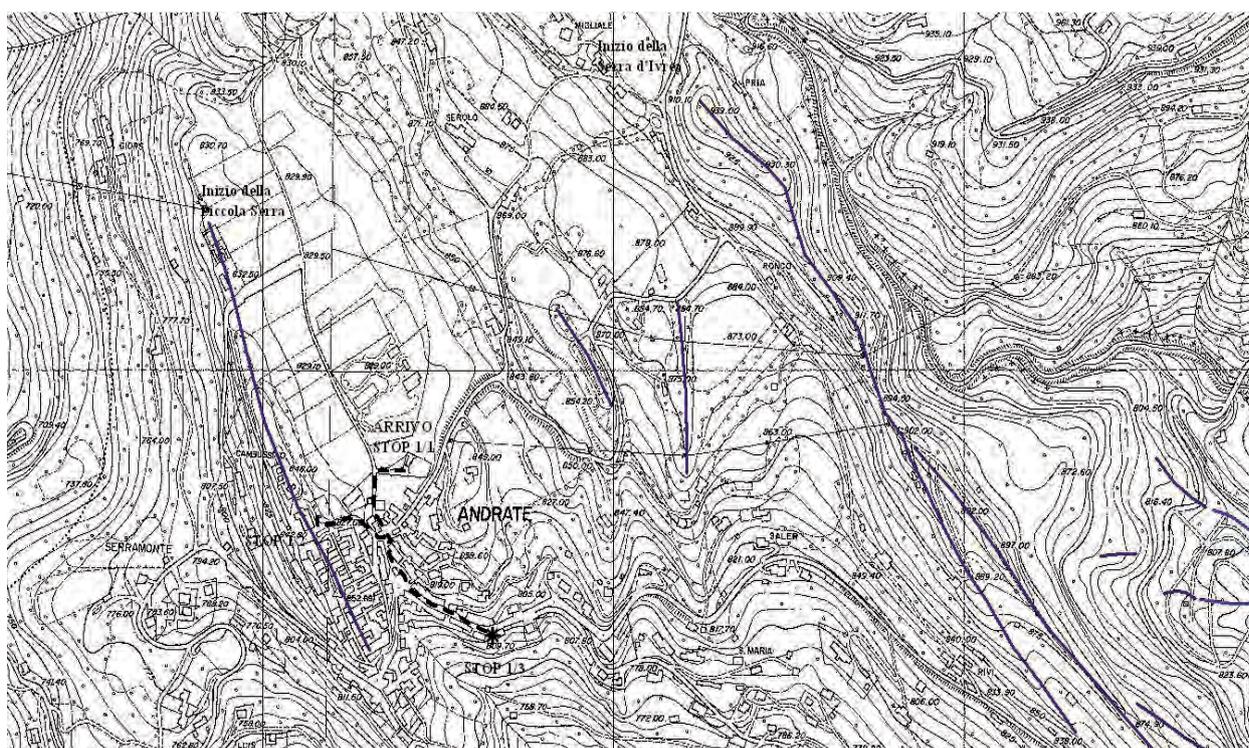


Figure 4.5 - Carte de l'itinéraire pendant l'arrêt 1 (fond topographique : CTR de la province de Turin ; échelle 1 : 5 000).

Figura 4.5 - Mappa dell'itinerario durante il stop 1 (base topografica dalla CTR a scala 1:5.000 della provincia di Torino).

- **La Serra d'Ivrea.** C'est un exemple remarquable de moraine latérale, par ses dimensions et par sa régularité : depuis l'intérieur de l'amphithéâtre, elle apparaît comme une muraille qui sépare le Canavese du Biellese (Figure 4.6). En réalité, son uniformité n'est qu'apparente, puisqu'elle se compose d'une demi-douzaine de moraines d'accrétion sub-parallèles mais dont seules 2 ou 3 ont été conservées localement : en effet, une crête morainique très élevée dans un secteur déterminé se voit remplacer vers l'aval par celle d'une moraine plus externe, qui devient alors la moraine principale. Les moraines élevées de la Serra masquent la partie la plus ancienne et externe de l'AMI (Groupe de Borgo, Pléistocène inférieur et moyen), constituée par une série de moraines beaucoup moins élevées et

davantage remodelées, caractérisées par la couleur rougeâtre de leur sol.

- **La moraine Andrate-Bollengo,** appelée la **Petite Serra.** Attribuée au dernier épisode glaciaire (LGM), elle s'amorce près du cimetière d'Andrate (cf. Point de vue 1), à 848 m d'altitude, et s'abaisse progressivement sur 9 km jusqu'à la plaine interne de l'amphithéâtre (240 m), où elle est tronquée par l'érosion de la Doire Baltée. La Petite Serra, comme son homologue dans le secteur droit, la moraine de Strambino, est un vestige important d'un arc morainique latéro-frontal, qui indique vraisemblablement la plus grande expansion durant le LGM, quand le glacier Baltée s'avancit de 17 km dans la plaine padane.

### POINT DE VUE 1

La plaine de Salamia (Figure 4.7) est un vaste replat qui résulte du comblement d'un lac (avec un niveau sommital à tourbe), compris entre les moraines de la Serra et de la Petite Serra. Postérieurement, des terrasses y ont été aménagées vers l'amont et l'aval. Le paléolac a été engendré par le barrage d'un chenal gla-

ciaire, dont le fond est remblayé à l'aval par des dépôts fluvioglaciers très grossiers (avec des niveaux de blocs de vidange glaciaire) et, à l'amont, principalement par la séquence lacustre, dont l'épaisseur peut atteindre 15 m.



Figure 4.6 - La Serra d'Ivrea vue depuis la dépression interne de l'AMI. A l'extrémité gauche de la photo, débouché de la Vallée d'Aoste barré par les collines d'Ivrea ; la Serra a son origine en amont d'Andrate, sur le versant sud de la Colma di Monbarone.

Figura 4.6 - La Serra d'Ivrea vista dalla piana interna dell'anfiteatro morenico. All'estremità sinistra della foto è lo sbocco della Valle d'Aosta, dove la Serra prende origine, a monte di Andrate, sulle falde meridionali della Colma di Mombarone. Lo sbocco vallivo è sbarrato dai Colli di Ivrea.



Figure 4.7 - Vue sur le secteur d'Andrate depuis l'amont.

Figura 4.7 - Veduta sul settore di Andrate da monte.

## POINT DE VUE 2

Depuis l'église d'Andrate, sur la crête de la Petite Serra (850 m), on jouit de deux panoramas exceptionnels :

- vers le nord (flanc externe de la Petite Serra), la plaine du paléolac intermorainique s'étend à 825 m d'altitude. Au fond s'ouvre la vallée du Torrente Viona, dernier bassin tributaire de rive gauche de la Doire Baltée, entièrement incisé dans les micaschistes éclogitiques. La ligne de crête qui le délimite culmine à la Colma de Mombarone (2371 m), dont le sommet porte l'une des 20 grandes statues du Christ Rédempteur érigées en 1900 dans chacune des régions d'Italie pour célébrer le nouveau siècle. La section proximale de la grande moraine

de la Serra d'Ivrea (933 m) s'élève brusquement, car elle a été recoupée vers l'amont par le glacier tributaire de Viona.

- vers le sud et le SW, on se trouve à environ 600 m au-dessus du fond alluvial de la vallée de la Doire Baltée. A l'aval du débouché de la vallée, on aperçoit le barrage représenté par les collines de diorites d'Ivrea qui pointent dans la plaine interne de l'AMI, la partageant en deux secteurs. Plus loin s'élèvent les moraines latérales droites de l'AMI, dont la première, rattachée au Mont Cavallaria, est l'homologue de la Serra d'Ivrea. Par temps clair, en particulier au coucher du soleil, le regard embrasse l'horizon depuis les Alpes Graies jusqu'à la pyramide du Mont Viso, sur la frontière Italie-France.

## POINT DE VUE 3

Depuis une petite terrasse panoramique d'Andrate, on observe en direction du sud et du SE la partie interne de l'amphithéâtre morainique et la courbure de la Petite

Serra qui se détache progressivement de la base de la Serra d'Ivrea en formant un arc frontal largement érodé (Figura 4.8).



Figure 4.8 - Vue en direction du SE sur les flancs internes des moraines de la Serra et de la Petite Serra. Au fond, le lac intermorainique de Viverone, le plus étendu des lacs de l'amphithéâtre.

Figura 4.8 - Vista sui fianchi interni delle morene della Serra e della Piccola Serra. Sullo sfondo è il lago intermorenico di Viverone, il maggiore dell'anfiteatro.

## RIASSUNTO

Ad Andrate, dove ha origine la Serra d'Ivrea a q. 937 m, dalla cresta della Piccola Serra (morena del LGM ; q. 850 m) la vista spazia verso lo sbocco della valle della Doira Baltea (q. 250 m) e su parte del settore laterale destro dell'anfiteatro (Point de vue 2), ed inoltre sui fianchi interni di Serra d'Ivrea e Piccola Serra e su tutta la conca interna (Point de vue 3).

## Arrêt 2

### Stratigraphie de la Serra d'Ivrea

(Chiaverano)

Par MARIA GABRIELLA FORNO et FRANCO GIANOTTI

Après avoir remonté le flanc interne de la Serra d'Ivrea jusqu'à la crête de Croce Serra (853 m) puis tourné à droite en direction de Sala Biellese, on s'arrête dans une vaste clairière, près d'un petit lac artificiel installé dans une dépression intermorainique (Figure 4.9). On quitte la crête très arrondie d'une moraine du groupe de Borgo (683 m), le plus ancien des trois groupes de moraines formant l'AMI. Les indices de couleur des sols ont des valeurs très élevées (e.g. 7.5 YR 5/6,

avec des bigarrures à 2.5 YR 5/8). Après avoir traversé deux moraines (de la plus ancienne à la plus récente) et 3 dépressions intermorainiques, on rejoint la crête de la Serra d'Ivrea, beaucoup plus haute et escarpée (735 m d'altitude, 40 m de dénivelé), puis le chenal à 715 m. On remonte enfin le fond plat du chenal jusqu'à la grande niche d'arrachement qui entaille le flanc interne de la moraine principale (Figure 4.10).

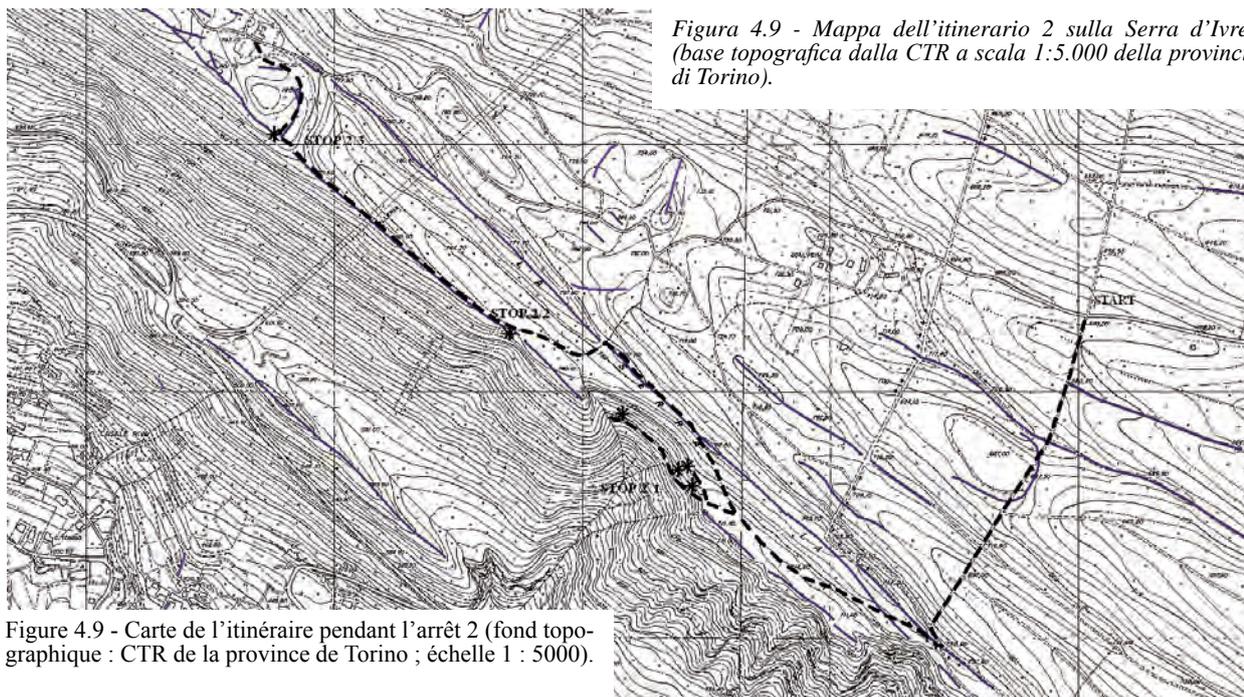


Figure 4.9 - Mappa dell'itinerario 2 sulla Serra d'Ivrea (base topografica dalla CTR a scala 1:5.000 della provincia di Torino).

Figure 4.9 - Carte de l'itinéraire pendant l'arrêt 2 (fond topographique : CTR de la province de Torino ; échelle 1 : 5000).

#### POINT DE VUE 1

La coupe de la niche expose la succession des dépôts glaciogéniques qui constituent les deux moraines parallèles et du chenal qui les sépare (Figure 4.11a). Sur une hauteur de c. 30 m et une longueur de 300 m, elle est constituée exclusivement de dépôts stratifiés (sables dominants), indicateurs d'un milieu supraglacière marginal :

- Les deux moraines latérales sont constituées de niveaux alternés de sables et de sables graveleux à

blocs, relativement stratifiés et faiblement inclinés (10°-20°) vers le flanc externe. Il s'agit de dépôts de contact glaciaire, des tills d'écoulement (*flow tills*) qui, dans le cas de la moraine externe, ont été déposés au moins en partie dans un lac marginal.

- Le flanc interne de la moraine principale est recouvert sur une épaisseur métrique par des diamictons sablo-graveleux riches en blocs et contenant des lentilles de sables grossiers et de gravillons ; gros-

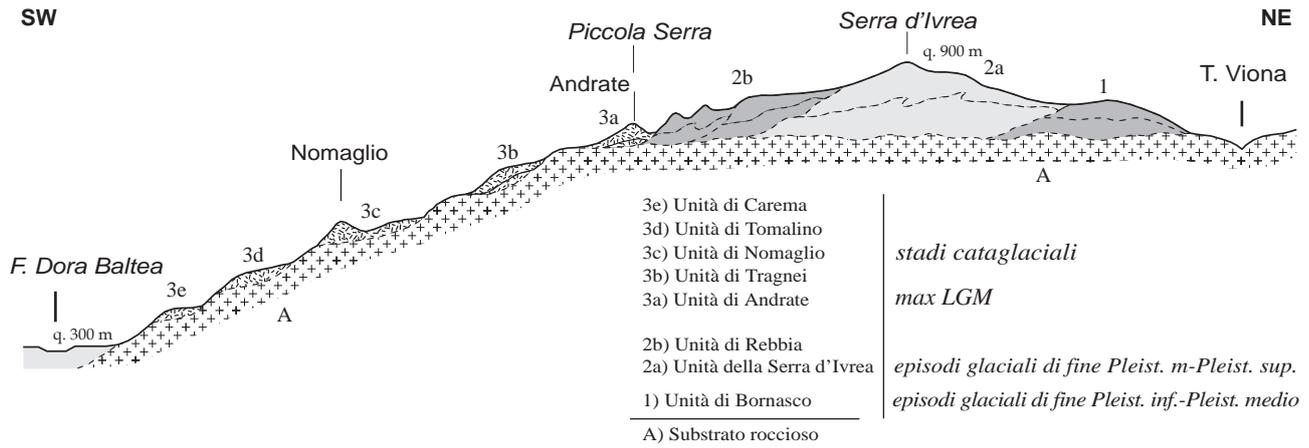


Figure 4.10 - Rapports entre les unités allostratigraphiques reconnues dans la partie gauche de l'amphithéâtre et dans la basse Vallée d'Aoste, où les moraines et les dépôts glaciogéniques déposés par le glacier Baltée reposent sur le substratum rocheux [FORNO et al., 2003, modifié].

Figura 4.10 - Schema dei rapporti tra le unità allostratigrafiche riconosciute nella parte sinistra dell'anfiteatro e in bassa Valle d'Aosta, dove le morene e i lembi glaciogenici abbandonati dal ghiacciaio della Dora Baltea poggiano sul substrato roccioso [da FORNO et al., 2003, mod.].

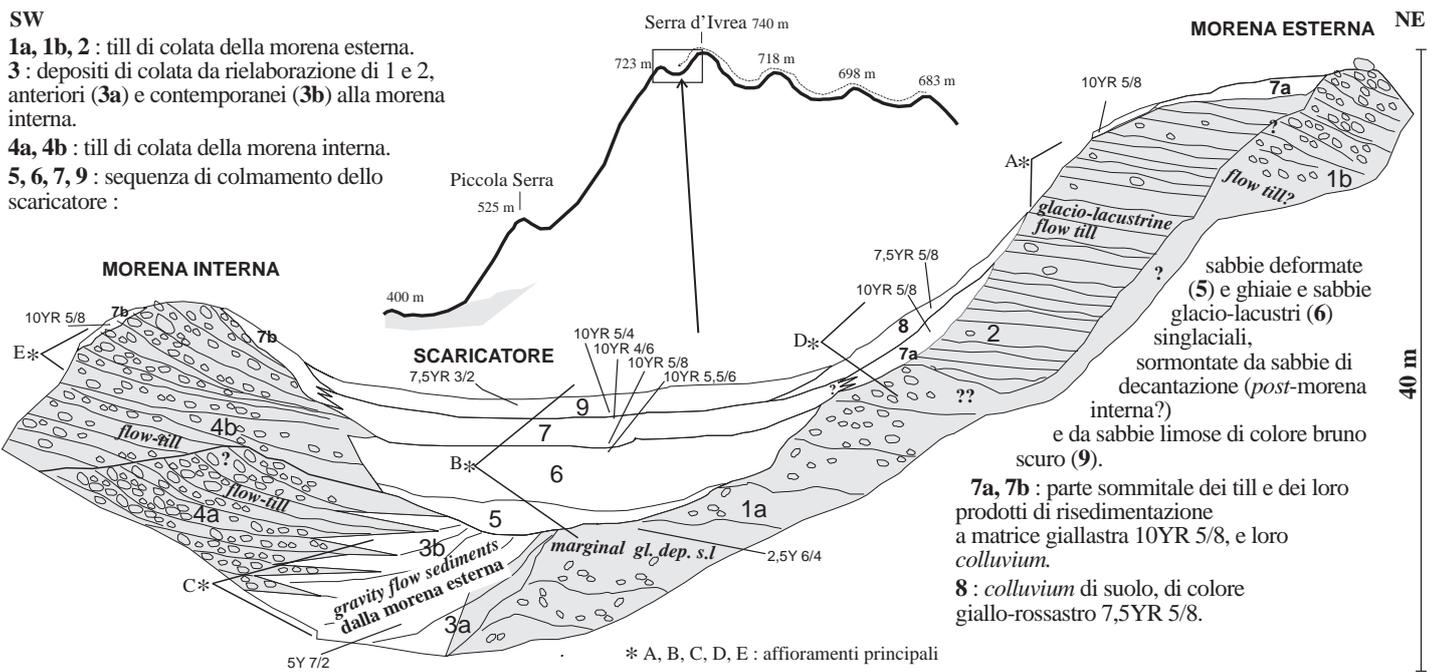


Figure 4.11 a - Rapports stratigraphiques entre les dépôts glaciogéniques qui constituent les deux moraines de la Serra d'Ivrea et la dépression intermorainique (coupe dans la niche d'arrachement au NW de Chiaverano).

Figura 4.11 a - Schema dei rapporti stratigrafici dei depositi glaciogenici costituenti le due morene della Serra d'Ivrea e lo scaricatore interposto (affioranti in nicchia di distacco di frana a NW di Chiaverano).

sièremment stratifiés, ils sont inclinés de 30° à 45° vers la dépression intermorainique et faiblement cimentés. Il s'agit de dépôts de coulée (*gravity flow sediments*), résultant de la remobilisation, en grande partie immédiate, des dépôts glaciogéniques .

- La dépression intermorainique est remblayée par les dépôts bien stratifiés de marge glaciaire, fins (sables stratifiés et déformés) à la base (Figure 4.11 b),

recouverts par une séquence glacio-lacustre (alternances de graviers sableux et de sables stratifiés) qui passe vers le haut à un niveau massif de sables altérés (10 YR 5/8 ; Figure 4.11 c). La séquence rend compte du colmatage d'un bassin lacustre marginal entre glacier et moraine externe par des sédiments d'abord lacustres puis deltaïques et, enfin, gravitaires/colluviaux. Le till d'écoulement formant



Figure 4.11 c - (détail de la Figure 4.11 b) : Partie supérieure du remblaiement du chenal, avec dépôts fluvioglaciers de plus en plus fins (secteur distal du delta glacio-lacustre), passant au sommet à des sables massifs jaunâtres (Fig. 4.11a : 7). Les dépôts glaciogéniques ont été ensuite recouverts de sables silteux organiques brunâtres (Fig 4.11a : 9), déposés dans un marais lors de l'interglaciaire ou de l'interstade suivant, et qui forment la surface plane actuelle du fond du chenal.

Figura 4.11 c - (dettaglio della Figura 4.11 b) : Parte alta della sequenza di colmamento della vallecicola-scaricatore con depositi fluvioglaciali via via più fini (parte distale di delta glacio-lacustre) passanti in alto a sabbie massive giallastre (Fig. 4.11a : 7). I depositi glaciogenici sono stati infine sepolti da sabbie limose brunastre organiche (Fig 4.11a : 9) sedimentate verosimilmente in una palude nella successiva fase interstadiale o interglaciale; queste formano l'attuale superficie piatta del fondo della vallecicola.

la moraine interne s'appuie contre ces dépôts. Le sommet de la séquence est constitué d'une couche de colluvions (interstadienne ou holocène) de sables massifs faiblement silteux, d'une épaisseur maximale visible de 1,5 m et de couleur brunâtre sombre (7,5 YR 3/2).

La couche au pied des affleurements témoigne de la diversité lithologique de la Vallée d'Aoste (en particulier ses roches les plus résistantes : écolites à glaucophane, serpentinites, granulites et diorites).

Sur l'itinéraire de retour, qui remonte les crêtes de la Serra d'Ivrea, on note :

- Le "relais" des crêtes morainiques, qui forment à tour de rôle la moraine plus élevée.

**POINT DE VUE 2** : la structure inclinée vers l'extérieur des dépôts sablo-graveleux qui constituent

le sommet des moraines, avec des blocs sub-affleurants nettement orientés qui s'enfoncent de c. 30° vers le NE (till d'écoulement).

- L'altération des premiers mètres de dépôt, complètement privé de sol parce qu'érodé, à matrice jaune-sombre (10 YR 5/6). Ce n'est que localement sur les flancs de moraines que sont conservés des colluvions à couleur plus rougeâtre (7.5 YR 5/6) provenant du remaniement des sols érodés.

**POINT DE VUE 3** : belvédères avec panorama sur la Petite Serra, versant interne de l'AMI et Collines d'Ivrea (tour d'observation en bois) (Figure 4.12)

- La tour est construite sur un site archéologique à l'endroit où la Serra surmonte et clos sur son côté interne un bel arc morainique de lobe glaciaire (étang dans la dépression).



Figura 4.11 b - Les dépôts glacio-fluviaux lacustres de graviers et sables bien stratifiés (Fig. 4.11a : 6) reposent sur des sables jaunes déformés par la poussée du glacier (en bas à gauche ; Fig. 4.11a : 5), qui reposent eux-même sur le till. Le remblaiement de la dépression s'achève (en haut à droite) avec des sables jaunes (Fig. 4.11a : 7) et des sables silteux brunâtres (Fig. 4.11a : 9) provenant du remaniement des flancs des 2 moraines.

Figura 4.11 b - I depositi glacio-fluvio-lacustri ghiaioso-sabbiosi ben stratificati (Fig. 4.11a : 6) poggiano su sabbie gialle deformate dalle spinte del ghiacciaio (in basso a sinistra; Fig. 4.11a : 5), a loro volta poggianti su till. La sequenza di colmamento della depressione si chiude (in alto a destra) con sabbie gialle (Fig. 4.11a : 7) e con sabbie limose brunastre (Fig. 4.11a : 9) legate al rimodellamento dei fianchi delle due morene.



Figure 4.12 - Panorama sur les Collines d'Ivrea (secteur des petites moraines du lobe glaciaire de Bienca). A droite, la crête rectiligne du Montesino, point culminant des Collines d'Ivrea, est formée par une imposante moraine latérale. Les deux cuvettes de surcreusement glaciaire visibles au centre (au premier plan : cuvette remblayée de Tormalino ; en arrière-plan : cuvette occupée par le Lac Pistono) sont situées le long d'une bande de faiblesse structurale associée à la faille du Canavese interne.

Figure 4.12 - Panorama sui Colli di Ivrea, nel settore in cui si distribuiscono le piccole morene del lobo glaciale di Bienca. Un'imponente moraine laterale forma la cresta rettilinea del Montesino, la maggiore elevazione dei Colli d'Ivrea (a destra). Le due conche di escavazione glaciale visibili al centro (quella colmata di Tormalino, in primo piano, e quella occupata dal Lago Pistono, sullo sfondo) si trovano lungo la fascia di debolezza strutturale associata alla faglia detta "Linea del Canavese Interna".

## RIASSUNTO

Si attraversa una successione di morene del Pleistocene medio, per raggiungere un ampio affioramento che espone la costituzione sedimentaria di due morene formanti la Serra d'Ivrea e della vallecola interposta (scaricatore).

## Arrêt 3

### Les Collines d'Ivrea

### Affleurements rocheux à modelé glaciaire à l'intérieur de l'AMI

(Biò, Borgofranco d'Ivrea)

Par MARIA GABRIELLA FORNO, FRANCO GIANOTTI et FEDERICO GROSSO

La dépression interne de l'AMI comprend un ensemble d'éminences peu élevées modelés dans le socle sudalpin immédiatement au SE de la faille insubrienne : ces collines dioritiques d'Ivrea sont séparées par des dépressions occupées par les lacs d'Ivrea (Figure 4.13). Ces collines, qui culminent à 519 m (P. Montesino) et présentent un commandement maximal de 250 m, conservent de nombreuses traces de l'érosion glaciaire. Les dépressions lacustres, d'altitude variable, sont actuellement totalement ou partiellement remblayées par des dépôts lacustres et palustres.

Cette morphologie irrégulière de la dépression interne de l'AMI résulte de l'action différentielle de l'érosion glaciaire sur un substratum très contrasté :

- les collines correspondent généralement aux granulites de la zone Ivrea-Verbanò et aux granites et diorites de la zone du Canavese, à structure massive, compétence élevée et fracturation modeste ;
- au contraire, les dépressions lacustres sont principalement développées dans les mylonites et des cataclastes, qui caractérisent les secteurs faillés.

Le modelé glaciaire de ce secteur s'exprime par les reliefs moutonnés, la fréquence des stries glaciaires (Figure 4.14), des dépôts glaciaires d'extension décamétrique et d'épaisseur métrique (till d'ablation), des blocs erratiques (Figure 4.15) et, localement, des cordons morainiques discontinus. La morphologie et



Figure 4.13 - Vue, vers le sud, des Collines d'Ivrea, avec les dépressions contenant les lacs (à droite : Lac Pistono ; à gauche : Lac Sirio, le plus étendu).

Figura 4.13 - Veduta verso Sud dei rilievi di esarazione di Ivrea, con depressioni ospitanti laghi (Lago Pistono a destra e Lago Sirio a sinistra).



Figure 4.14 - Stries glaciaires sur mylonite (SE du Lago Nero).  
Figura 4.14 - Strie glaciali su miloniti (SE del Lago Nero).



Figure 4.15 - Bloc erratique de granite (SE du Lago Nero).  
Figura 4.15 - Erratico di granito (SE del Lago Nero).

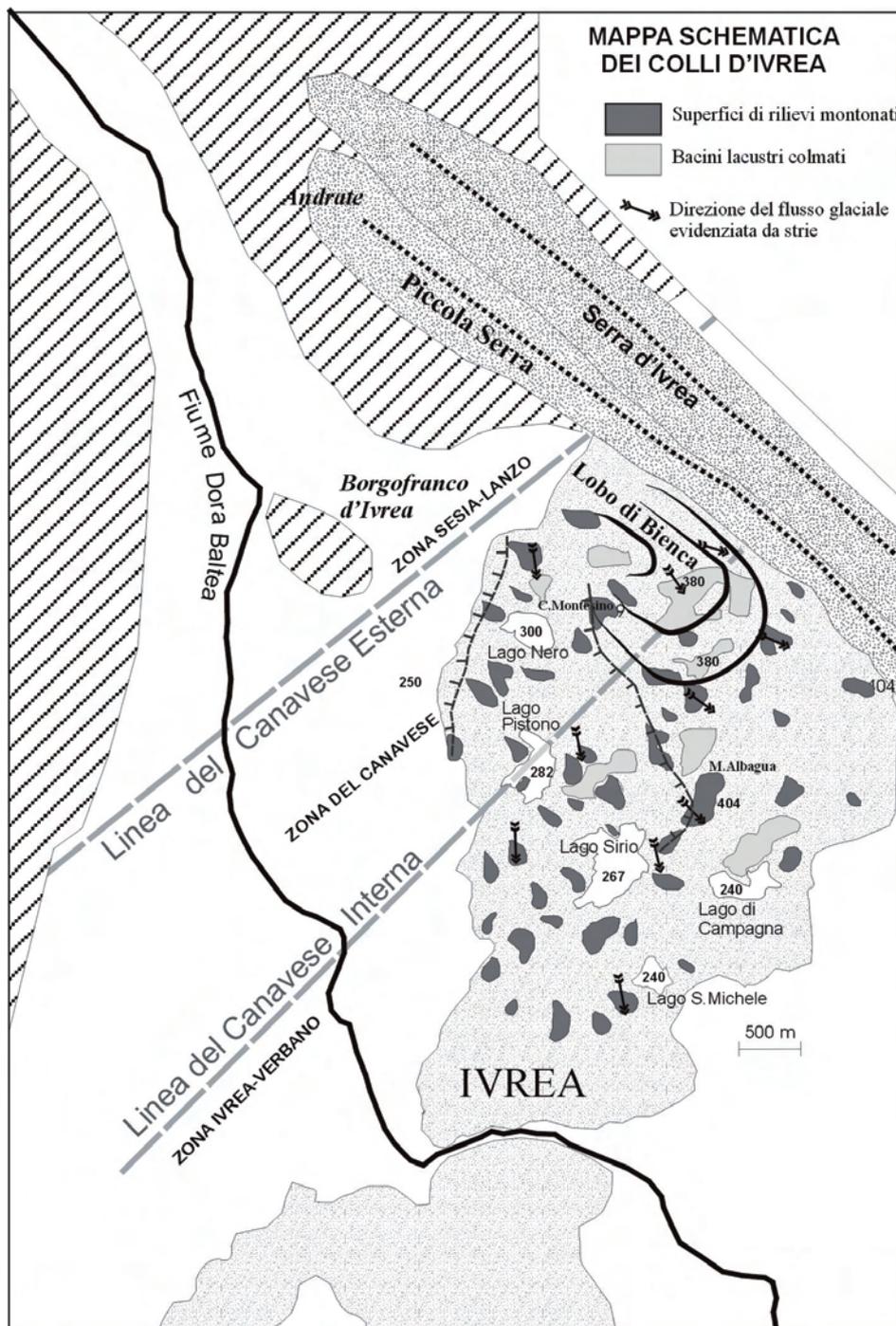


Figure 4.16 - Carte des Collines d'Ivrea [FORNO et al., 2005, modifié].

Figura 4.16 - Mappa schematica Colli di Ivrea [FORNO et al., 2005, modificato].

1. Le modelage principal du secteur des Lacs d'Ivrea, qui a accompagné un net creusement par le glacier Baltée, est vraisemblablement contemporain de l'édification de la Serra d'Ivrea, attribuée à l'avant-dernière expansion glaciaire. Le développement de cet imposant cordon suggère en effet une épaisseur de la masse glaciaire de plusieurs centaines de mètres, au pouvoir érosif.

2. La région a été postérieurement modelée mais faiblement creusée lors de la dernière expansion glaciaire (LGM), à laquelle est attribuée la Petite Serra. Pendant cette période, le glacier Baltée avait probablement une épaisseur plus modeste, en moyenne c. 200 m, tandis que les stries glaciaires indiquent une direction principale d'écoulement du glacier comprise entre ESE et SE.

3. Après le LGM, le glacier a construit les arcs morainiques du Lobe de Bienca. La discontinuité des dépôts de till suggère

la distribution des petits dépôts glaciaires suggèrent qu'ils appartenaient à une succession d'arcs morainiques concentriques construite par un lobe glaciaire (lobe de Bienca) émis depuis la marge gauche du glacier Baltée ; leur position suggère qu'ils sont à relier aux phases glaciaires pléistocènes récentes.

En se fondant sur la morphologie d'ensemble, sur la distribution et l'orientation des marques de l'érosion glaciaire et sur la distribution et les caractéristiques des dépôts glaciaires et lacustres de la région, on peut proposer la reconstruction suivante de son évolution géologique au Pléistocène (Figure 4.16).

un retrait rapide du glacier, tandis que les stries glaciaires indiquent une direction principale d'écoulement du glacier comprise entre S et SSE.

Depuis la route reliant Bio à Bienca (386 m d'altitude), on remonte sur un dénivelé de 120 m le flanc nord de la Punta Montesino (519 m), point culminant des Collines d'Ivrea (Figure 4.17). Plusieurs roches moutonnées (diorites de la Zone du Canavese) offrent d'excellents points de vue panoramiques sur les moraines de l'amphithéâtre et le secteur des Collines d'Ivrea. A noter la présence de blocs erratiques de métaconglomérats provenant probablement de la zone houillère du domaine pennique.

On traverse la grande plaine de Tomalino, ancien lac de marge glaciaire colmaté jusqu'au stade de la tourbière. Quelques moraines latérales bien conservées reposent sur le sommet de la Punta Montesino, qui appartiennent (comme une moraine frontale à Ivrea) à l'arc morainique le plus interne de l'AMI (probablement lié au premier retrait post-LGM). Ces moraines peuvent également se raccorder à l'arc morainique

externe du petit amphithéâtre du lobe de Bienca, qui s'étend entre la Punta Montesino et la Petite Serra. En cas de manque de temps pour parcourir l'itinéraire 3, on continuera en direction d'Ivrea pour s'arrêter au lac Sirio, qui offre un panorama sur les roches moutonnées, sur la Serra d'Ivrea et la Petite Serra, et sur le château de Montalto (Figura 4.18).

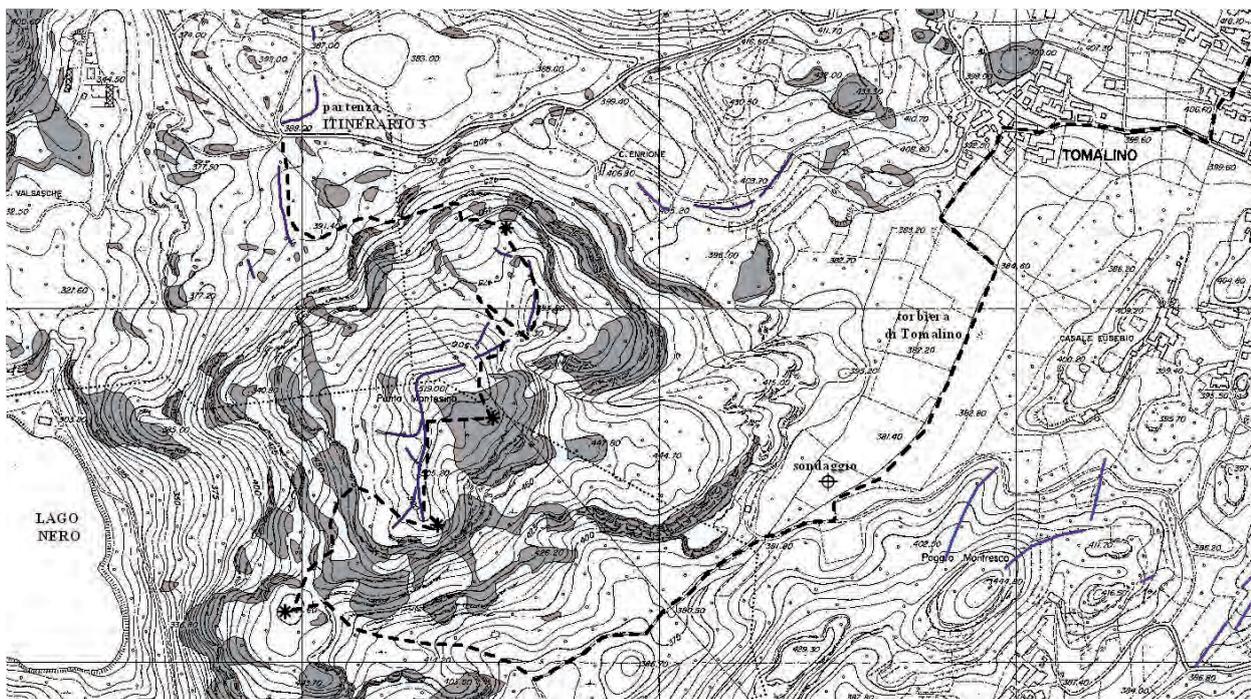


Figure 4.17 - Carte de l'itinéraire pendant l'arrêt 3 (fond topographique : CTR de la province de Torino ; échelle 1 : 5000).

Figura 4.17 - Mappa dell'itinerario 3 sui Colli dioritici di Ivrea (base topografica dalla CTR a scala 1:5.000 della provincia di Torino).



Figure 4.18 - Colma di Mombarone, Serra d'Ivrea et roches moutonnées se reflétant dans les eaux du Lac Sirio.

Figura 4.18 - Colma di Mombarone, Serra d'Ivrea e rilievi montonati si specchiano nelle acque del Lago Sirio.

**RIASSUNTO**

*I Colli d'Ivrea costituiscono l'emergenza delle tenaci rocce sudalpine allo sbocco della valle della Dora Baltea (in gran parte granuliti della Zona Ivrea-Verbanò), che durante le espansioni glaciali vennero coperte e modellate dal ghiacciaio balteo, potente alcune centinaia di metri: ne risulta un gruppo di rilievi montonati e levigati, racchiudenti cinque bacini lacustri di esarazione glaciale, che emergono per oltre 200 m di dislivello dalla piana interna dell'anfiteatro e su circa 15 km<sup>2</sup> di estensione.*

# L'AMPHITHÉÂTRE MORAINIQUE D'IVRÉE VU PAR LES ANCIENS AUTEURS

Par GÉRARD NICOUD

## ***Pierre Gabert - 1962***

L'amphithéâtre morainique d'Ivrée se développe avec une régularité étonnante, en avant du débouché du Val d'Aoste, en un vaste arc de cercle externe de plus de 90 km.

Depuis Courmayeur, le glacier Baltée avait une longueur de 133 km jusqu'à son front de Caluso.

A Ivree, des verrous rocheux marquent l'omniprésence de diorites qui s'élèvent depuis 350 m d'altitude jusqu'à plus de 800 m sur les deux flancs de l'amphithéâtre. En rive gauche, la Serre, remarquable dans la morphologie glaciaire, descend comme une haute digue depuis Andrate (853 m) jusque vers les moraines frontales de Caviglia (350 m) sur plus de 20 kilomètres.

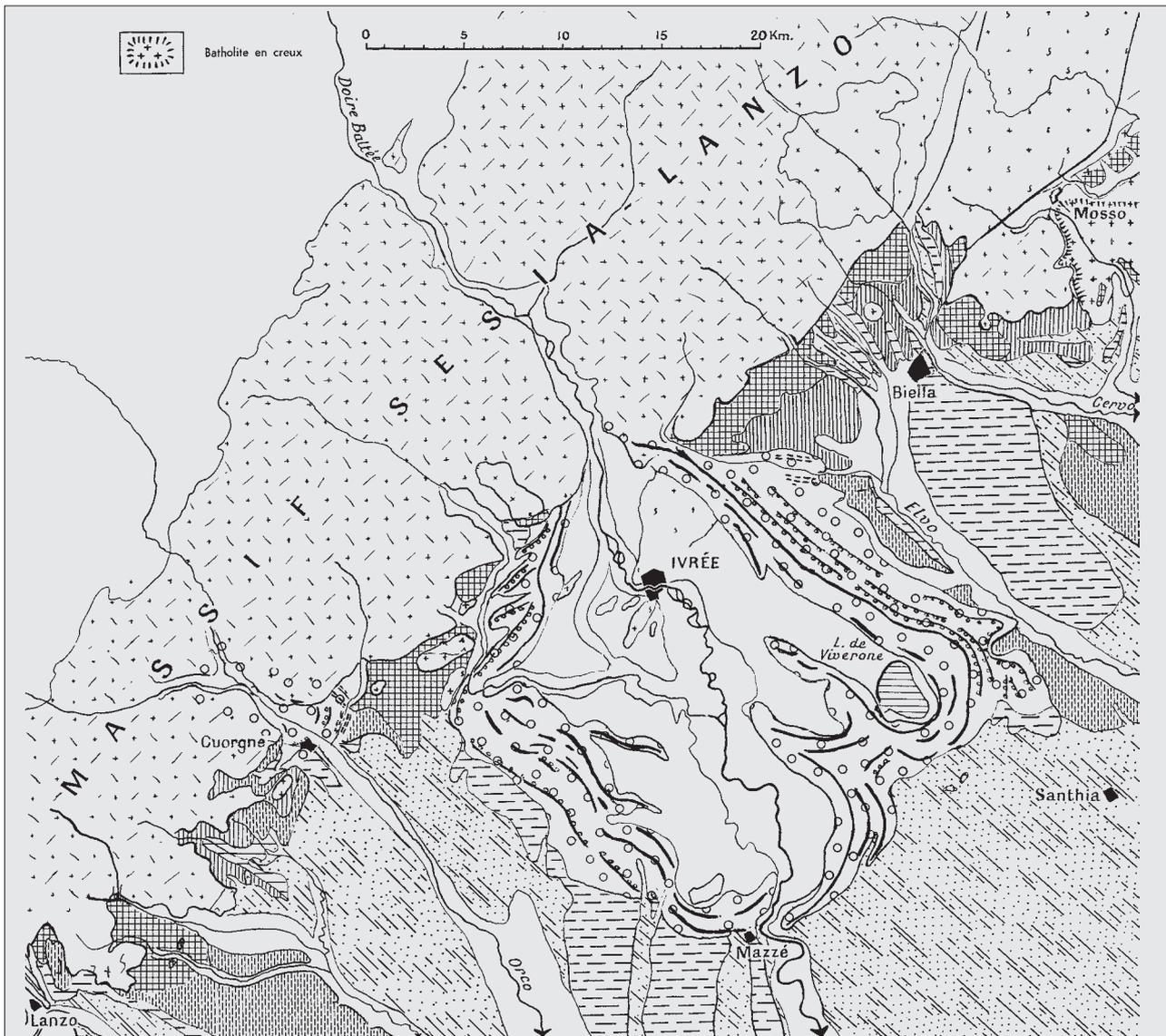
Les lacs de Viverone et de Candia apparaissent comme les derniers vestiges du grand lac qui a jadis occupé tout le bassin interne de l'amphithéâtre.

La succession des dépôts meubles est la suivante, des plus anciens aux plus récents :

- des argiles bleues, des sables (Pliocène supérieur) passant à des dépôts caillouteux villafranchiens sont reconnus sous les moraines de San Martino Canavese, à proximité aval de l'amphithéâtre ou disposés en glacis sur le versant montagneux. Il s'agit

des restes d'un ancien cône plio-Villafranchien de la Doire Baltée qui s'est avancé largement vers le Sud. Il a été par la suite en grande partie défoncé par les avancées glaciaires,

- trois générations de cordons morainiques sont différenciées par leurs faciès d'altération. De l'extérieur vers l'intérieur de l'amphithéâtre, sont décrites :
  - . des moraines « anciennes », au faciès proche de celui du ferretto. Elles sont conservées au Nord de la Viona, en rive gauche du glacier. Elles sont attribuées au Mindel.
  - . des moraines « plus fraîches », en rive droite de la Viona et sur le rebord de la zone du Canavese en rive droite du glacier. Elles sont attribuées au Riss.
  - . des moraines « récentes », à matrice grise constituent la Serre et les divers arcs morainiques qui s'emboîtent sur son versant interne. Il en est de même sur le versant méridional de la zone de Canavese. Elles dessinent, vers l'aval, un front morainique à nombreux arcs où des lacs et des zones humides sont circonscrites par les moraines. A ces moraines frontales se raccordent des cônes de transition fluvio-glaciaires dont les deux groupes de terrasses conservées se prolongent jusqu'au Pô.

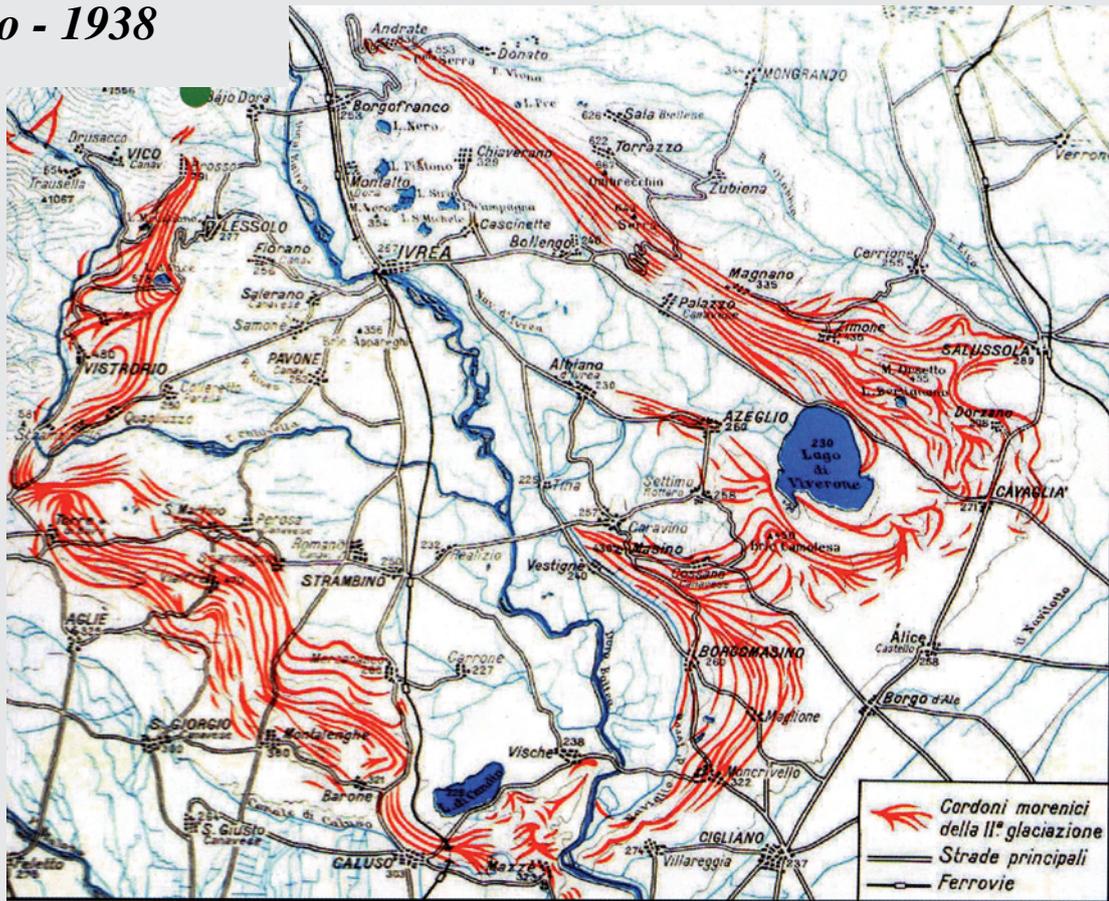


LA BORDURE MONTAGNEUSE	LES COLLINES	LE PIEDMONT	LES PLAINES
Calcaire	esquisse de mont dérivé	moraines	dunes
calcschistes	cuesta	Wurm	talus important dans le niveau fondamental de la plaine.
quartzites	glacis villafranchien	Riss	très basses terrasses et zones inondables
porphyres	GLACIS du...	Mindel	basses terrasses
gneiss	versant raviné	quaternaire supérieur	terrasses du quaternaire sup.
gneiss glanduleux	glacis	quaternaire moyen	terrasses du quaternaire moyen
roches vertes	villafanchien	quaternaire inférieur	terrasses du quaternaire inférieur.
granit		villafanchien	
diorites			
faille importante			

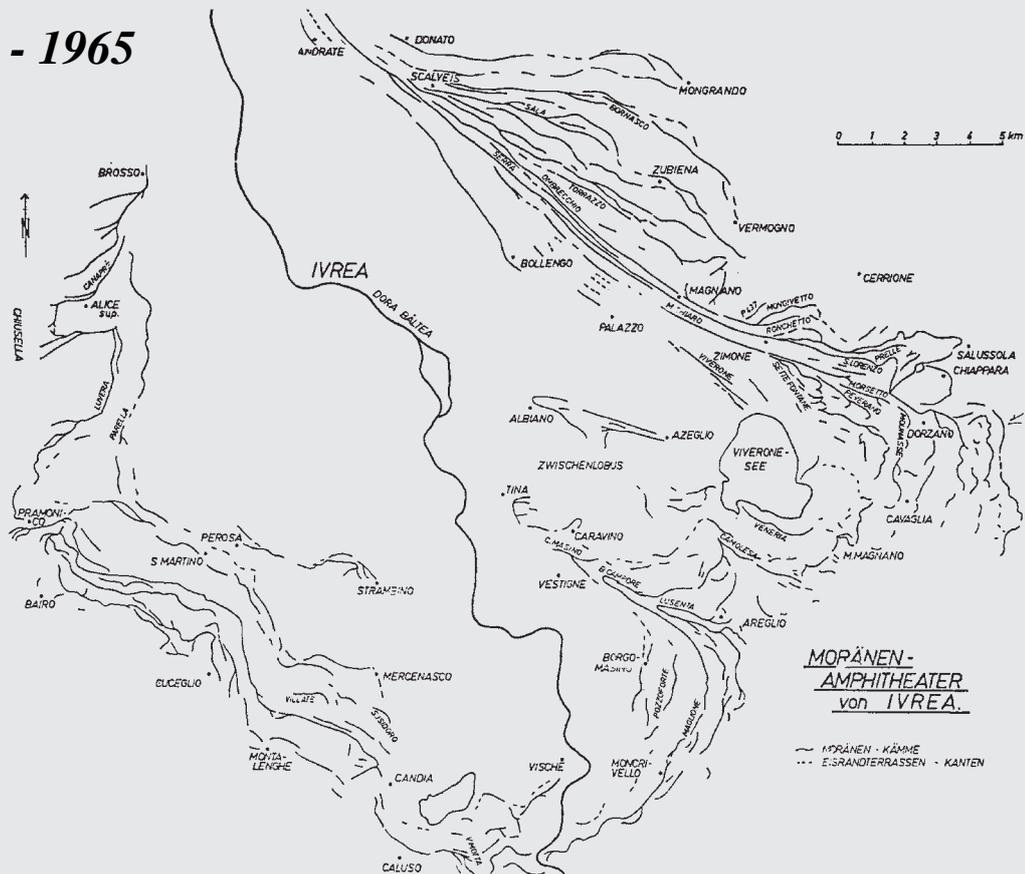
Extrait de : PIERRE GABERT, Les plaines occidentales du Pô et leur piedmont (Piémont, Lombardie occidentale et centrale) : étude morphologique. Imprimerie L. Jean, Gap, 1962, 531

Da PIERRE GABERT, Les plaines occidentales du Pô et leur piedmont (Piémont, Lombardie occidentale et centrale) : étude morphologique. Tipografia L. Jean, Gap, 1962, 531 p.

Sacco - 1938



Zienert - 1965



## BIBLIOGRAPHIE DE LA QUATRIÈME DEMI-JOURNÉE

- AROBBA D., CALDERONI G., CARAMIELLO R., CARRARO F., GIARDINO M. & QUAGLIOLIO P. (1997). - Palynological and radiometric evidence of a last glacial-interstadial from peat sediments in the Ivrea morainic amphitheatre (NW-Italy). - *Geol. Insubr.* 2/2 : 143-148.
- BAIO M. & GIANOTTI F. (1996). - Studio geologico e giacimentologico dell'area della «Bessa» (Bielle, Italia). - *Geologia Insubrica*, 1/1-2 : 29-48.
- BIINO G. et COMPAGNONI R. (1989). - The Canavese Zone between the Serra d'Ivrea and the Dora Baltea River (Western Alps)". - *Eclogae geol. Helv.* 82/2 : 413-427
- CARRARO F. (1992). - *L'Anfiteatro Morenico di Ivrea*. In: Dal Piaz G. V. (ed.), *Le Alpi dal Monte Bianco al Lago Maggiore*. - Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. It., 3(a) : 188-190.
- CARRARO F., LANZA R., PEROTTO A. & ZANELLA E. (1991). - L'evoluzione morfologica del Biellese occidentale durante il Pliocene inferiore e medio, in relazione all'inizio della costruzione dell'Anfiteatro Morenico d'Ivrea. - *Boll. Museo Reg. Sc. Nat. Torino*, 9(1): 99-117.
- CARRARO F., MEDIOLI F. & PETRUCCI F. (1975). - Geomorphological Study of the Morainic Amphitheatre of Ivrea, Northwest Italy. - *Bull. R. Soc. New Zealand*, 13 : 89-93.
- DE RENZO G. (2004). - *L'Anfiteatro Morenico di Ivrea. Un geosito di valore internazionale*. In: *I geositi nel paesaggio della Provincia di Torino*, vol. secondo. Provincia di Torino, Lit. Geda, Torino.
- DESIO A. (1968). - *Geologia dell'Italia*. - UTET, Torino, 1081 p.
- ENRIETTI M. (1996). - *Ricostruzione geologico-stratigrafica dell'evoluzione pilo-quatarnaria del settore destro della Anfiteatro Morenico di Ivrea*. - Tesi di Laurea inedita, Univ. Studi di Torino, 174 p.
- FORNO M.G. & LUCCHESI S. (2000). - Significatio delle diverse facies glaciali nell'evoluzione geologica pleistocenica del settore settentrionale dell' Anfiteatro morenico d'Ivrea (Piemonte). - *Il Quaternario*, 13/1-2 : 47-56.
- FORNO M.G., GIANOTTI F. & RACCA G. (2003). - Il modellamento glaciale del settore di raccordo tra bassa Valle d'Aosta e Anfiteatro Morenico di Ivrea. In : *IV Forum Italiano di Scienze della Terra*, Convegno FIST Geoitatia, Bellaria, 16-18 settembre 2003, riassunto.
- FORNO M.G., GIANOTTI F. & GROSSO F. (2005). - *Il modellamento glaciale dei colli dioritici di Ivrea*. In: *Convegno Naz. A.I.Geo. "Montagne e Pianure"*, Padova, 15-17 febbraio 2005, riassunto.
- GIANOTTI F. (1993). - *Ricostruzione dell'evoluzione quaternaria del margine esterno del settore laterale sinistro dell'Anfiteatro Morenico d'Ivrea*. - Tesi di Laurea inedita, Università di Torino, 73 pp.
- GIANOTTI F. (1996). - *Bessa, paesaggio ed evoluzione geologica delle grandi aurifodine biellesi*. Quaderni di Natura Biellese, Eventi e Progetti Ed., Biella, 83 p.
- SACCO F. (1938). - Il glacialismo piemontese. - *L'universo*, Firenze 19(3) : 217-231.
- VENTURINI (1985). - Geology, geochemistry and geochronology of the inner central Sesia Zone (Western Alps, Italy). *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, 25, 148 pp.
- VOSHAGE H., HOFMANN A.W., MAZZUCHELLI M., RIVALENTI G., SINIGOI S., RACZEK I., DEMARCHI G. (1990). - Isotopic evidence from the Ivrea Zone for a hybrid lower crust formed by magmatic underplating. *Nature*, 347 (6295) : 731-736.
- ZIENERT A. (1965). - Das Moränen-Amphitheater von Ivrea (Dora Baltea). - *Heidelberger Geogr. Arb.*, 38 : 141-157.

*Cinquième demi-journée - Samedi 4 juin 2005 matin*

## L' AMPHITHÉÂTRE MORAINIQUE DE RIVOLI - AVIGLIANA (AMRA)

par MARCO GIARDINO

### **Présentation générale**

par FRANCESCO CARRARO, GIAN FRANCO FIORASO, STEFANIA LUCCHESI ET MARCO GIARDINO ..... 153

### **Arrêt 1 - Dépôts glaciaires de l'amphithéâtre morainique de Rivoli - Avigliana**

par FRANCESCO CARRARO ET MARCO GIARDINO ..... 156

### **Arrêt 2 - Sols fossiles et surfaces de base des unités glaciaires de l'amphithéâtre morainique de Rivoli - Avigliana**

par FRANCESCO CARRARO, GIAN FRANCO FIORASO ET STEFANIA LUCCHESI ..... 158

### **Arrêt 3 - Moraine et till du Mont Musiné**

par FRANCESCO CARRARO ET MARCO GIARDINO ..... 160

### **Arrêt 4 - Vue panoramique sur l'AMRA et la basse Vallée de Suse ; Histoire, architecture et légende de la Sacra di San Michele**

par MARCO GIARDINO ..... 162

### **Encadré : L'amphithéâtre morainique de Rivoli vu par Pierre Gabert**

par GERARD NICLOUD ..... 164

**Bibliographie** ..... 166

*Itinéraire de la cinquième demi-journée*

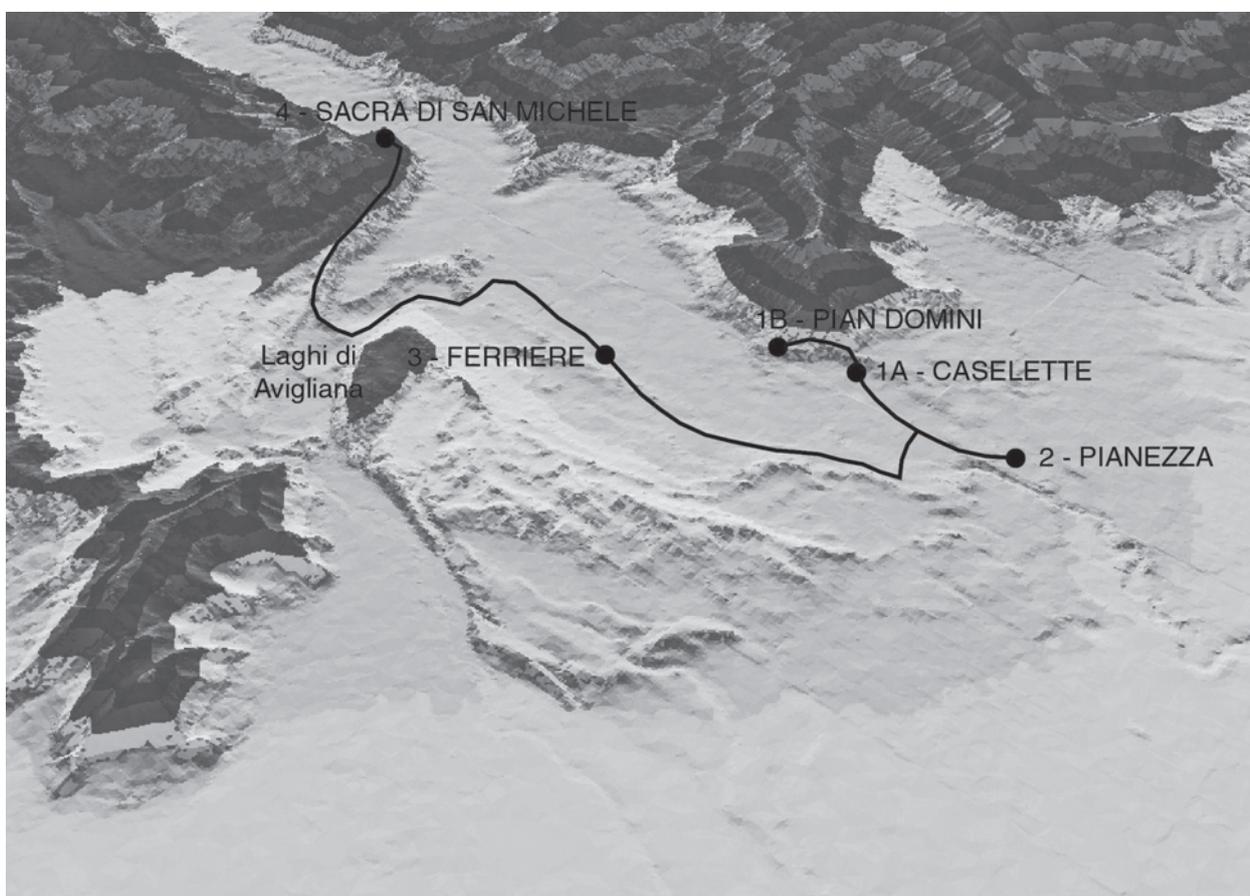


Figura 5.1 - MNT de l'amphithéâtre morainique de Rivoli - Avigliana (Dessin 3D de Luigi Perotti, GEOSITLAB).

Figura 5.1 - DTM dell'anfiteatro morenico di Rivoli - Avigliana (Modello 3D di Luigi Perotti, GEOSITLAB).

## PRÉSENTATION GÉNÉRALE

Par FRANCESCO CARRARO, GIAN FRANCO FIORASO, STEFANIA LUCCHESI et MARCO GIARDINO

A partir de la seconde moitié du XIX<sup>e</sup> siècle, l'Amphithéâtre Morainique de Rivoli-Avigliana (AMRA) a été étudié par de nombreux auteurs. MARTIN et GASTALDI [1850] et GASTALDI [1871-74 ; 1883] furent les premiers à reconnaître un amphithéâtre d'origine glaciaire au débouché de la Vallée de Suse, qu'ils considéraient toutefois comme un ensemble unique (Figure 5.1). Le premier document cartographique qui représente l'AMRA dans sa complexité, de façon analytique, est la première édition de la feuille 56 *Torino* de la Carte géologique de l'Italie au 1 : 100 000 [FRANCHI *et al.*, 1925]. L'amphithéâtre y est représenté comme un "terrain morainique" d'âge pléistocène attribué à trois glaciations distinctes : Mindel, Riss et Würm, en référence à la chronologie alpine de PENCK et BRUCKNER [1909]. Plus récemment, PETRUCCI [1970], reprenant en substance les subdivisions adoptées dans la seconde édition de cette feuille [BORTOLAMI *et al.*, 1969 ; BONSIGNORE *et al.*, 1969], identifie trois groupes de dépôts glaciogéniques :

1. un premier groupe de dépôts qui constituent les arcs morainiques les plus externes (secteur de Bruino-Villarbasse-Rivalta au SE et de Pianezza-San Gillio au NE), attribué au Mindel ;
2. un second groupe de dépôts rapporté au Riss, représenté par les plus grands arcs de l'amphithéâtre ;
3. enfin, un ensemble de dépôts d'âge würmien constitué par les arcs morainiques conservés près des lacs d'Avigliana et au SW de Caselette.

L'abandon progressif de la chronologie alpine [KUKLA, 1977] et la récente introduction, pour le levé des dépôts continentaux, de nouveaux critères stratigraphiques fondés sur la reconnaissance d'unités à limites non-conformes (en particulier unités allostratigraphiques, définies comme *a mappable stratiform body of sedimentary rock that is defined and identified on the basis of its bounding discontinuities* [NASCN, 1983], et syntèmes [CHANG, 1975 ; ISSC, 1994]), ont récemment conduit à la révision complète de la géologie de l'AMRA et à l'introduction de nouveaux modèles d'interprétation. Une première révision a été effectuée dans le cadre d'un mémoire de maîtrise soutenu à l'Université de Turin par S. NICOLUSSI ROSSI [1993]. Cette approche a également été mise en œuvre dans le levé récent des feuilles 171 *Cesana*, 153 *Bardonecchia*, 154 *Susa* et 155 *Torino Ovest* de la Carte géologique de l'Italie au 1 : 50 000 (projet CARG), qui comprennent

le bassin du paléoglacier de la Vallée de Suse et son appareil terminal, l'AMRA. La cartographie de l'amphithéâtre a été réalisée par S. LUCCHESI, en associant données de terrain et informations fournies par la stratigraphie des nombreux sondages et forages pour l'eau, lui permettant de rendre compte de la complexité de la structure de l'AMRA. Une synthèse préliminaire de cette étude est présentée ici :

1. Trois principaux complexes de dépôts glaciaires ont été reconnus. Ils correspondent à autant de périodes durant lesquelles il y a eu nombre d'oscillations du front glaciaire au débouché de la vallée, précédées et suivies par un retrait complet du glacier. Ces complexes correspondent aux alloformations de Truc Monsagnasco et C. Vica, attribuées au Pléistocène moyen, et à l'Allogroupe du Mont Cenis, d'âge compris entre le Pléistocène supérieur et l'Holocène. Au sein de ce dernier, on peut identifier au moins cinq unités de rang inférieur, dont chacune correspond à une étape du retrait glaciaire (Figure 5.2).
2. La distribution des diverses unités glaciaires dans l'AMRA n'apparaît pas homogène : l'essentiel des dépôts et formes glaciaires se situe sur le secteur latéral droit de l'amphithéâtre, entre le débouché du Val Sangone à l'ouest et l'agglomération de Rivoli à l'est, tandis que, sur le versant méridional de la dorsale Rocca Sella - Monte Curt - Monte Musiné, ne sont conservés que les dépôts glaciaires d'unités plus récentes. Ceci résulte d'abord de la configuration de la masse glaciaire, puis des remaniements qui ont affecté les différents appareils morainiques à mesure du retrait du glacier, et/ou des recouvrements partiels des secteurs externes de l'amphithéâtre par les dépôts fluvio-glaciaires.
3. L'épaisseur des dépôts qui constituent l'édifice morainique et des plans fluvio-glaciaires correspondants est très réduite par rapport à la superficie de l'amphithéâtre : l'épaisseur maximale des unités les plus internes (allomembres de C. Pellerina, Prà et Torre Buttiglieria) est de quelques dizaines de mètres (15-35 m), tandis que l'épaisseur des unités plus externes est comprise entre *c.* 70 et 100 m.
4. Les surfaces de base des différents termes de la succession stratigraphique sont étagées : dans le secteur de l'amphithéâtre, elles se situent à une altitude comprise entre 280 m (allomembre de Colle

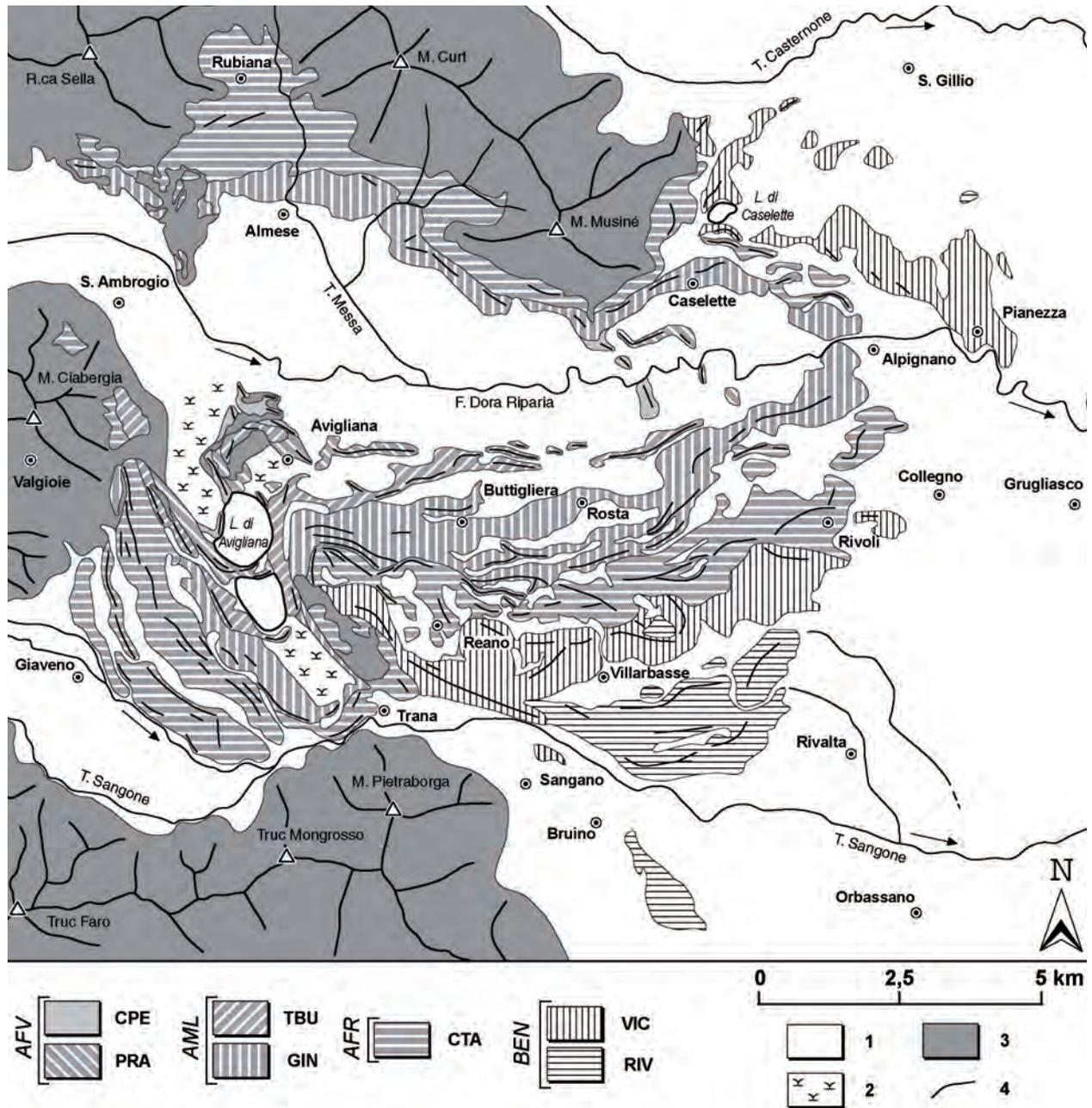


Figura 5.2 - Carte géologique de l'amphitéatre morainique de Rivoli-Avigliana.

AFV : alloformation de Venaus  
 (CPE: allomembre de C.na Pellerina;  
 PRA: allomembre de Truc della Pra);  
 AML : alloformation de Magnoletto  
 (TBU: allomembre de Torre Buttiglieria;  
 GIN : allomembre de Colle Giansesco);  
 AFR : alloformation de Frassinere  
 (CTA: allomembre de Cresta Grande);  
 BEN : allogroupe de Bennale  
 (VIC: allomembre de C. Vica;  
 RIV: allomembre de Truc Monsagnasco).  
 1 : dépôts fluviatiles et fluvio-glaciaires indifférenciés ;  
 2 : tourbière;  
 3 : socle cristallin;  
 4 : principaux cordons morainiques.

Figura 5.2 - Schema geologico dell'Anfiteatro Morenico di Rivoli-Avigliana.

AFV: Alloformazione di Venaus  
 (CPE: Allomembro di C.na Pellerina;  
 PRA: Allomembro di Truc della Pra);  
 AML: Alloformazione di Magnoletto  
 (TBU: Allomembro di Torre Buttiglieria;  
 GIN: Allomembro di Colle Giansesco);  
 AFR: Alloformazione di Frassinere  
 (CTA: Allomembro di Cresta Grande);  
 BEN: Allogruppo di Bennale  
 (VIC: Allomembro di C. Vica;  
 RIV: Allomembro di Truc Monsagnasco).  
 1: depositi fluviali e fluvio-glaciaires indifferenziati;  
 2: torbiere;  
 3: basamento cristallino;  
 4 principali cordoni morainici.

Giansesco) et 360 m (allomembre de Torre Buttiglieria). Dans la vallée, les surfaces s'étagent sur une dénivelée d'un ordre de grandeur supérieur. Il

en est de même pour les surfaces de base des dépôts fluvio-glaciaires à l'extérieur de l'AMRA, qui forment une succession étagée, alors que les surfaces

- des dépôts se superposent, ce qui indique une nette convergence vers l'est des différents fonds de vallée fluvio-glaciaires.
5. Si la surface latéro-basale des différentes unités n'est que très rarement affleurante, elle est souvent reconnue dans la stratigraphie des sondages et des forages pour l'eau. Elle est modelée non seulement dans les dépôts des unités plus anciennes mais également dans les sédiments villafranchiens et le substratum cristallin sur lesquels repose l'AMRA (secteur compris entre Avigliana et Trana par exemple).
  6. Les surfaces de base des unités glaciaires sont parfois mises en évidence par la présence de paléosols, qui démontre que, localement, le pouvoir d'érosion du glacier au front était faible voire nul.
  7. Les dépôts fluviatiles postérieurs au retrait définitif du glacier sont emboîtés à l'intérieur de la séquence fluvio-glaciaire : durant l'Holocène, l'enfoncement de la Doire Ripaire a été de *c.* 10-15 m, alors qu'il n'a été que de *c.* 80 m pendant le Pléistocène. Ceci suggère un changement du degré de mobilité tectonique dans ce secteur : très modeste durant le Pléistocène, il a été de deux ordres de grandeur supérieurs pendant l'Holocène.
  8. Lors de chacun des trois derniers épisodes du retrait du glacier de la Vallée de Suse, un lac s'est développé dans le secteur interne de l'amphithéâtre : les dépôts glaciaires associés ont donc été subaquatiques. Développé lors du retrait final du glacier, le quatrième lac s'est probablement maintenu jusqu'à l'époque historique.
  9. L'interaction entre l'AMRA et les Cônes de Lanzo pendant leur formation a engendré une série de bassins lacustres.

Les rares données chronostratigraphiques disponibles pour cette zone ne permettent pas une datation des différentes unités reconnues. Outre celles tirées de l'analyse pédostratigraphique, les seules données sont contenues dans les travaux de CHARRIER et PERETTI. A partir de l'analyse palynologique d'une formation silteuse lacustre-palustre intercalée dans les dépôts fluvio-glaciaires rissiens près de Rivalta, ces auteurs ont relevé la présence dominante de caducifoliées mésophiles (*Alnus*, *Corylus*, *Carpinus* type *orientalis*, *Ulmus*, *Fraxinus*) et l'absence de *Keteleeria*, *Podocarpus*, *Cedrus*, *Carya*, *Zelkova*, qui caractérisent l'interglaciaire Riss-Würm [CHARRIER & PERETTI, 1972]. Par la suite, ils ont étudié une succession s'étendant sur le Tardiglaciaire et une partie de l'Holocène dans une séquence de dépôts palustres qui repose sur un dépôt de graviers [CHARRIER & PERETTI, 1973], dont des études en cours ont montré qu'ils étaient liés au complexe lacustre qui comble le quatrième lac, post-glaciaire. Les datations ont été faites avec des données malacologiques, palynologiques, archéologiques et mammalofaunistiques. Un utile résumé des recherches chronostratigraphiques (en particulier paléobotaniques) sur le Quaternaire de la Vallée de Suse est fourni par CHARRIER [1990].

## RIASSUNTO

*La visita dell'Anfiteatro Morenico di Rivoli-Avigliana (AMRA) inizia con una fermata al masso erratico di Caselle dedicato al grande geologo Federico Sacco, la quale offre l'occasione per alcune considerazioni storiche sullo sviluppo delle conoscenze geologiche e geomorfologiche di questa forma. La natura glaciale dell'AMRA è stata riconosciuta sin dalla seconda metà del XIX Secolo [MARTINIS & GASTALDI, 1950; GASTALDI, 1871-74; 1872], ma il primo documento cartografico che rappresenta in maniera analitica l'AMRA nella sua complessità è la prima edizione del Foglio 56 "Torino" [FRANCHI et al., 1925] della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, dove si distinguono i prodotti di tre distinte glaciazioni, mindeliana, rissiana e würmiana con riferimento alla cronologia alpina di PENK & BRUKNER [1909]. La stessa cronologia viene utilizzata più recentemente da PETRUCCI [1970], che analogamente a BORTOLAMI et al. [1969] individua e precisa la distribuzione di tre gruppi di depositi glacigenici*

*Una completa revisione della geologia dell'AMRA avviene in seguito all'introduzione di nuovi modelli interpretativi e a nuovi criteri stratigrafici basati essenzialmente sul riconoscimento delle unità a limiti inconformi, e fra queste le unità allostratigrafiche (definite «a mappable stratiform body of sedimentary rock that is defined and identified on the basis of its bounding discontinuities»; [NASCN, 1983]). Una prima revisione è stata effettuata nell'ambito di una tesi di laurea svolta da S. NICOLUSSI ROSSI [1993] presso l'Università di Torino. Questo approccio è stato recentemente adottato anche nel rilevamento dei Fogli 171 "Cesana", 153 "Bardonecchia", 154 "Susa" e 155 "Torino Ovest" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 (progetto CARG) nell'ambito del quale la cartografia dell'anfiteatro è stata realizzata da S. LUCCHESI. L'integrazione dei dati raccolti sul terreno con le numerose informazioni desunte dalle stratigrafie dei sondaggi e dei pozzi per acqua, ha consentito all'Autrice di delineare un quadro piuttosto complesso della struttura dell'AMRA. Le fermate dell'escursione ne prendono in esame i caratteri fondamentali fornendone pure una sintesi preliminare.*

*Nello schema interpretativo presentato vengono riconosciuti tre principali complessi di depositi glaciali, corrispondenti ad altrettanti intervalli di tempo durante i quali si sono avute più oscillazioni della posizione della fronte glaciale allo sbocco vallivo in pianura, preceduti e seguiti da un completo ritiro della massa glaciale. Questi corrispondono agli Allomembri di Truc Monsagnasco e C. Vica, cronologicamente riferiti al Pleistocene medio, e all'Allogruppo del Moncenisio, compreso tra il Pleistocene superiore e l'Olocene. All'interno di quest'ultimo è stato possibile individuare almeno 5 unità di rango inferiore, ciascuna delle quali corrisponde alle diverse tappe della sequenza cataglaciale.*

# Arrêt 1

## *Dépôts glaciaires de l'amphithéâtre morainique de Rivoli - Avigliana*

(Caselette)

Par FRANCESCO CARRARO et MARCO GIARDINO

### I - LE BLOC ERRATIQUE 'FEDERICO SACCO'

Ce 1<sup>er</sup> arrêt près d'un grand bloc erratique situé à Caselette, sur le flanc gauche de l'AMRA, est l'occasion de commémorer le centenaire d'une rencontre historique entre géologues français et italiens et de rendre hommage à la mémoire d'une des plus grandes personnalités scientifiques piémontaises, Federico Sacco (1864-1948) [LEONE, 1999]. En effet, lors de sa réunion extraordinaire de septembre 1905 en Italie, la Société

Géologique de France dédia ce bloc de serpentinite au grand géologue et paléontologue, en reconnaissance de ses études sur l'AMRA (Figure 5.3). Deux ans plus tard, la *Società Geologica Italiana* y apposa une plaque commémorative ; disparue, elle a été remplacée par la municipalité de Caselette à l'occasion du 50<sup>e</sup> anniversaire de la mort du savant.



Figure 5.3 - Le bloc erratique de Caselette dédié à Federico Sacco. On distingue l'emplacement de la plaque commémorative de la SGI.

Figura 5.3 - Il masso erratico di Caselette, dedicato a Federico Sacco. Nella figura si intuisce l'originaria collocazione della lapide commemorativa.

### II - DÉPÔTS GLACIAIRES EMBOÎTÉS

Des éléments des différentes unités attribuables au glacier de la Vallée de Suse sont conservées à Caselette. Dans le secteur latéral gauche de l'AMRA, près du débouché de la vallée, on trouve ainsi des dépôts et des formes appartenant aux alloformations de Magnoletto et Frassinere. Dans l'ensemble, il s'agit d'unités plus récentes que celles conservées sur le secteur latéral opposé de l'Amphithéâtre, entre le débouché du Val Sangone à l'ouest et Rivoli à l'est. Les traces correspondantes des unités plus anciennes sur le versant gauche sont à rechercher un peu à l'amont du débouché en vallée, sous la forme de blocs erratiques éparpillés sur le versant ("*morenico scheletrico sparso*" ; cf arrêt 3), dans sa partie supérieure fortement remodelée (Figure 5.4).

Les rapports entre dépôts glaciaires de deux unités successives sont bien observables dans le secteur de Pian Domini (NW de Caselette), dans la dépression qui sépare l'arc morainique du versant rocheux (Figure 5.5). Sur le versant gauche (septentrional) de la dépression, près du fond, le till de placage (*lodgment till*) qui constitue le terme basal de l'unité plus ancienne affleure à plusieurs endroits. Sur son versant droit en revanche, on observe la crête de la moraine formée par l'unité 2, dont la surface basale est située c. 200 m plus bas, recouverte par les dépôts lacustres et fluviaux du fond de vallée actuelle. Il y a là une illustration des relations d'emboîtement entre les deux unités (Figure 5.6).

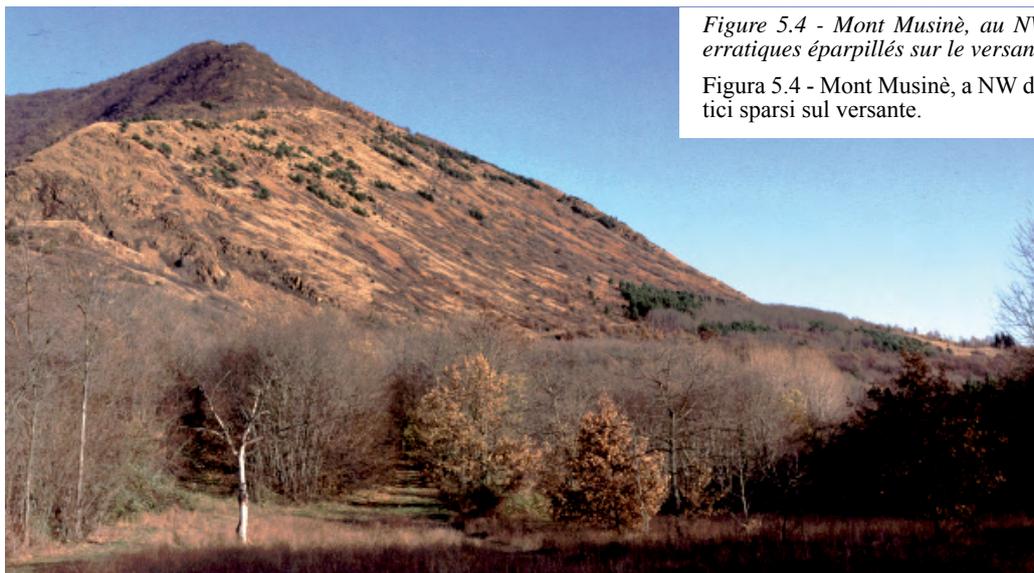


Figure 5.4 - Mont Musinè, au NW de Caselette : blocs erratiques éparpillés sur le versant.

Figura 5.4 - Mont Musinè, a NW di Caselette : massi erratici sparsi sul versante.

Figure 5.5 - Dépression séparant l'arc morainique du versant rocheux à Pian Domini (NW de Caselette).

Figura 5.5 - La depressione che separa l'argine morenico ed il versante in roccia a Pian Domini (NW di Caselette).

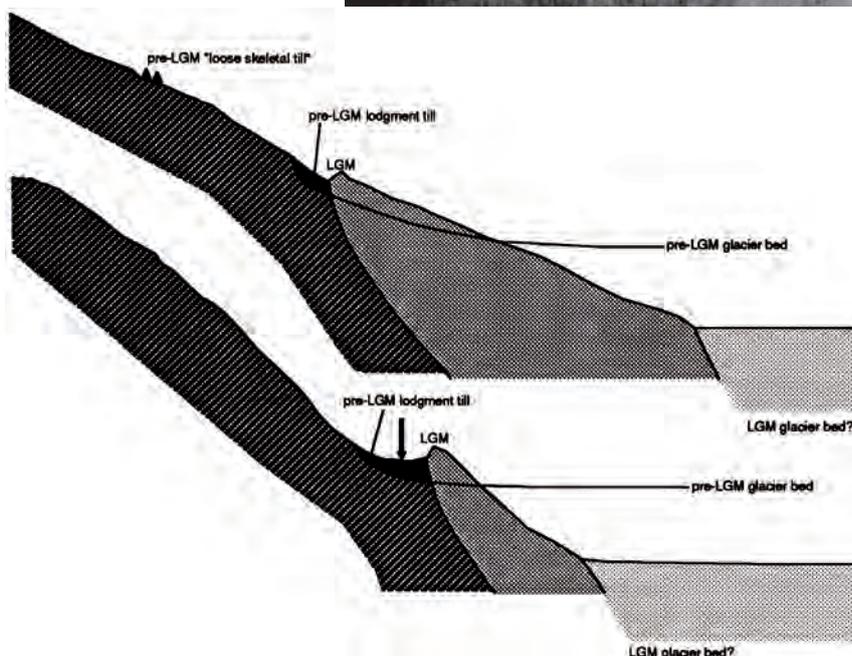


Figure 5.6 - Emboîtement du till LGM dans le till de placage pre-LGM dans le secteur de Pian Domini (NW de Caselette).

Figure 5.6 - Terrazzamento tra le due unità di till LGM e pre-LGM a Pian Domini (NW di Caselette).

## RIASSUNTO

Nella fermata al Pian Domini di Caselette (e successivamente nello stop 3, dedicato alla panoramica da Ferriere di Avigliana, rivolta verso il fianco sinistro della Valle) vengono illustrati i caratteri di intersezione fra le unità glaciali appartenenti alla massima espansione e quelle più antiche, quasi completamente obliterate, se si eccettua il deposito "morenico scheletrico sparso" caratteristico del medio versante del Musinè.

## Arrêt 2

# Sols fossiles et surfaces de base des unités glaciaires de l'amphithéâtre morainique de Rivoli - Avigliana

(Pianezza)

Par FRANCESCO CARRARO, GIAN FRANCO FIORASO et STEFANIA LUCCHESI

Le long du lit de la Doire Ripaire entre Alpignano et Collegno, les dépôts fluviaux de l'allomembre de San Gillio sont visibles sur quelques mètres d'épaisseur ; ils représentent les plus anciens affleurements de la succession quaternaire du secteur de l'AMRA. Ces dépôts sont constitués de graviers faiblement stratifiés et s'épaississant, emballés dans une matrice prédominante dans la partie supérieure des dépôts ; les galets, de 2 à 25 cm de grand axe et arrondis, sont fortement altérés et emballés dans une matrice sablo-silteuse de couleur 2.5 YR à 10 R (Figure 5.7). La surface basale de cette unité est modelée dans le substratum anté-quaternaire, formé ici par les sédiments fluvio-lacustres villafranchiens. Selon les sondages, l'épaisseur maximale de l'unité est de c. 30 m.

Le long du talus d'une vingtaine de mètres de commandement qui délimite Pianezza au sud, les sédiments de l'allomembre de San Gillio reposent, par l'intermédiaire d'une surface érosive nette, sur le till de fond

de l'allomembre de Vica. Ce diamicton consolidé se compose de galets subarrondis à subanguleux, en fers à repasser striés, de 2 à 50 cm de grand axe et relativement altérés, et de blocs erratiques de plus de 2 m de grand axe, emballés dans une matrice silto-sableuse ; le sol, épais de quelques mètres, a une couleur 5 YR - 7.5 YR. Ces dépôts peuvent être attribués à la partie supérieure du Pléistocène moyen. Le remaniement a sensiblement modifié l'expression morphologique originelle de cette unité, engendrant des reliefs collinaires très adoucis.

Plus à l'aval, toujours sur la rive gauche de la Doire Ripaire, l'unité de San Gillio est recouverte ici par les alluvions gravo-sableuses des allomembres de Cascina Pellerina et du Molino, d'âge compris entre le Pléistocène supérieur et l'Holocène.

Sur la base de la pétrographie des clastes (abondance des péridotites), l'unité de San Gillio a été reliée au bassin de la Stura di Lanzo, contrairement aux autres unités du secteur (Figure 5.8). Cela a conduit certains auteurs [PREVER, 1907] à proposer une confluence pré-glaciaire de la Stura di Lanzo avec la Doire Ripaire à proximité du débouché de celle-ci dans la plaine. De



Figure 5.7 - Dans cette coupe, la surface de base des graviers fluvio-glaciaires (bassin de la Doire Ripaire) repose sur un paléosol développé sur les graviers fluviaux des Cônes de Lanzo (bassin de la Stura di Lanzo), dont le degré élevé d'évolution est caractéristique de celui des sols sur dépôts du début du Pléistocène moyen. La cimentation (rare dans l'AMRA) des dépôts fluvio-glaciaires résulte de la nature imperméable du paléosol : les carbonates provenant de la lixiviation des graviers sont bloqués par sa fraction argileuse. Cette configuration ne correspond pas à un recouvrement strict des dépôts des Cônes de Lanzo par ceux de l'amphithéâtre mais constitue une vue locale de l'interpénétration des deux ensembles stratigraphiques

Figura 5.7 - Nell'affioramento si può osservare la superficie di appoggio basale delle ghiaie fluvio-glaciali (bacino della Doire Ripaire), su un paleosuolo molto sviluppato (il grado di evoluzione è caratteristico di depositi della parte inferiore del Pleistocene medio) su ghiaie fluviali del Conoide di Lanzo (Bacino della Stura di Lanzo). La cementazione dei depositi fluvio-glaciali è da mettere in relazione con la natura impermeabile del paleosuolo: i carbonati derivati dalla lisciviazione delle ghiaie sovrastanti vengono appunto trattenuti dalla frazione argillosa del paleosuolo. La cementazione è un carattere non comune nei depositi dell'anfiteatro. La situazione osservabile non è interpretabile come sovrapposizione tout court dei depositi dell'anfiteatro su quelli del conoide di Lanzo ma piuttosto come un dettaglio del rapporto di interdigitazione tra le due successioni stratigrafiche.

plus, la distribution très méridionale (plus de 5 km) des dépôts de cette unité par rapport au cours actuel de la Stura di Lanzo suggère que ceux-ci occupaient à

l'origine une aire plus étendue qu'actuellement, avant d'être en grande partie déblayés par les épisodes érosifs successifs.

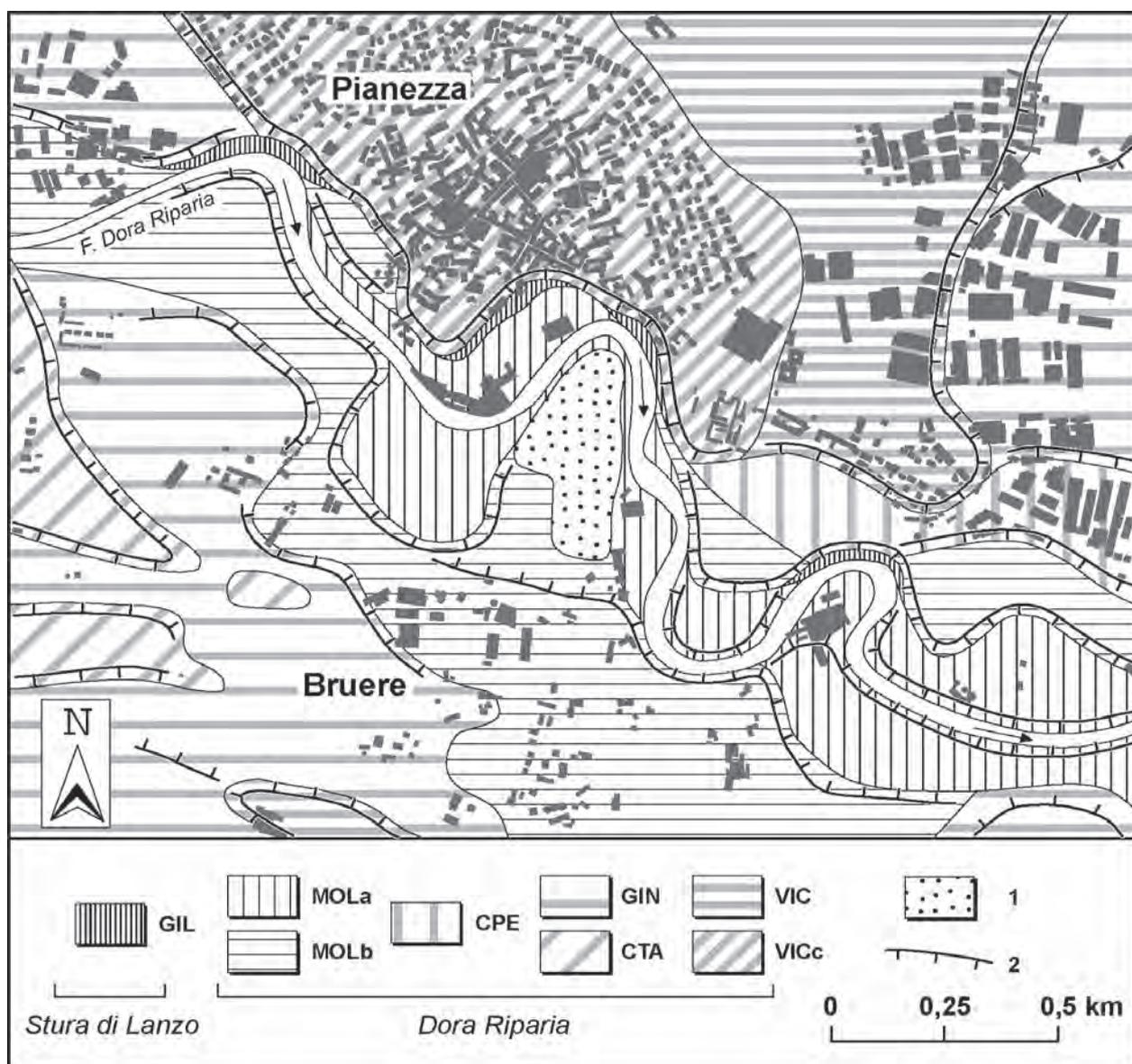


Figure 5.8 - Carte géologique de l'amphithéâtre morainique de Rivoli-Avigliana dans le secteur de Pianezza-Alpignano.

GIL: allomembre de S. Gillio (dépôts fluviaux);  
 MOLa-b: allomembre del Molino (dépôts fluviaux);  
 GIN: allomembre de Colle Giansesco (dépôts fluviaux);  
 CTA: allomembre de Cresta Grande (dépôts fluviaux);  
 VIC: allomembre de C. Vica (dépôts fluviaux);  
 VICc: allomembre de C. Vica (tills de fond);  
 1: remblais;  
 2: rebord de terrasse.

Figure 5.8 - Schema geologico dell'Anfiteatro Morenico di Rivoli-Avigliana nel settore di Pianezza-Alpignano.

GIL: Allomembro di S. Gillio (depositi fluviali);  
 MOLa-b: Allomembro del Molino (depositi fluviali);  
 GIN: Allomembro di Colle Giansesco (depositi fluviali);  
 CTA: Allomembro di Cresta Grande (depositi fluviali);  
 VIC: Allomembro di C. Vica (depositi fluviali);  
 VICc: Allomembro di C. Vica (depositi glaciali di fondo);  
 1: terreno di riporto;  
 2: ciglio di terrazzo.

## RIASSUNTO

Nello stop lungo l'incisione della Dora Riparia nel tratto compreso tra gli abitati di Alpignano e Collegno, sono visibili i più antichi termini della successione quaternaria affiorante nell'area dell'AMRA. Si tratta dei depositi fluviali dell'unità di S. Gillio sui quali appoggiano i depositi glaciali di fondo dell'Allomembro di C. Vica.

## Arrêt 3

### Moraine et till du Mont Musinè

(Ferriere di Avigliana)

Par FRANCESCO CARRARO et MARCO GIARDINO

On y découvre la section du versant de rive gauche de la Vallée de Suse à son débouché dans la plaine padane (Figures 5.9 ; 5.10). Sur le versant sud du Mont Musinè, on peut reconnaître les traces de deux unités de modelé glaciaire.

La plus récente (B) est représentée par un cordon morainique latéral qui pointe d'une cinquantaine de m à travers les dépôts lacustres et fluviaux du fond de

vallée. Le bois de conifères et feuillus qui couvre ce cordon permet de bien le distinguer de la partie supérieure du versant, sans arbres. La reconstruction de la succession allostratigraphique permet d'attribuer le cordon au glacier de la Vallée de Suse au LGM.

L'unité plus ancienne (A) est représenté par un ensemble de grands blocs erratiques (e) de gneiss gra-



Figure 5.9 - Vue panoramique du versant méridional du Monte Musinè. La crête de la moraine latérale droite du glacier de la Vallée de Suse (LGM) est pointée par les deux flèches blanches.

Figura 5.9 - Fotografia panoramica del versante meridionale del Monte Musinè, con evidenziato l'argine morenico laterale destro del ghiacciaio della valle di Susa durante l'ultimo massimo glaciale.

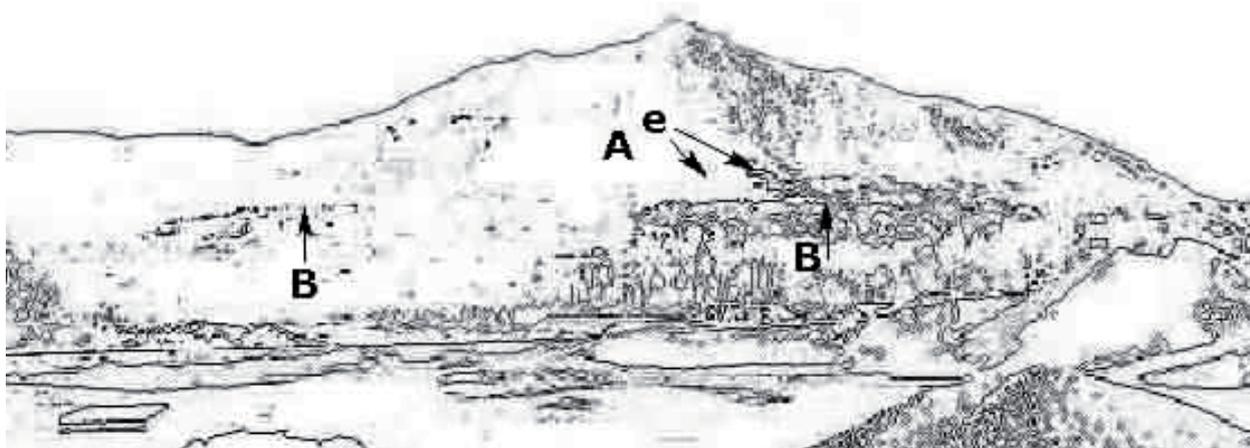


Figure 5.10 - Croquis interprétatif du versant méridional du Monte Musinè. La limite des dépôts de l'unité glaciaire récente (B) et les blocs erratiques (e) de l'unité plus ancienne (A) sont indiqués.

Figura 5.10 - Schema al tratto del versante meridionale del Monte Musinè, con evidenziato il limite dei depositi appartenenti all'unità glaciale più recente (B), ed i massi erratici (e) appartenenti all'unità più antica (A).

nitoïdes, de serpentinites et de micaschistes (Figure 5.11). Les blocs sont dispersés sur le versant, sur lequel les dépôts glaciaires ont presque entièrement disparu.

CARRARO et GIARDINO [2004] attribuent ces dépôts (“*morenico scheletrico sparso*”) a une phase glaciaire antérieure au LGM.

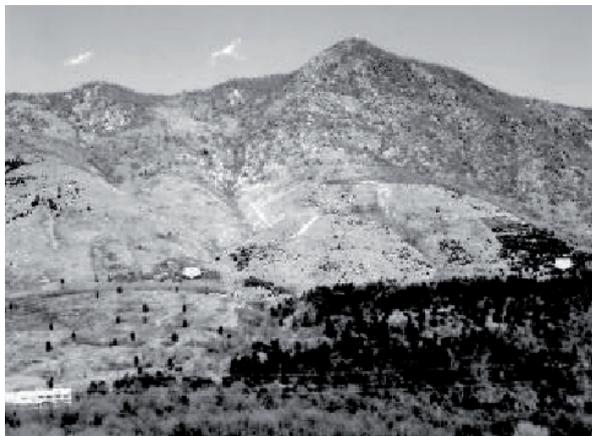


Figure 5.11 - Détail du versant méridional du Monte Musinè, avec les blocs erratiques sur la partie supérieure du versant.

Figure 5.11 - Particolare del versante meridionale del M. Musinè con i massi erratici distribuiti nel settore superiore del versante.

## RIASSUNTO

A completamento delle osservazioni fatte nella fermata al Pian Domini di Caselette, la panoramica illustra i caratteri di intersezione fra le unità glaciali appartenenti alla massima espansione e quelle più antiche, quasi completamente oblite, se si eccettua il deposito “*morenico scheletrico sparso*” caratteristico del medio versante del Musinè.



Figur hors-texte - Carte de l'AMI, par F. Sacco (1937).

Figura fuori testo - Mappa del'AMI, da F. Sacco (1937).

## Arrêt 4

# Vue panoramique sur l'AMRA et la basse Vallée de Suse Histoire, architecture et légende de la Sacra di San Michele

(Sacra di San Michele)

Par MARCO GIARDINO

Après les arrêts consacrés à l'observation locale de quelques unités de l'AMRA, la montée à la Sacra di San Michele offre pour la première fois des vues panoramiques sur l'Amphithéâtre et la basse Vallée de Suse. La *Sacra di San Michele* (Figure 5.12), l'un des principaux monuments religieux du Piémont, est construite sur l'éperon rocheux du Monte Pirchiriano (962 m d'altitude); isolé sur le versant de rive droite de la Vallée de Suse, il marque la limite supérieure atteinte par le glacier de la vallée au LGM (Figure 5.13).

Du sommet, on découvre l'allure de la cluse de San Michele, qui a constitué un obstacle au débouché de la Vallée de Suse, longtemps utilisé comme point de résistance contre les troupes qui ont traversé les Alpes à diverses reprises par le Mont Cenis ou le Montgenèvre.

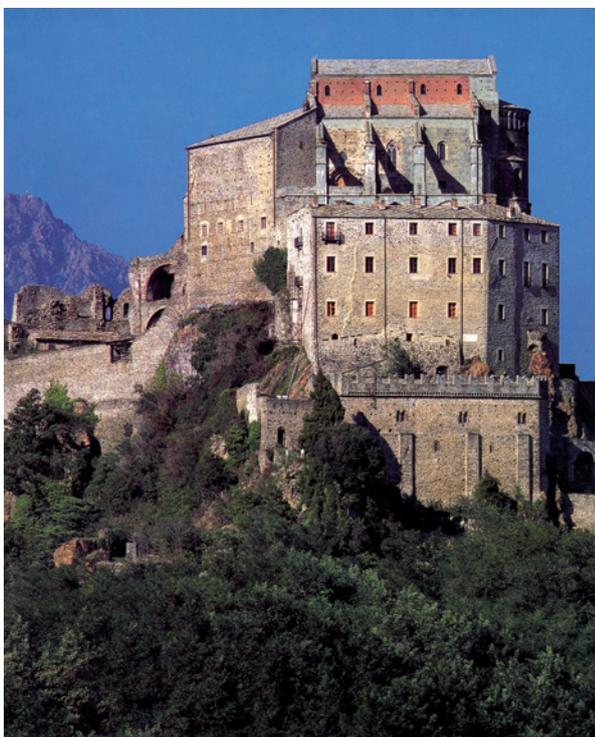


Figure 5.12 - Le corps central de la Sacra di San Michele et, à l'arrière plan, le sommet du Mont Musinè (Photo Pino dell'Aquila).

Figura 5.12 - Il corpo centrale della Sacra di San Michele e, sullo sfondo, la cima del M. Musinè (Foto Pino dell'Aquila).

En effet, le fond de vallée était peu praticable (lit majeur très large), et les fortifications sur les deux versants permettaient la défense de la plaine située en arrière. Ainsi, en 773, l'armée du roi lombard y affronta celle de Charlemagne. Le roi des Francs, allié du Pape, parvint à contourner le barrage en s'élevant au-dessus du fond de vallée par le versant de rive droite, puis franchit la ligne de crête et redescendit dans la plaine de Giaveno (Val Sangone). C'est suite à cet épisode médiéval que le sentier qui permet d'éviter le fond de vallée s'appelle la *via dei Franchi*.

Outre des observations panoramiques, géomorphologiques et historiques, cet arrêt à la Sacra di San Michele permet de visiter un édifice exceptionnel. Il s'agit d'une abbaye construite pour l'essentiel du X<sup>e</sup> au XIV<sup>e</sup> siècles, en style roman et gothique cisalpin et plusieurs fois restaurée. Accessible par d'interminables escaliers, l'abbaye comprend plusieurs bâtiments sur différents niveaux et recouvre presque complètement le relief rocheux (Figure 5.14) :

- Au coeur se trouvent les trois absides originelles du sanctuaire consacré par saint Jean Vincent à l'archange Michel; sa crypte abrite de nombreux tombeaux des Savoie, transférés du Duomo de Turin.
- Puis vient l'église principale, dont le plancher est soutenu par un pilier de plus de 18 m de haut, qui est visible depuis le majestueux grand escalier des morts, sur le côté duquel affleure le substratum rocheux.
- Au sommet du grand escalier se trouve le portail du Zodiaque, aux colonnes sculptées de signes zodiacaux et de constellations et couronnées par des chapiteaux à signes symboliques.
- Immédiatement autour, les murs du premier monastère bénédictin bâti par le seigneur Hughes de Montboissier, qui compta jusqu'à 60 moines aux XIII<sup>e</sup> siècle.
- Depuis 1836, le monastère est sous la juridiction des Rosminiens, qui occupent le bâtiment adossé à l'église et sur lequel prennent appui les arcs construits après le séisme de 1886.
- Plus bas, sur la crête du côté du Val Sangone, se trouve l'ancienne hôtellerie inférieure, construite au

XI<sup>e</sup> siècle pour accueillir les pèlerins, puis reconstruite au XIX<sup>e</sup> siècle.

- Sur cette crête du côté de la Vallée de Susse, on observe les ruines de la partie la plus récente du monastère, plusieurs fois occupée par les troupes piémontaises, françaises et espagnoles et endommagée au XVII<sup>e</sup> siècle. C'est là que s'élève la Tour de la Bell'Alda. La légende qui s'y attache rapporte que, pour échapper à un soldat, cette jeune fille se précipita dans le vide depuis le monastère et en réchappa. Lorsque, par vanité, elle voulut tenter de nouveau cet exploit, elle se fracassa dans le ravin...

Figura 5.13 - Représentation du débouché de la Vallée de Susse durant le maximum würmien. Le point blanc indique la Sacra di San Michele.

Figura 5.13 - Modello schematico dello sbocco vallivo della Valle di Susa durante la massima espansione nell'ultima glaciazione. Con il puntino bianco viene evidenziata la Sacra di San Michele.

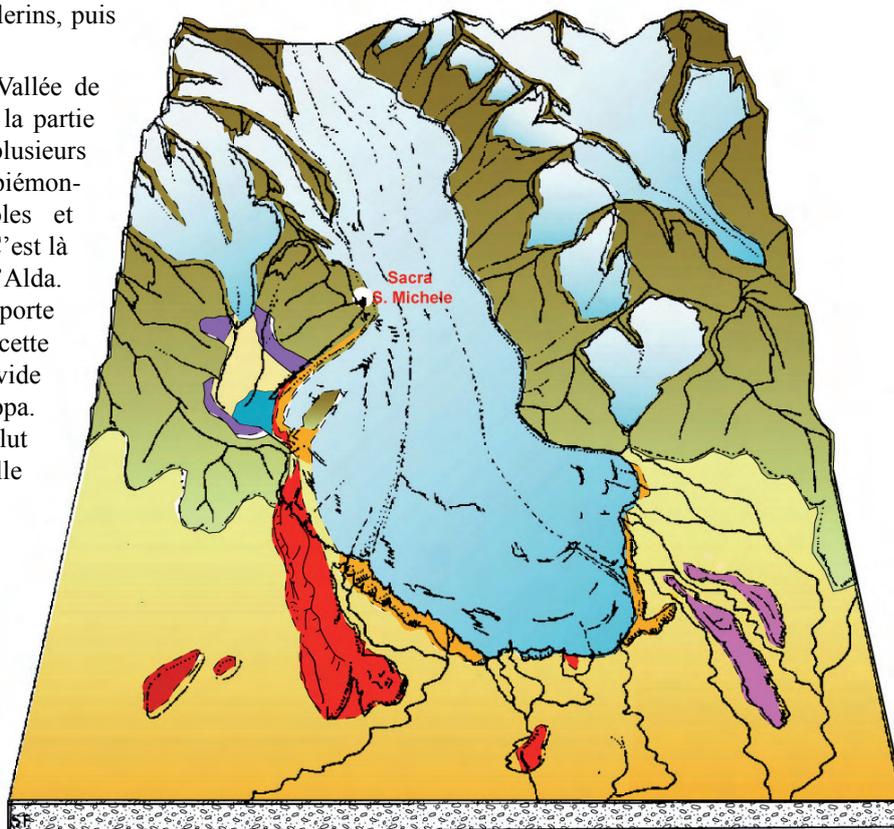


Figure 5.14 - L'ensemble architectural de la Sacra di San Michele, plan et coupe (Editions SEAT).

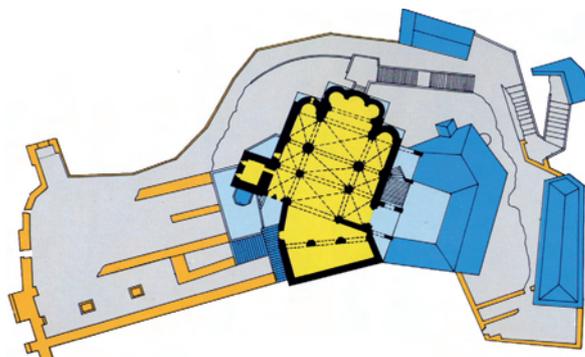


Figure 5.14 - Il complesso architettonico della Sacra di San Michele, in Pianta ed in Profilo (Edizioni SEAT).

## RIASSUNTO

A concludere il tratto di escursione, la salita alla Sacra di S. Michele permette non solo una visione panoramica generale sull'AMRA e sulla soglia della valle di Susa, ma consente anche alcune digressioni storico-architettoniche su questo splendido complesso abbaziale sorto in prevalenza fra il X e il XIV secolo in forme romaniche e gotiche cisalpine.

## L'AMPHITHÉÂTRE MORAINIQUE DE RIVOLI VU PAR PIERRE GABERT (1962)

Par GÉRARD NICOUD

Le glacier de la vallée de la Doire Ripaire a collecté les glaces des hauts bassins de la Doire, de Bardonnèche et de la Cenischia. Sa longueur atteignait 94 km. Il s'est avancé jusqu'au delà de Rivoli, si l'on prolonge le dessin des collines morainiques les plus externes. Il aurait peu creusé la vallée puisque les roches vertes affleurent très vite dans l'amphithéâtre.

Le rebord de l'auge glaciaire est assez abrupt puisque l'abbaye de San Michèle s'accroche à 962 m d'altitude, le versant descendant d'un seul trait à 350 m à San Ambrogio.

Des lacs et des tourbières se sont installés entre les arcs morainiques.

Les arcs morainiques sont multiples au débouché de la vallée de Suse, souvent confondus avec de petites collines de roches en place. Trois ensembles morainiques principaux se détachent par leur altitude, leur continuité ou leur individualisation par rapport aux accumulations voisines.

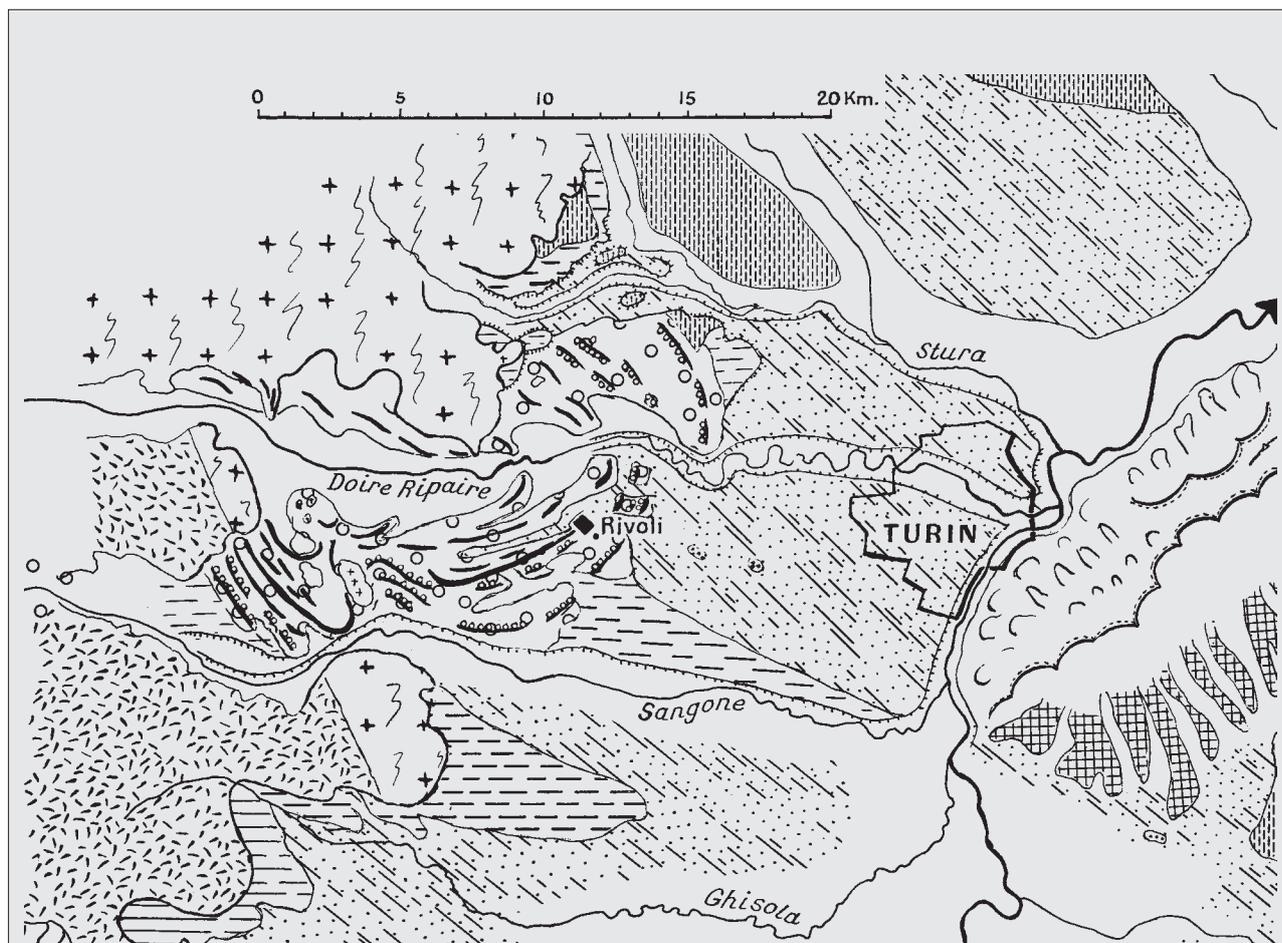
- le groupe des « moraines externes », à la relative fraîcheur topographique mais à l'altération des dépôts déjà avancée, néanmoins inférieure à celle des dépôts à *ferretto*. Un âge Riss ancien a été pro-

posé pour l'arc le plus externe et Riss récent pour l'arc en retrait,

- les moraines de Cresta Grande, les plus élevées et les plus continues. Elles supportent Rivoli. Elles recouvrent les dépôts morainiques des « moraines externes ». Elles sont riches en gros blocs de schistes lustrés,
- les « moraines internes » disposées à l'intérieur de la moraine de Cresta Grande. Elles ont un faciès très proche des précédentes, avec des dépôts non altérés grisâtres, riches en schistes lustrés et en éléments roulés. Il s'agit là d'arcs du retrait du dernier grand épisode froid dont l'avancée maximum s'est faite jusqu'à Rivoli.

Il faut remarquer que le glacier de la Doire a bloqué la vallée de la Sangone au S-W. On y retrouve les moraines « externes ».

Un vaste cône de transition fluvio-glaciaire s'est développé vers Turin. Il apparaît complexe et comprend les deux épisodes rissien et würmien ici superposés, le surcreusement interglaciaire se limitant à une zone étroite rapidement colmatée lors de l'épisode suivant.



**LA BORDURE MONTAGNEUSE**

- Calcaire
- calcschistes
- quartzites
- porphyres
- gneiss
- gneiss glanduleux
- roches vertes
- granit
- diorites
- faille importante

**LES COLLINES**

- esquisse de mont dérivé
- cuesta
- versant raviné
- glaciais villafranchien

**LE PIEDMONT**

- moraines
- Würm
- Riss
- Mindel
- GLACIS du...**
- quaternaire supérieur
- quaternaire moyen
- quaternaire inférieur
- villafranchien

**LES PLAINES**

- dunes
- talus important dans le niveau fondamental de la plaine.
- très basses terrasses et zones inondables
- basses terrasses
- terrasses du quaternaire sup.
- terrasses du quaternaire moyen
- terrasses du quaternaire inférieur.

Extrait de : PIERRE GABERT, Les plaines occidentales du Pô et leur piedmont (Piémont, Lombardie occidentale et centrale) : étude morphologique. Imprimerie L. Jean, Gap, 1962, 531 p.

Da PIERRE GABERT, Les plaines occidentales du Pô et leur piedmont (Piémont, Lombardie occidentale et centrale) : étude morphologique. Imprimerie L. Jean, Gap, 1962, 531 p.

## BIBLIOGRAPHIE DE LA CINQUIÈME DEMI-JOURNÉE

- BOGAARD P. & SCHMINCKE H.U. (1985). - Laacher See Tephra: A widespread isochronous late Quaternary tephra layer in central and northern Europe. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 96, 1554-1571.
- BONSIGNORE G., BORTOLAMI G.C., ELTER G., MONTRASIO A., PETRUCCI F., RAGNI U., SACCHI R. & ZANELLA E. (1969). - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*, Fogli 56 e 57 "Torino" e "Vercelli", II ed. - Serv. Geol. It., Roma.
- BORTOLAMI G.C., CREMA G.C., MALARODA R., PETRUCCI F., SACCHI R., STURANI C., TAVAGLINI S. & VENZO S. (1969). - *Foglio 56 "Torino" della Carta Geologica d'Italia*. II ed., scala 1:1000.000. - Serv. Geol. It., Roma.
- CARRARO F. & GIARDINO M. (2004). - Quaternary Glaciations in the Western Alps : a review. In EHLERS J., GIBBARD P.L. Quaternary Glaciations - Extent and Chronology. (pp. 201-208). INQUA Special Publication, CD-ROM included. Amsterdam : Elsevier (Netherlands).
- CHANG K.H. (1975). - Unconformity bounded stratigraphic units. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86 : 1544-1552.
- CHARRIER G. (1990). - Documenti di paleoclimi e paleoambienti del Pliocene terminale, Pleistocene ed Olocene nel territorio della Valle di Susa e sue adiacenze. - *Boll. Ass. Min. Sub.*, 11, 55 p.
- CHARRIER G. & PERETTI L. (1972). - Ricerche sull'evoluzione del clima e dell'ambiente durante il Quaternario nel settore delle Alpi occidentali italiane : III. Primo reperto di polline fossile entro formazioni würmiane e prewürmiane dell'Anfiteatro Morenico di Rivoli-Avigliana (Provincia di Torino). - *Allionia*. 18, 179-194.
- CHARRIER G. & PERETTI L. (1973). - Ricerche sull'evoluzione del clima e dell'ambiente durante il Quaternario nel settore delle Alpi occidentali italiane : IV. Tardoglaciale e Finiglaciale di Villar Dora nella bassa Valle della Dora Riparia. - *Allionia*. 19 : 97-143.
- FRANCHI S., MATTIROLO O., NOVARESE V., SACCO F. & STELLA A. (1925). - *Foglio 56 "Torino" della Carta al 100.000* dell'Istituto geografico militare. I ed. - R. Uff. Geol. It., Stab. Lit. L. Salomone, Roma.
- FRIEDRICH, MICHAEL, BERND KROMER, KLAUS FELIX KAISER, MARCO SPURK, KONRAD A. HUGHEN & SIGFUS J. JOHNSEN (2001). - High resolution climate signals in the Bolling/Alleroed Interstadial as reflected in European tree-ring chronologies compared to marine varves and ice-core records. - *Quaternary Science Reviews*, 20 (11) : 1223-1232.
- GASTALDI B. (1872). - Cenni sulla costituzione geologica del Piemonte. - *Boll. R. Comit. Geol. Ital.*, 3 : 14-32.
- GASTALDI B. (1871-1874). - *Carta Geologica delle Alpi Piemontesi*. Dai rilevamenti di: M. Baretto, C. Bruno, L. Bruno, B. Gastaldi, H. Gerlach (1860-1879 ca.), scala 1:380.000 ca. - Polino R. & Campanino F. Eds. (1999). Litografia Geda.
- GIARDINO M. & MORTARA G. (ed.) (2004). - *I geositi nel paesaggio della Provincia di Torino*. - Pubblicazione del Servizio Difesa del Suolo della Provincia di Torino (Coordinatore Progetto: D. Aigotti). 2 volumi, 3 carte. Litografia GEDA, Nichelino.
- ISSC - INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION (1994). - *International stratigraphic guide*. - A. Salvador ed., 213.
- KROMER B., SPURK M., REMMELE, BARBETTI & TONIELLO (1998). - Segments of atmospheric 14C change as derived from Late Glacial and Early Holocene floating tree-ring series. - *Radiocarbon* 40 (1) : 351-358.
- LEONE M. (Dir.) (1999). - Federico Sacco, geologo e paleontologo. Fossano, 1864-1948. - *Quaderni della casa di Studio Fondazione Federico Sacco*, Fondazione Cassa di Risparmio di Fossano, 14, 99 p.
- MARTIN CH. & GASTALDI B. (1850). - Essai sur les terrains superficiels de la vallée du Po, aux environs de Turin, comparés à ceux de la plaine Suisse. - *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7 : 554-605.
- MICHAEL F., KROMER B., KAISER K.F., SPURK M., HUGHEN K.A. & JOHNSEN S.J. (2001). High resolution climate signals in the Bolling/Alleroed Interstadial as reflected in European tree-ring chronologies compared to marine varves and ice-core records. - *Quaternary Science Reviews*, 20 (11):1223-1232.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909). - *Die Alpen im Eiszeitalter*. - Leipzig, Chr. Herm. Tauchnitz, 1199 p.
- PETRUCCI E. (1970). - Rilevamento geomorfologico dell'Anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana (Prov. di Torino). - *Mem. Soc. It. Sc. Nat.* 18 (3), 95-124.
- PREVER P.L. (1907). - Sulla costituzione dell'anfiteatro di Rivoli in rapporto con le successive fasi glaciali. - *Mem. R. Ac. Sc. Torino*, 2/58: 301-333.

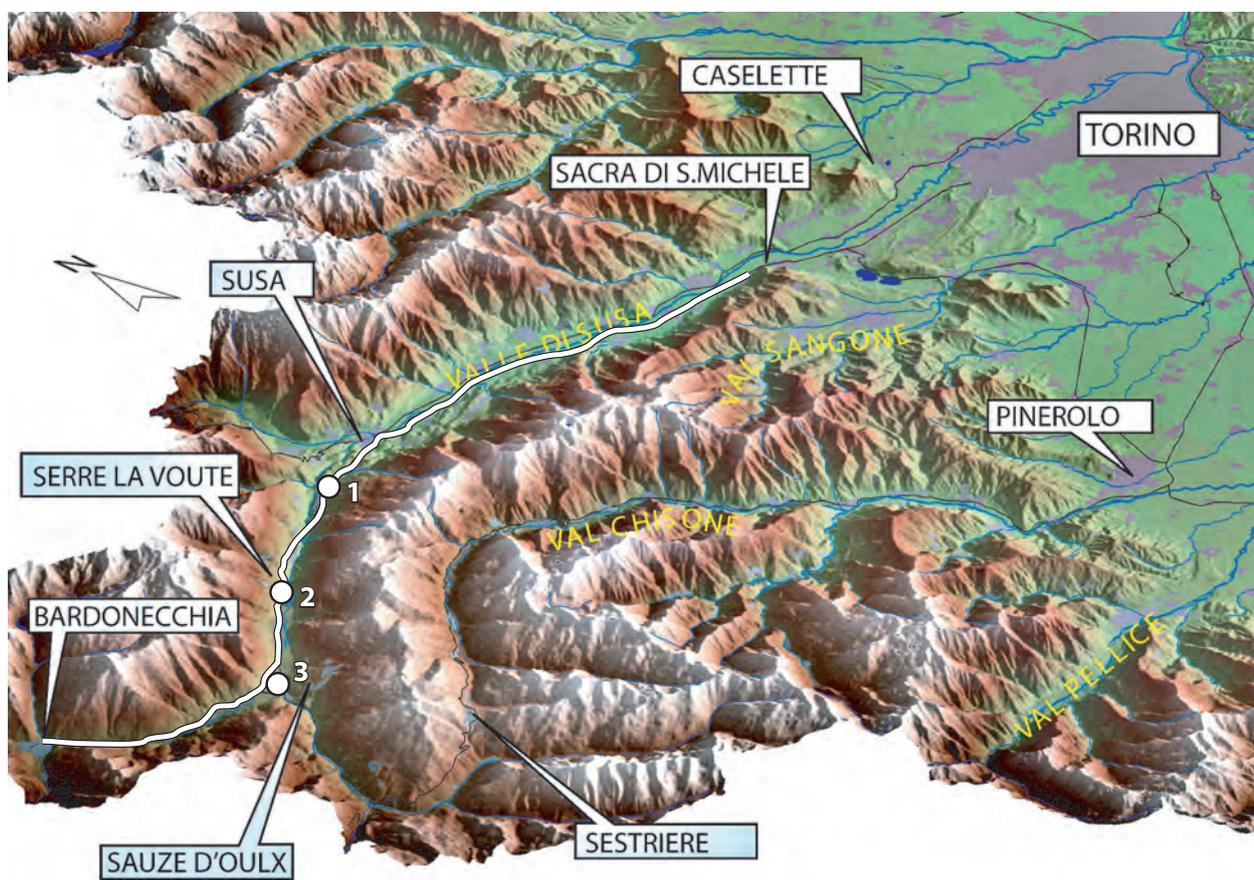
*Sixième demi-journée - Samedi 4 juin 2005 après midi*

## MOUVEMENTS DE MASSE POST-GLACIAIRES DANS LA VALLÉE DE SUSE

Par MARCO GIARDINO

<b>Présentation générale</b> .....	169
<b>Observations en route : la basse Vallée de Suse</b> .....	176
<b>Encadré : La construction du profil allostratigraphique</b> par MARCO GIARDINO et GIAN FRANCO FIORASO .....	176
<b>Observations en route : la région de Suse</b> .....	177
<b>Arrêt 1 La glaciation locale du Val Clarea (moyenne Vallée de Suse)</b> par FRANCESCO CARRARO et MARCO GIARDINO .....	178
<b>Arrêt 2 - Le lit épigénique de la Doire Ripaire et la dynamique des versants dans la moyenne Vallée de Suse</b> .....	180
<b>Arrêt 3 - La déformation gravitaire profonde de versant de Serre La Voute</b> par MARCO GIARDINO et FRANCESCO CARRARO .....	182
<b>Encadré : Néotectonique et contrôle lithostructural sur les formes de la moyenne et haute Vallée de Suse</b> par MARCO GIARDINO et GIAN FRANCO FIORASO .....	186
<b>Bibliographie</b> .....	190

### Itinéraire de la sixième demi-journée



MNT (vu depuis le SW) du secteur visité (Image 3D Daniele Giordan, GEOSITLAB).

DTM (vista da Sudovest) del settore visitato (Modello 3D di Daniele Giordan, GEOSITLAB).

## PRÉSENTATION GÉNÉRALE

Par MARCO GIARDINO

Le bassin d'alimentation du glacier qui a édifié l'Amphithéâtre morainique de Rivoli-Avigliana correspondait, au moins en partie, au bassin actuel de la Doire Ripaire, réseau hydrographique très articulé et complexe qui draine les Alpes occidentales internes à l'ouest de Turin (Figure 6.1).

L'axe principal de ce réseau est la Vallée de Suse, au tracé arqué selon une direction E-W et où confluent trois cours d'eau secondaires : la Doire de Bardonecchia, alimentée dans sa section initiale par la Valle Stretta et la Valle di Rochemolles, la Doire de Cesana, avec ses deux tributaires de droite, la Valle di Thuràs et la

Valle Ripa, et enfin le Val Cenischia. En se fondant sur la topographie et surtout l'évolution géomorphologique, la Vallée de Suse peut être subdivisée en trois secteurs :

- la haute vallée, depuis le secteur le plus élevé de l'actuelle ligne de partage des eaux jusqu'à la Plaine d'Oulx-Salbertrand (1000 m d'altitude), située à l'aval de la confluence des deux branches de la Doire.
- la vallée moyenne, depuis cette plaine jusqu'au seuil de Suse, immédiatement à l'amont de la confluence entre la Doire Ripaire et la Cenischia ;

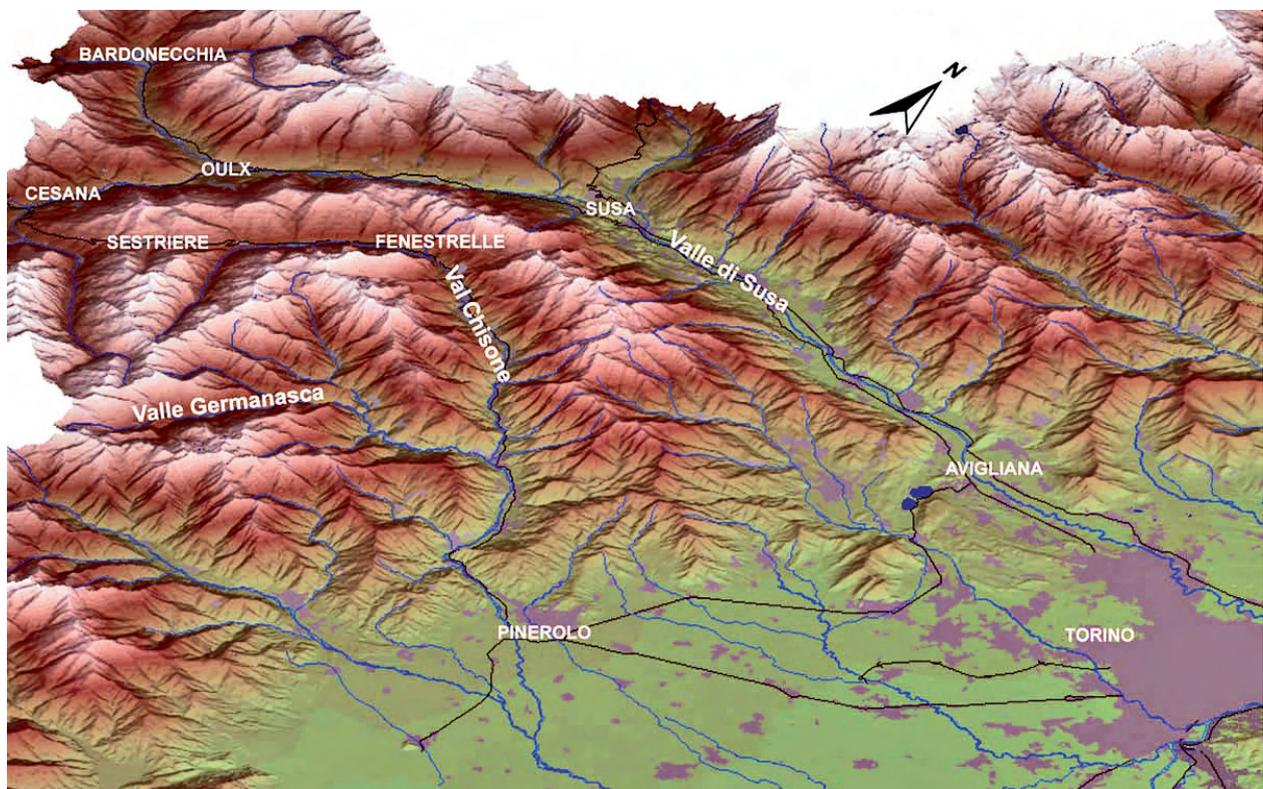


Figure 6.1 - Modèle numérique de terrain (vu depuis le SE) du secteur interne des Alpes occidentales, avec la Vallée de Suse, le Val Chisone et le Val Germanasca.

Figure 6.1 - Modello digitale (vista da SE) del settore interno delle Alpi occidentali, comprendente la valle di Susa e le Valli Chisone e Germanasca.



Figure 6.2 - Le lac supraglaciaire de Rochemelon pendant sa vidange partielle, entreprise par les autorités françaises en octobre 2004 pour réduire le risque de vidange brutale (Photo M. Caplain).

Figura 6.2 - Il Lago epiglaciaire del Rocciamelone durante le operazioni di abbassamento del livello intraprese nell'ottobre 2004 dalle Autorità francesi per ridurre il concreto rischio di rotta glaciale (Foto M. Caplain).

- la basse vallée, de cette confluence jusqu'au débouché dans la plaine piémontaise, occupé par les collines morainiques de l'AMRA.

D'ouest en est, le bassin présente une forte dénivellation, des contreforts les plus occidentaux des Alpes Cottiennes jusqu'au débouché dans la plaine du Pô (300 m), aux marges de l'AMRA. Les cimes les plus hautes sur la ligne de partage des eaux culminent souvent à plus de 3000 m, Rochemelon et ses 3538 m consti-

tuant le symbole de la Vallée de Suse. Malgré ces altitudes élevées, les glaciers sont très rares et de dimensions modestes : on ne trouve plus sur le versant italien que les glaciers de l'Agnello et du Galambra, actuellement en fort retrait. Sur le versant français de Rochemelon, la forte contraction du glacier homonyme a entraîné la formation d'un lac supraglaciaire qui a atteint de grandes dimensions en quelques années [MERCALLI *et al.*, 2002]. Ce lac constitue depuis l'automne 2004 un risque qui concerne en premier lieu le versant français (vidange glaciaire dans le Vallon de Ribon), ce qui a conduit à sa vidange partielle (Figure 6.2), mais également le versant italien (débordements possibles par un ensellement rocheux fracturé et désarticulé).

### L'ÉVOLUTION GÉOMORPHOLOGIQUE SUR LA LONGUE DURÉE

En ce qui concerne l'évolution géomorphologique longue, on considère qu'un secteur amont du bassin actuel de la Vallée de Suse appartenait à l'origine au versant occidental de la chaîne alpine. Son intégration au versant oriental à la suite d'une migration générale de la ligne de partage des eaux principale du domaine interne vers le domaine externe (Figure 6.3) au cours du Miocène selon STAUB [1934], ou pendant le Quaternaire selon les auteurs récents. Au Pliocène inférieur, la partie basse de la vallée est encore occupée par la mer, comme dans le cas des autres vallées alpines occidentales principales [SACCO, 1888]. Le retrait marin s'est accompagné du dépôt, au Pliocène moyen et au Pléistocène inférieur, d'une épaisse séquence sédimentaire caractéristique des milieux palustre, littoral et fluvial (faciès villafranchien). Les glaciers quaternaires se sont installés sur cette succession stratigraphique, et leur enfoncement progressif s'est traduit par une excavation de la vallée originelle selon grossièrement le même axe. Les traces de la glaciation sont bien reconnaissables, avec de nombreuses formes et dépôts localement bien conservés sur les deux côtés de la vallée. Les récentes études des formations superficielles effectuées dans le



Figure 6.3 - Migration de la ligne de partage des eaux principale des Alpes occidentales pendant le Quaternaire [GIARDINO *et al.*, 2004].

Figura 6.3 - Migrazione dello spartiacque principale alpino occidentale durante il Quaternario [GIARDINO *et al.*, 2004].

- |  |                         |
|--|-------------------------|
| 1 : ligne de partage des eaux actuelle   | 1 : attuale spartiacque |
| 2 : lignes de partage des eaux anciennes | 2 : antichi spartiacque |

cadre du projet CARG pour les feuilles Susa [CARRARO *et al.*, 2003] et Bardonecchia [POLINO *et al.*, 2002] avec application de l'allostratigraphie [BAGGIO *et al.*, 1997 ; GIARDINO & FIORASO, 1988] ont montré que, au moins pendant les dernières phases, l'alimentation du glacier de la Vallée de Suse provenait de deux bassins principaux (Cenischia et Doire Ripaire), à l'histoire et aux caractéristiques distinctes. Ces études permettent en outre d'attribuer les traces de la glaciation de la vallée de Suse à deux phases distinctes :

- La première phase correspondrait à l'avant-dernière glaciation (Pléistocène moyen). Lui seraient associés les rares formes et les dépôts mal conser-

vés qui constituent les Allogroupes de Bennale (bassin de la Cenischia) et de Clot Sesian (bassin de la Doire Ripaire) levés sur la feuille Bardonecchia en préparation.

- La seconde phase correspond au LGM et aux épisodes de retrait. Elle comprend une variété de formes et des dépôts mieux conservés, qui appartiennent aux allogroupes de Moncenisio (bassin de la Cenischia) et de Salbertrand (bassin de la Doire Ripaire).

Au cours de cette dernière demi-journée d'excursion, seuls les formes et dépôts du LGM pourront être observés ; ceux de la glaciation précédente ont été vus à l'arrêt 1 (Caselette) de la 5<sup>e</sup> demi-journée (page 156).

## EVOLUTION POST-GLACIAIRE

L'évolution post-glaciaire de la vallée de Suse est fortement caractérisée par différents processus d'instabilité gravitaire. La dernière partie de l'itinéraire et les arrêts associés permettront de montrer à quel point ce secteur des Alpes occidentales est affecté par de grands phénomènes de déformation gravitaire profonde de

versant (Figure 6.4 a, b). Ces DGPV sont particulièrement nets dans le secteur de la ligne de partage des eaux entre Vallée de Suse et Val Chisone [PUMA *et al.*, 1989], où ils semblent contrôlés non seulement par les conditions litho-structurales de la chaîne [MORTARA & SORZANA, 1987] mais également par la néo-tectonique



Figure 6.4 - Déformations Gravitaires Profondes de Versant (DGPV).

a : Secteur à crête double au Colle dell'Assietta (ligne de partage des eaux Susa-Chisone) ;

b : DGPV du versant droit de la Valle Fredda (haute Vallée de Suse).



Figura 6.4 - Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (DGPV).

a : Settore di cresta sdoppiata al Colle dell'Assietta (spartiacque Susa-Chisone) ;

b : DGPV del versante destro della Valle Fredda (Alta Valle di Susa).

[GIARDINO & POLINO, 1997] et la décompression post-glaciaire. Outre ces grands phénomènes d'instabilité de versant, d'autres types de mouvements de masse sont très fréquents dans la Vallée de Suse, en particulier écroulements et glissements sur le substratum rocheux et coulées dans les formations superficielles.

Parmi les processus morphogéniques actuels, on observe sur les hauts versants des processus cryogéniques et nivaux actifs. Même si elles ne seront pas vues lors de l'excursion, il faut signaler les remarquables formes cryonivales de l'Alta Valle (secteur de Bardonecchia), en particulier le glacier rocheux de la Mulattiera (Figure 6.5), splendide géosite qui a été intégré dans une opération récente de valorisation du patri-

moine géomorphologique dans la Province de Turin [AIGOTTI *et al.*, 2004 ; GIARDINO & MORTARA, 2004].

A plus basse altitude et dans le fond de vallée, les processus d'érosion, de transport et de dépôt torrentiels et fluviaux prédominent, ce dont témoignent d'importantes formes et dépôts corrélatifs bien conservés. Il faut rappeler à ce propos que la Vallée de Suse est l'une des vallées des Alpes occidentales qui a été la plus affectée par la crue d'octobre 2000 ; dans la moyenne Vallée de Suse, il sera possible d'en observer de nombreuses traces, laissées en particulier par les débâcles engendrées par les laves torrentielles qui ont parcouru les affluents de la Doire Ripaire (Figure 6.6).



Figure 6.5 - Glacier rocheux della Mulattiera, à la tête du bassin du Rio della Sanità, affluent droit de la Doire de Bardonecchia (haute Vallée de Suse), photo D. Pellegrino.

Figura 6.5 - Rock glacier della Mulattiera, alla testata del bacino del Rio della Sanità, affluente destro della Doire di Bardonecchia (Alta Valle di Susa), foto D. Pellegrino.

Figure 6.6 - Lave torrentielle déclenchée lors de la crue de 2003 dans le cours inférieur du torrent Mardarello (Val Cenischia), photo L. Turconi, CNR IRPI.

Figura 6.6 - Colata detritico-torrentizia realizzata nel 2003 nel settore medio basso del Torrente Mardarello (Val Cenischia), foto L. Turconi, CNR IRPI.



## RIASSUNTO

Cfr Riassunto generale della mezza giornata 6, p. 189

## *Observations en route : la basse Vallée de Suse*

Par MARCO GIARDINO

Dans la basse vallée de Suse, on peut observer les différences d'évolution géomorphologique récente entre les deux versants et en définir certains facteurs de contrôle statique (disposition litho-structurale) et dynamique (morphogenèse glaciaire). Le profil transversal asymétrique de la section de la vallée entre Borgone et Bussoleno, qui en constitue le trait le plus marquant, doit cependant être également mis en relation avec d'importants phénomènes de déformation gravitaire profonde (DGPV) sur le versant méridional. Ainsi, la DGPV de Città, qui affecte le Monte Cormetto, contrôle la topographie et le réseau hydrographique local.

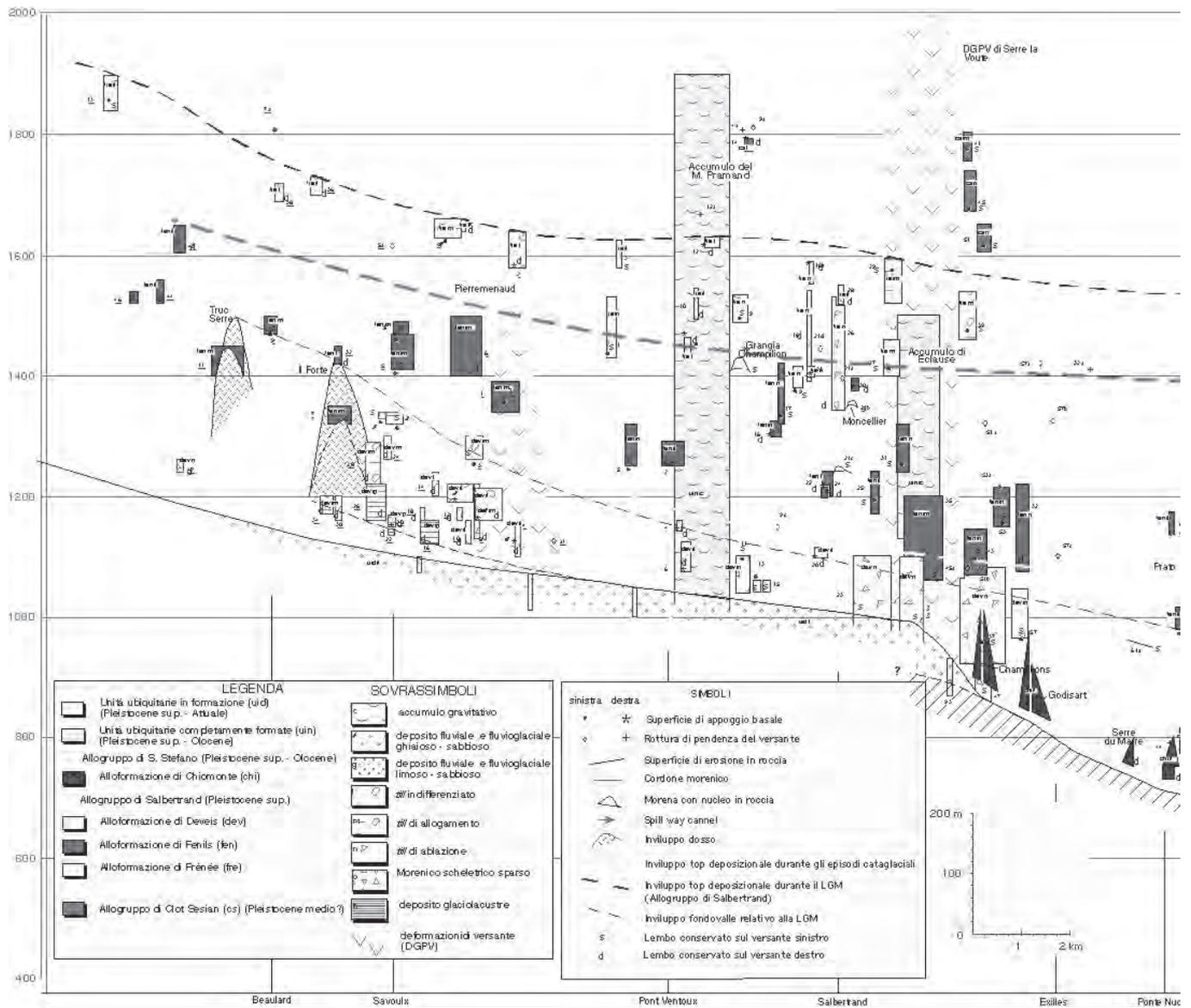
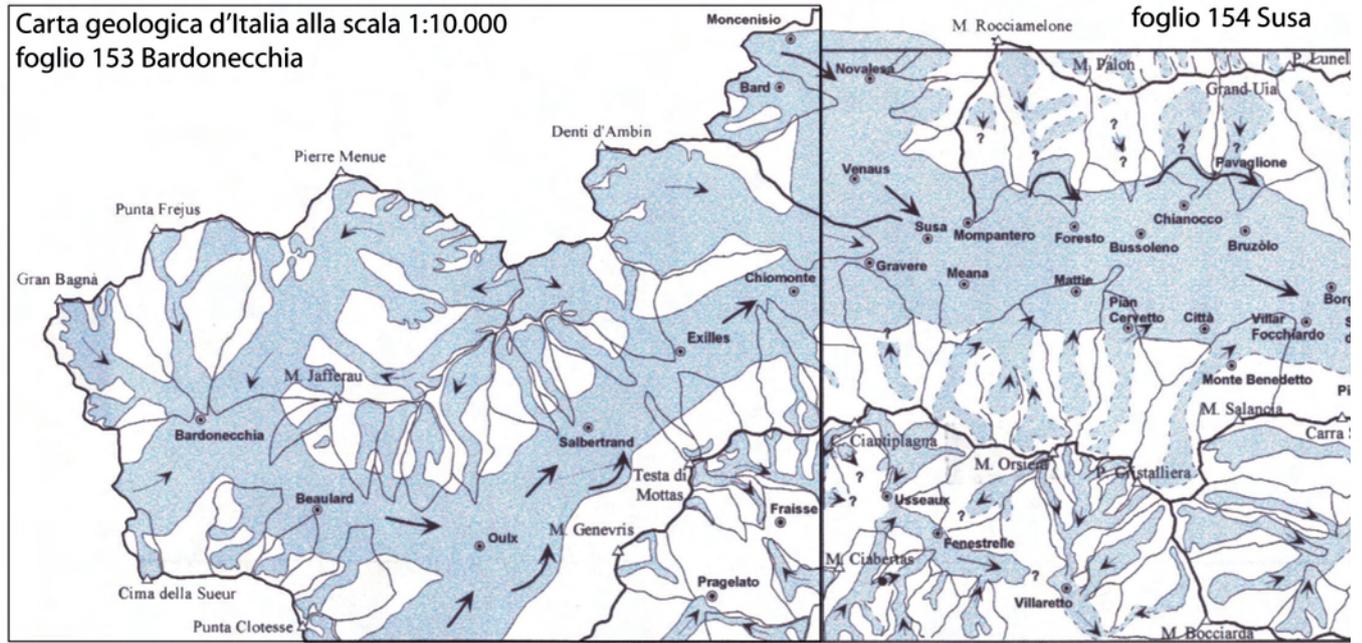
Plus à l'amont et immédiatement sous les sommets du versant de rive gauche de la vallée (c. 2000 m d'altitude), des replats s'étendent sur les vastes affleurements de brèches carbonatées d'origine résiduelle et détritique (Unité de Seguret-La Riposa) ou cataclastique (Cargneules de l'Unité tectonique de Tuas Venezia, feuille 154 *Susa* 1 : 50 000). A l'aval de cette bande altitudinale, d'autres ruptures de pente résultent de l'érosion par le glacier principal lors de ses différentes phases d'expansion. Comme cela a été indiqué dans la présentation générale, les formations glaciaires de ce secteur appartiennent à l'allogroupe du Mont Cenis (Pléistocène supérieur). Les plus élevées (alloforma-

tion de Frassinere) correspondent au LGM, lorsque les glaciers latéraux confluaient avec le glacier principal (Figures 6.7 ; 6.8) – une confluence qui a cessé lors des phases de retrait postérieures.

Il est à noter que, dans le secteur du Seuil de Suse, le fond de vallée glaciaire de la moyenne Vallée de Suse est suspendu par rapport à la basse Vallée. Ceci résulte de l'interaction de plusieurs facteurs :

- le glacier du Val Cenischia avait un bassin d'alimentation très proche de la confluence avec le glacier de la Vallée de Suse. Par conséquent, la capacité érosive du premier était probablement plus importante que celle du second
- Au cours de la dernière phase de retrait, le front du glacier de la Vallée de Suse s'était retiré dans la moyenne Vallée, alors que celui du glacier du Val Cenischia atteignait encore le fond de vallée, où il a déposé des moraines frontales immédiatement à l'amont du seuil.

Ces éléments et une structure caractérisée localement par des déformations superficielles et récentes suggèrent que la tectonique syn-morphogénique est un dernier élément qui contrôle la dynamique du Seuil de Suse.



foglio 155 Torino Ovest

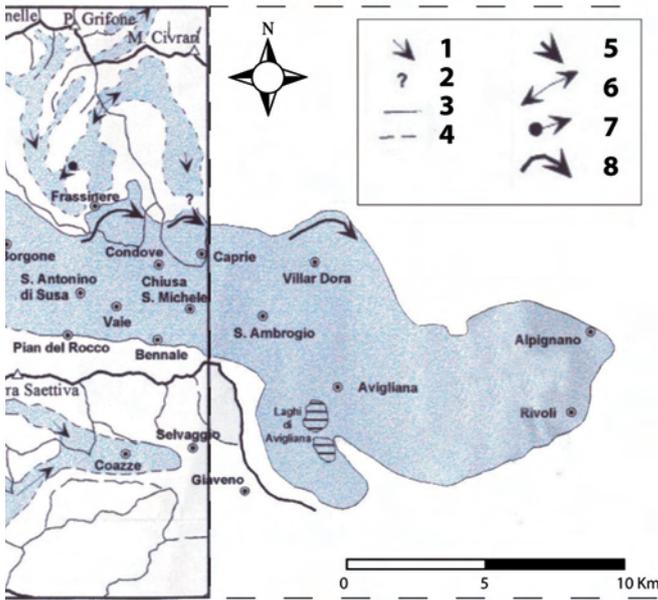


Figura 6.7 - Extension maximale des dépôts de la dernière glaciation (LGM) dans la vallée de Susse, d'après les feuilles de la Carte Géologique d'Italie.

- 1 : direction des glaciers tributaires,
- 2 : confluence supposée,
- 3 : limite reconnue,
- 4 : limite interpolée,
- 5 : direction du glacier principal,
- 6 : diffuence glaciaire,
- 7 : transfluence glaciaire,
- 8 : lobe glaciaire.

Figura 6.7 - Limite massimo della distribuzione dei depositi dell'ultima glaciazione (LGM) nella Valle di Susa, secondo i dati di rilevamento dei nuovi fogli della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000.

- 1 : direzione dei ghiacciai tributari,
- 2 : confluenza di dubbia interpretazione,
- 3 : limite certo,
- 4 : limite interpolato,
- 5 : direzione del ghiacciaio principale,
- 6 : diffluenza glaciale,
- 7 : trasfluente glaciale,
- 8 : lobo glaciale.

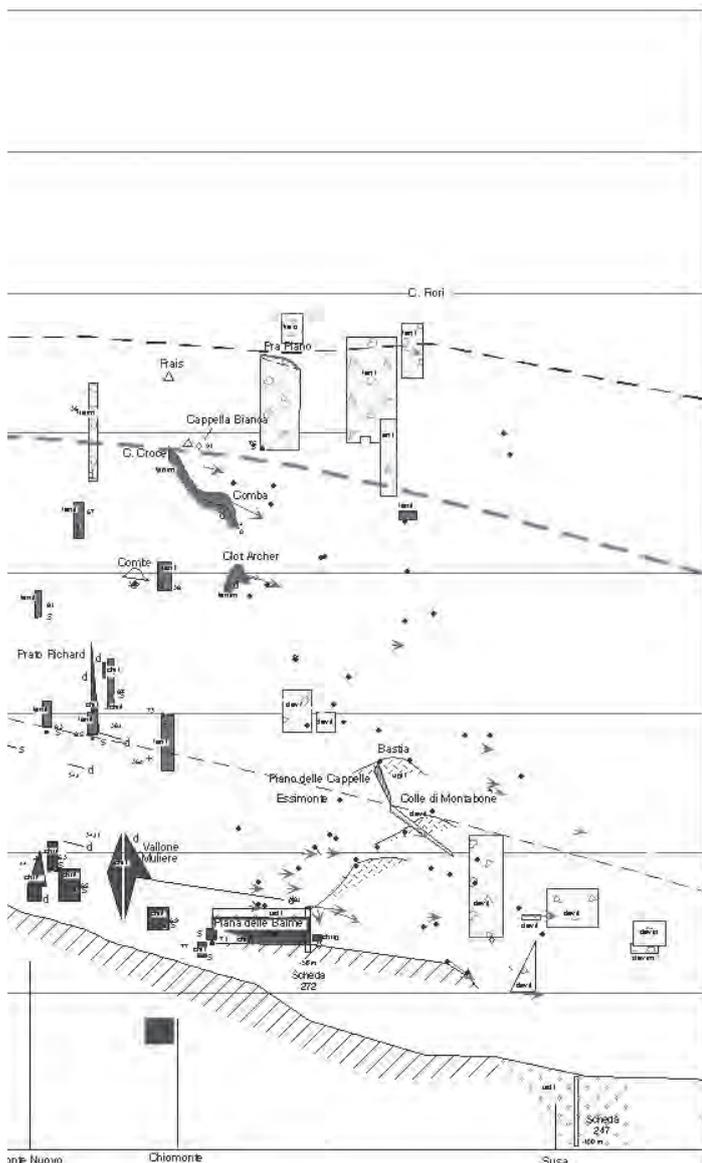


Figure 6.8 - Profil allostratigraphique de la moyenne Vallée de Susse [BAGGIO P, FIORASO G. & GIARDINO M.].

Les éléments projetés sur le profil correspondent aux dépôts glaciaires et aux discontinuités allostratigraphiques liées au glacier principal ainsi qu'aux secteurs de versants affectés par les DGPV. Chaque point correspond à une station d'observation sur le terrain ou à un élément géomorphologique permettant la reconstruction de l'allostratigraphie. Les corps sédimentaires sont représentés avec une teinte différente selon leur unité d'appartenance, tandis que le lithofaciès est représenté par des figures.

Les unités allostratigraphiques liées à l'érosion et à la sédimentation glaciaires régionales durant le Pléistocène sont les allogroupes de Clot Sesian (le plus ancien) et de Salbertrand (alloformations de Deveys, Fenils et Frénèe). L'alloformation de Chiomonte, qui appartient à l'allogroupe de San Stefano, est en revanche de nature alluviale.

Figura 6.8 - Profilo allostratigrafico della Media Valle di Susa [BAGGIO P, FIORASO G. & GIARDINO M.].

Gli elementi proiettati sul profilo corrispondono ai lembi di depositi glaciali e alle discontinuità allostratigrafiche legate geneticamente al ghiacciaio principale, nonché ai settori di versante interessati da deformazioni gravitative profonde. Ciascun punto è relativo ad una stazione di osservazione sul terreno o ad un elemento geomorfologico significativo per la ricostruzione allo stratigrafica. I corpi sedimentari sono rappresentati con una tonalità diversa in funzione dell'unità di appartenenza, mentre la litofacies è rappresentata dalla resinatura.

Le unità allo stratigrafiche legate all'attività erosivo-deposizionale del ghiacciaio regionale durante il Pleistocene sono state indicate informalmente come: Allogruppo di Clot Sesian (il più antico) e Allogruppo di Salbertrand (con le alloformazioni di Deveys, Fenils e Frénèe). L'allogruppo di S. Stefano comprende invece l'alloformazione di Chiomonte, di natura alluvionale.

## LA CONSTRUCTION DU PROFIL ALLOSTRATIGRAPHIQUE

Par MARCO GIARDINO et GIAN FRANCO FIORASO

Le choix d'utiliser les unités allostratigraphiques pour le relevé des dépôts quaternaires implique la reconnaissance des plus grandes discontinuités stratigraphiques qui caractérisent la succession sédimentaire à l'intérieur des bassins de notre secteur d'étude. A titre d'exemple, on peut citer le cas de la feuille *Bardonecchia*, sur laquelle le bassin principal est celui de la Doire Ripaire, tandis que ceux de Chisone et de Cenischia n'y occupent qu'une place marginale. Afin de comprendre la position hiérarchique réelle des discontinuités du bassin entier de la Doire Ripaire et parce que la feuille *Bardonecchia* n'en couvre que la partie amont, on a utilisé les résultats d'études conduites, selon la même méthode et sous la direction de FRANCESCO CARRARO (Université de Turin), dans les secteurs limitrophes. Tout le bassin de la Doire Ripaire ainsi été couvert, jusqu'à son débouché dans la plaine avec l'Amphithéâtre Morainique de Rivoli-Avigliana. Le schéma stratigraphique de référence (Figure 6.8) a été mis à jour au fur et à mesure des relevés, pour être ensuite raccordé aux données allostratigraphiques relatives à la basse Vallée de Suse obtenues dans le cadre du levé de la feuille Susa.

Le profil de la moyenne Vallée de Suse a été réalisé au 1 : 25 000 pour les distances horizontales et 1 : 2000 pour les distances verticales, une distorsion d'échelle nécessaire pour faire ressortir les alignements possibles des points obtenus sur le terrain et en faciliter la corrélation. Les éléments projetés sur le profil (Figure 6.9) correspondent aux dépôts glaciaires et aux discontinuités allostratigraphiques liées au glacier principal ainsi qu'aux secteurs de versants affectés par les DGPV. Chaque point correspond à une station d'observation sur le terrain (fiches affleurement/sondage) ou à un élément géomorphologique permettant la reconstruction de l'allostratigraphie. Les corps sédimentaires sont représentés avec une intensité différente selon leur unité d'appartenance, tandis que le lithofaciès est représenté par des hachures.

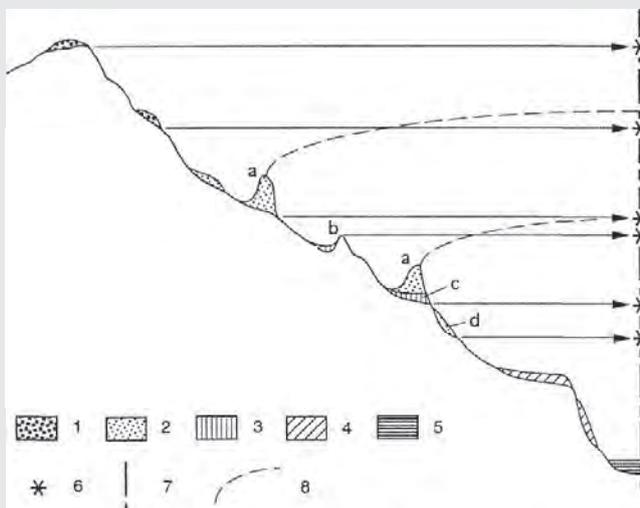
Dans la zone de vallée représentée dans le profil on remarque une série d'unités liées à l'érosion et à la sédimentation glaciaires régionales durant le Pléistocène sont les allogroupes de Clot Sesian (le plus ancien) et de Salbertrand (alloformations de Deveis, Fenils et Frénée), nommées informellement en suivant la toponymie. L'alloformation de Chiomonte, qui appartient à l'allogroupe de S. Stefano, est en revanche de nature alluviale. Les rapports stratigraphiques entre ces unités apparaissent compliqués par la DGPV de Serre La Vouë, qui a barré la Vallée de Suse au droit de Salbertrand, ce qui a entraîné le comblement de la section de la vallée située à l'amont par des dépôts lacustres et alluviaux.

Figure 6.9 - Principe de projection des formes et dépôts sur le profil allostratigraphique de la Figure 6.8 :

- 1: placages morainiques discontinus ;
- 2: till d'ablation ;
- 3: till de placage ;
- 4: dépôts alluviaux anciens ;
- 5: dépôts alluviaux actuels ;
- 6: altitude minimale de la surface de base ;
- 7: tracé idéal du profil allostratigraphique de la Figure 6.8,
- 8 : surface probable du glacier lors de l'expansion maximale, déterminée à partir des différents groupes de formes et dépôts ;
- a : arc morainique ;
- b : moraine ancienne à noyau rocheux ;
- c : surface de base du dépôt ;
- d : surface latérale du dépôt.

Figura 6.9 - Schema di proiezione delle forme e dei depositi sul profilo allostratigrafico di Figura 6.8 :

- 1: "morenico scheletrico sparso";
- 2: till di ablazione;
- 3: till di allogamento;
- 4: depositi alluvionali completamente formati;
- 5: depositi alluvionali in formazione;
- 6: quota minima osservata della superficie di discontinuità basale;
- 7: traccia ideale del profilo allostratigrafico di Figura 6.8;
- 8: probabile configurazione della massa glaciale nella massima espansione relativa ad un determinato gruppo di forme e depositi;
- a: argine morenico;
- b: ex-morena con nucleo in roccia;
- c: superficie di appoggio basale;
- d: superficie di appoggio laterale.



## Observations en route : la région de Suse

Par MARCO GIARDINO

Après avoir parcouru la basse Vallée de Suse par l'autoroute A32, on poursuit par la route nationale du Montgenèvre à partir de Suse, petite ville riche en ruines romaines monumentales située immédiatement à l'amont de la confluence de la Doire et de la Cenischia. Les reliefs rocheux qui entourent Suse soulignent la forte dénivellation qui existe entre les fonds de ces deux vallées glaciaires confluentes.

Le Val Cenischia, dont le fond de vallée est en contrebas de celui de la Moyenne Vallée de Suse, porte clairement les marques des divagations du cours d'eau à l'occasion de crues violentes. Dans les champs du fond de vallée, l'alignement des cultures et les murets de séparation des propriétés disposés en éventail à partir des points d'attaque latérale du cours d'eau permettent probablement de contenir le développement des levées lors des crues de la Cenischia. On observe d'autres traces de cette dynamique alluvionnaire du cours d'eau plus à l'amont : ainsi, le Mardarello et le Crosiglione (rive gauche) contribuent à la charge détritifique de la Cenischia, avec leurs cônes de déjection très actifs au cours des dernières crues, parcourus en particulier par de puissantes laves torrentielles (Figure 6.10). D'autres cônes de déjection se sont développés à l'aval de profondes incisions dans le versant, comme par exemple la Gorge du Claretto.

Le contrôle structural sur le réseau hydrographique mineur est net : les torrents du versant gauche du Val



Figure 6.10 - Le bassin versant du Torrente Claretto, sur le versant de rive gauche du Val Cenischia, présentant les marques des laves torrentielles du 17 juin 2003 (Photo : L. Turconi).

Figura 6.10 – Il versante sinistro della Val Cenischia, con il bacino del Torrente Claretto che mostra i segni dell'attivazione di un fenomeno di colata detritico-torrentizia durante l'evento del 17 giugno 2003 (Foto L. Turconi).

Figure 6.11 - Vue de la moyenne Vallée de Suse; on peut reconnaître l'ancien fond de vallée glaciaire, avec la succession des dépôts et, vers l'aval, les surfaces modelées sur le substratum. Les formes et dépôts glaciaires ont ensuite été étagés du fait de l'enfoncement progressif de la Doire Ripaire, qui a creusé une profonde incision, la Gorge de la Doire (coupe A-B : Figure 6.12).

Figura 6.11 - Vista della media Valle di Susa; sono chiaramente riconoscibili le tracce dell'antico fondovalle lasciate dal ghiacciaio: la successione di depositi e, verso valle, le superfici modellate in roccia. Le forme e i depositi lasciati dal ghiacciaio sono stati poi terrazzati dal progressivo approfondimento della Dora Riparia fino a formare una marcata incisione denominata Gorge della Dora (sezione A-B : Figura 6.12).



Cenischia, qui suivent la direction de plus grande pente dans leur cours supérieur, sont déviés à l'aval dans les secteurs fracturés qui appartiennent à un ensemble régional orienté N 60°, d'une grande importance morphostructurale y compris dans la moyenne Vallée de Suse.

Le panorama vers la vallée de Suse est caractérisé par une morphologie glaciaire dominante (Figures 6.11 ; 6.12). L'habitat dispersé de Giaglione s'est en partie développée sur le modelé engendré par le glacier de la Clarea et ses tor-

rents émissaires. Lors de ses avancées, le glacier du Val de Suse s'écoulait vraisemblablement au sud de l'axe actuel de la vallée, comme le suggèrent les roches moutonnées de Chiomonte, Meana et Mattie et les placages de dépôts glaciaires. Le secteur du Frais, sur le versant droit de la Vallée de Suse, offre un bon exemple de formes et dépôts résultant de l'englacement des bassins versants latéraux [FIORASO, 1994]. A noter enfin les importantes DGPV qui affectent ce même secteur.

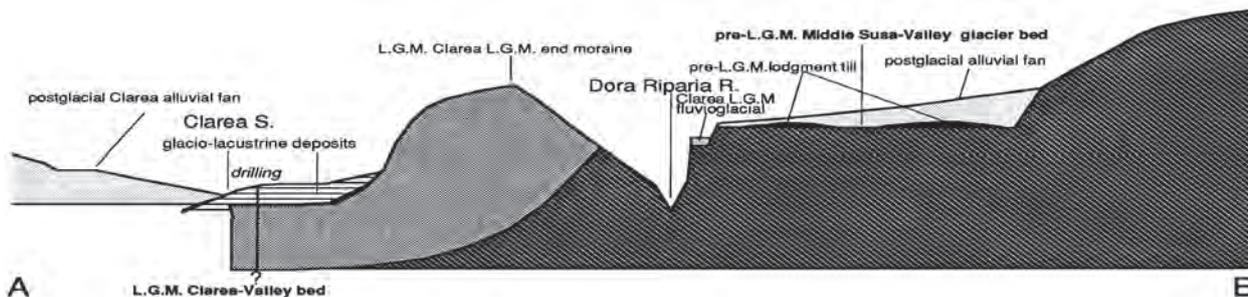


Figure 6.12 - Coupe transversale de la moyenne Vallée de Suse au débouché du Val Clarea (localisation : Figure 6.11), [CARRARO & GIARDINO, 2004].

Figura 6.12 - Sezione trasversale della Media Valle di Susa allo sbocco della Val Clarea (localizzazione : Figura 6.11), [da CARRARO & GIARDINO, 2004].

**RIASSUNTO**

L'analisi delle forme del glacialismo intravallivo e della dinamica dei versanti nella bassa Valle di Susa viene effettuata dapprima con alcune osservazioni in itinere sulle tracce di modellamento più antiche e sugli elementi che contribuiscono a delimitare il limite dell'ultima massima espansione glaciale (LGM). Successivamente, facendo riferimento alla media valle di Susa, si delinea il metodo di costruzione del profilo allostratigrafico. Quindi, nel tratto della confluenza della val Cenischia ed a monte della soglia di Susa si presentano alcune evidenze dell'evoluzione geomorfologica post glaciale, con forme di erosione ed accumulo gravitative e torrentizie.

**Arrêt 1**

**La glaciation locale du Val Clarea (moyenne Vallée de Suse)**

(Chiomonte)

Par FRANCESCO CARRARO et MARCO GIARDINO

Sur le versant de rive gauche de la Vallée de Suse, le replat gneissique (socle du massif d'Ambin) du hameau de Ramats présente un modelé glaciaire. A l'amont de ce hameau, le versant très escarpé culmine avec la crête rocheuse calcaro-dolomitique des Quattro Denti. Immédiatement à l'aval de la Cima des Quattro Denti, deux incisions divergentes sont parcourues par les eaux provenant d'une galerie artificielle, le Gran Pertus, qui relie le vallon du Rio Tiraculo à la moyenne Vallée de Suse. Située à c. 2000 m d'altitude, cette galerie d'une longueur de 500 m est l'œuvre du mineur Colombano Romean, qui l'a construite seul de 1526 à 1533 à la demande des habitants de Cels et Ramats qui voulaient

accroître leur ressource en eau sur un versant aride et aux sources rares [JANNON, 1996].

En suivant la crête des Quattro Denti vers l'est et le NE, on peut voir qu'elle se raccorde à la dorsale de Cappella Bianca, qui constitue la ligne de partage des eaux avec le Val Clarea, dont le débouché en rive gauche de la vallée principale se situe immédiatement à l'aval de Chiomonte. Le Val Clarea est une vallée tribulaire très importante, tant par ses dimensions remarquables que par les très nombreux témoignages glaciaires qu'elle conserve, moraines frontales et latérales et placages de till, en particulier celui de Deruine (Figures 6.12 ; 6.13).

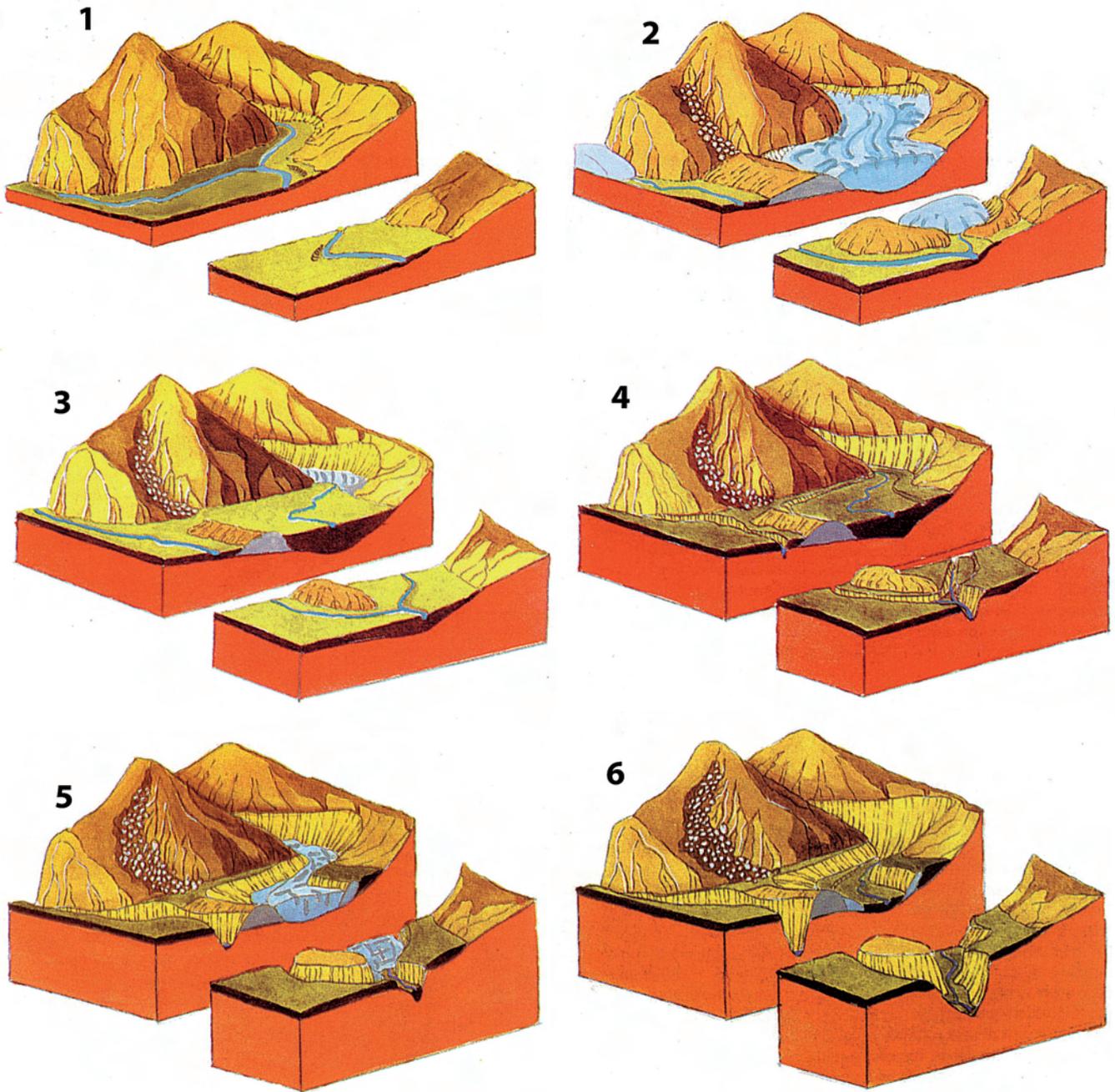


Figure 6.13 - Evolution géomorphologique au débouché du Val Clarea dans la moyenne Vallée de Suse depuis le LGM [BERTONE et al., 1986].

- 1 : phase préglaciaire;
- 2 : phase du LGM local et premier mouvement de masse à la Maddalena après le retrait du glacier de la Vallée de Suse;
- 3 : phase d'avancée glaciaire locale et de dépôts fluvio-glaciaires au débouché du Val Clarea;
- 4 : phase de creusement;
- 5 : nouvelle phase d'avancée glaciaire locale;
- 6 : phase actuelle de dépôts torrentiels au débouché du Val Clarea et incision de la Doire Ripaire.

Figura 6.13 - Evoluzione geomorfologica dello sbocco della Val Clarea nella media Valle di Susa a partire dall'ultima glaciazione [BERTONE et al., 1986].

- 1: fase pre-glaciale;
- 2: fase della massima espansione glaciale locale, e prima attivazione della frana della Maddalena, successiva al ritiro del ghiacciaio principale della Valle di Susa;
- 3: fase di avanzata glaciale locale e di aggradazione fluvio-glaciale allo sbocco della Val Clarea;
- 4: fase di approfondimento erosionale;
- 5: nuova pulsazione glaciale locale;
- 6: fase attuale con aggradazione dei depositi torrentizi allo sbocco della Val Clarea e approfondimento erosionale della Dora Riparia.

## RIASSUNTO

La breve fermata permette di osservare l'interferenza fra il modellamento glaciale principale e quello relativo al ghiacciaio tributario della Val Clarea. Viene anche fatto riferimento al Gran Pertuis un'opera idraulica di valore storico che attraversa la dorsale carbonatica spartiacque fra la Val Clarea e la Valle di Susa.

## Arrêt 2

# *Le lit épigénique de la Doire Ripaire et la dynamique des versants dans la moyenne Vallée de Suse*

(Ponts de la SS 24)

Par MARCO GIARDINO

Le lit de la Doire Ripaire est le principal élément géomorphologique local qui, depuis cet arrêt jusqu'au débouché de la gorge de Suse, est profondément incisé dans les surfaces modelées par le glacier. Les parois de l'incision sont parfois subverticales, d'où une instabilité fréquente tant des blocs rocheux délimités par la fracturation (éboulements) que de la mince couverture colluviale (glissements, coulées ; Figure 6.14).

### OBSERVATIONS PANORAMIQUES

En regardant vers l'amont, on aperçoit au centre de la vallée la roche moutonnée sur laquelle s'élève le fort d'Exilles, avec à sa gauche le lit épigénique incisé par la Doire. En arrière-plan, on distingue le secteur affecté par la DGPV de Serre La Voute (Arrêt 3) et la partie frontale du glissement d'Eclause, qui donnent au pied du versant son aspect renflé.

En regardant vers l'aval, on aperçoit à nouveau en rive gauche le replat du hameau de Ramats. Sur l'escarpement qui borde vers le SW ce replat glaciaire, on observe de nombreuses fractures subverticales qui traversent la masse rocheuse, qui ont rendu nécessaire de nombreuses opérations de consolidation et/ou de purge des blocs instables pour protéger les ouvrages d'art de l'autoroute. En arrière-plan apparaît un mamelon dans la partie basse du versant ; cette accumulation de dépôts glaciaires, appelée *lembo di Deruine*, a été déposée par le glacier du Val Clarea à son débouché dans la vallée principale. Sa surface est incisée par un réseau de ravins (*calanchi*), le long desquels se sont formées des chemiées des fées.

Dans le bas de la partie visible du versant gauche, on aperçoit une route de service qui rejoint la sortie du tunnel autoroutier près de la Maddalena, au débouché du Val Clarea. La Maddalena est connue pour son occupation néolithique [BERTONE *et al.*, 1996 ], qui semble étroitement liée à l'évolution gravitaire du versant : l'occupation fut probablement favorisée par la présence d'énormes blocs rocheux écroulés, dont l'empilement offrait un refuge aux hommes qui s'aventuraient dans

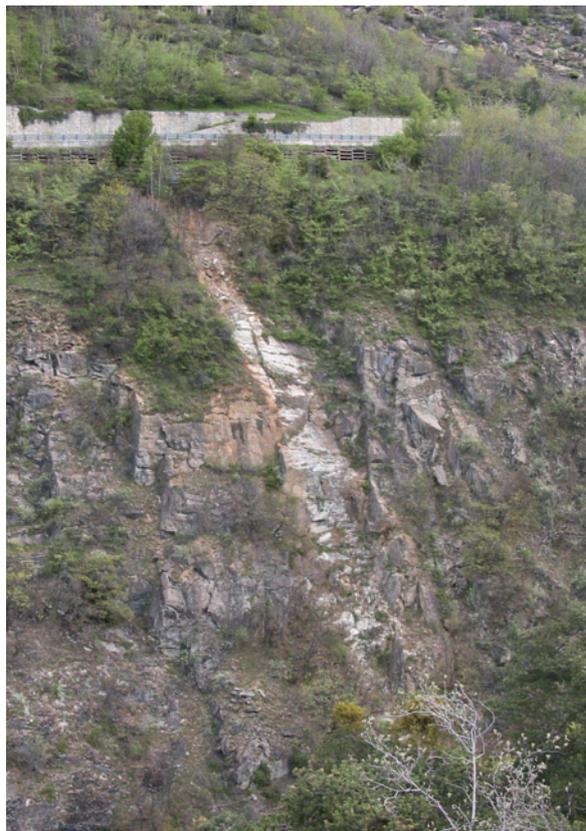


Figure 6.14 - Phénomènes d'instabilité sur les versants de l'incision épigénique de la Doire Ripaire (éboulements sur substratum rocheux, coulées sur formations superficielles).

Figura 6.14 - Fenomeni di instabilità dei versanti nell'incisione epigenetica della Dora Riparia. Si tratta di fenomeni di crollo alle spese del substrato roccioso e di colamenti a spese della copertura detritico-colluviale.

ces montagnes, avant qu'une réactivation des écroulements ne provoqua sa destruction.

Dans le secteur subplan de Chiomonte puis dans celui d'Exilles, la moyenne Vallée de Suse garde un profil transversal très accidenté, avec un modelé déterminé principalement par l'action glaciaire et l'incision de la Doire Ripaire et de son réseau hydrographique. Le meilleur exemple est offert par le relief sur lequel s'élève le fort d'Exilles, verrou glaciaire dont la partie

occidentale a été aplanie pour des raisons militaires. Son sommet se raccorde avec le replat de Cels sur le versant de rive gauche, modelé par le glacier de Suse dans le substrat cristallin. Un chenal probablement d'origine fluvio-glaciaire partiellement colmaté par des dépôts sépare ces deux formes glaciaires.

Immédiatement au sud du fort d'Exilles, le lit épigénique de la Doire Ripaire actuelle a été creusé dans les roches carbonatées et dolomitiques (couverture du massif d'Ambin) suite au retrait définitif du glacier. Cette lithologie a permis le développement de phénomènes d'affaissement par dissolution (dolines) sur le fond de la vallée (Figure 6.15).



*Figure 6.15 - Dolines près de Chiomonte (moyenne Vallée de Suse), formées par l'effondrement de cavités souterraines; celles-ci résultent de la dissolution des roches carbonatées par des fluides riches en sulfates.*

Figura 6.15 - Evidente esempio di sinkhole presso Chiomonte (media Valle di Susa); la causa del fenomeno è stata attribuita al collasso di cavità sotterranee prodotte per l'intensa dissoluzione operata da fluidi ricchi in ioni solfato all'interno di rocce carbonatiche.



## **RIASSUNTO**

*In corrispondenza dell'alveo epigenetico della Dora Riparia vengono effettuate osservazioni sui fenomeni di evoluzione post-glaciale della valle, mettendo in evidenza: le forme di erosione a spese dei depositi glaciali (es. calanchi della Val Clarea) o a spese del substrato (es. profonda incisione della Dora Riparia); gli effetti della dinamica gravitativa dei versanti (fenomeni di crollo de La Maddalena, crollo-scivolamento del Cassas e conseguenti colate detritiche, fluidificazioni e colate a spese della copertura detritico colluviale nel settore di Exilles).*

## Arrêt 3

# *La déformation gravitaire profonde de versant de Serre La Voute*

(Exilles)

Par MARCO GIARDINO et Francesco CARRARO

En remontant la moyenne Vallée de Suse, les virages de la route nationale à l'amont d'Exilles permettent de voir le resserrement de la vallée au droit de Serre La Voute. Cet étranglement de la vallée résulte des phénomènes gravitaires répétés qui affectent le substratum rocheux et les formations superficielles des deux versants (Figure 6.16). Ainsi, au droit du replat de Fenils, on observe un cordon morainique déformé tandis que la roche qui affleure immédiatement à l'aval est fractu-

rée et relâchée, voire désarticulée [OLIVERO, 1992]. Une chronologie de certains épisodes de barrage de la vallée sous l'effet du mouvement gravitaire de Serre La Voute a été proposée par TROPEANO et OLIVE [1993], à partir de la radiodatation de deux échantillons de bois subfossile provenant des sondages pour les tunnels autoroutiers : un mouvement aurait eu lieu peu avant 9500 ans BP, suivi d'un second c. 1000 ans plus tard (Figure 6.17).

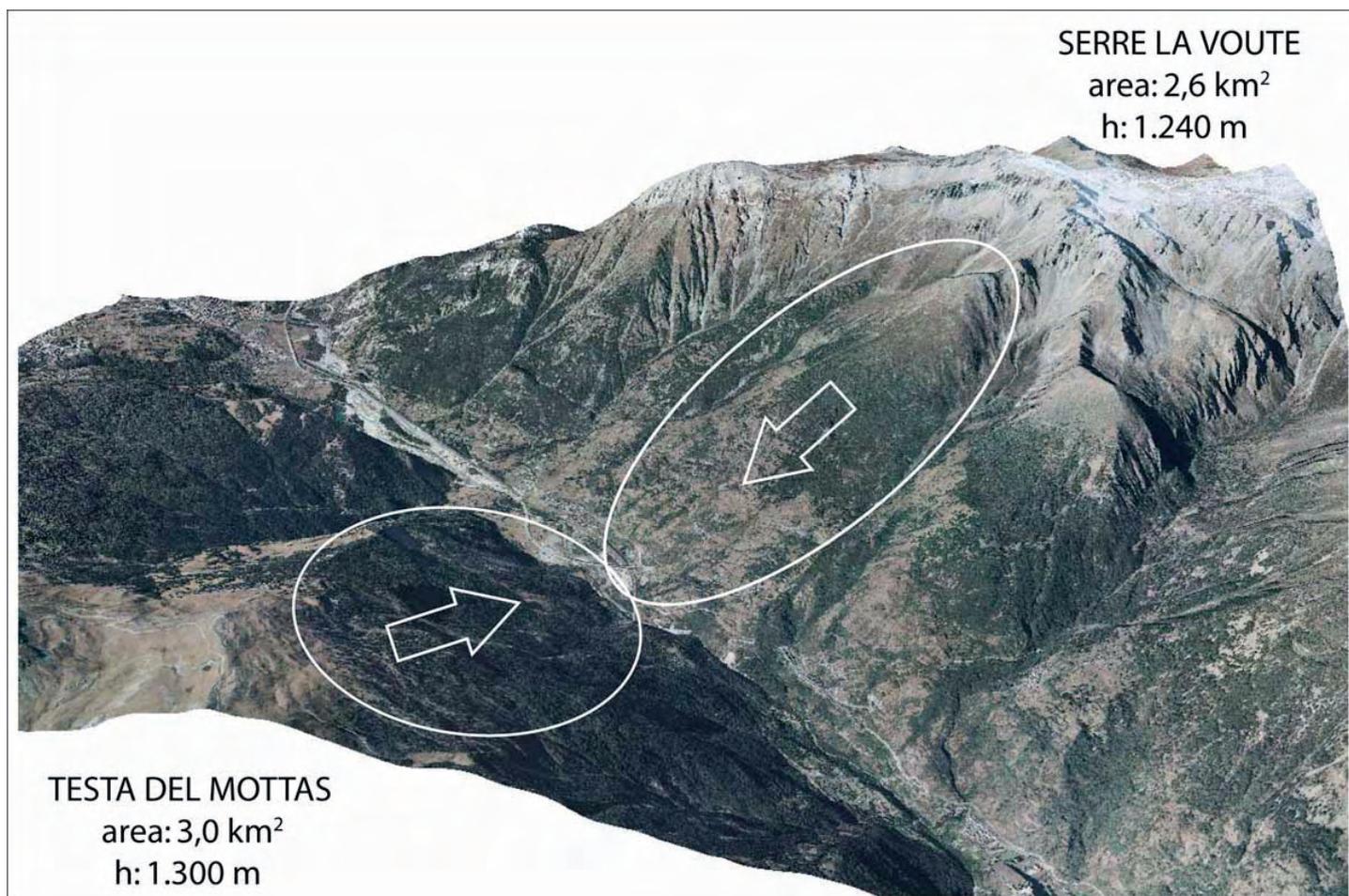


Figure 6.16 - Etranglement de Serre la Voute, entre Exilles et Salbertrand (moyenne Vallée de Suse), résultant des grands phénomènes gravitaires qui affectent les deux versants de la vallée.

Figura 6.16 - Strettoia di Serre la Voute, tra gli abitati di Exilles e Salbertrand (media Valle di Susa); tale situazione geomorfologica è da ricondurre agli ampi fenomeni gravitativi che coinvolgono entrambi i fianchi della valle.

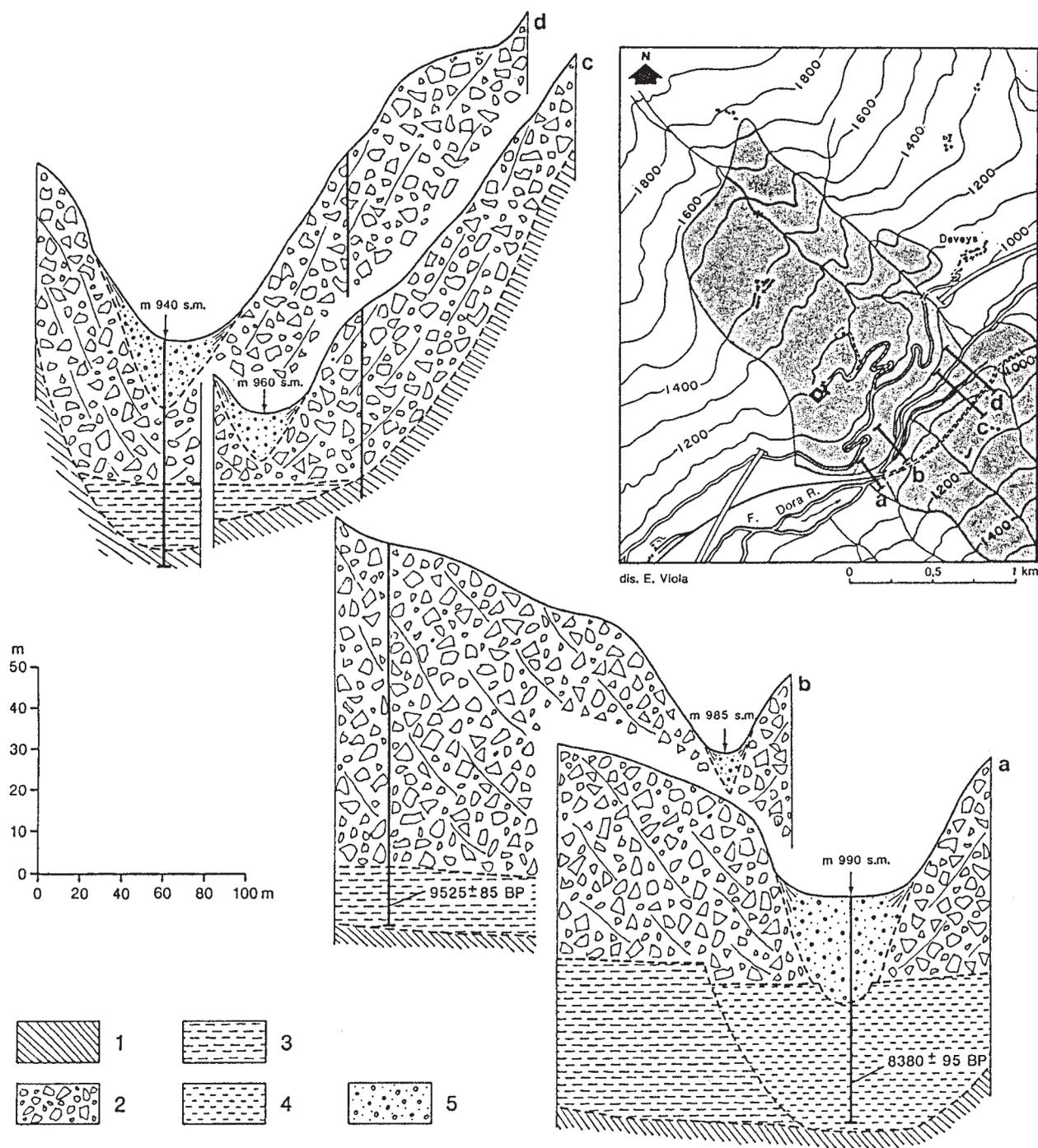


Figure 6.17 - Profils transversaux dans le secteur de Serre la Voute (moyenne Vallée de Susse); les rapports entre mouvements de masse sur le versant et successions de dépôts d'alluvions sont illustrés schématiquement [TROPEANO & OLIVE, 1993].

- 1 : substratum rocheux ;
  - 2 : matériel déplacé ;
  - 3 : dépôts alluviaux suite au premier évènement radiodaté de barrage de la vallée ;
  - 4 : dépôts alluviaux liés à un barrage postérieur de la vallée ;
  - 5 : dépôts alluviaux récents et actuels.
- Traits verticaux : emplacement de sondage.

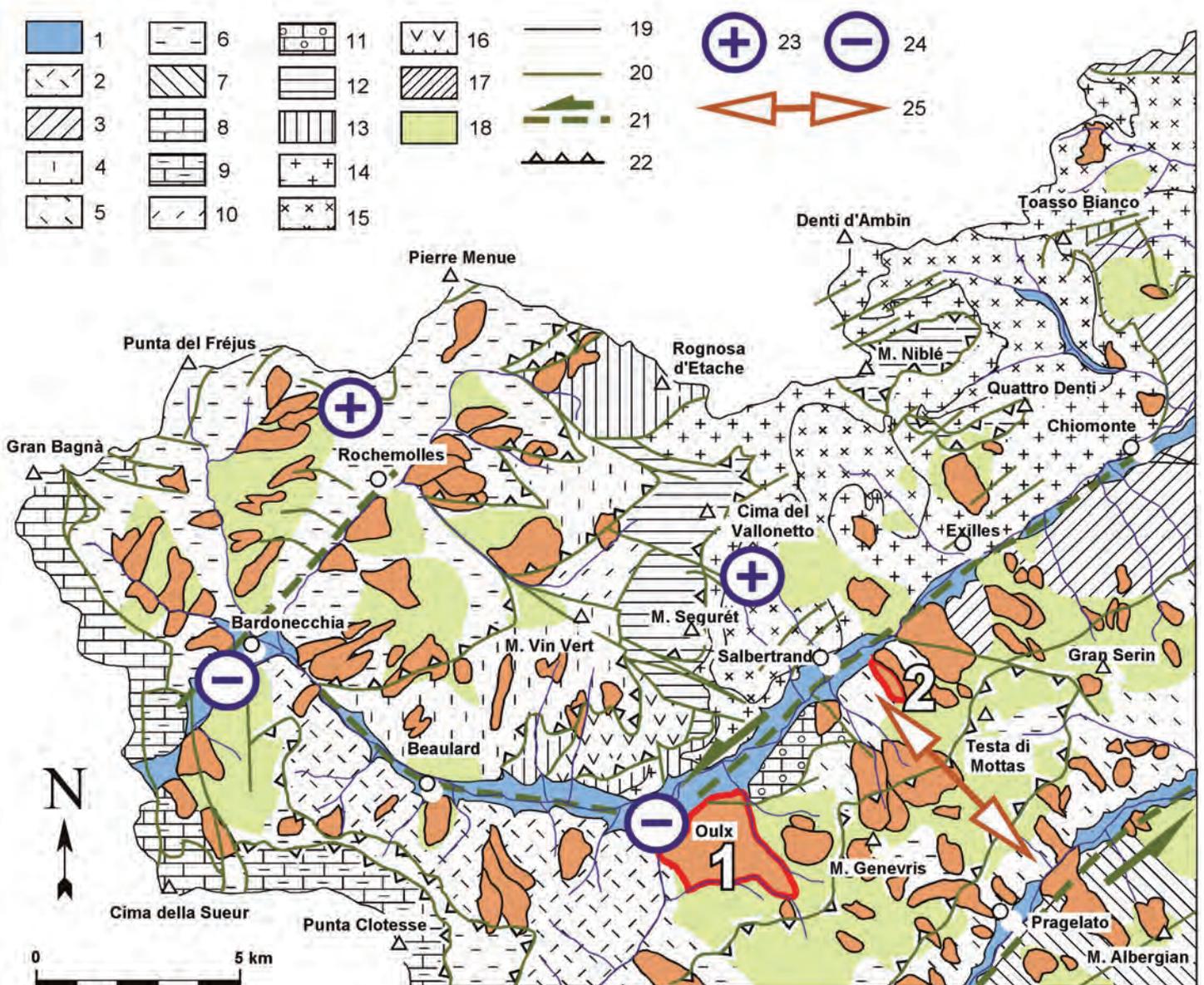
Figura 6.17 - Profili trasversali del settore vallivo di Serre la Voute (media Valle di Susa); sono evidenziate in modo schematico i rapporti tra movimenti di massa sul versante e successione dei depositi alluvionali di riempimento. Planimetria di riferimento nel riquadro, indicante gli accumuli di frana (in grigio) [da TROPEANO & OLIVE, 1993].

- 1: substrato roccioso;
  - 2: materiali collassati;
  - 3: depositi alluvionali conseguenti al primo evento radiodato di ostruzione del fondo vallivo;
  - 4: depositi alluvionali conseguenti a un successivo episodio radiodato di sbarramento vallivo;
  - 5: depositi di sovralluvionamento recenti e attuali.
- Linee in neretto: assi dei sondaggi.

L'étranglement de Serre La Voute ferme au NE la plaine d'Oulx-Salbertrand, actuellement colmatée par dépôts variés (glaciaire, fluvio-glaciaire, fluvio-lacustre) dont les sondages géotechniques réalisés ont montré qu'ils dépassent la centaine de m d'épaisseur. Cette plaine est en fait l'expression superficielle de l'une des zones de cisaillement qui structurent le relief des Alpes occidentales et engendrent de véritables bassins intramontagnards. Dans les limites de cette région subsidente, les manifestations de la dynamique des versants de la moyenne Vallée de Suse semblent contrôlées non seulement par les propriétés géomécaniques du versant mais également par l'évolution géodynamique récente [GIARDINO et POLINO, 1997]. Parmi les grandes discon-

tinuités d'origine tectonique qui affectent les principales unités lithostratigraphiques, les plus récentes sont des failles transformantes de direction E-NE. L'ensemble de ces caractéristiques structurales définit un cadre néotectonique caractérisé par une zone en subsidence et une zone en soulèvement (Figure 6.18).

Dans le secteur d'Oulx, il est possible de comparer deux versants à évolution morphologique différente du fait d'une lithostructure différente. Immédiatement à l'aval de la confluence entre Doires Ripaire et de Bardonecchia, le versant de rive gauche est taillé dans les gneiss du socle cristallin polymétamorphique du massif d'Ambin et dans les quartzites de couverture ; près de Case Portetta, l'évolution gravitaire de ce ver-



sant a provoqué un écroulement dont le dépôt à blocs de quartzites métriques est très raide. Au contraire, le versant de rive droite est en grande partie affecté par le paléo-glissement de Sauze d'Oulx, formé aux dépens de calcschistes et serpentinites très altérés. La structure d'origine du versant et les propriétés physico-chimi-

ques de ses roches ont favorisé des mécanismes gravitaires de type mixte (glissement-coulée) [CARRARA *et al.*, 1985], d'où une accumulation moins raide que sur le versant opposé, constituée en surface d'un matériel aux dimensions très inférieures à celui du dépôt de l'écroulement de Case Portetta.

## RIASSUNTO

*Una specifica fermata viene dedicata al fenomeno gravitativo di Serre La Voute, che interessa un settore di oltre 2.5 km<sup>2</sup> e, in associazione alla frana di Testa del Mottas ha determinato lo sbarramento della Valle di Susa e la formazione di un bacino lacustre nella piana di Salbertrand-Oulx. L'analisi di questi grandi fenomeni franosi permette di riflettere sui condizionamenti "statici" alla stabilità dei versanti offerti dall'assetto lito-strutturale e da quelli "dinamici", rappresentati in loco, oltre che dal modellamento esogeno, anche dall'attività neotettonica di una importante zona di taglio a scala regionale, la Susa-Chisone Shear Zone.*

Figure 6.18 - Carte néotectonique et principales unités lithostratigraphiques de la feuille Bardonecchia [Polino *et al.* 2002]. Entourées de gris : le paléoglissement de Sauze d'Oulx (1) et le mouvement de masse du Cassas (2)

- 1 : dépôts alluviaux ;
- 2 : complexe de Puys;
- 3 : complexe de Venaus;
- 4 : Unité de l'Aigle et du Vin Vert;
- 5 : Unité de Cerogne-Ciantiplagna;
- 6 : Unité du Lago Nero;
- 7 : Unité de l'Albergian;
- 8 : Unité de Re Magi;
- 9 : Unité de Chaberton-Grand Hoche-Grand Argentière;
- 10 : Unité de Val Fredda;
- 11 : Unité de Gad,
- 12 : Unité de Vallonetto;
- 13 : couverture mésozoïque d'Ambin ;
- 14 : Complexe d'Ambin ;
- 15 : Complexe de Clarea ;
- 16 : gypses et brèches tectoniques ;
- 17 : principaux dépôts de mouvements de masse ;
- 18 : Déformations Gravitaires Profondes de Versant (DGPV);
- 19 : contacts stratigraphiques ;
- 20 : contacts tectoniques et failles ;
- 21 : principaux systèmes de failles de décrochement ;
- 22 : chevauchements ;
- 23 : secteurs en forte surrection ;
- 24 : secteurs en forte subsidence ;
- 25 : secteur en extension de la Susa-Chisone Shear Zone.

Figura 6.18 – Schema neotettonico e principali unità litostrofurali del Foglio Bardonecchia [Polino *et al.* 2002]. In rosso vengono evidenziate la paleofrana di Sauze d'Oulx (1) e la frana del Cassas (2).

- 1: depositi alluvionali;
- 2: complesso di Puys;
- 3: complesso di Venaus;
- 4: Unità dell'Aigle e del Vin Vert;
- 5: Unità di Cerogne-Ciantiplagna;
- 6: Unità del Lago Nero;
- 7: Unità dell'Albergian;
- 8: Unità dei Re Magi;
- 9: Unità dello Chaberton-Grand Hoche-Grand Argentiere;
- 10: Unità di Val Fredda;
- 11: Unità di Gad,
- 12: Unità del Vallonetto;
- 13: coperture mesozoiche dell'Ambin;
- 14: complesso di Ambin;
- 15: complesso di Clarea;
- 16: gessi e brecce tettoniche;
- 17: maggiori accumuli di frana;
- 18: Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (DGPV);
- 19: contatti stratigrafici;
- 20: contatti tettonici e faglie;
- 21: principali sistemi di faglie trascorrenti;
- 22: sovrascorrimenti;
- 23: settori in forte sollevamento;
- 24: settori in forte abbassamento;
- 25: settore in estensione della Susa-Chisone Shear Zone.

## NÉOTECTONIQUE ET CONTRÔLE LITHOSTRUCTURAL SUR LES FORMES DE LA MOYENNE ET HAUTE VALLÉE DE SUSE

Par MARCO GIARDINO et GIAN FRANCO FIORASO

Les études récentes menées dans la zone centrale des Alpes Occidentales ont reconnu une série d'indices structu-

raux, stratigraphiques et géomorphologiques qui suggèrent l'existence locale d'épisodes de déformation néotectonique, d'origine sismique pour certains [COLLO & GIARDINO, 1997], gravitaire pour d'autres [GIARDINO & POLINO, 1997]. Dans la moyenne Vallée de Suse, le levé de la feuille *Bardonecchia* [POLINO *et al.*, 2002] a permis de définir le cadre géométrique du point de vue néotectonique (Figure 6.18). L'orientation et la répartition des déformations indiquent l'existence d'une importante zone de déformation néotectonique, la *Susa-Chisone Shear Zone*, d'extension plurikilométrique et de direction N 60°, qui affecte des secteurs de la Vallées de Suse et du Val Chisone et leur ligne de partage des eaux. Les plus récentes déformations relevées dans cette zone sont de type superficiel et en interaction avec la sédimentation des formations pliocènes et quaternaires et avec le modelé glaciaire. Dans les formations de couverture plio-quaternaires, les déformations tectoniques les plus fréquentes ont été relevées dans les dépôts de l'Unité de Seguret-La Riposa qui affleurent près du relief éponyme : ces failles subverticales métriques à décimétriques de direction N 120°, N 60° et N 20° recoupent y compris le substratum rocheux. Les indicateurs cinématiques (stries mécaniques et enduits de calcite fibreuse) définissent des mouvements pour la plupart normaux.

D'autres indices de déformations superficielles distribués le long de la moyenne Vallée de Suse selon un faisceau de direction NNE montrent que celles-ci ont eu lieu pendant ou immédiatement après les phases du modelé glaciaire. Il s'agit avant tout de déformations de style disjoint qui affectent les dépôts stratifiés à graviers de l'Unité de Seigneur, au débouché du Val Clarea. Ces failles normales, métriques à décimétriques et de direction N 120° (valeur de pendage : 70° ; sens : SW) et N 80° (valeur de pendage : 43° ; sens : S), sont associées à des veines d'extension en échelons et à des failles décimétriques de même direction. Le sens du mouvement des structures majeures peut être déterminé à partir de la courbure des strates et de la présence de duplex d'extension (rejet maximal : c. 1 m).

Les caractères structuraux décrits *supra* sont compatibles avec un champ de déformation induit par une zone de cisaillement orientée N 60°, délimitée par des failles de décrochement senestre en échelons. Les phénomènes d'extension bilatérale des crêtes et la fréquence de mouvements de masse et de DGPV dans le secteur Suse-Chisone suggèrent que ce champ de forces continue d'interagir avec la morphogenèse actuelle [GIARDINO & POLINO, 1997]. Les importantes DGPV observées durant l'excursion (Exilles-Clot Brun, Serre La Voute, Testa del Mottas) semblent contrôlées géométriquement par ces caractères structuraux, tandis qu'elles sont en accord avec le cadre cinématique révélé par les déformations tectoniques plus récentes [(GIARDINO *et al.* 2004a ; ALBERTO *et al.*, 2004]

Le conditionnement « statique » des structures géologiques semble s'expliquer aussi par les mouvements de masse plus récents et secondaires, comme la frana de Cassas (Figures 6.19 ; 6.18 : 2) sur le versant droit de la moyenne Vallée (Salbertrand). Des calcschistes de l'Unité Piémontaise y affleurent : leurs propriétés géomécaniques et la structure locale engendrent la déformation du versant, qui contrecarre les systèmes néotectoniques prédominants dans le secteur. Le mouvement du versant à Serre la Voute a provoqué des barrages répétés de la Doire Ripaire (e.g. en 1629 et 1728), avec formation d'un lac (plaine de Salbertrand). Lors de la crue des 12-14 juin 1957, une grande quantité de blocs s'est détachée de la partie supérieure du versant du Cassas et a rejoint le fond de vallée sous forme de coulée. Si la phase paroxystique du mouvement s'est poursuivie jusqu'en 1965, le mouvement actuel a une vitesse de 3 à 8 cm.an<sup>-1</sup> (mesures de surveillance) [FORLATI *et al.*, 2004].

Dans le cas de la paléo-DGPV de Sauze d'Oulx (Figures 6.20 ; 6.18 : 1), le contrôle structural s'est exprimé sur des pas de temps différents :

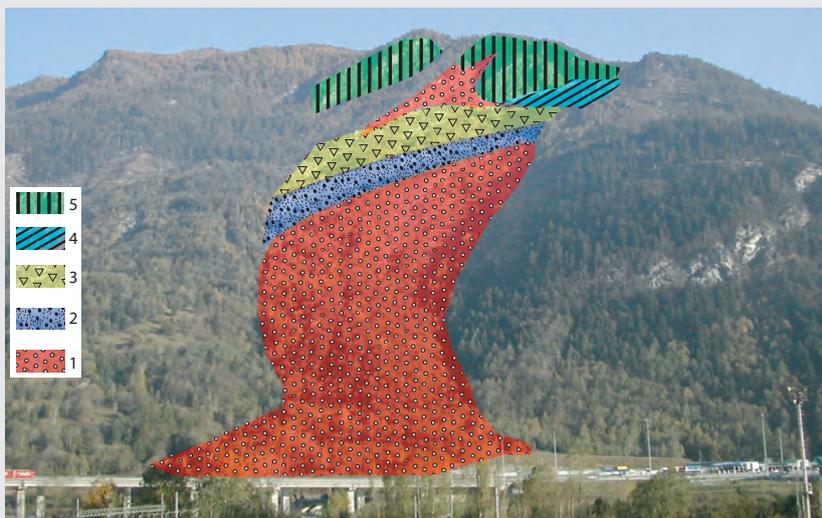
- au moment de son activation, lors de la grande déglaciation post-LGM qui a eu des effets sur le substratum rocheux très déformé de la ligne de partage des eaux Suse-Chisone.



*Eroulement du Cassas de 1970.*  
Frana del Cassas nel 1970.



*Niche d'arrachement du Cassas affectée par l'éboulisation.*  
Scarpate attive della frana del Cassas.



*Représentation synthétique des classifications obtenues par traitement des images MIVIS.*

- 1 : secteurs à coulées fréquentes,
- 2 : secteurs d'éboulisation,
- 3 : accumulation de gros blocs,
- 4 : substratum rocheux fracturé et ouvert,
- 5 : principaux escarpements rocheux.

Rappresentazione fotografica della sintesi di numerose classificazioni ottenute dalle immagini MIVIS.

- 1 : settori con diffusi fenomeni di colata detritica.
- 2 : settore di scarpate attive;
- 3 : zona di accumulo a grossi blocchi;
- 4 : zona con substrato roccioso disarticolato;
- 5 : principali scarpate rocciose.



*Figure 6.19 - Mouvement de masse du Cassas.*

Figura 6.19 - Frana del Cassas.

*Vue actuelle du versant de rive droite de la Vallée de Susse (à l'amont de l'étranglement de Serre la Voute) ; au centre : le mouvement de masse du Cassas.*

Vista attuale del versante destro della Valle di Susa (a monte della stretta di Serre la Voute), con al centro la frana del Cassas.

– plus récemment, la lente déformation du versant entier n'a pas été homogène. Les données obtenues par photogrammétrie sur aérophotographies et images satellitaires [ALBERTO *et al.*, 2004b; GIARDINO *et al.*, 2004b] montrent une forte différence de mobilité (de l'ordre du  $\text{cm}\cdot\text{an}^{-1}$  ; Figure 6.21), en

accord avec des données historiques relevées dans le même secteur, qui suggère des tassements localisés qui résulteraient des phénomènes de dissolution profonde affectant les lithotypes solubles de la *Suse-Chisone Shear Zone*.



Figure 6.20 – Plaine fluvio-lacustre de Salbertrand - Oulx, limitée à l'amont par la partie distale du paléoglisserment de Sauze d'Oulx. En arrière-plan : le Mont Chaberton (3131 m).

Figura 6.20 – Panoramica della piana fluvio-lacustre di Salbertrand-Oulx, delimitata verso monte dalla parte distale della paleofrana di Sauze d'Oulx. Sullo sfondo il monte Chaberton (3131 m).

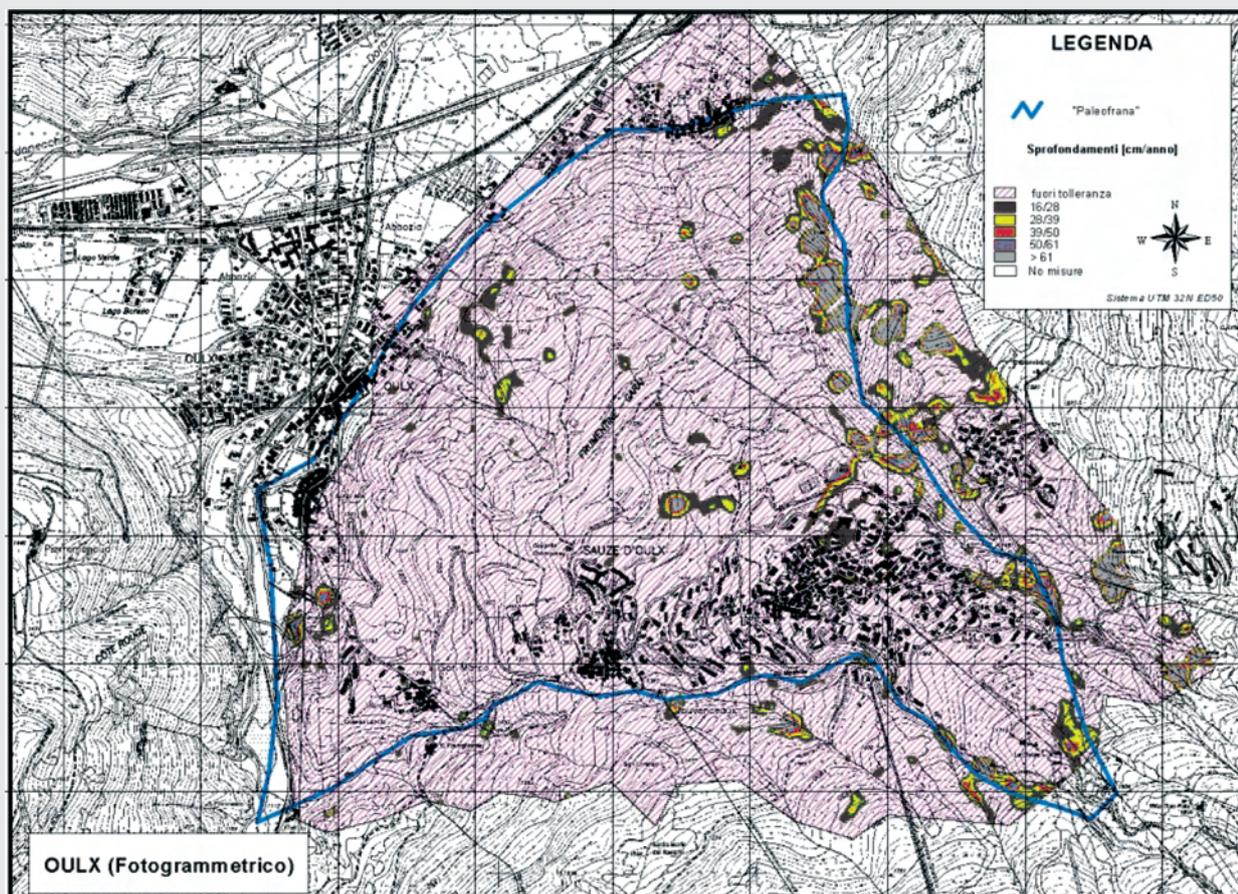


Figure 6.21 - Les mouvements verticaux du sol (décimétriques, voire métriques) relevés sur le paléoglisserment de Sauze d'Oulx par restitution aérophotogrammétrique (années 1964-2000) [GIARDINO *et al.*, 2004b].

Figura 6.21 - I movimenti verticali del suolo (valori da decimetrici a metrici) rilevati sulla frana di Sauze d'Oulx per mezzo del confronto di restituzioni aérofotogrammétriche degli anni 1964-2000. [GIARDINO *et al.*, 2004b].

## RIASSUNTO

La parte conclusiva dell'escursione prende in esame la Valle di Susa, un sistema di drenaggio vallivo molto articolato e complesso. Nel solco principale della valle, che presenta un decorso arcuato con direzione media circa E-W, confluiscono tre rami secondari: la Dora di Bardonecchia, a sua volta alimentata nel tratto iniziale dalla Valle Stretta e dalla Valle di Rochemolles, la Dora di Cesana, con le due tributarie di destra Valle di Thuràs e Valle Ripa, e la Val Cenischia. In base all'articolazione planimetrica e all'evoluzione geomorfologica, la Valle di Susa viene suddivisa in tre segmenti: 1) l'alta Valle, dall'attuale spartiacque alpino alla Piana di Oulx-Salbertrand (1.000 m); 2) la media Valle, tra la piana di Oulx-Salbertrand, fino alla soglia di Susa (500 m); 3) la bassa Valle, dalla soglia di Susa allo sbocco nell'alta pianura piemontese, sede dell'anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana.

Le osservazioni in itinere lungo la bassa e la media valle di Susa introducono i problemi dell'evoluzione geomorfologica a lungo termine del rilievo alpino. Secondo la letteratura, un esteso settore della testata della Valle di Susa originariamente apparteneva al versante occidentale della catena alpina ed è venuto a far parte di quello orientale a seguito della sistematica migrazione dello spartiacque principale dall'interno verso l'esterno [STAUB, 1934]. La parte bassa della valle nel Pliocene era ancora invasa dal mare [SACCO, 1888]. In seguito si è verificata la deposizione di una potente successione di depositi di ambiente da palustre-costiero a fluviale (facies «villafranchiana»). I ghiacciai quaternari del settore centrale delle Alpi Occidentali hanno cominciato la loro evoluzione a partire dalla superficie di accumulo della successione stratigrafica sopra descritta: il loro progressivo approfondimento erosionale ha portato alla riescavazione dell'incisione valliva in maniera grossomodo coassiale rispetto a quella precedente. Gli stop dell'escursione nella media valle di Susa (Chiomonte, Exilles) mettono in luce alcune delle tracce del glacialismo, sotto forma di forme di erosione (dossi montonati, terrazzi glaciali) e nei depositi localmente ben conservati, presenti su entrambi i fianchi della valle. I recenti studi sulle formazioni superficiali effettuati nell'area per il Progetto CARG (nuova Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Fogli 154 Susa e 153 Bardonecchia) [CARRARO et al., 2003; POLINO et al., 2002] hanno mostrato che, almeno nelle ultime fasi, l'alimentazione del ghiacciaio della Valle di Susa è avvenuta da due bacini principali (Bacino del Cenischia e Bacino della Dora Riparia) con storia e caratteristiche ben distinguibili ed attribuibili ad almeno due fasi maggiori, ben distinte.

Le osservazioni nella Media valle di Susa si concentrano anche sull'evoluzione post-glaciale della valle, mettendo in evidenza: le forme di erosione a spese dei depositi glaciali (es. calanchi della Val Clarea) o a spese del substrato (es. profonda incisione della Dora Riparia); gli effetti della dinamica gravitativa dei versanti (fenomeni di crollo de La Maddalena, crollo-scivolamento del Cassas e conseguenti colate deritiche, fluidificazioni e colate a spese della copertura detritico colluviale nel settore di Exilles). Una specifica fermata viene dedicata al fenomeno gravitativo di Serre La Voute, che interessa un settore di oltre 2,5 km<sup>2</sup> e, in associazione alla frana di Testa del Mottas ha determinato lo sbarramento della Valle di Susa e la formazione di un bacino lacustre nella piana di Salbertrand-Oulx.

L'analisi di questi grandi fenomeni franosi non può prescindere dal considerare i condizionamenti "statici" alla stabilità dei versanti offerti dall'assetto lito-strutturale e da quelli "dinamici", rappresentati in loco, oltre che dal modellamento esogeno, anche dall'attività neotettonica di una importante zona di taglio a scala regionale, la Susa-Chisone Shear Zone. I caratteri geometrici e cinematici di quest'ultima risultano concordanti con una serie di evidenze deformative superficiali (scarpate, trincee, anomalie del reticolo idrografico, ...) e lasciano supporre l'esistenza di un settore di ampiezza chilometrica allineato in direzione N60E in cui si realizza una forte interazione fra geodinamica e morfogenesi del rilievo alpino occidentale.

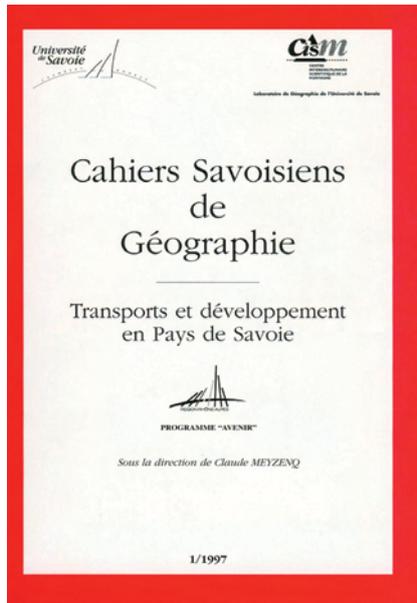
**BIBLIOGRAPHIE DE LA SIXIÈME DEMI-JOURNÉE**

- ALBERTO W., CARRARO F., GIARDINO M., MARTINOTTI G., SASSONE P. & TIRANTI D. (2004). - *Segnalazione di sinkholes a vari stadi di evoluzione nelle Alpi Occidentali*. 1° Seminario : Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio. - APAT, Roma 20-21 maggio 2004, 35-72.
- ALBERTO W., GIARDINO M., PEROTTI L., BORGOGNO MONDINO E. (2004b). - L'evoluzione del rilievo montuoso in Valle di Susa: il contributo della geomatica all'analisi delle morfosttrutture e delle deformazioni gravitative profonde di versante. - *Atti 8° Conferenza Asita*, Vol. II, Roma 2004. 1207-1212.
- BERTONE F., CARRARO F., FEDELE F., FOZZATI L. & PEROTTO A. (1986). - Archeologia preistorica dell'Alta Valle di Susa : Chiomonte - La Maddalena. - *Segusium*, 22 : 3-36.
- CARRARA A., D'ELIA B. & SEMENZA F. (1985). - Classificazione e nomenclatura dei fenomeni franosi. - *Geol. Appi, e Idrog.*, XX/2 : 223-243.
- CARRARO F. & GIARDINO M. (2004). - Quaternary Glaciations in the Western Alps : a review. In EHLERS J., GIBBARD P.L. Quaternary Glaciations - Extent and Chronology. (pp. 201-208). INQUA Special Publication, CD-ROM included. Amsterdam : Elsevier (Netherlands).
- CARRARO F. DRAMIS F., PIERUCCINI U. (1979). - Large-scale landslides connected to neotectonic activity in the alpine and apennine rangel. - IGU-UNESCO Proc. 15th Meeting Comm. Geomorphological Survey and mapping, Modena, 213-220.
- FIORASO G. (1994). - *Ricostruzione dell'evoluzione quaternaria del versante destro della media Valle di Susa nel tratto compreso tra Exilles e Gravera*. - Tesi di laurea inedita, Dipartimento di Scienze della Terra, Univ. di Torino, 136 p.
- FORLATI F., MORELLI P., PARO L., PIANA F., POLINO R. SU SELLA G., TROISI C. (2004). - The Cassas Landslide. - In : BONNARD CH., FORLATI F., SCAVIA C. (ed), Identification and mitigation of large landslide risk in Europe. IMIRILAND Project, Balkema, 45-88.
- GIARDINO M. & POLINO R. (1997). - Le deformazioni di versante dell'alta Valle di Susa: risposta pellicolare dell'evoluzione tettonica recente. - *Il Quaternario*, 10 (2), 293-298.
- GIARDINO, M., GIORDAN, D. & AMBROGIO S. (2004a). - GIS technologies for data collection, management and visualization of large slope instabilities: two applications in the Western Italian Alps. - *Natural Hazards And Earth System Sciences*, 4 : 197-211.
- GIARDINO M., GOMARASCA M.A., BOCCARDO P., BORGOGNO MONDINO E. & PEROTTI L. (2004b). - Airborne sensor MIVIS images for landslide phenomena analysis in mountain areas. - 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Vol. II, Thessaloniky 2004. 708-711.
- GIARDINO M. & MORTARA G. (ed.) (2004). - *I geositi nel paesaggio della Provincia di Torino*. - Pubblicazione del Servizio Difesa del Suolo della Provincia di Torino (Coordinatore Progetto: D. Aigotti). 2 volumi, 3 carte. Litografia GEDA, Nichelino.
- JANNON M. (1996). - *Pertus, opera idraulica di Colombano Romean*. - Tipolito Melli, Borgone Susa, 86 p.
- MERCALLI L., CAT BERRO D., MORTARA G., TAMBURINI A. (2002). - Un lago sul ghiacciaio del Rocciamelone, Alpi Occidentali : caratteristiche e rischio potenziale. - *Nimbus*, VII (23-24), 3-9.
- MORTARA G. & SORZANA P.F. (1987). - Fenomeni di deformazione gravitativa profonda nell'arco alpino occidentale italiano. Considerazioni lito-strutturali e morfologiche. - *Boll. Soc. Geol. It.*, 106 : 303-314.
- OLIVERO S. (1992). - *Studio geologico del "fenomeno gravitativo" di Serre la Voùte (alta Valle di Susa)*. - Tesi di laurea inedita. Dipartimento di Scienze della Terra, Univ. di Torino, 192 p.
- POLINO R. (dir.), DE LA PIERRE F., FIORASO G., GIARDINO M., GATTIGLIO M. (2002). - Foglio 132-152-153 *Bardonecchia* Carta Geologica d'Italia, à 1:50.000. Servizio Geologico d'Italia.
- PUMA F., RAMASCO M., STOPPA T. & SUSELLA G. (1989). - Movimenti di massa nelle alte valli di Susa e Chisone. - *Boll. Soc. Geol. It.*, 108 : 391-399.
- SACCO F. (1988). - *I terreni terziari e quaternari*. - CAI Torino, 16, 1 carta geologica, Guadagnino e Condellero, Torino.
- STAUB R. (1934). - Grundzuge und Probleme alpinen Morphologie. - *Denk. Schweiz. Naturf. Gesell.*, 69 (1), 1-183.
- TROPEANO D. & OLIVE P. (1993). - Eventi geomorfologici nelle Alpi italiane e nella pianura occidentale del Po: inquadramento cronologico in base a radiodazioni 14 C. - *Il Quaternario*, 6 (2) : 189-204.

## COMPLETEZ VOTRE COLLECTION

### CAHIERS SAVOISIENS DE GÉOGRAPHIE

#### Numéro 1 (1997) : Transports et développement en Pays de Savoie



Transports, géographie et développement en Rhône-Alpes, et plus spécialement en Pays de Savoie par CLAUDE MEYZENQ.

Les transports et Chambéry: de l'atavisme du carrefour à la nodalité européenne ? par LIONEL LASLAZ.

La localisation des acteurs économiques dans la vallée de l'Arve depuis la construction de l'Autoroute Blanche par JEAN-FRANÇOIS DONQUE.

Transport et développement urbain: un lien ancien devenu clé de l'avenir. L'exemple d'Aix-les-Bains (Savoie, France) par FABRICE MAUCCI.

La Maurienne: permanence et évolution d'un passage alpin par MICHÈLE BOIS.

Les transports express régionaux: une nouvelle façon de concevoir le transport public. L'exemple de Rhône-Alpes par DAVID NAVET.

Le funiculaire « Arc-en-Ciel » de Bourg-Saint-Maurice - Les Arcs (Savoie). Un essai de reterritorialisation d'un espace-ski par un bourg traditionnel par SYLVAIN JAILLET.

Vers une spécificité de l'aéroport d'Annecy ? par YANNICK ROUX.

Le rôle des transports et des échanges dans la formation historique du territoire savoyard par JEAN-LOUIS ARNAUD.

#### Numéro 2 (1999) : Livret guide des excursions Grands Causses - Vercors, 10-15 septembre 1999. Des paysages du karst au géosystème karstique. Dynamiques, structures et enregistrements karstiques.

Excursion 1: Le Valdonnèze et ses marges (Lozère) par PHILIPPE MARTIN & Albert COLAS

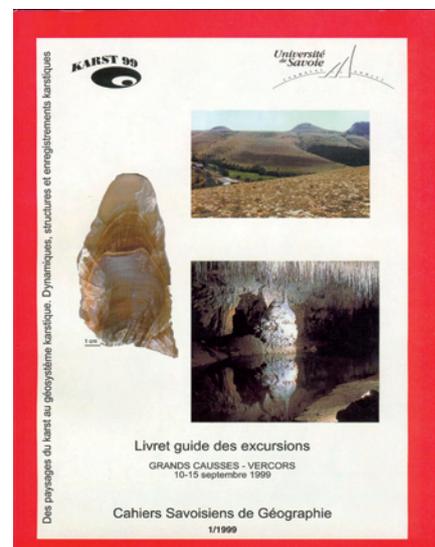
Excursion 2: Le Larzac nord et le Causse de Campestre par LAURENT BRUXELLES, PAUL AMBERT & JEAN-LOUIS GUENDON

Excursion 3: Le Causse de Blandas, le Larzac sud et la Séranne par HUBERT CAMUS.

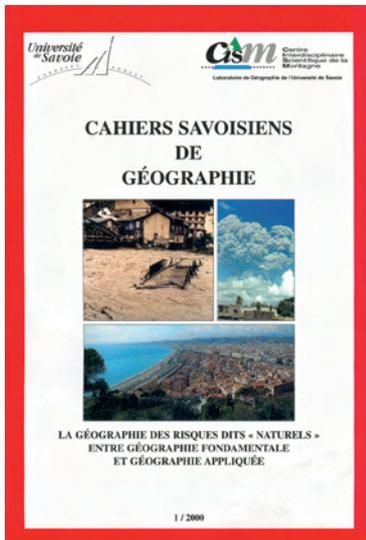
Excursion 4: Le Vercors par JEAN-JACQUES DELANNOY, YVES PERRETTE, JEAN-LUC DESTOMBES & JEAN-LUC PEIRY

Numéro épuisé, disponible sur le web au format pdf

<http://www.univ-savoie.fr/labos/edytem/publilabo/cs/CSG.html>



### Numéro 3 (2000) : La géographie des risques dits «naturels» entre géographie fondamentale et géographie appliquée.



De l'intérêt de la démarche phénoménologique en géographie des risques par PATRICK PIGEON.

Le système urbain niçois face à un séisme : Analyse des enjeux et dysfonctionnements potentiels par CÉLINE LUTOFF.

L'évaluation du risque à l'échelle internationale ; Méthodologie et application aux diagnostics préalables aux actions de préparation et de prévention des catastrophes par ROBERT D'ERCOLE & PATRICK PIGEON, contribution de CLAUDINE MISSON

La vulnérabilité de Quito (Equateur) face à l'activité du Guagua Pichincha. Les premières leçons d'une crise volcanique durable par ROBERT D'ERCOLE & PASCALE METZGER

Implications territoriales de l'éruption du Mont Pinatubo pour la minorité autochtone acta. Cas des bassins-versants des rivières Pasig et Sacobia (provinces de Pampanga et Tarlac, Philippines) par JEAN-CHRISTOPHE GAILLARD, & FRÉDÉRIC LEONE.

L'activité touristique face au risque cyclonique en « Guadeloupe Continentale. Approche de la vulnérabilité d'un secteur économique par MAUD LEREIN.

Aléas et risques dans un espace naturel : Le cas du parc national des Lacs Waterton (Alberta, Rocheuses canadiennes) par STÉPHANE HERITIER.

Gestion des risques et développement métropolitain : L'exemple de la forêt de l'Hautil (Ile-de-France) par PATRICK PIGEON

L'Autoroute de Maurienne (A 43) et la prise en compte des risques naturels par ALAIN MARNEZY & CATHERINE PLA.

### Numéro 4 (2001) : Identités et territoires.

Et si on parlait enfin de territoire ! Territoires, identité et patrimoine, espaces images et représentations, ou comment réactualiser la géographie régionale par CLAUDE MEYZENQ.

Patrimoine paysager, territoire viticole et périurbanisation : l'exemple du versant du Mont Granier par LIONEL LASLAZ.

Toponymie, tourisme et identité dans les Alpes du Nord par CHRISTOPHE GAUCHON.

La mise en valeur du patrimoine archéologique en Haute-Maurienne : le cas des gravures rupestres d'Aussois par ALAIN MARNEZY ET BERTRAND COFFY.

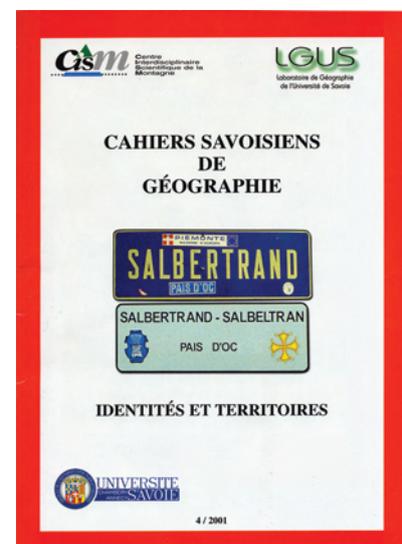
L'identité dans les topologies interurbaines. La structuration réelle et idéale du réseau urbain dans le Valenciennois par DAMIEN RATAJCZAK.

Une étude du concept d'île linguistique : le cas de la langue Kapampangan (Central Luzon, Philippines) par LINO L. DIZON & JEAN-CHRISTOPHE GAILLARD.

Identité et Territoire au Canada : La place des parcs nationaux des montagnes dans la construction identitaire nationale par STÉPHANE HÉRITIER.

L'identité savoyarde : Défense ou recherche d'une identité ? L'examen des mouvements identitaires par BENOÎT BRASSOU

Etude géographique des symboles identitaires extra-territoriaux en Savoie par OLIVIER SEVESSAND.

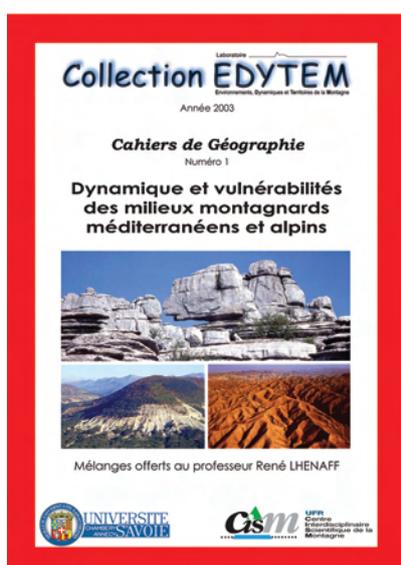


COMPLETEZ VOTRE COLLECTION

Laboratoire   
**Collection EDYTEM**  
Environnements, Dynamiques et Territoires de la Montagne

**Cahiers de Géographie**

**Numéro 1 (2003) : Dynamique et vulnérabilités des milieux montagnards méditerranéens et alpins. Mélanges offerts au Professeur René Lhénaff.**



Jean-Jacques DELANNOY, Les planéités «karstiques», genèse et intérêts morphogéniques : application au bassin de Ronda (Andalousie)

Marc CALVET et Bertrand LEMARTINEL, Vieilles formes et vieux versants : le paradoxe des paysages méditerranéens

Jean-Jacques DUFAURE, Regard sur les bassins intramontagnards sud-balkaniques : morphogenèse, milieux, sociétés

Jean NICOD, Le Velebit (Croatie occidentale), une chaîne typique du karst dinarique – mise au point d'après des articles récents

Khadija REMAOUN, Le bassin versant de l'Oued Tafna (Algérie occidentale) : mise en place du réseau hydrographique et processus morphogéniques à l'origine de l'organisation du bassin

Jean SOMME, Cap Blanc-Nez, falaise de Sangatte et Calais : un tournant géomorphologique à l'Holocène récent

Alain MARNEZY, Essai de détermination d'un bilan global d'érosion, application au cas du bassin versant de l'Arc (Savoie)

Georges ROVERA, Christophe CORONA et Lise WLERICK, Processus d'érosion et mesure de l'ablation sur les versants gypseux du Petit Mont Blanc de Pralognan, vers 2500 m. (Vanoise, Alpes du Nord, France)

Grégoire THEVENET, Laurent ASTRADÉ et Jean-Paul BRAVARD, La métamorphose des lits torrentiel à la fin du XIXe siècle : un effet du changement climatique ou du reboisement (bassin du Haut-Bez-Drôme)

Stéphane BALLANDRAS, Réalité et logique des géosystèmes montagnards alpins : principes de fonctionnement morphodynamique

Jean VAUDOUR, Approche systémique et analyse séquentielle des carbonates continentaux dans les milieux méditerranéens

Philippe AUDRA, Les valeurs record d'ablation karstique dans les montagnes Nakanai (Nouvelle-Bretagne, Papouasie-Nouvelle-Guinée)

Robert d'ERCOLE et Florent DEMORAES, Risques et réponses institutionnelles en Equateur : cartes et méthodes

Philip DELINE, Les grands écroulements rocheux de 1920 et de 1997 sur le glacier de la Brenva (massif du Mont-Blanc) : un vecteur géomorphologique pour la reconstitution de l'histoire holocène d'un bassin glaciaire de la haute montagne alpine

Michel CHARDON, Les récents écroulements de parois en Oisans : observations et réflexions

Philippe LAHOUSSE, Gilles GARITTE et Lucas THENARD, Aléa et risque torrentiel dans le Briançonnais (Alpes françaises du Sud)

Anne LACAMBRE, Stanislas WICHEREK et Jean-Pierre PEULVAST, Connaissance et perception des risques naturels face à une réalité érosive. L'apport d'une enquête auprès de la population dans les communes d'Orcières et de Champoléon (Hautes-Alpes, France)

Stéphanie BARAILLE, Préviation des crues graves en haute Durance : typologie des situations météorologiques à risque

Céline LUTOFF, L'évaluation des enjeux : base de l'analyse de la vulnérabilité des systèmes urbains. Conditions de reproduction de l'expérience niçoise

Richard LAGANIER, Claude KERGOMARD et Monique DACHARRY, Les inondations en région Nord-Pas de Calais : essai de synthèse régionale

Alain MOREL et Ibrahim BOUZOU-MOUSSA, Erosion et lutte anti-érosive dans les milieux sahélo-soudaniens

256 pages, ISBN 2-9520432-0-5 ; ISSN 1762-4304

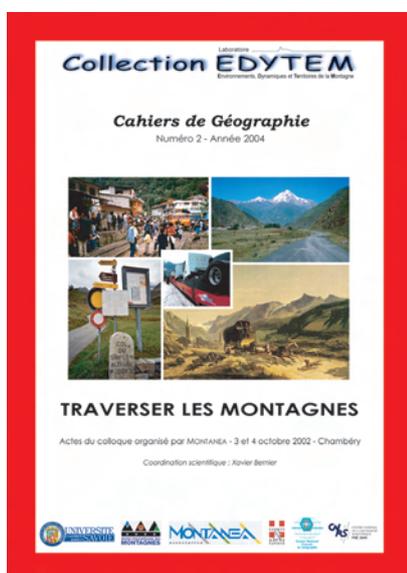
COMPLETEZ VOTRE COLLECTION

Laboratoire   
Environnements, Dynamiques et Territoires de la Montagne

**Cahiers de Géographie**

Numéro 2 (2004) : Traverser les montagnes.

Actes du colloque organisé par Montanée, 3 & 4 octobre 2002 à Chambéry.



**1 – Les conditions du passage et les marqueurs du franchissement**

Emmanuel LE ROY LADURIE, La nécessaire prise en compte de l'histoire du climat

Jean-Daniel CANDAU, Voyages et représentations - La littérature de voyage, les cols par plaisir

Jean-Jacques REY-BELLET, Une politique du passage : le Valais

Louis FRESCHI, L'axe du Brenner

Christophe GAUCHON, Les monuments du passage

**2 – Les enjeux liés à la maîtrise du passage et aux dynamiques d'ouverture et de fermeture**

Yves CROZET, Traversées alpines - Comment conjuguer fluidité et respect de l'environnement ?

Jean VARLET, Traverser le Massif Central – Dynamiques d'ouverture et de fermeture

Xavier BERNIER, Les cols routiers dans la traversée des montagnes françaises – Contribution à une définition plurivalente et dynamique

André PALLUEL-GUILLARD, L'épopée des chemins de fer à travers les Rocheuses de la ruée vers l'or à nos jours

Stéphane MOURLANE, Le tunnel du Mont-Blanc – Un projet à travers un siècle de relations franco-italiennes (1860-1965)

**3 – Réorganisations des flux et recompositions territoriales dans la traversée des montagnes**

Anne-Laure AMILHAT-SZARY, Les nouvelles traversées andines – De la montagne-obstacle à la montagne-interface ?

Bartolomé BENASSAR, La traversée des Andes à l'époque moderne

Pierre THOREZ, Flux et déplacements dans le Caucase

Julien THOREZ, Montagnes et espaces nationaux post-soviétiques en Asie Centrale (Kirghizstan, Tadjikistan, Ouzbékistan)

Patrick PIGEON, Gestion des risques et peuplements helvétiques – L'exemple du Gothard

164 pages, ISBN 2-9520432-1-3 ; ISSN 1762-4304

PUBLICATIONS EN VENTE

	Prix du N°	Frais de port
<b>CAHIERS SAVOISIENS DE GÉOGRAPHIE</b>		
N° 1 (1997): Transports et développement en Pays de Savoie.	10 €	2 €
N° 2 (1999): Livret guide des excursions Grands Causses - Vercors.	épuisé	
N° 3 (2000): La géographie des risques dits «naturels» entre géographie fondamentale et géographie appliquée.	10 €	2 €
N° 4 (2001): Identités et territoires.	10 €	2 €
 <b>COLLECTION EDYTEM - CAHIERS DE GÉOGRAPHIE</b>		
N° 1 (2003): Dynamique et vulnérabilités des milieux montagnards méditerranéens et alpins.	25 €	2 €
N° 2 (2004): Traverser les Montagnes	15 €	2 €
N° 3 (2005): Le Quaternaire des vallées alpines	15 €	2 €

Pour recevoir ces publications :

- Adressez votre commande à :

Laboratoire EDYTEM, secrétariat, Université de Savoie, CISM, Campus scientifique,  
F 73376 Le Bourget du Lac Cedex.

accompagnée d'un chèque (à l'ordre de M. l'Agent Comptable de l'Université de Savoie), ou d'un mandat administratif.





**LE QUATERNAIRE DES VALLEES ALPINES**  
**Fronts glaciaires, mouvements de versants et comblements alluviaux**  
**dans les vallées de l'Arve, d'Aoste et de Suse**

*Sommaire*

Editorial par X. BERNIER .....	3
Avant-Propos par G. NICOU .....	5
Sommaire .....	7

**Première demi-journée - La déglaciation de la vallée de l'Arve**  
(par G. NICOU, S. COUTTERAND, F. AMELOT, C. BURNIER et L. MOREAU) .....9

Le bassin de Bonneville - L'ombilic de Sallanches / Le Fayet et le complexe morainique des stades de Magland - Les graniteurs - Le complexe morainique des stades du Fayet - Les écroulements du Dérochoir et les mouvements de terrain du versant méridional du Désert de Platé - L'ombilic de Chamonix / Les Houches.

**Deuxième demi-journée - Le Val Veny (Vallée d'Aoste) : héritages post-LGM, formes et processus actuels de la haute montagne alpine englacée** (par P. DELINE et S. COUTTERAND) .....49

Un glacier noir remarquable, le Miage - Amphithéâtre morainique du lac du Miage : reconstituer la dynamique du Miage pendant l'Holocène - Les écroulements holocènes sur la Brena - Reconstitution de la région du massif du Mont Blanc pendant le LGM.

**Troisième demi-journée - Comblement alluvial et dynamique des versants de la vallée d'Aoste**  
(par M. GIARDINO, G. MARTINOTTI, F. MEZZENA, G. NICOU et E. DALBARD) .....85

L'ombilic d'Aoste, une dynamique lacustre complexe - Formes et dépôts de la glaciation pléistocène dans la moyenne Vallée d'Aoste - Dynamique géomorphologique et évolution d'un site archéologique : la nécropole de Vollein - Sédimentation et néotectonique post-glaciaires dans la moyenne Vallée d'Aoste - Les mouvements de terrain entre Bard et Donnas (basse Vallée d'Aoste).

**Quatrième demi-journée - Formes et dépôts glaciaires dans l'Amphithéâtre morainique d'Ivrea (AMI)** (par F. GIANOTTI, M. GIARDINO, G. FORNO et F. GROSSO) .....129

Serra d'Ivrea et Petite Serra - Stratigraphie de la Serra d'Ivrea - Les Collines d'Ivrea : affleurements rocheux à modelé glaciaire - L'amphithéâtre morainique d'Ivrée vu par les anciens auteurs.

**Cinquième demi-journée - L'Amphithéâtre Morainique de Rivoli - Avigliana**  
(par M. GIARDINO, F. CARRARO, G. F. FIORASO et S. LUCCHESI) .....151

Dépôts glaciaires de l'amphithéâtre morainique de Rivoli / Avigliana - Sols fossiles et surfaces de base des unités glaciaires de l'amphithéâtre - Moraine et till du Mont Musinè - Vue panoramique sur l'amphithéâtre et la basse Vallée de Suse et la Sacra di San Michele : histoire, architecture et légende.

**Sixième demi-journée - Mouvements de masse post-glaciaires dans la vallée de Suse**  
(par F. CARRARO, M. GIARDINO et G. F. FIORASO) .....167

Observations en route : la basse Vallée de Suse ; la région de Suse - La glaciation locale du Val Clarea (moyenne Vallée de Suse) - Le lit épigénique de la Doire Ripaire et la dynamique des versants dans la moyenne Vallée de Suse - La déformation gravitaire profonde de versant de Serre La Voute - Néotectonique et contrôle lithostructural sur les formes de la moyenne et haute Vallée de Suse.

Prix à la vente 15 euros

