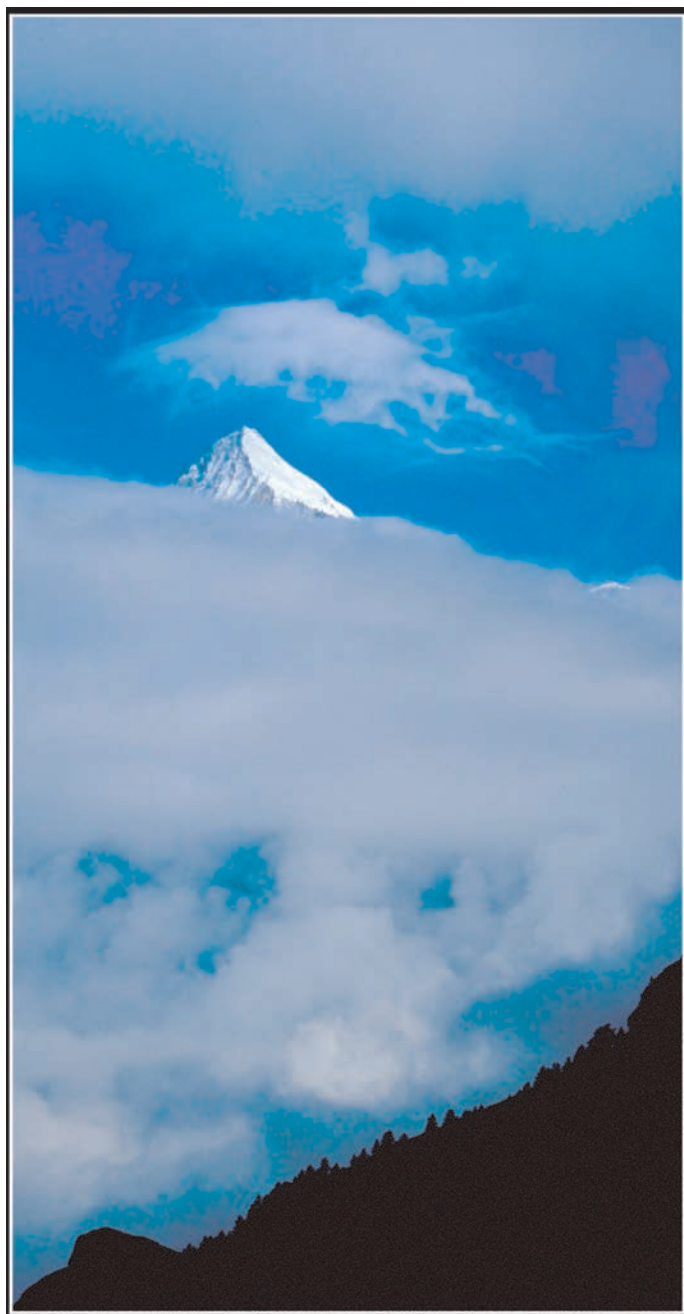


---

# Tectonique cassante de l'arc interne des Alpes occidentales implications géodynamiques

---



Thèse

présentée par

**Jean-Daniel Champagnac**

pour obtenir le titre de  
Docteur en géologie  
en co-tutelle avec les universités  
de Neuchâtel et de Grenoble 1 (U.J.F.)

Soutenue le 29 Novembre 2004  
devant le jury composé de :

Martin Burkard	Directeur de thèse
Jean-Pierre Gratier	Rapporteur
Neil Mancktelow	Président du jury
Peter Molnar	Rapporteur
Christian Sue	Directeur de thèse
Pierre Tricart	Directeur de thèse
Eric Verrecchia	Examineur



IMPRIMATUR POUR LA THESE

Tectonique cassante de l'arc interne des Alpes  
occidentales : implications géodynamiques

**de M. Jean-Daniel CHAMPAGNAC**

---

REALISEE EN COTUTELLE AVEC

L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER DE GRENOBLE I

et

L' UNIVERSITE DE NEUCHATEL CH

FACULTE DES SCIENCES

La Faculté des sciences de l'Université de  
Neuchâtel, sur le rapport des membres du jury

MM. M. Burkhard (co-directeur de thèse), P. Tricart (co-directeur de thèse, Grenoble)  
E. Verecchia, C. Sue, J.-P. Gratier (Grenoble), N. Mancktelow (ETH Zürich)  
et P. Molnar (Boulder CO, USA)

autorise l'impression de la présente thèse.

Neuchâtel, le 21 février 2005

La doyenne:



Martine Rahier



---

*... le vent se lève, ou c'est la terre qui tourne ?*

pour Ange...

---

## Remerciements

Ce travail de thèse a bénéficié de quatre influences majeures et complémentaires : mes trois directeurs de thèse et Bastien Delacou, «co-doctorant » et ami de longue date. Les échanges scientifiques et humains avec ces personnes ont été aussi riches que plaisants et cette thèse leur doit beaucoup.

Christian Sue, par la qualité de son encadrement, et le plaisir que j'ai eu à travailler avec lui quotidiennement a grandement contribué à la réussite de ce travail. La qualité de ses thés (verts) et de ses chocolats (noirs), son goût de la montagne et des grands espaces a rendu notre collaboration encore plus agréable. J'espère sincèrement que la fin de cette thèse soit un autre début, ici ou ailleurs. Qu'il soit très chaleureusement remercié pour le temps et l'énergie qu'il a investis pour moi.

Je remercie également Pierre Tricart et Martin Burkhard, qui ont co-encadré ce travail en m'apportant leur connaissance des Alpes. Travailler avec eux a été particulièrement fécond, et leur envergure n'a pas été un frein à ma propre expérience. Ils ont également eu la patience de corriger mes nombreuses imperfections de langage, que ce soit en français ou en anglais.

La proche collaboration (entre 1 et 2 mètres) entretenue avec Bastien Delacou pendant ces quatre années nous ont permis d'aller plus loin dans nos réflexions, selon deux points de vue différents et complémentaires. Son calme et sa rigueur a permis de tempérer certains de mes enthousiasmes excessifs, et ce travail en parallèle a été passionnant.

Scientifiquement, bien-sûr, les apports de personnes extérieures ont été nombreux, et je remercie ici particulièrement Mario Sartori pour les quelques discussions de travail très fructueuses que nous avons eues. Je remercie également Stephan Schmidt, Kurt Decker, Jérôme Ganne, Yann Rolland, Michel Jaboyedoff, Laurent Ciancaleoni, Peter van der Beek, Jean-Pierre Gratier, et Cécile Allanic pour leurs remarques constructives tout au long de cette thèse. Que les personnes qui m'ont donné le goût de la recherche, Thierry Dumont, Peter van der Beek et Pascale Leturmy trouvent dans ce volume toute ma gratitude pour m'avoir montré cette voie.

Un travail de recherche, malheureusement (?), n'est pas fait que de pur esprit, et les aspects matériels ont été grandement facilités par nos secrétaires de choc, Sabine et Gianfranca, ainsi que par le staff grenoblois, qui a su s'accommoder de ma regrettable indifférence à la chose administrative. Je remercie également le Fond National Suisse, qui a financé cette étude.

Merci également aux membres du jury qui me font le plaisir et l'honneur de juger ce travail. Je souhaite qu'il soit à la hauteur de leurs espérances, et qu'il provoque une discussion fructueuse.

Une pensée particulière va à mes amis, et en particulier la volée de géologues avec qui j'ai eu le plaisir de partager mes études. Que ma famille soit remerciée du fond du cœur pour son soutien et sa présence, pour avoir cru en moi et m'avoir donné les moyens de réussir.

Un immense merci à Laure, enfin, qui a su me trouver, m'accompagner, m'écouter, me conseiller, m'aider, me corriger, et avec qui je vais voguer vers d'autres rivages, en compagnie d'un enfant rieur et d'un chien jaune.

---

TABLE DES MATIERES

---

---

## TABLE DES MATIERES

Remerciements	iv
Table des matières	v
Liste des figures	viii
Liste des tableaux	xi
Résumé	xii
Abstract	xiii
Préambule	xiv
PREMIERE PARTIE: Objets et méthodes	1
I) Cadre géodynamique alpin	2
1) Cadre général	3
2) De la chaîne Hercynienne à la Téthys alpine	4
3) Subduction puis collision (histoire compressive)	7
4) L'évolution extensive tardive	9
II) Méthodes	10
1) Etudes morphotectoniques	11
2) Travail de terrain	12
3) Inversion de population de plans striés	13
a) <i>Théorie et hypothèses de base et conventions</i>	13
b) <i>Protocole d'inversion</i>	15
c) <i>Critère de qualité</i>	17
d) <i>Discussion contraintes / déformations</i>	18
DEUXIEME PARTIE : Analyse régionale de la fracturation	21
I) Sud Valais	22
1) Article publié aux <i>Eclogae geologicae Helvetiae</i> («Brittle orogen-parallel extension in the internal zones of the Swiss Alps (South Valais)»)	23
2) Données complémentaires sur la fracturation	37
3) Etude morphotectonique du Sud Valais	40
a) <i>Cartographie de la fracturation</i>	40
b) <i>Profils de rivières</i>	51

II) Val d'Aoste et Haute Tarentaise	58
1) Article publié à <i>Terra Nova</i> («Brittle deformation in the inner NW Alps: from early orogen-parallel extrusion to late orogen-perpendicular collapse»)	59
2) Données complémentaires	70
III) Vanoise et Maurienne	74
1) Analyse de la fracturation de la région Vanoise-Maurienne	75
2) Article prêt à être soumis <i>B.S.G.F.</i> («fracturation distensive dans des dépôts quaternaires de Lanslebourg (Savoie, France)»)	79
IV) Discussion	90
1) Permutations de contraintes	90
2) Age de la fracturation	92
TROISIEME PARTIE : Synthèse	97
I) Article soumis à <i>Tectonics</i> («Miocene lateral extrusion in the inner Western Alps revealed by dynamical fault analyses»)	99
QUATRIEME PARTIE : Evolution tectonique néogène à actuelle de l'arc alpin; discussion et interprétations	137
I) Tectonique active et géodynamique actuelle de l'arc alpin	139
1) Tectonique active	139
2) Géodynamique	144
II) Géodynamique néogène de l'arc alpin	148
III) Changement de régime tectonique et implications géodynamiques	152
1) Mouvements aux limites	153
2) Dynamique profonde	154
3) Processus de surface	154
4) Interprétations	155
REFERENCES	159
ANNEXE 1: Profils de rivières du Sud Valais	173
ANNEXE 2: Article Delacou <i>et al.</i> , <i>Geophys. J. Int.</i> , 2004	181
ANNEXE 3: Article Delacou <i>et al.</i> , <i>J. Geol. Soc. London</i> , in press	207

---

## LISTE DE FIGURES

Les figures sont numérotées selon l'ordre d'appel dans le texte ; les figures intégrées dans un article sont appelées selon leur numéro dans l'article, précédées de la lettre « E » pour les figures de *l'Eclogae Geologicae Helvetiae*, des lettres « TN » pour les figures publiées dans *Terra Nova*, de la lettre « T » pour les figures en prévision pour *Tectonics* et de B pour les figures en prévision pour le *B.S.G.F.*

### PREMIERE PARTIE : Objets et méthodes

#### **Chapitre I.1:** Cadre géodynamique alpin

Figure I.1 : Modèle Numérique de Terrain (MNT) des Alpes et des régions avoisinantes.	2
Figure I.2 : MNT de l'Europe.	3
Figure I.3 : Cadre tectonique de l'Europe.	3
Figure I.4 : Carte tectonique des Alpes.	4
Figure I.5 : Coupe crustale NFP20 West.	5
Figure I.6 : Evolution paléogéographique des Alpes du Trias à l'actuel.	6
Figure I.7 : Tableau de corrélation entre les mouvements Afrique-Europe et la tectonique alpine.	8

#### **Chapitre I.2 :** Méthodes

Figure I.8 : Panorama du Grand Combin et du Mont Vélan depuis le col du Grand Saint Bernard.	10
Figure I.9 : Image satellitaire IRS-1C du Sud Valais en 3D (MNT Swisstopo).	11
Figure I.10 : Géologue en plein travail.	12
Figure I.11 : Relation entre états de contraintes, rapports $\Phi$ et styles tectoniques associés.	14
Figure I.12 : Exemple d'analyse de population de faille (site AMBIN).	17

### DEUXIEME PARTIE : Analyse régionale de la fracturation

#### **Chapitre II.1 :** Valais

Figure II.1 : Image satellitaire Landsat 5 du Sud Valais. <i>Article publié aux Eclogae geologicae Helvetiae</i>	22
Figure E1 : Localisation de la zone d'étude dans le cadre alpin.	24
Figure E2 : Exemples de structures cassantes sur le terrain et depuis une vue satellitaire (lac de Moiry et vallée de Zermatt).	25
Figure E3 : Carte des linéaments extraits grâce au MNT.	26
Figure E4 : Exemple de faille normale et du tenseur associé (site VERC, Val d'Annivier).	27
Figure E5 : Canevas stéréographiques des failles mesurées et des tenseurs calculés.	28
Figure E6 : Carte d'orientations des axes $\sigma_3$ calculé pour le Sud Valais.	30
Figure E7 : Histogramme circulaire des orientations d'axes de contraintes.	21

Figure E8 : Histogramme de répartition des rapports $\Phi$ .	31
Figure E9 : Cartes d'orientations des axes $\sigma_3$ en fonctions des rapports $\Phi$ .	32
Figure E10 : Carte d'orientations des axes $\sigma_3$ pour les meilleurs tenseurs.	33
Figure E11 : Directions d'extension « post-nappes » de la région Simplon-Aoste-Sud Valais.	34
Figure II.2 : Analyse statistique des failles mesurées dans le Sud Valais.	37
Figure II.3 : Analyse multi-échelles de la fracturation : le site du Pas de Chèvres.	39
Figure II.4 : Images satellitaires Landsat 5 et IRS-1C du bas du Val d'Annivier.	41
Figure II.5 : MNT du Sud Valais (représentation des altitudes).	42
Figure II.6 : Deux ombrages différents du MNT du Sud Valais.	43
Figure II.7 : Valeurs des pentes du Sud Valais et interprétation tectonique.	44
Figure II.8 : Orientation des pentes du Sud Valais.	45
Figure II.9 : Valeur et orientation des pentes du Sud Valais (représentation composite).	46
Figure II.10 : Application tectonique de la représentation de la figure II.9.	47
Figure II.11 : Vues des contre-pentes près de Nax et l'interprétation tectonique.	48
Figure II.12 : Profils topographiques des crêtes au dessus de la vallée du Rhône (rive gauche).	49
Figure II.13 : Représentation 3D et interprétation tectonique des contre-pentes.	50
Figure II.14 : Réseau hydrographique du Sud Valais.	51
Figure II.15 : Profil en long de la rivière Matter Vispa (vallée de Zermatt).	52
Figure II.16 : Profil en long, pentes et variations de pente de la rivière Navisance (Val d'Annivier).	53
Figure II.17 : Carte brute des anomalies détectée dans les profils de rivières.	54
Figure II.18 : Carte lithologique du Sud Valais.	54
Figure II.19 : Carte « nettoyée » des anomalies dans les profils de rivières.	55
Figure II.20 : Profil en long, pentes et variations de pente de la rivière Dranse de Bagnes (Val de Bagnes).	56

## **Chapitre II.2 : Aoste**

Figure II.21 : Image satellitaire Landsat 5 de la région du Val d'Aoste. <i>Article publié à Terra Nova</i>	58
Figure TN1 : Localisation de la zone d'étude dans le cadre alpin.	59
Figure TN2 : Analyse multi-échelles d'un décrochement sénestre et tenseur des paléocontraintes (Site CHAP, Tarentaise).	60
Figure TN3 : Carte d'orientations des axes $\sigma_3$ et histogrammes circulaires de leur orientation.	63
Figure TN4 : Cartes d'orientations des axes $\sigma_3$ en fonction de leur position dans la chaîne.	64
Figure TN5 : représentation des rapports $\Phi$ en fonction du plongement des axes de contraintes.	65
Figure TN6 : Tectonique néogène et actuelle des Alpes Nord-Occidentales internes.	66
Figure II.22 : Analyse statistique des failles mesurées dans la région du Val d'Aoste.	70
Figure II.23 : Décrochement dextre oblique décalant une fente de quartz (site CARLO, Vallée du Petit Saint Bernard).	71
Figure II.24 : Failles normales bien exposés en Haute Tarentaise (site STEFOY).	72

---

## Chapitre II.3 : Vanoise

Figure II.25 : Image satellitaire Landsat 5 de la Maurienne et de la Vanoise.	74
Figure II.26 : Exemples de fracturation normale et tenseurs de paléocontraintes associés (sites ETACHE, Haute Maurienne, site LORES, Vanoise et site ROMOL, Val de Suze).	76
Figure II.27 : Exemples de fracturation normale hectométrique (massif de la Vanoise).	77
<i>Article en préparation pour le B.S.G.F.</i>	
Figure B1 : Cadre géographique et géologique de l'étude.	80
Figure B2 : Photo et interprétation de la structure de la carrière des Contamines (Lanslebourg) et histogramme du nombre de failles détectées.	82
Figure B3 : Figure de charge cisailée dans les dépôts quaternaires de Lanslebourg.	83
Figure B4 : Failles normales affectant les dépôts quaternaires de Lanslebourg.	84
Figure B5 : Analyse directionnelle de la fracturation dans les dépôts quaternaires de Lanslebourg.	85
Figure B6 : Cartographie de la fracturation régionale dans les Schistes lustrés.	86
Figure B7 : Analyse directionnelle de la fracturation mesurée dans les Schistes lustrés.	87

## Chapitre II.4 : Discussion

Figure II.28 : Résultat de modélisations numériques montrant le rôle des anisotropies dans les permutations de contrainte.	91
Figure II.29 : Condition de déformation en fonction de la température.	91
Figure II.30 : Condition de la fracturation en fonction de la profondeur.	92
Figure II.31 : Recoupement de structures ductiles par des failles normales (sites VALP2, Valpelline et VALSA1, Grand Paradis).	93
Figure II.32 : Failles normales à la transition ductile-cassant en Haute Maurienne (site VILLARO)	

## TROISIEME PARTIE : Synthèse

<i>Article soumis à Tectonics</i>	101
Figure T1 : Localisation de la zone d'étude.	103
Figure T2 : Analyse multi-échelles de la fracturation (multiphasée) en Vanoise et tenseurs associés (site NEIGE, Col de l'Iseran, Vanoise).	104
Figure T3 : Dièdre formé par des failles normales en Vanoise, et tenseur associé (site ARPON2).	105
Figure T4 : représentation stéréographique des failles mesurées et des tenseurs calculés.	106
Figure T5 : Carte d'orientations des axes $\sigma_3$ et histogramme circulaire de ces axes.	107
Figure T6 : Analyse statistique de la direction des failles mesurées en Vanoise.	
Figure T7 : Exemple de la fracturation normale dans les Alpes occidentales internes (Col du Simplon, Val d'Hérémence, Vallée du Grand Saint Bernard, Haute Maurienne et Haute Ubaye).	109
Figure T8 : Synthèse des axes $\sigma_3$ calculés dans les Alpes occidentales internes et	111
	114

analyses directionnelles associées.	115
Figure T9 : Régionalisation de l'orientation des triaxes de paléocontraintes.	116
Figure T10 : Chronologies relatives entre les décrochements et les failles normales.	119
Figure T11 : Carte et interpolation des rapports $\Phi$ .	119
Figure T12 : Répartition des axes $\sigma_3$ en fonction de leur orientation et de leur position dans la chaîne alpine.	120
Figure T13 : Histogrammes de la relation entre l'orientation des axes d'extension et la position dans l'arc alpin.	120
Figure T14 : Orientation des axes d'extension sismotectoniques et de paléocontraintes, bruts et en fonction de leur position dans la chaîne alpine.	124
Figure T15 : Quatre instantanés de la tectonique néogène à actuelle, en relation avec la cinématique Apulienne.	

## QUATRIEME PARTIE : Evolution tectonique néogène à actuelle de l'arc alpin

<b>Chapitre IV.1 : Tectonique active et géodynamique actuelle de l'arc alpin</b>	140
Figure IV.1 : Régionalisation de la déformation et axes de contraintes sismologiques plaqués sur un MNT moyen des Alpes.	141
Figure IV.2 : Carte des déformations actives des Alpes occidentales et centrales.	142
Figure IV.3 : Bloc 3D et coupes synthétiques de la tectonique active et du régime géodynamique associé.	145
Figure IV.4 : Résultats de modélisation numérique (code SHELLS).	146
Figure IV.5 : Carte des vitesses de soulèvement du territoire suisse.	147
Figure IV.6 : Blocs 3D lithosphériques basés sur les modèles de tomographie sismiques.	
<b>Chapitre IV.2 : Géodynamique néogène de l'arc alpin</b>	149
Figure IV.7 : Modèle conceptuel de l'extrusion latérale, basé sur des modèles numériques.	150
Figure IV.8 : Evolution néogène des bassins océaniques de Méditerranée occidentale.	151
Figure IV.9 : Modèle d'extrusion latérale (1).	151
Figure IV.10 : Modèle d'extrusion latérale (2).	
<b>Chapitre IV.3 : Changement de régime tectonique et implications géodynamiques</b>	152
Figure IV.11 : Evolution néogène de la tectonique des Alpes occidentales, en relation avec les taux d'érosion et la géodynamique des bassins océaniques méditerranéens.	156
Figure IV.12 : Modèle conceptuel des différents mécanismes ayant pu agir sur la tectonique néogène à actuelle des Alpes occidentales.	

## **LISTE DES TABLEAUX**

Tableau E1 : Paramètres des 56 tenseurs calculés dans le sud Valais.	61
Tableau TN1 : Paramètres des 117 tenseurs calculés dans le sud Valais et le Val d'Aoste.	132
Tableau T1 : Paramètres des 312 tenseurs synthétisés dans les Alpes occidentales internes.	

---

## Résumé

L'étude de la fracturation des zones internes de l'arc alpin occidental montre que la déformation extensive y est prédominante ; environ 75% des failles mesurées présentent des mouvements normaux, et 25% des mouvements sont décrochants. Cette fracturation, globalement Néogène, est synchrone d'un régime compressif en externe (chaînons subalpins et Jura, par exemple). Des indices néotectoniques, comme la signature morphologique de certaines failles, des anomalies dans les profils de rivières ou la fracturation de dépôts quaternaires, montrent qu'une partie de cette fracturation est récente.

L'inversion par la méthode d'inversion directe [Angelier, 1990] de populations de plans striés mesurés systématiquement dans tout l'arc interne a permis l'obtention de 200 tenseurs de paléocontraintes répartis de façon homogène. Ces données, synthétisées avec des données comparables dans la région du col du Simplon [Grosjean et al., 2004] et dans la région de Briançon [Sue, 1998], donnent une image homogène et à grande échelle des champs de contraintes ayant provoqué cette fracturation. Les résultats principaux indiquent que :

- La majeure partie de l'extension est parallèle à la direction des structures alpines, c'est à dire ENE-WSW au Simplon et dans le Sud Valais, NNE-SSW dans le Val d'Aoste, N-S en Vanoise et WNW-ESE plus au Sud, dans la région de Briançon. Cette extension s'exprime sur des failles orientées radialement par rapport à l'arc alpin.

- Une partie des directions d'extension est perpendiculaire à la direction de la chaîne, et s'exprime sur des failles longitudinales. Cette extension augmente du Nord au Sud, et est particulièrement bien développée dans la région de Briançon et en Maurienne.

- Un régime tectonique décrochant s'observe dans tout l'arc. Ces décrochements sont plus récents que l'extension dans la partie sud de l'arc, alors qu'il sont plus anciens dans le Sud Valais. Les directions d'axe de tension ( $\sigma_3$ ) associés sont compatibles avec les directions générales de l'extension.

Nous interprétons ces observations comme la mise en évidence de deux régimes tectoniques différents dans les Alpes occidentales du Néogène à l'actuel. Différents moteurs géodynamiques sont proposés pour expliquer ces observations :

- 1) A l'échelle alpine, un phénomène d'extrusion des zones internes vers une bordure libre (la mer Ligure) pendant les derniers épisodes compressifs, en relation avec la rotation de la microplaque Apulienne, pourrait être responsable du signal tectonique majeur observé. Plus localement, le soulèvement relatif de massifs cristallins (MCE et MCI) aurait favorisé une extension radiale.

- 2) La collaboration avec Bastien Delacou, qui a travaillé sur le régime tectonique actuel de la chaîne, permet de proposer qu'une partie de cette extension radiale à l'arc soit également liée au régime tectonique actuel. Le régime tectonique actuel, documenté par la sismotectonique montre une orientation radiale à l'arc des axes d'extension. L'absence de convergence dans les Alpes occidentales permet de proposer un modèle d'étalement gravitaire, fondamentalement différent du régime collisionnel néogène.

Le passage d'un régime à l'autre a probablement eu lieu durant le Pliocène, en relation avec le ralentissement de la convergence au niveau des Alpes occidentales et l'augmentation des taux d'érosion dans la chaîne.

---

## Abstract

Examination of faults and fault patterns along the inner western Alps reveals a predominance of extensional deformation. About 75% of all the measured faults carry steep, downdip striations in a normal faulting sense, while 25% of the remaining faults indicate strike-slip motions. This extensional deformation regime of Neogene age is synchronous with compressional tectonics recorded in external parts of the alpine orogen, such as the Subalpine Chains and the Jura fold-and-thrust-belt. Geomorphic features, e.g. anomalies in river profiles, fault scarps, and some rare faults within quarternary deposits, document a very recent and ongoing normal faulting activity within the western Alps. We have collected fault data from 200 stations, where systematic fault measurements have been used to calculate paleostress tensors, using the Direct Inversion Method [Angelier 1990]. Incorporating previous data from the Simplon area [Grosjean et al. 2004] and the Briançon area [Sue 1998], our paleostress data-base now covers most of the inner Western Alps in a continuous and quite homogenous way. The most salient features of this data base are as follows:

- A dominant extension direction is oriented in a strike parallel orientation, gradually changing from NNE-SSW near Simplon pass and in the southern Valais to NNE-SSW in the Aosta valley, to N-S in the Vanoise massif to WNW-ESE in the Briançonnais area. This extension is materialized in the form of a set of faults with an orientation in a fan like pattern, radial to the Alps.

- A minor part of faults indicate an orogen-perpendicular extension, materialized in the form of longitudinal faults. This faulting style is best developed in the southern, Briançonnais area and diminishes progressively in importance northeastward.

- transcurrent, dextral strike-slip is observed all along the belt from the Simplon down to the Briançonnais. Strike slip movement is younger than extension in the southern (Vanoise and Briançonnais) areas whereas it is older than orogen-perpendicular extension in the northern (southern Valais). Tensional paleo-stress axes ( $\sigma_3$ ) of the transcurrent tensors are close to those of the extensional tensors.

We interpret these observations as evidence for at least two stages in the Neogene evolution of the Western Alps:

- 1) During the latest stages of collision with a general NW-ward advance and anticlockwise rotation of the Apulian microplate, pushing further into the European foreland and squeezing the already formed stack of alpine nappes, the core parts of the central Alps are reacting by lateral extrusion to the South (Ligurian sea), accommodated by orogen-parallel extension and dextral strike slip along orogen-parallel fault lines. Locally, vertical pinching of uplifted bodies (External and Internal Crystalline Massifs), with normal relative motion could have induced orogen-perpendicular extension.

- 2) The present day situation of the Alps is characterized by the absence of convergence between Apulia and Europe, and seismotectonics document a general extensional regime all along the inner Western Alps [Delacou et al. 2004]. The present day extensional directions ( $\sigma_3$ ) are systematically oriented at a high angle to the strike of the Alpine chain, in agreement with the a minor portion of the faults of our faulting data-base. The current tectonics of the Alps are best explained in terms of gravitational equilibration and collapse.

The transition between these two regimes is probably of Pliocene age, related to the diminution of the convergence and the erosion rate increasing in the Alps.

---

## PREAMBULE

Cette étude vise à préciser l'histoire tardi-orogénique des Alpes occidentales grâce à l'étude de la fracturation. En caractérisant la déformation cassante, tardive dans l'histoire des Alpes occidentales, nous souhaitons cerner la nature et les orientations des contraintes et des déformations pour proposer un scénario géodynamique cohérent. Ce volume de thèse est construit autour de quatre articles soumis ou déjà publiés, auxquels j'ai ajouté des parties inédites. Cette thèse fait partie d'un projet comprenant deux autres doctorants, Bastien Delacou, qui a travaillé sur la tectonique actuelle de la chaîne et Cécile Allanic, qui travaille sur la tectonique cassante du dôme Lépontin. Ces travaux conjoints permettent de proposer des résultats importants pour la compréhension de la tectonique cassante des Alpes occidentales. Les conclusions finales se basent donc également sur deux autres articles rédigés par Bastien, présentés en annexe.

Dans **une première partie**, je rappellerai succinctement le cadre géodynamique alpin et l'histoire précoce de la chaîne, en fournissant certaines références utiles à tout travail de géologie alpine. La chaîne des Alpes occidentales a été étudiée par un grand nombre d'auteurs depuis le début du XX<sup>ème</sup> siècle [e.g. Argand 1916], les références s'y rapportant sont très nombreuses.

J'aborderai ensuite les méthodes utilisées pour cette analyse : la morphotectonique, qui permet d'observer les objets géologiques à grande échelle et de quantifier la topographie, le travail de terrain proprement dit, indispensable à toute réflexion, et surtout les méthodes d'inversion de populations de failles utilisées pour déterminer les directions de paléocontraintes. Je détaillerai la méthode proprement dite du « protocole » que je me suis fixé pendant les processus d'inversion. J'aborderai succinctement les limites de cette méthode, et les précautions à prendre dans l'interprétation des résultats.

**Une seconde partie** permettra de présenter mes résultats, qui s'appuieront largement sur des articles. Cette partie suivra donc un ordre chronologique et géographique et sera construite autour des articles : trois campagnes de terrains ont été faites, pour chacune d'entre elles, l'objet d'une publication. Le premier chapitre traite de la tectonique cassante du Sud Valais (Suisse), analysée grâce aux calculs de paléocontraintes et à l'approche morphotectonique. Le deuxième chapitre concerne les paléocontraintes dans la région du Val d'Aoste (Italie), et propose un modèle tectonique régional. Le troisième chapitre présente les données de fracturation en Vanoise (France) et en rive gauche de la Maurienne, ainsi que l'analyse d'indices néotectoniques ponctuels. Dans un quatrième chapitre, je présente une discussion et des conclusions intermédiaires sur les données obtenues et leur analyse, ainsi que des éléments de discussion concernant l'âge de la fracturation observée et mesurée.

**Une troisième partie** permettra de synthétiser mes résultats, complétés par deux études comparables, au Nord-Est (col du Simplon) et au Sud (région de Briançon et Queyras). Cette synthèse, soumise à *Tectonics*, donne une image à grande échelle de la fracturation des Alpes occidentales internes. Cette partie sera constituée de l'article mis en page, précédé d'un résumé en français.

**Une quatrième partie**, rédigée conjointement avec Bastien Delacou nous permettra de présenter une synthèse dans le temps et l'espace de la déformation des Alpes occidentales. Cette synthèse nous permet de proposer deux modèles géodynamiques distincts, pour la déformation Miocène d'une part, et pour la déformation actuelle d'autre part.

---



---

## PREMIERE PARTIE

### Objets et méthodes

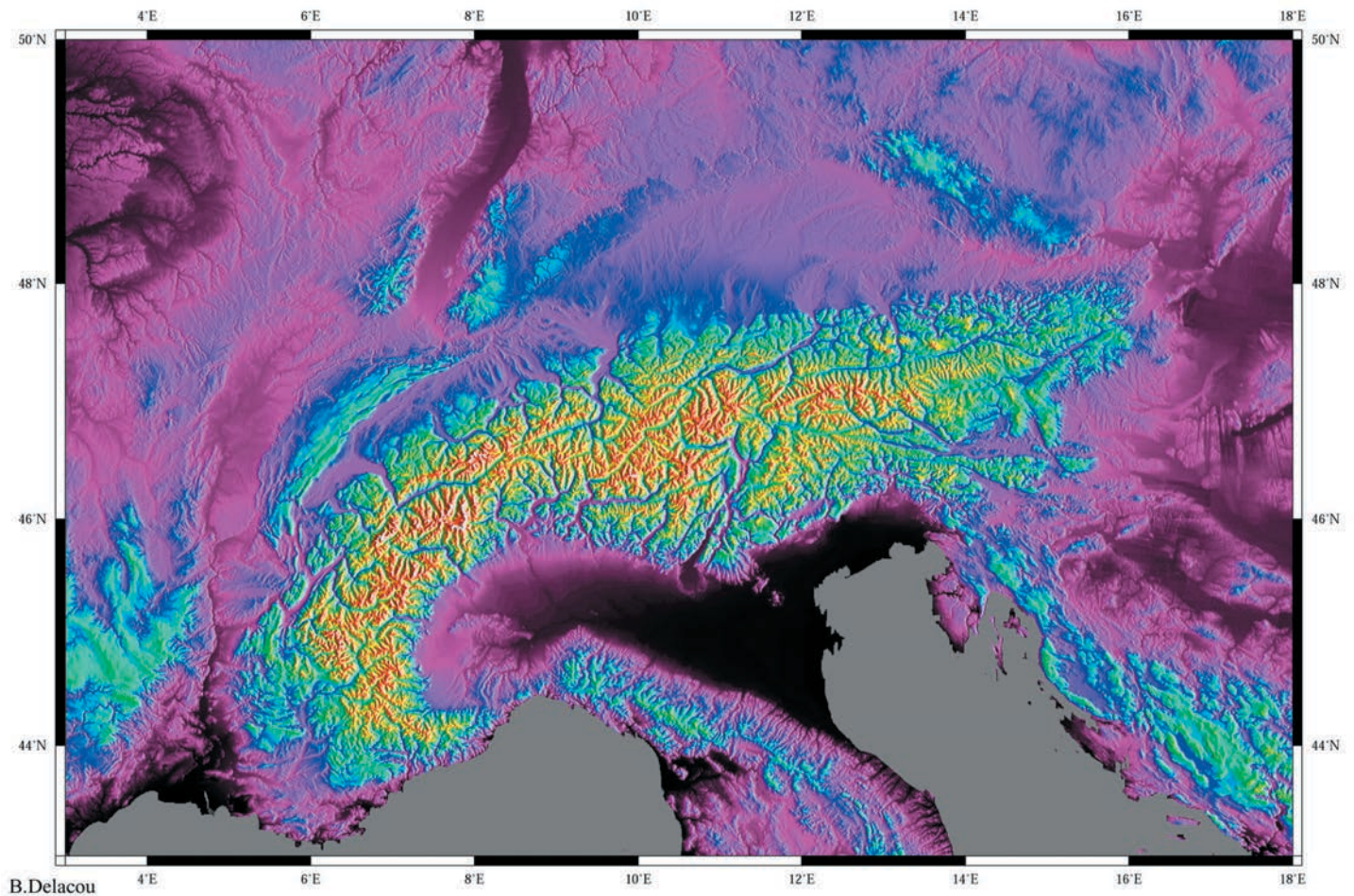
---

*«Mais je n'ai nulle envie d'aller chez les fous », fit remarquer Alice.  
Oh ! vous ne sauriez faire autrement, dit le Chat : Ici, tout le monde est fou.  
Je suis fou. Vous êtes folle.  
Comment savez-vous que je suis folle ? demanda Alice.  
Il faut croire que vous l'êtes, répondit le Chat ; sinon, vous ne seriez pas venue ici.»*

L. Carroll

## I Cadre géodynamique alpin

*Le travail présenté dans cette thèse concerne les déformations récentes de la partie occidentale des Alpes (figure I.1). Cette introduction esquisse l'évolution géodynamique des Alpes occidentales pendant le cycle alpin, pour mieux comprendre la structure actuelle et les déformations récentes. L'histoire de la structuration alpine est connue grâce à de très nombreuses publications parues principalement depuis le début du XX<sup>e</sup> siècle [Argand, 1911; 1916], et en particulier depuis les années 1960 [e.g. Ellenberger, 1958; Trumphy, 1960; Goguel, 1963; Barfély et al., 1968; Dewey et Pitman, 1973]. L'histoire complète du cycle alpin n'est pas le sujet de ce travail, je renvoie le lecteur à des ouvrages ou articles généraux pour plus de détails [e.g. Tricart, 1984; Choukroune et al., 1986; Coward et al., 1989; Escher et al., 1997; Lemoine et al., 2000; Schmid et Kissling, 2000; Dal Piaz, 2001; Marthaler, 2001]. Néanmoins, je présente ici quelques clés indispensables à la compréhension globale de la chaîne alpine et à la lecture de cette thèse.*



**Figure I.1:** Modèle Numérique de Terrain (MNT) des Alpes et des régions avoisinantes.

1) Cadre général

Les Alpes font partie des chaînes alpines péri-téthysiennes, formées pendant le Mésozoïque et le Cénozoïque, qui s'étendent du Maghreb à l'Extrême Orient. Une partie de ces chaînes de montagnes (les chaînes péri-méditerranéennes) est issue de l'ouverture, puis de la fermeture de bassins océaniques du système téthysien [e.g. Stampfli *et al.*, 2002]. L'existence de ces orogènes est liée à la convergence des plaques africaine et européenne et à l'interposition de blocs ou microplaques (figure I.2 et I.3).

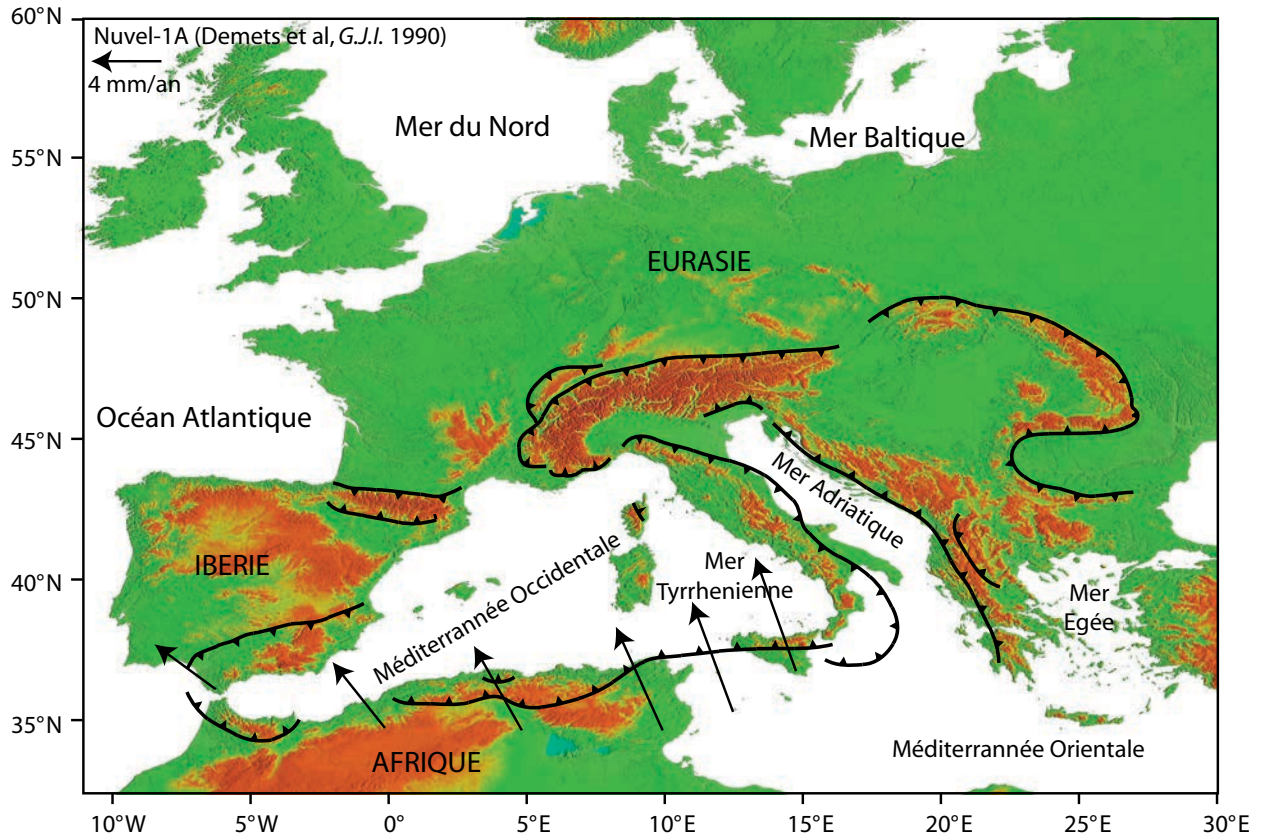
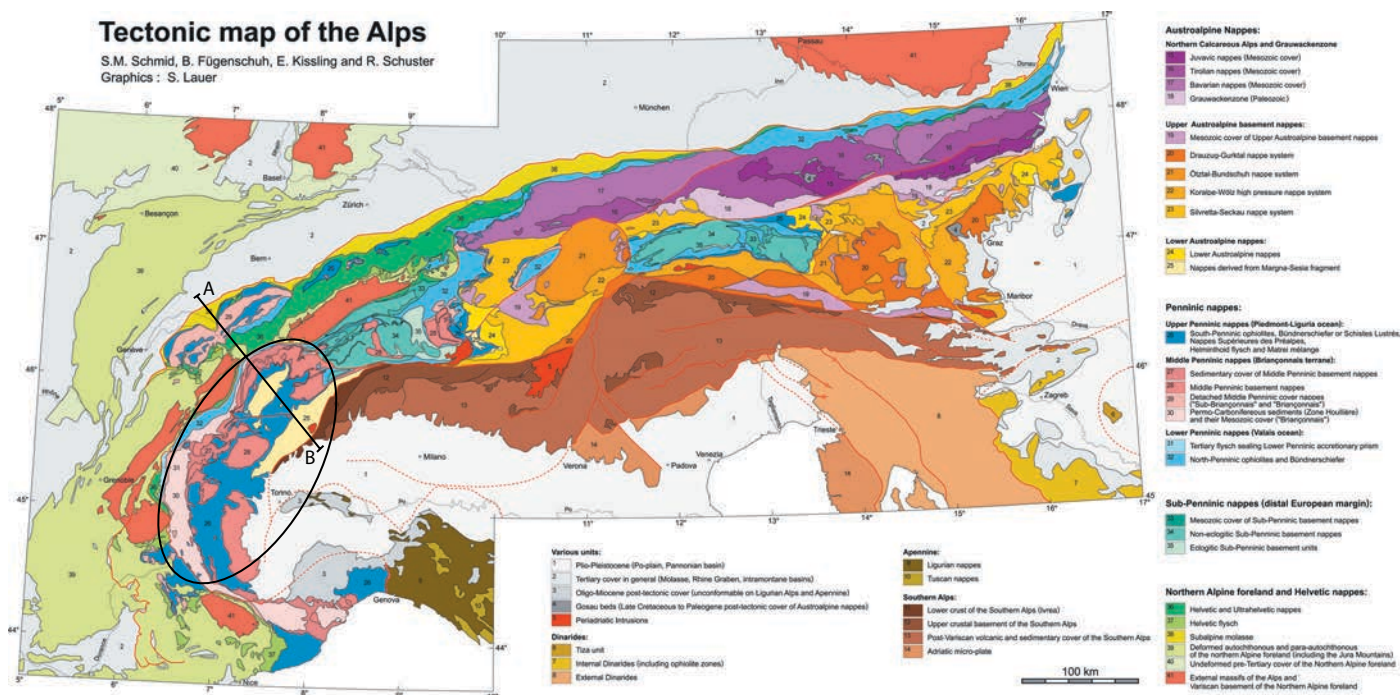


Figure I.2: MNT de l'Europe soulignant la position des chaînes alpines péri-méditerranéennes dans leur cadre géographique.



Figure I.3: Carte tectonique de l'Europe péri-méditerranéenne [Lemoine *et al.*, 2000].

Les Alpes *s.s.* s'étendent sur un millier de kilomètres, entre Gènes et Vienne, avec une largeur comprise entre 100 et 400 kilomètres. On peut les subdiviser sur des critères géographiques, géologiques et topologiques, en trois parties distinctes : les Alpes occidentales, qui forment un arc entre la mer Méditerranée et le Valais, les Alpes centrales, entre le Valais et les Grisons (Suisse orientale), et les Alpes orientales et méridionales, qui s'ensellent dans le bassin Pannonien à l'Ouest des Carpates (figure I.4).

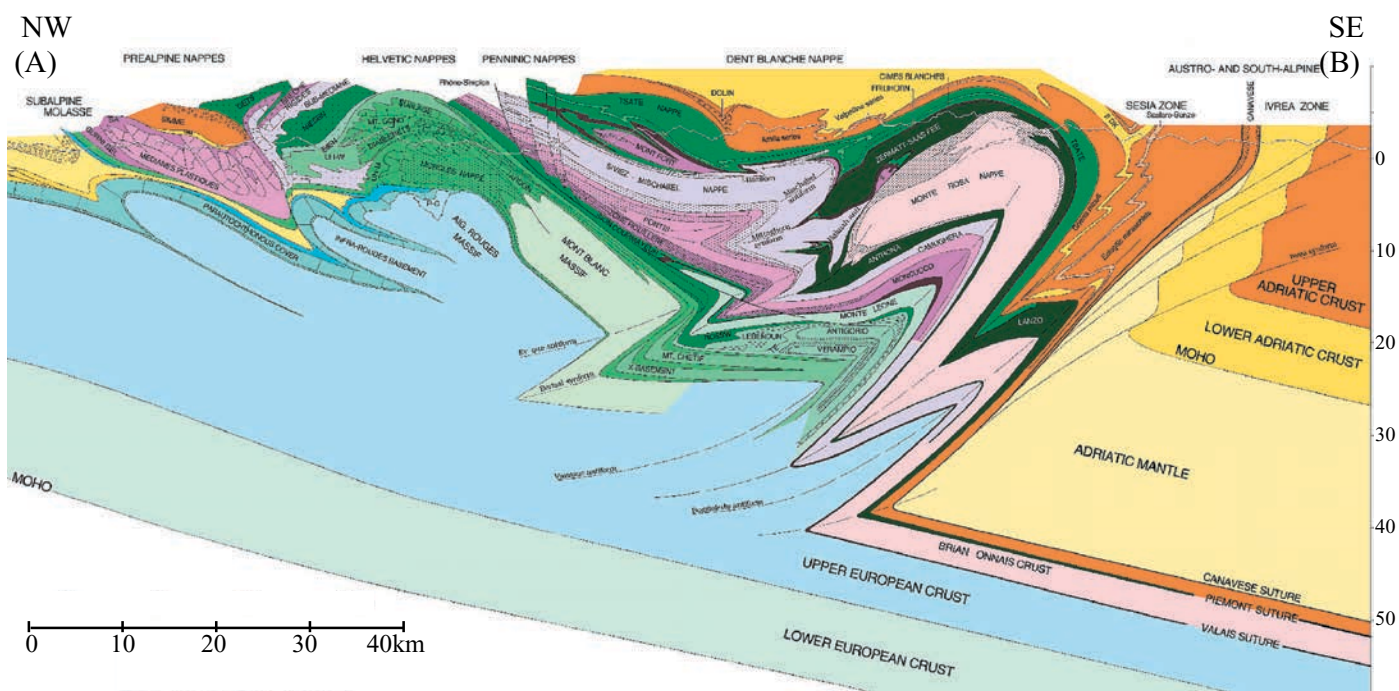


**Figure I.4:** Carte tectonique des Alpes [Schmid *et al.*, 2004], localisation de la zone d'étude (ellipse) et de la coupe de la figure I.5 (segment A-B).

Cette thèse se concentre sur l'arc des Alpes occidentales; il est classiquement subdivisé en deux parties, séparées par le Chevauchement Pennique Frontal: La zone externe et les zones internes [e.g. Argand, 1916]. Ce chevauchement majeur juxtapose des unités paléogéographiques distinctes, ayant eu des histoires tectono-métamorphiques différentes: globalement, les unités de la zone externe correspondent aux parties proximales de la marge européenne, qui ont été peu raccourcies et peu métamorphisées lors de l'histoire alpine, alors que les unités internes correspondent aux parties plus distales et au plancher océanique, qui ont subi un métamorphisme et un raccourcissement plus fort. Une coupe montre cette juxtaposition d'unités distinctes (figure I.5), et met également en relief les différences des styles tectoniques de la zone externe et des zones internes.

## 2) De la chaîne Hercynienne à la Téthys alpine

La chaîne Hercynienne (Carbonifère et Permienne) disparaît à la fin du Paléozoïque par un amincissement crustal de type «basin and range» [Ménard et Molnar, 1988]. Les structures tardi-hercyniennes se caractérisent par des bassins sédimentaires et des intrusions granitiques liées à de grands décrochements et les bassins losangiques (pull-apart) associés. Ces structures sont recouvertes par les sédiments triasiques (figure I.6a). La direction NE-SW, actuellement très bien exprimée dans les Alpes par la foliation métamorphique et les failles d'âge hercynien (dans les Massifs Cristallins Externes du Mont Blanc et de Belledonne en particulier) est l'une



**Figure I.5:** Coupe crustale NFP20 West [Escher *et al.*, 1997]. Les teintes oranges et ocres représentent les unités Austro-alpines, les teintes vertes foncées le domaine valaisan (Lanzo, Tsaté...), les teintes roses et mauves le domaine Briançonnais (Siviez-Mischbel, Pontis, Mont-fort, Médianes plastiques...), les teintes vertes (claires) la marge européenne allochtone (Morcles, Mont-Blanc, Antigorio...), les teintes bleues la marge européenne subautochtone et les teintes jaunes les séries molassiques tertiaires.

des directions hercyniennes principales [Von Raumer *et al.*, 1999]. Ces directions, constituent un prédécoupage du continent pangéen qui a permis de localiser les déformations lors de l'extension jurassique et de la compression alpine [Lemoine *et al.*, 1981; Lemoine *et al.*, 1986; Champagnac, 2001]. Ainsi, le rifting (Trias et Lias inférieur) qui aboutit au Lias et Dogger à l'ouverture de la Téthys alpine (océan Liguro-Piémontais, figure I.6b) réutilise ces directions [Lemoine *et al.*, 1986]. Une autre ouverture océanique, au Crétacé (figure I.6c) reprend les sédiments post-rift et conduit plus au Nord à la formation de l'océan valaisan [Jeanbourquin et Burri, 1991; Stampfli *et al.*, 1998; Claudel et Dumont, 1999]. Ce bassin océanique étroit délimite le micro-continent Briançonnais, également intégré au prisme alpin. Ces ouvertures océaniques font partie d'un contexte global d'extension qui voit l'éclatement de la Pangée et la formation de l'océan Atlantique au cours du Jurassique Moyen. Elles s'expriment par un rifting créant des bassins en demi-graben de dimension décakilométrique [Barfèty *et al.*, 1979; Lemoine *et al.*, 1981; Lemoine *et al.*, 1986] séparés par de grandes failles normales crustales, puis la création de marges passives subsidentes. Les séries des marges continentales sont issues de blocs de socle basculés et de sédiments déposés sur ces blocs. Les séries océaniques quant à elles sont issues du plancher océanique (roches basiques et ultrabasiques) et des sédiments sus-jacents. Du continent à l'océan, on retrouve les domaines paléogéographiques suivants (figure 6b):

- le domaine Dauphinois (ou Helvétique) est constitué de séries marno-calcaires du Jurassique épaisses et souligné par de grosse barres de calcaire massif du Crétacé, qui surmontent le socle paléozoïque (Massifs Cristallins Externes, MCE).
- Les domaines Ultradauphinois (ou Ultrahelvétique) et Valaisans sont essentiellement constitués de flyschs paléocènes à éocènes produits par l'émersion de la chaîne éoalpine.
- Le domaine Briançonnais, est composé de socle paléozoïque composant les Massifs

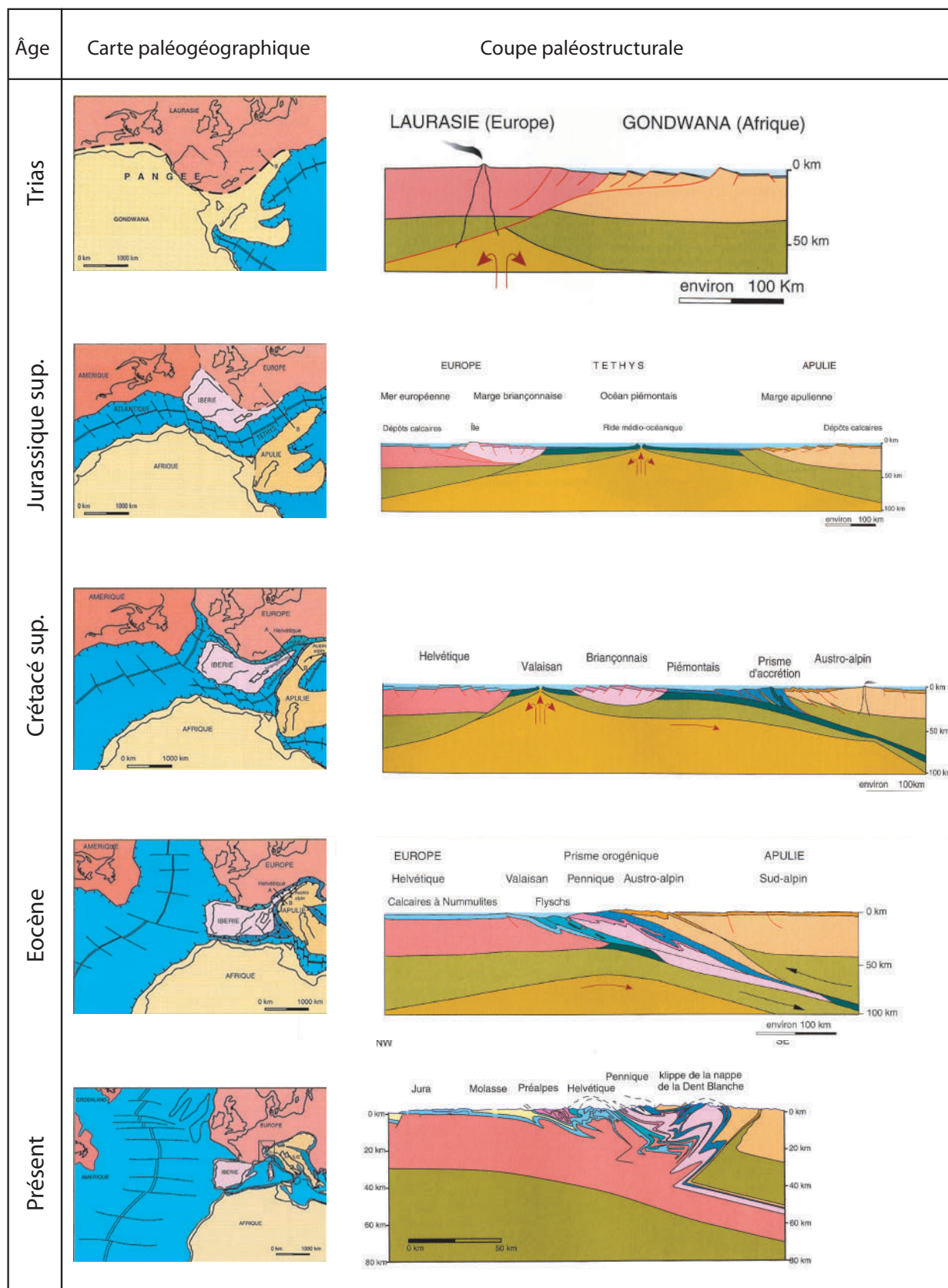


Figure I.6: Evolution paléotectonique des Alpes du trias à l'actuel (en carte, à gauche, et en coupe, à droite) [Marthaler, 2001].

Cristallins Internes (MCI) recouverts d'une épaisse pile sédimentaire (Trias à Crétacé principalement). Le domaine Briançonnais correspond à un micro-continent ayant eu une cinématique propre avant son incorporation dans le prisme alpin.

- Les domaines Liguro-Piémontais, correspondent au plancher océanique recouvert de sédiments profonds (les futurs Schistes lustrés).
- Les unités Austro-Alpines proviennent du socle et de la couverture de la marge africaine. Ces unités sont particulièrement exprimées dans les Alpes orientales mais ne constituent que la nappe de la Dent Blanche dans les Alpes occidentales.

Au cours de l'orogénèse alpine, ces différentes unités paléogéographiques vont constituer la base des zonations métamorphiques et tectoniques. A une échelle locale, des distinctions importantes sont à faire, et des unités juxtaposés peuvent avoir eu des histoires métamorphiques différentes [e.g. Rolland *et al.*, 2000].

### 3) Subduction puis collision (histoire compressive)

Au Crétacé Supérieur, l'ouverture de l'Atlantique Nord provoque l'arrêt de l'ouverture de la Téthys alpine, le rapprochement entre l'Afrique et l'Europe et l'initiation d'une subduction à vergence Sud-Ouest [e.g. Stampfli *et al.*, 2002]. La marge Européenne subduit sous la micro-plaque Adriatique. Cette micro-plaque, en relation avec la plaque Africaine a joué un rôle déterminant dans l'histoire alpine. La subduction (Crétacé à Eocène) transporte à grande profondeur certaines parties de la marge européenne (nappes Lépontines, ou nappes Penniques Inférieures), du micro-continent Briançonnais (Mont Rose, Grand Paradis et Dora Maira) et les planchers océaniques Ligure (Schistes lustrés) et Valaisan (Flyschs métamorphiques). Le métamorphisme éoalpin, de haute pression [e.g. Goffe et Velde, 1984; Platt et Lister, 1985; Lemoine et Tricart, 1993] indique des profondeurs d'enfouissement de 50 à 100 km suivant les unités affectées [Goffé et Choppin, 1986; Jolivet *et al.*, 1998]. Certaines parties du plancher océanique ne sont pas subduites, et on observe dans les Alpes une suture, caractérisée par des roches basiques, d'affinité océanique, obductées et intégrée au prisme pennique. La subduction est suivie dès l'Oligocène par une collision continentale *s.s.* entre les marges Européenne et Apulienne (« Africaine »). Cette collision provoque de grands charriages, des plis, des chevauchements, des schistosités, et, d'une manière générale, une importante déformation ductile compressive [e.g. Trumpy, 1960; Tricart, 1980; Lemoine *et al.*, 2000; Schmid et Kissling, 2000] à vergence pro- (vers le Nord et l'Ouest) puis rétro- (vers le Sud et l'Est). Cette déformation ductile est complexe et polyphasée. La juxtaposition des unités Austro-Alpines (klippe de la Dent Blanche), Penniques (zones internes métamorphiques) et Externe (marge Européenne peu métamorphique) est directement issue des stades précoces de cette collision (figure I.6d).

Au Miocène, la déformation s'exprime en domaine plus cassant, avec des chevauchements qui se propagent des domaines internes vers les domaines plus externes (vers le Nord et l'Ouest) et qui affectent principalement la marge Européenne. Les nappes de couverture (nappes Helvétiques) mises en place au cours de l'Oligocène [Dietrich et Casey, 1989] sont déformées par le soulèvement des Massifs Cristallins Externes [e.g. Burkhard, 1986; 1988; Seward et Mancktelow, 1994; Bogdanoff *et al.*, 2000; Dumont *et al.*, in press]. Les massifs subalpins plus externes (Dauphinois) continuent à se déformer pendant le Miocène, en avant des Massifs Cristallins Externes qui se soulèvent [Burkhard, 1990; Seward et Mancktelow, 1994]. La formation, au Miocène supérieur des chaînes d'avant-pays (« folds and thrust belt ») du Jura et de la nappe de Dignes signe les derniers épisodes compressifs de l'orogène alpin [e.g. Ritz, 1991; Sommaruga, 1999] (Figure I.6e).

Au cours de cette longue histoire compressive, un important bassin d'avant-pays (le bassin molassique) subside par flexure, en avant de la chaîne alpine de l'Oligocène au Miocène Moyen.

Les sédiments qui s'y déposent sont progressivement déformés et intégrés aux structures alpines. Le transfert de la déformation en avant du bassin molassique, au front du Jura, provoque le soulèvement de celui-ci et l'arrêt de la sédimentation de molasse.

L'histoire alpine est également marquée par une importante déformation décrochante qui affecte toutes les unités tectoniques. Le rôle de ces mouvements décrochants liés à des rotations est considéré comme majeur par certains auteurs [Goguel, 1963; Gidon, 1974; Choukroune *et al.*, 1986; Ricou et Siddans, 1986; Ménard, 1988; Vialon *et al.*, 1989; Laubscher, 1996; Thomas *et al.*, 1999; Collombet *et al.*, 2002]. L'origine géodynamique de ces décrochements reste discutée, mais ils sont probablement liés aux mouvements et à la rotation anti-horaire de la micro-plaque apulienne.

Les différentes phases compressives sont détaillées dans un tableau synthétique (figure I.7) intégrant les déformations alpines dans leur cadre géodynamique.

Period	Stage	Age	Anom.	Tectonic Phases	Plate Motion	Alps				
HOLOCENE										
PLIOCENE				PHASE 6	↙	JURA FOLDING				
MIOCENE	U	MESSINIAN	5	PHASE 5	↗	HELVETIC THRUSTING				
		TORTONIAN	9							
	M	SERRAVALLIAN	12							
		LANGHIAN								
	L	BURDIGALIAN	19							
		AQUITANIAN	25							
OLIGOCENE	CHATTIAN	25		↗						
	RUPELIAN	38	13	PHASE 4	↗	PENNINIC/AUSTRO-ALPINE THRUSTING				
EOCENE	PRIABONIAN			PHASE 3	↕	PALAEOCENE RESTORATION				
	BARTONIAN									
	LUTETIAN									
	YPRESIAN	51	21							
PALAEOCENE	THANETIAN	55	24			OPENING OF N. ATLANTIC				
	DANIAN	65	30							
CRETACEOUS	LATE	MAESTRICHTIAN	67	PHASE 2	↗	THRUSTING, HIGH PRESSURE METAMORPHISM AND SUBDUCTION OF CONTINENTAL CRUST				
		CAMPANIAN	74				33			
		SANTONIAN	84				34			
		CONIACIAN								
		TURONIAN								
		CENOMANIAN	92							
	EARLY	ALBIAN								FIRST FLYSCH
		APTIAN	118				MO	PHASE 1	↘	
JURASSIC		160				OPHIOLITES				
TRIASSIC		220								

Figure I.7: Tableau de corrélation entre la direction générale du mouvement entre l'Afrique et l'Europe et les différents épisodes tectoniques dans les Alpes et la Méditerranée [Dewey *et al.*, 1989].

#### 4) L'évolution extensive tardive

L'histoire la plus récente des Alpes occidentales internes apparaît depuis une dizaine d'années comme dominée par des processus extensifs [Mancktelow, 1992; Aillères *et al.*, 1995; Tricart *et al.*, 1996; Sue, 1998; Cannic *et al.*, 1999; Rolland *et al.*, 2000; Schwartz, 2002; Sue et Tricart, 2003; Malusa, 2004]. Cette évolution tardive s'exprime par une déformation principalement extensive et décrochante, alors que l'évolution précoce se caractérisait dans des déformations principalement compressives. Des déformations extensives des zones internes sont décrites dès l'Oligocène, en condition ductile [e.g. Ballèvre *et al.*, 1990; Mancktelow, 1990; Rolland *et al.*, 2000; Ganne *et al.*, 2004; Schwartz *et al.*, 2004].

Des déformations extensives cassantes ont été décrites localement [Sue et Tricart, 1999; Bistacchi *et al.*, 2000; Sue et Tricart, 2002; Grosjean *et al.*, 2004; Malusa, 2004], en suggérant que l'ensemble des zones internes ait connu ce type de déformations. Comme nous le verrons, l'extension cassante est un mécanisme prépondérant dans la partie interne de l'arc alpin occidental ; elle se place nécessairement pendant le Néogène, pendant que les zones externes sont soumises à un régime compressif. L'objet de ce travail est de préciser la nature et l'importance de cette tectonique cassante extensive, et de proposer une explication cohérente avec les observations.

La déformation active, caractérisée par la sismotectonique, est principalement extensive dans les zones internes, alors que le régime tectonique de la zone externe est décrochant et compressif [Eva *et al.*, 1998; Sue *et al.*, 1999; Delacou *et al.*, 2004; Kastrup *et al.*, 2004].

La comparaison avec d'autres orogènes (Himalaya, Andes, Alpes orientales, Apennins, Basin and Ranges, Chaîne Hercynienne...) montre que l'évolution tardive d'une chaîne de montagne passe par des processus extensifs [e.g. Molnar et Tapponnier, 1978; Wernicke et Burchfield, 1982; Herren, 1987; Dewey, 1988; Le Pichon *et al.*, 1997; Rey *et al.*, 2001; Seyferth et Henk, 2004]. Les origines géodynamiques de ces processus extensifs sont nombreuses, et dépendent des forces internes (forces de volumes) et externes à la chaîne (forces aux limites). Je reviendrai sur cette discussion dans la dernière partie de cette thèse.

## II. Méthodes

*Cette étude se base sur l'analyse de la fracturation à différentes échelles. Les méthodes utilisées visent à la détection, la visualisation et la quantification des réseaux de failles présents dans les Alpes occidentales internes.*

*Les failles sont des discontinuités qui ont permis un (ou plusieurs) mouvement(s). Il est donc possible d'étudier la répartition spatiale de ces discontinuités, principalement grâce aux outils de télédétection et aux observations de terrain ; il est également possible de caractériser les mouvements pour retrouver le(s) champs de contraintes et de déformations associé(s).*

*Je présente ici trois approches complémentaires, la morphotectonique (structures décakilométriques à hectométriques), le travail de terrain (structures kilométriques à centimétriques, figure I.8) et les méthodes d'inversion basée sur l'orientation de failles (plans striés décimétriques à métriques) qui permettent de calculer l'orientation des axes principaux de paléocontraintes.*



**Figure I.8:** Panorama du Grand-Combin et du Mont Vélain depuis le col du Grand Saint Bernard. On remarque une fracturation importante, soulignée par la neige.

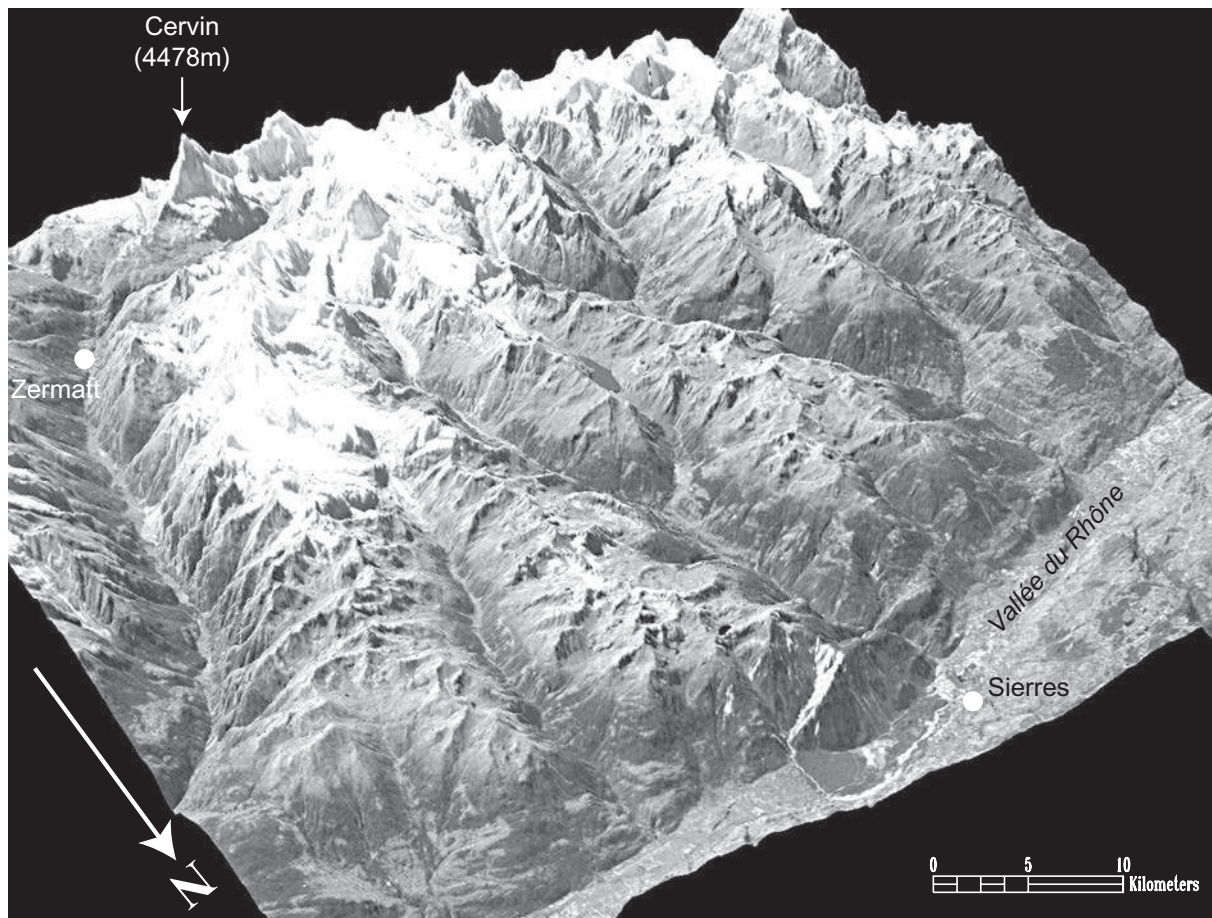
### 1) études morphotectoniques

La topographie résulte de l'interaction entre la tectonique, le climat, les lithologies, et dans une moindre mesure la végétation. Le signal tectonique, que nous avons cherché à mettre en évidence dans cette étude, est directement lié à la présence et au fonctionnement de failles. Il est principalement enregistré dans le réseau hydrographique, par le décalage latéral et/ou vertical des drains, et la concentration des cours d'eau dans des couloirs de failles. Le signal tectonique est également enregistré directement dans la topographie : l'action mécanique (fracturation liée aux mouvements) et physico-chimique des failles (rôle des circulations de fluides) conduit à une fragilisation de la roche encaissante, qui se traduit par des variations de pentes, des talwegs, des cols alignés ou même des contre-pentes si la faille est importante.

L'analyse qualitative et quantitative de documents de télédétection, images satellitaires, photos aériennes et Modèles Numériques de Terrain (MNT) présente de nombreux avantages.

Tout d'abord, ils permettent d'avoir une vision globale, à grande échelle d'une région étudiée en 2D et 3D (figure I.9). De plus cette vision varie en fonction du document consulté, et des traitements numériques appliqués. Ces différents supports permettent d'avoir une bonne idée de la structure et de la fracturation d'une région, préliminaire à un travail de terrain.

L'approche semi-quantitative des documents de télédétection permet, d'autre part, de détecter et de tracer des linéaments qui peuvent être (moyennant certaines précautions) assimilés



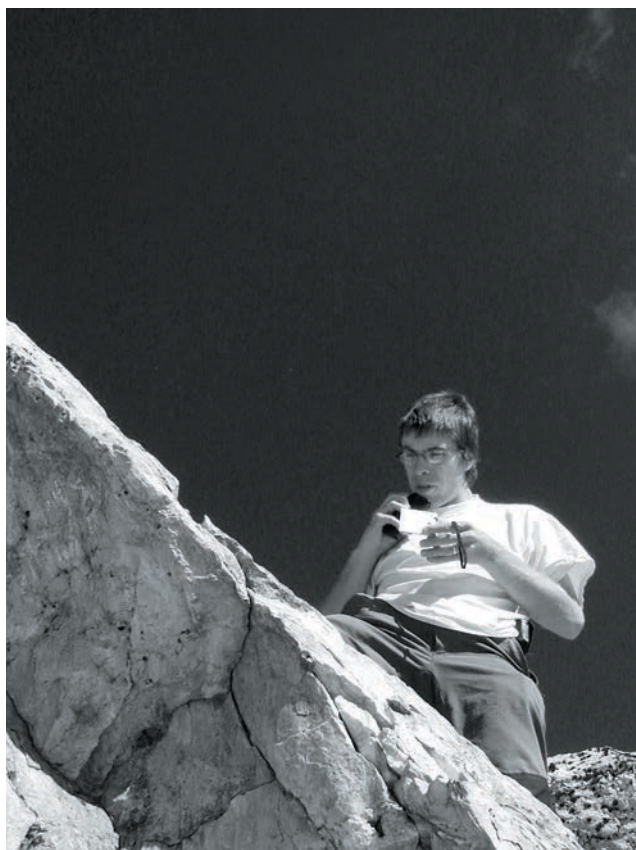
**Figure I.9:** Image satellite du sud Valais (IRS-1C pan, résolution 5.8m) drapée sur le MNT (Swisstopo, résolution 25m), vue est vers le Sud-Ouest.

à des failles. Il est donc possible de tracer le réseau de failles et d'analyser quantitativement celui-ci. Je reviendrai dans le paragraphe consacré à l'étude morphotectonique du Valais sur les différents traitements qui accroissent la lisibilité des documents (MNT en particulier) et les précautions à prendre.

L'analyse quantitative, enfin, permet d'effectuer des calculs qui concernent directement la structure topographique d'une région. Différents paramètres peuvent être utilisés pour identifier un contrôle tectonique de la topographie [e.g. Kühni et Pfiffner, 2001; Angelier et Chen, 2002; Montgomery et Brandon, 2002; Musumeci *et al.*, 2003; Miliaris et Iliopoulou, 2004; Persaud et Pfiffner, 2004]. La présence d'anomalies dans les profils en long de rivières (écart local au profil théorique à l'équilibre) permet d'estimer l'importance des perturbations du réseaux hydrographique par des facteurs externes ; les mouvements tectoniques font partie de ces facteurs, mais nous verrons que la détermination sans ambiguïté d'un signal tectonique dans un profil de rivière est problématique.

D'une manière très générale, les documents utilisés pour une approche morphotectonique ne fournissent qu'une vision partielle et numérique du terrain, qui dépend très fortement du capteur utilisé et des algorithmes de traitement en amont ; des aller-retours fréquents entre terrain et documents de télédétection sont indispensables à une bonne compréhension de la géologie.

## 2) Travail de terrain



**Figure I.10:** Géologue mesurant une série de failles normales dans des quartzites très fracturées au dessus des Arcs (site FRETTE, N°67 et N°68, Tarentaise). Photo B. Delacou.

Le travail de terrain a été capital pour cette thèse, et environ 8 mois lui ont été consacrés. Il constitue le corps de cette étude grâce aux mesures systématiques de populations de plans striés dans une grande partie de l'arc alpin. Ces mesures (plus de 4000 couples failles / stries, (figure I.10) ont permis de calculer près de 200 tenseurs de paléocontraintes. Ces campagnes de mesures ont également permis la recherche d'indices de déformations néotectoniques (Quaternaires à actuel), et l'interprétation de ces indices dans un cadre plus large. L'observation *in situ* de structures géologiques permet d'importants changements d'échelles, de l'expression dans le paysage d'une faille majeure à l'observation minutieuse des critères cinématiques d'un plan strié. Il est indispensable, par exemple, de contrôler *in situ* la nature des structures repérées sur le MNT. Il est également très important d'observer l'aspect des plans de failles, ce qui permet d'avoir une idée des conditions de la fracturation (minéralisations, fracturation associée, présence de gouge de faille, de cataclasite...).

Dans les chapitres qui suivent, ainsi que dans les articles joints, je présente un grand nombre de structures observées sur le terrain, principalement extensives, mais aussi décrochantes. Plus qu'un simple catalogue visant à démontrer l'importance de l'extension dans les Alpes internes, ces photos interprétées cherchent à montrer les différents styles tectoniques de la déformation cassante. C'est pourquoi j'ai essayé, autant que possible, de représenter à la fois les structures à l'échelle régionale, l'affleurement, l'analyse cinématique (plans et stries) et le tenseur des paléocontraintes associé. Ces changements d'échelle sont fondamentaux pour avoir, au final, une vision globale de l'objet étudié.

### 3) Inversion

#### *a) Théorie, hypothèses de base et conventions*

Cette thèse s'appuie en grande partie sur la détermination des axes de paléocontraintes par l'inversion de population de plans striés. Les méthodes d'inversion sont basées sur les principes de Bott [1959] et de Wallace [1951], qui considèrent que la direction de la strie portée par le plan de faille est parallèle à la direction de la contrainte tangentielle sur ce plan.

Les méthodes d'inversion sont basées sur un certain nombre d'hypothèses, qu'il est en principe indispensable de vérifier:

- Le milieu doit être homogène, isotrope dans le site de mesure et exempt de déformation plastique.
- Le champ de contraintes est uniforme dans le site de mesure et constant au cours du temps au sein d'une même «phase» tectonique.
- Les glissements sur les plans sont libres (pas de frottements), indépendants les uns des autres et sont coaxiaux à la contrainte tangentielle.
- Les rotations doivent être négligeables, donc les mouvements sur les plans de failles faibles.

En pratique, ces hypothèses sont difficilement vérifiables. J'ai donc cherché à m'approcher le plus possible des hypothèses théoriques, en ne mesurant des failles que dans des sites de taille restreinte (quelques centaines de mètres au maximum), et loin des failles majeures.

Strictement parlant, le «tenseur de paléocontraintes» concerne uniquement la partie anisotrope du tenseur complet (4 des 6 paramètres du tenseur complet); la partie isotrope et la magnitude des contraintes du tenseur complet ne sont pas accessibles par les méthodes d'inversion.

Pour résoudre le problème inverse de la détermination de tenseurs de paléocontraintes à partir de populations de plans striés, j'ai utilisé principalement la méthode d'inversion directe [Angelier, 1990]. Cette méthode analytique est basée sur la minimisation d'une fonction croissante des angles différentiels (angle entre la strie mesurée et la strie théorique recalculée à partir de la solution). Pour chaque faille, l'angle différentiel indique le degré de compatibilité avec le tenseur calculé. La représentation sous forme d'histogramme de ces angles différentiels, ainsi que le calcul de l'angle différentiel moyen permet d'estimer la qualité du tenseur calculé.

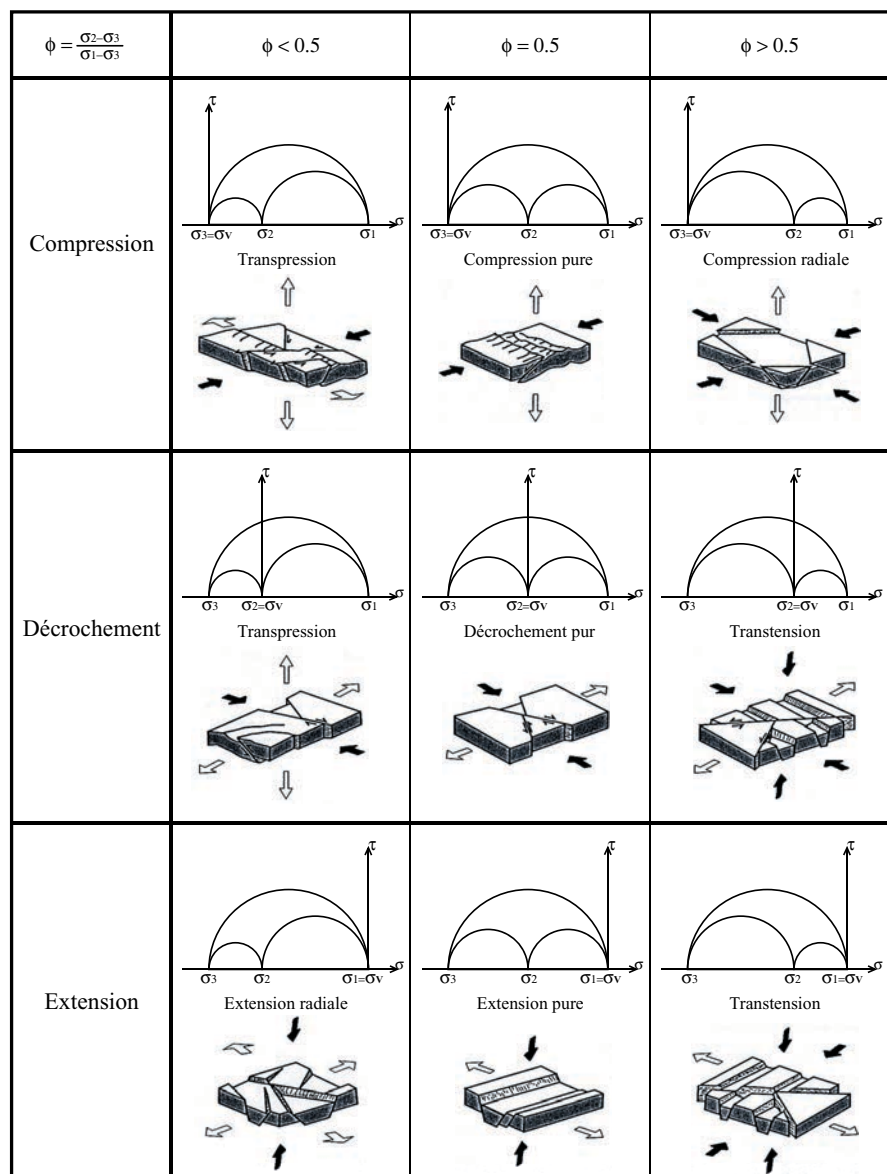
La solution caractérise entièrement le tenseur réduit des contraintes, c'est à dire l'orientation des axes de contraintes principaux  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  et  $\sigma_3$  ( $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ ), ainsi que le paramètre de forme de l'ellipsoïde des contraintes ( $\Phi$ ) [Angelier, 1984; Angelier, 1990]. Ce paramètre permet d'accéder aux intensités relatives des axes principaux de contraintes.

Il est défini par  $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$  et  $0 < \Phi < 1$  et fournit une indication supplémentaire sur l'état de contrainte [Ritz et Taboada, 1993; Delvaux *et al.*, 1995] (Figure I.12).

Localement, deux déformations cassantes ont été observées dans un même site. Dans ce

cas, la chronologie a rarement pu être déduite grâce aux recouvrements de plans, mais plus fréquemment grâce aux intersections de stries appartenant aux deux épisodes. Si ces critères de recouvrement sont parfois nets (belles cristallisation de calcite en particulier), ils sont parfois ténus, et plusieurs observations sont nécessaires à différents endroits de l'affleurement pour qu'une chronologie locale puisse être acceptée. Dans certains sites, le passage d'un mouvement au suivant se fait de façon progressive et continue, comme l'atteste les stries courbes observées.

La représentation stéréographique est toujours en hémisphère inférieur (canevas de Schmidt). Sauf mention contraire, les plans sont notés selon l'azimut de leur ligne de plus grande pente (de 0° à 360°) et le plongement (de 0° à 90°) de cette ligne; les stries sont notées selon leur azimut et leur plongement. Si la valeur de l'azimut est précédé de la lettre «N», la notation indique la direction de la ligne horizontale (0°-179°); cette notation est employée le plus souvent quand le pendage est inconnu, ou pour les analyses cartographiques (par exemple: «...une faille N045°...» décrit une faille NE-SW).



**Figure I.11:** Tableau récapitulatif des états de contraintes en fonction du rapport  $\Phi$  ( $\Phi = [\sigma_2 - \sigma_3] / [\sigma_1 - \sigma_3]$ ) et du cercle de Mohr correspondant, pour des régimes compressifs, décrochants et extensifs [Ritz et Taboada, 1993]. Voir le texte pour la discussion.

### b) Protocole d'inversion

Les mesures ont été prises en région montagneuse, en climat relativement humide, et le développement de lichens ou de mousse sur les plans de failles rend parfois difficile la lecture des stries ; les meilleurs affleurements se sont avérés être des bords de route, piste ou chemin, ainsi que tout endroit terrassé mécaniquement. La plupart des mesures ont été notées vocalement au dictaphone puis reportées dans un carnet; cela a permis de gagner beaucoup de temps et de corriger immédiatement les petites erreurs. Le travail de traitement des données commence par le report du carnet dans le logiciel TectonicsFP [Sperner *et al.*, 1993] avec, pour chaque faille, l'orientation du plan et de la strie, le sens de cisaillement sur la strie, le critère de confiance de la mesure et un éventuel commentaire (taille de la faille, aspect du plan, appartenance à une famille, chronologie relative...). Le format d'entrée de TectonicsFP comprend deux valeurs (azimut et pendage) pour le plan et deux valeurs (azimut et plongement) pour la strie; il faut donc corriger les données pour que la strie soit comprise *mathématiquement* dans le plan. TectonicsFP considère que la mesure du plan est plus précise, et projette en conséquence la strie sur le plan, puis attribue à la strie une nouvelle orientation et indique à l'utilisateur l'angle entre la strie mesurée et la strie projetée. Le plus souvent, cet angle est inférieur à 3° ou 4°. Si l'angle est trop grand (plus de 10° par exemple), il faut reconsidérer les notes, et vérifier les données; souvent, il s'agit d'une erreur de notation ou de report qu'il est facile de corriger. Si la source de l'erreur reste inconnue, la mesure est supprimée. Le fichier « propre » obtenu constitue le matériel de base pour le processus d'inversion. Ce processus peut être long, et doit être fait prudemment ; le but est de produire des tenseurs qui soient le plus représentatif possible d'un état de paléocontraintes donné, et de trouver le juste équilibre entre la réduction du « bruit » et l'élimination de données pertinentes.

J'ai suivi les étapes suivantes pour les données présentées dans cette thèse :

- a. Représentation des failles sur un canevas de Schmidt et examen de la répartition spatiale.
- b. Calcul d'un premier tenseur par la méthode des dièdres droits [Angelier, 1979].
- c. Calcul du tenseur des contraintes par la méthode d'inversion directe [Angelier, 1990].
- d. Examen de l'histogramme de répartition des angles différentiels.
- e. Si le tenseur calculé par inversion directe est comparable avec celui calculé avec les dièdres droits, qu'il est cohérent avec les failles dont il est issu, et que l'histogramme est bon (unimodal, étroit et centré sur 0°), le tenseur est enregistré, ainsi que ses différentes représentations graphiques (figure I.12).
- f. Si ce n'est pas le cas, l'histogramme peut être bimodal. Dans ce cas, la population de failles contient probablement des failles normales et décrochantes ; il faut alors séparer ces deux populations, en s'aidant des angles respectifs des plans et des stries, ainsi que de l'histogramme (les deux modes correspondent généralement aux deux populations). Une fois le tri effectué, reprendre le processus à l'étape a. pour chacune des deux populations.
- g. Si l'histogramme n'est pas bimodal, mais simplement trop large, ou avec des valeurs erratiques, il faut détecter les mesures qui posent problème, et les éliminer une à une, en contrôlant à chaque fois la stabilité du tenseur. Le but n'est pas de garder uniquement les failles correspondant *a priori* à un tenseur « intuitif », mais d'éliminer les mesures qui parasitent ce tenseur (erreur de mesure, faille verticale à strie verticale, faille basculée ou fauchée, etc.). A chaque fois, reprendre la démarche depuis l'étape a.

Certains tenseurs sont « problématiques » et ne fournissent pas rapidement une solution satisfaisante. Si une solution acceptable n'est pas trouvée, le tenseur est rejeté pour assurer

une bonne qualité à l'ensemble des données. Plusieurs méthodes peuvent être utilisées pour déterminer des solutions récalcitrantes :

- La représentation en histogramme circulaire (diagramme en rose) des orientations de plan et des orientations des stries peut aider à mieux comprendre la base de données.
- La représentation graphique « Ginko », basée sur la méthode d'inversion multiple [Yamaji, 2000] permet d'observer la stabilité et l'unicité d'une solution d'inversion. Elle permet également de mieux comprendre les données pour obtenir une solution satisfaisante, sans toutefois fournir de résultats numériques.
- Il est également possible de prendre le tri «à l'envers» et de reconstruire la population de failles une à une en testant l'inversion à chaque fois. Ce procédé permet d'isoler une faille, qui, par une orientation particulière, met en échec le calcul.

Le protocole décrit ci-dessus permet d'effectuer le processus d'inversion prudemment, de minimiser le nombre de failles «étrangères» au tenseur et de tester la stabilité numérique de l'inversion d'une population de failles en fonction d'une ou plusieurs faille(s) en particulier. Au final, j'obtiens différents stéréogrammes (représentation des failles et directions des axes de contrainte), l'histogramme des angle différentiels et le cercle de Mohr associé au rapport  $\Phi$ , calculé d'après la solution graphique de Wallace [1951], ainsi que la représentation graphique des solutions issues du logiciel Ginko (Figure 1.12) . Cette solution graphique [Yamaji, 2000; 2003] utilise une double échelle pour représenter à la fois la probabilité d'une orientation d'axe  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$  (échelle de saturation) et le rapport  $\Phi$  associé à cette orientation (échelle chromatique). Elle permet de déceler d'éventuelles solutions non-unicues, et d'estimer la solution la plus probable ; cette méthode puissante ne fournit cependant pas de résultats numériques.

---

**Figure I.12:** Exemple de population de failles: le site AMBIN. Toutes les représentations stéréographiques sont en canevas de Schmidt, hémisphère inférieur, comme dans le reste de cette thèse. L'axe  $\sigma_1$  est toujours représenté par un cercle, l'axe  $\sigma_2$  par un carré et l'axe  $\sigma_3$  par un triangle. Le code couleur utilisé par défaut dans cette thèse est : rouge pour l'axe de pression (ou la compression), vert pour l'axe intermédiaire (ou le décrochement) et bleu pour l'axe de tension (ou l'extension).

De gauche à droite, et de haut en bas, les résultats obtenus grâce au logiciel TectonicsFP (excepté en bas à droite):

- Représentation des plans et des stries.
- Résultat du calcul de l'ellipsoïde de contraintes grâce à la méthode des dièdres droits [Angelier, 1979] et contour associé [Bingham, 1964; Sperner *et al.*, 1993].
- Données numériques (localisation, orientation et qualité du tenseur).
- Résultat du calcul de l'ellipsoïde de déformations grâce à la méthode «NDA» [Spang, 1972; Sperner *et al.*, 1993].
- Résultat du calcul de l'ellipsoïde de contraintes grâce à la méthode d'inversion directe [Angelier, 1990].
- Cercle de Mohr calculé grâce à une solution graphique [Wallace, 1951].
- Histogramme des angles différentiels de l'inversion directe.
- Représentation graphique des paramètres de l'inversion multiple [Yamaji, 2000], grâce au logiciel Ginko [Yamaji, 2003]. La saturation indique la probabilité de position de l'axe  $\sigma_1$  (à gauche) et  $\sigma_3$  (à droite) ; la teinte indique le rapport  $\Phi$  associé à cette probabilité. Sur cet exemple, on voit une très forte probabilité d'axe  $\sigma_1$  vertical avec un faible rapport  $\Phi$  (teintes bleues), ainsi qu'une grande dispersion de l'axe  $\sigma_3$ , également avec un faible rapport  $\Phi$ . Une seconde solution, moins probable, indique une dispersion de l'axe  $\sigma_1$  autour d'un axe horizontal, Nord-Sud, associé à un fort rapport  $\Phi$  (teintes oranges), et un axe  $\sigma_3$  stable.

## c) Critère de qualité

Une fois le tenseur calculé et enregistré, un critère de qualité lui est attribué en fonction de la difficulté à obtenir un résultat correct, et en fonction de paramètres quantitatifs. Ce paramètre est important pour prendre du recul par rapport aux résultats obtenus et permet *a posteriori* de considérer avec plus ou moins de circonspection chaque orientation sur les cartes. Il prend en compte :

- le nombre de failles utilisées pour calculer le tenseur, le pourcentage de failles rejetées

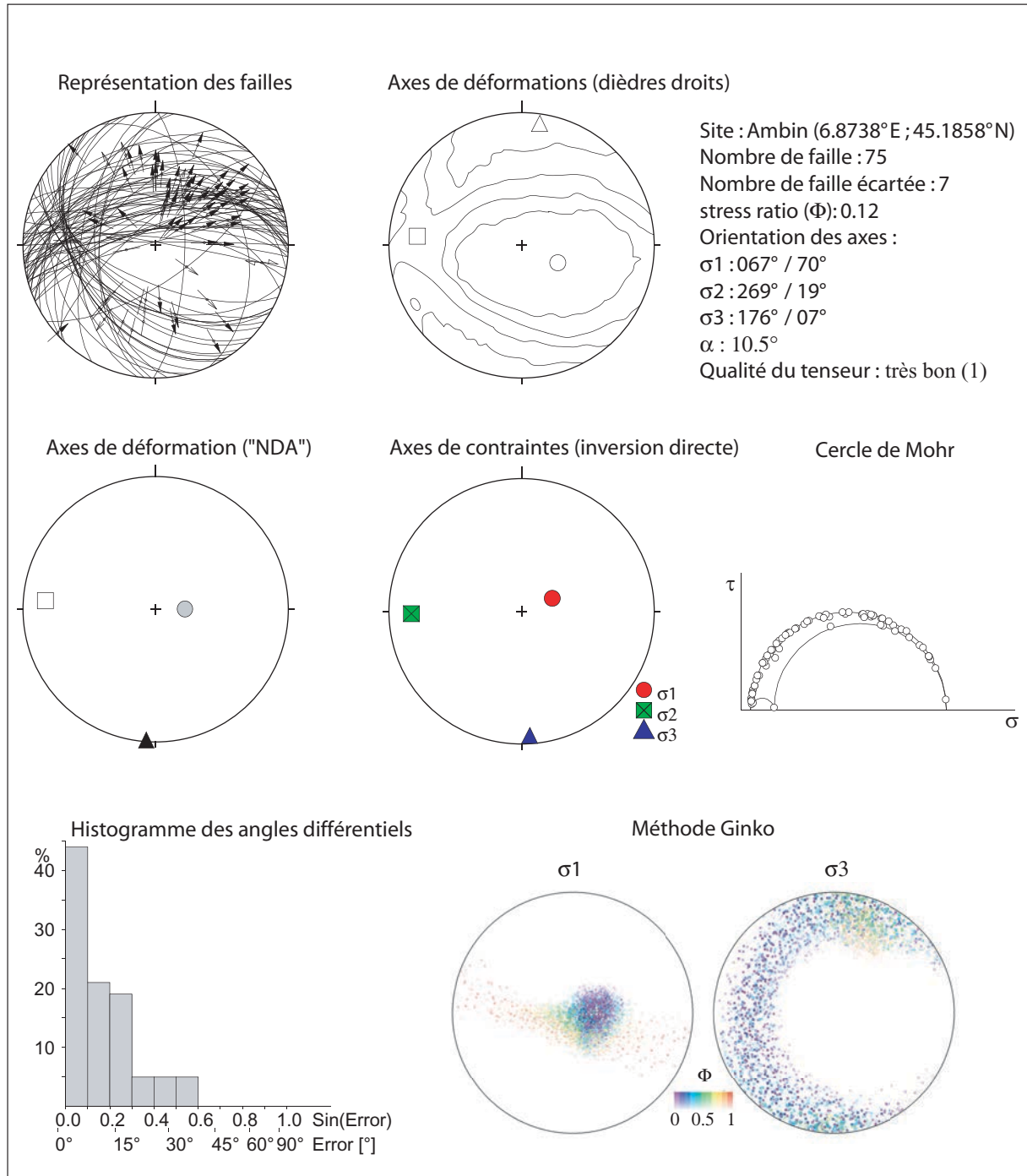


Figure I.12: Exemple de population de failles: (voir la légende page de gauche).

et la répartition spatiale de ces failles. Globalement, un tenseur sera considéré comme *faible* s'il est calculé avec 10 à 15 failles, *moyen* si le calcul utilise de 15 à 25 failles, et *bon* s'il est calculé avec plus de 25 failles. Le nombre de failles rejetées ne doit pas être supérieur au quart du total; en moyenne, il est d'environ 10%. Les failles doivent en outre être réparties dans l'espace et ne pas représenter le même plan mesuré plusieurs fois.

- La cohérence entre le résultat obtenu avec l'inversion directe et la méthode géométrique des dièdres droits ; les directions d'axes doivent être compatibles. En outre, le tenseur calculé doit être en accord avec les observations de terrain et la direction «intuitive»; en effet, pour des raisons numériques, une permutation entre deux axes ( $\sigma_1$  et  $\sigma_2$  en particulier) provoquant un tenseur décrochant calculé uniquement à partir de failles normales a parfois été observé.
- L'angle différentiel moyen ( $\alpha$ ), qui doit être le plus petit possible, ainsi que la répartition des angles différentiels représentés sur un histogramme. Cet angle correspond, pour chaque faille, à la différence entre la strie mesurée sur le terrain et la strie recalculée à partir du tenseur appliqué sur le plan de faille. L'histogramme ne doit pas être bimodal, et doit être le plus étroit possible avec un maximum dans la première classe. Cet histogramme constitue la façon la plus simple et la plus puissante de contrôler la validité et la qualité d'un tenseur.
- Enfin, la représentation graphique de la fonction inverse grâce au logiciel Ginko [Yamaji, 2000; 2003] permet de visualiser plus finement le tenseur, et de repérer, le cas échéant, un tenseur instable qui autorise plusieurs solutions très différentes.

#### iv. Discussion contrainte / déformations

Un débat peut être ouvert sur la fiabilité de certaines parties des résultats, en particulier la validité des rapports de forme de l'ellipsoïde des contraintes ( $\Phi$ ), sur la signification en terme de contraintes *ou* de déformations des tenseurs calculés, sur l'hétérogénéité, le polyphasage, ainsi que sur le manque de stabilité numérique ou le caractère non-unique des solutions calculées à partir de certaines populations de failles. La question a déjà été longuement débattue [e.g. Sassi et Carey-Gailhardis, 1987; Pollard *et al.*, 1993; Twiss et Unruh, 1998; Fry, 1999; Marrett et Peacock, 1999; Yamaji, 2003; Shan *et al.*, 2004], et je ne pense pas apporter par ce travail (qui n'est pas d'ordre méthodologique) des précisions sur ces points importants. Je souhaite néanmoins faire part ici de mes impressions et réflexions sur les méthodes inverses que j'ai utilisées. La méthode d'inversion directe d'Angelier [1990] a été utilisée principalement dans cette étude; elle est clairement exposée par son auteur comme une méthode permettant de calculer les paléocontraintes. Une autre méthode, utilisée pour vérifier la cohérence directionnelle des tenseurs calculés, la méthode « numerical-dynamical analysis » (NDA) [Spang, 1972; Sperner *et al.*, 1993] permet une analyse en terme d'axes de déformation. Concrètement, l'orientation des axes de tension (axes de la contrainte principale minimum) et d'extension (axes de déformation principale minimum) est très généralement comparable ; cette grande similitude se retrouve également avec les axes déterminés par la méthode des dièdres droits. La très bonne adéquation directionnelle entre les différentes méthodes utilisées, et la cohérence *a posteriori* des résultats présentés permet de proposer des scénarios tectoniques et de réfléchir autant en terme de contraintes que de déformations. Si dans la théorie ces deux notions sont distinctes (la première résultant indirectement de la seconde) [e.g. Marrett et Peacock, 1999], la taille et la complexité de l'objet étudié ne permettent pas une réflexion évitant la confusion entre ces deux concepts. C'est pourquoi, je préfère parler de *régime tectonique*, autorisant une neutralité englobant à la fois l'idée de contraintes et de déformations. J'assume cette approximation et pense qu'elle est

plus juste qu'une analyse uniquement vue en termes de paléocontraintes *à cause* de la méthode utilisée. Néanmoins, pour éviter une polémique stérile, je parle dans les articles de « state of stress » (état de contraintes), ainsi que d'« extensional axis » (axe d'extension). Quoiqu'il en soit, la cohérence des données entre elles, ainsi que l'adéquation avec les structures observées sur le terrain montre que les résultats sont significatifs et correspondent aux conditions tectoniques.



---

## DEUXIEME PARTIE

### Analyses régionales de la fracturation

---

*J'éprouve l'émotion la plus forte devant le mystère de la vie.  
Ce sentiment fonde le beau et le vrai, il suscite l'art et la science.  
Si quelqu'un ne connaît pas cette sensation ou ne peut plus ressentir étonnement ou surprise,  
il est un mort vivant et ses yeux sont désormais aveugles.*

A. Einstein

## I) Sud Valais

Ce chapitre regroupe les résultats de la campagne de terrain de l'été 2001, effectuée dans le Sud Valais, en rive gauche du Rhône (figure 2.1). Cette campagne a fait l'objet d'une publication aux *Eclogae geologicae Helvetiae* [Champagnac et al., 2003a]. La fracturation y est analysée sous un angle morphologique (observations de terrain et télédétection) et dynamique (inversion de populations de plans striés). Cet article est suivi de données complémentaires sur l'analyse dynamique de la fracturation, ainsi que de résultats inédits issus de l'approche morphotectonique. Les résultats obtenus visent à caractériser le plus finement possible la fracturation régionale. En effet, si l'histoire ancienne (ductile), est complexe et variable selon les unités tectono-métamorphiques, l'histoire cassante (plus récente) semble en revanche homogène sur toute la zone du Sud Valais. Elle s'exprime par trois familles de failles bien individualisées (E-W, NE-SW et NE-SW). Une de ces familles (NE-SW), particulièrement exprimée immédiatement au Sud de la vallée du Rhône pourrait être l'expression morphologique de la grande faille du Rhône [e.g. Burkhard, 1988]. Elle pourrait permettre des mouvements récents à actuels extensifs et dextres, compatible avec le champ de contraintes actuel.

Un scénario en trois temps pour la déformation cassante du sud Valais peut être proposé:

- Tout d'abord un régime de contraintes transtensif, avec un axe  $\sigma_3$  orienté  $N065^\circ$  et un axe  $\sigma_2$  (ou  $\sigma_1$  pour les tenseurs décrochants) orienté  $N155^\circ$ . Ce champ de contraintes est compatible avec les mouvements dextres de la faille du Rhône, décrits par plusieurs auteurs [Burkhard, 1988; Hubbard and Mancktelow, 1992; Sartori, 1993].

- Ensuite, un champ de contraintes extensif, caractérisé par une intensité relative de  $\sigma_2$  et  $\sigma_3$  proche, qui signe un régime d'extension multidirectionnelle, avec néanmoins une direction stable de l'axe  $\sigma_3$  (NNE-SSW).

- Actuellement, le champ de contraintes correspond à une partie mineure de la fracturation observée sur le terrain, et présente une direction d'extension N-S [Delacou et al. 2004]. Il provoque probablement la réactivation des accidents orientés E-W à NE-SW, et notamment la faille du Rhône.

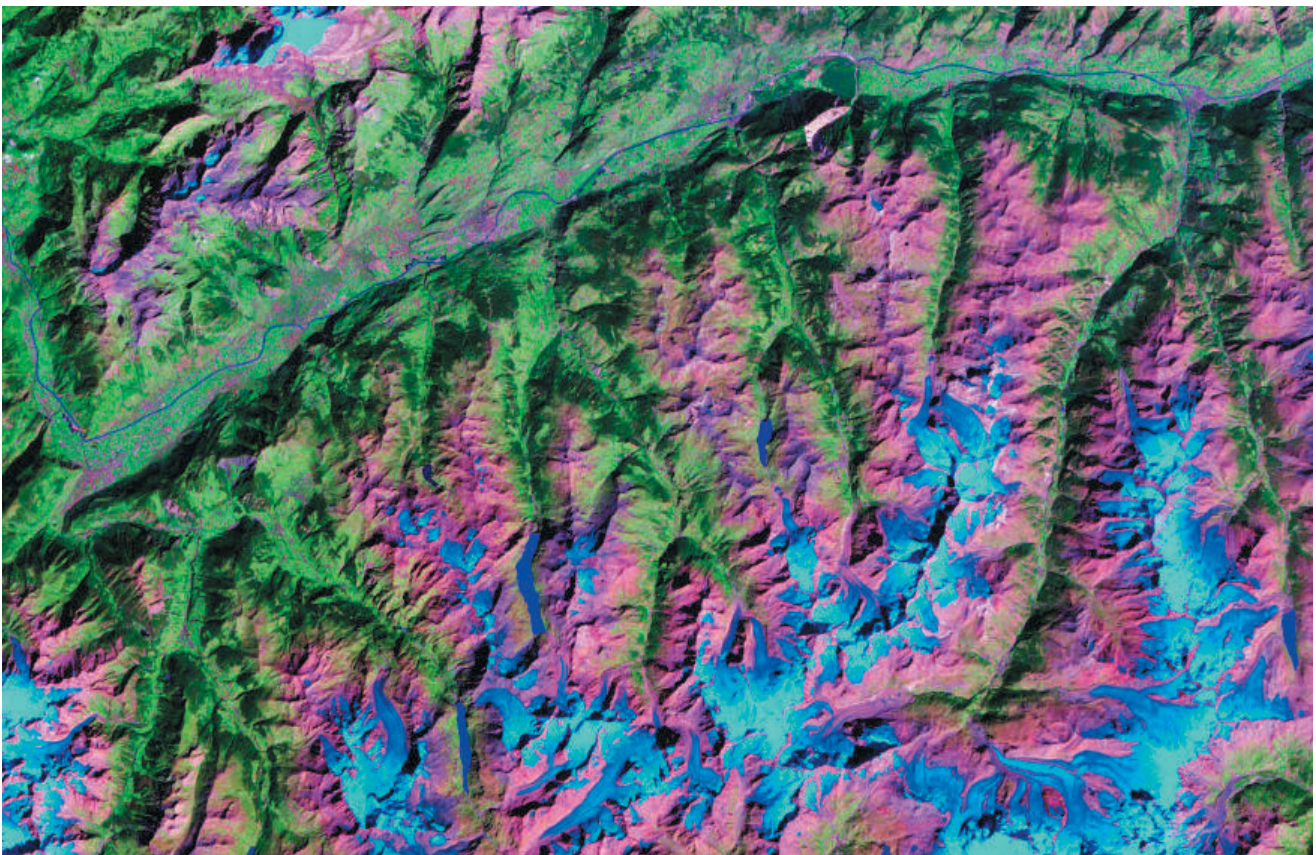


Figure II.1: Image satellite Landsat 5 du Valais. Source <http://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid>

1) Article publié aux *Eclogae geologicae Helvetiae*

0012-9402/03/030325-14

DOI 10.1007/s00015-003-1100-7

Birkhäuser Verlag, Basel, 2003

*Eclogae geol. Helv.* 96 (2003) 325–338

# Brittle orogen-parallel extension in the internal zones of the Swiss Alps (South Valais)

JEAN-DANIEL CHAMPAGNAC<sup>1</sup>, CHRISTIAN SUE, BASTIEN DELACOU & MARTIN BURKHARD

*Key words:* Swiss Alps, brittle extension, paleostress analysis, morphotectonics, recent faulting

## ABSTRACT

The latest Alpine faulting is examined in the Valais region of the Swiss Alps. We used satellite imagery and a 25m Digital Elevation Model to identify and map geomorphic features such as fault scarps and lineaments. Verification, fault characterization and fault planes / striae measurements for paleostress analysis were conducted in the field. We identified three fault families that post-date nappe emplacement, E-W, NE-SW and NW-SE oriented. A large majority of faults are normal, with some strike slip component. The normal / dextral Rhône fault system controls the brittle deformation close to the Rhône valley, where it is morphologically well expressed. This regional brittle deformation was analysed using paleostress inversion methods at 56 measurement sites. The extensional axis  $\sigma_3$  is regionally consistent with a NE-SW ( $N65^\circ$ ) orientation. The deformation regime, based on the ellipsoid form parameter  $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ , varies between radial extension ( $\Phi=0$ ) and transtension ( $\Phi=1$ ). This orogen-parallel extension, similar to the major "Simplon fault" kinematics, is documented over a large area of the northwestern Alps: in the hangingwall of the Simplon fault, in the Southern Valais area, and in the Aosta valley region.

## RESUME

De nouvelles données de fracturation tardi-alpine dans le Sud Valais (Alpes Suisse) sont présentées ici. Nous avons utilisé différentes images satellites ainsi que le Modèle Numérique de Terrain (MNT) à 25m de résolution pour identifier et cartographier différentes structures morphologiques, linéaments ou escarpements de failles. Un contrôle sur le terrain nous a permis de reconnaître que ces structures sont pour la plupart des failles. Nous avons identifié trois familles de failles, orientées E-W, NE-SW et NW-SE, qui sont postérieures à la mise en place des nappes et à toutes les structures ductiles. Ces failles sont principalement normales, avec localement une composante décrochante. La faille du Rhône, normale / dextre, contrôle la déformation cassante à proximité de la vallée du Rhône, où elle présente une forte signature morphologique. Les mesures de couples failles / stries sur 56 sites nous ont permis de calculer les paléocontraintes par la méthode d'inversion directe: l'axe d'extension  $\sigma_3$  est globalement orienté NE-SW ( $N65^\circ$ ). Le paramètre de forme de l'ellipsoïde des paléocontraintes  $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ , varie entre de l'extension radiale ( $\Phi=0$ ) et de la transtension ( $\Phi=1$ ). Cette direction d'extension, parallèle à la direction des structures alpines est compatible avec l'extension accommodée par la faille du Simplon. Elle se retrouve dans une grande partie des Alpes nord-occidentales, du Simplon au Val d'Aoste, en passant par le Sud Valais.

## 1. Introduction

Most of the previous studies of the alpine collisional belt have focused mainly on the contractional structures, in particular folds and thrust. This has led to several well constrained models of the Tertiary kinematics of the belt (e.g. Steck 1984, Choukroune et al. 1986, Le Pichon et al. 1988, Ménard 1988, Steck & Hunziker 1994, Mosar 1999, Steck et al. 2001) The present-day dynamics of the Alps is still a matter of debate. On the continental scale, Europe/Africa convergence is ongoing at rates from 3 to 8 mm/year in a N to NW direction at the longitude of the Alps (Argus et al. 1989, Demets et al. 1990, 1994, Albarello et al. 1995, Crétaux et al. 1998, Calais et al. 2000, Kreemer & Holt 2001, Nocquet 2002). Little, if any of this convergence is taking place in the Alps, however, some

authors have proposed the western Alps to be in a post-collisional stage (Sue et al. 1999, Delacou et al. submitted).

Large scale extensional structures are documented in many parts of the Alps (e.g. Mancktelow 1985, Mancel & Merle 1987, Selverstone 1988, Ratschbacher et al. 1989, Wust & Silberberg 1989, Steck & Hunziker 1994, Frisch et al. 2000). Extensional tectonics, mostly in an orogen-parallel direction, is shown to begin early, in late Oligocene and early Miocene, at times when orogen perpendicular thrusting in external parts of the Alps is still active (Bistacchi & Massironi 2000, Tricart et al. 2001, Sue & Tricart 2002). During the last ten years, increasing attention has been paid to the latest extensional structures which took place under increasingly brittle conditions,

<sup>1</sup> Jean-Daniel Champagnac, Université de Neuchâtel, Institut de géologie, Rue E.-Argand, 11, CH-2007 Neuchâtel, Switzerland. Email: jean-daniel.champagnac@unine.ch

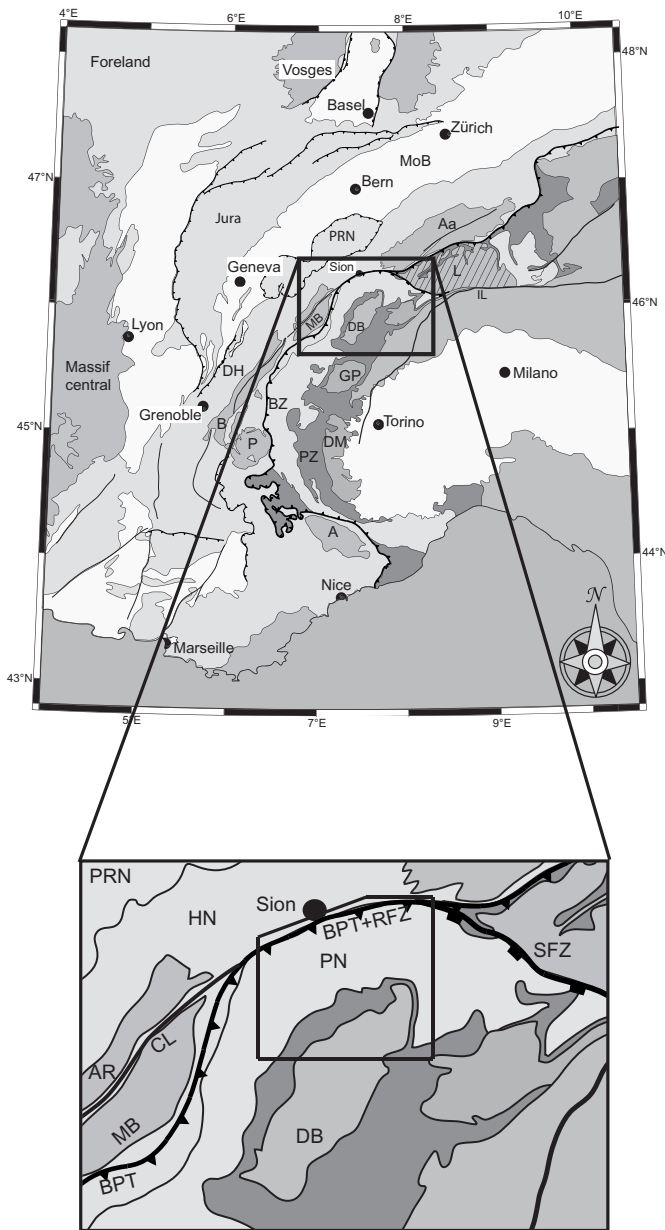


Fig. 1. Location of the studied area in the Alpine belt (black square).  
**Tectonic units:** A: Argentera; Aa: Aar; AR: Aiguilles Rouges; B: Belledonne; BZ: Briançonnais zone; DB: Dent Blanche nappe; DH: Dauphiné / Helvetic zone; DM: Dora Maira; GP: Gran Paradiso; HN: Helvetic Nappes; L: Lepontine Dome; MoB: Molass Bassin; MB: Mont Blanc; PZ: Piémontais zone; P: Pelvoux; PN: Penninic nappes; PRN: Prealpine Nappes.  
**Fault zones or "lines":** BPT: Basal Penninic Thrust; CL: Chamonix Line; IL: Insubric line; RFZ: Rhône Fault Zone; SFZ: Simplon Fault Zone.

some of which being probably still active today (Massironi et al. 1997, Sue 1998, Sue & Tricart 1999, Bistacchi et al. 2000, Bistacchi & Massironi 2000, Sue & Tricart 2002, 2003, Grosjean et al. in press).

In this paper, we analyze the brittle deformation in the South Valais area, which belongs to the internal zones of the

Swiss Alps, between the Rhône valley to the north and the water divide to the south. This area lies to the South-West of the Simplon fault and can be regarded as its hangingwall (Mancktelow 1985, 1992). Our analysis is based on systematic mapping of the fault patterns, and the determination of paleo-stress field(s) based on a large database of fault/striae measurements.

## 2. Geological and tectonic setting

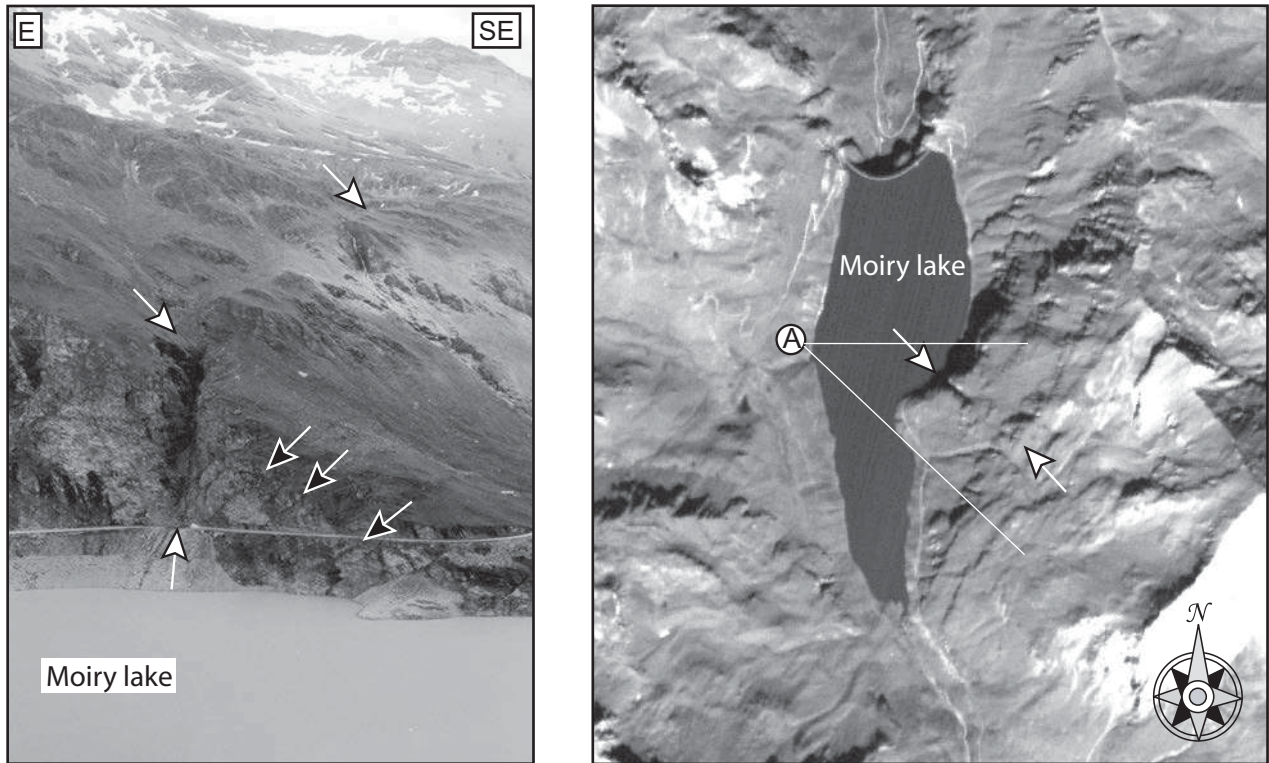
The studied area is located in the South Valais (Swiss Alps). It is limited to the north by the Rhône valley, to the south by the crest-line of the Valais Alps with many exceeding 4000m summits (e.g. Grand Combin, Dent Blanche, Matterhorn and Monte Rosa), to the west by the Val de Bagnes, and to the east by the Mattertal (or "Zermatt valley") (Fig. 1).

This area belongs to the internal zone of the Alps and is made up of middle Penninic nappes, also referred to as the Briançonnais zone, overridden by the main Alpine Piémontais suture zone and the Dent Blanche nappe. The Briançonnais nappes consist of slices of pre-Carboniferous basement rocks, with their cover of Permo-Carboniferous and Mesozoic sediments. The Piémontais suture zone is a melange of ophiolitic rocks and associated oceanic "schistes lustrés" calc-schists. The overriding Dent Blanche nappe *s.l.* is the highest nappe in this part of the Western Alps. It is mainly a crystalline basement unit with small remnants of sedimentary cover (Steck 1984, Steck & Hunziker 1994, Escher et al. 1997, Steck et al. 1997). The metamorphic history of the Penninic units is complex. Parts of the Piémontais suture zone have experienced high to ultrahigh pressure metamorphism, while most of the basement units have undergone only moderate pressure, middle to upper greenschist facies only (Desmons et al. 1999, Frey et al. 1999). Peak temperatures were probably reached in the latest Eocene around 38Ma (e.g. Hunziker et al. 1992). The post peak temperature cooling history is well constrained through zircon and apatite fission track ages (Soom 1990, Hunziker et al. 1992, Seward & Mancktelow 1994).

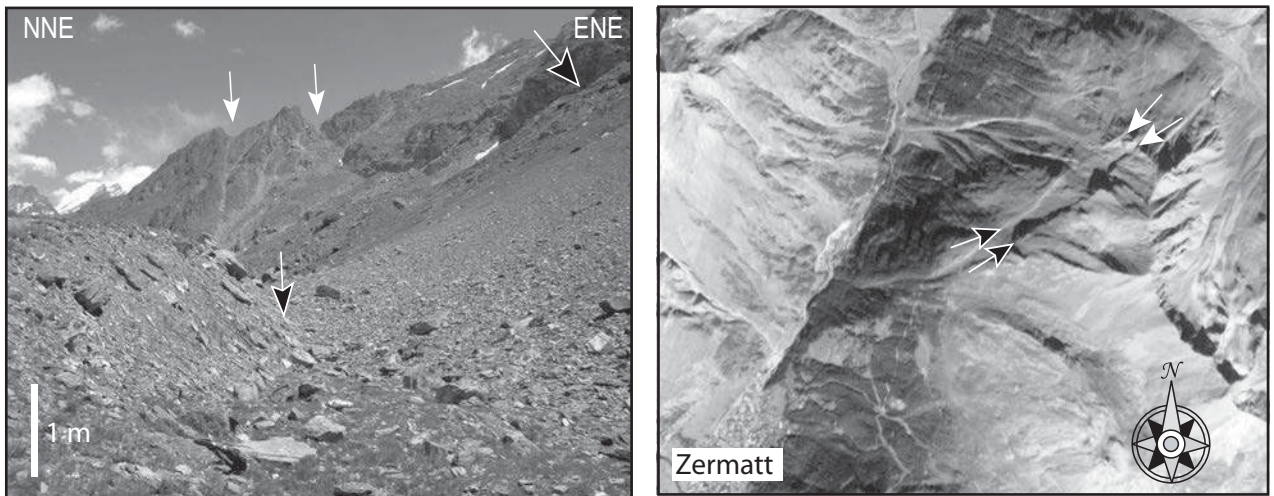
The study area is bordered by a series of major faults or fault zones.

*To the east*, the Simplon fault zone has been described as a major NW-SE striking low-angle detachment with a long history, including both ductile high temperature deformation and low temperature brittle deformation features (e.g. Mancktelow 1985, 1990, 1992, Steck & Hunziker 1994, Grosjean et al. in press). The maximum cumulated dip-slip displacement has been estimated at around 36 km, in a top-to-the-SW direction (Mancktelow 1992, Grasemann & Mancktelow 1993, Steck & Hunziker 1994). At the scale of the Alpine orogen, the Simplon fault zone seems to be a relay between the dextral Insubric Line and the normal/dextral Rhône fault zone.

*To the north*, the Rhône fault zone follows closely the present-day Basal Penninic Thrust of the Valais (Steck & Hunziker 1994). The Rhône valley can be regarded as the geomorphic



a



b

Fig. 2. Examples of brittle structures observed in the field.

Fig. 2a. Comparison between outcrop and remote sensing views of the Moiry fault. On the left, the outcrop seen from the point A (distance about 1 km). Several small normal faults are distinguishable (black arrows), conjugate with a larger fault (white arrows), visible on the satellite image (at right). Note that the entire conjugate system is tilted about 30 degrees to the southwest.

Figure 2b: Comparison between field view and remote sensing view of a major fault system, in the vicinity of Zermatt. To the left, an outcrop, viewed from "inside" the fault system. To the right, the fault system seen in satellite image. Black arrows and white arrows show the same points on both pictures. At a larger scale, this fault zone runs beneath Zermatt.

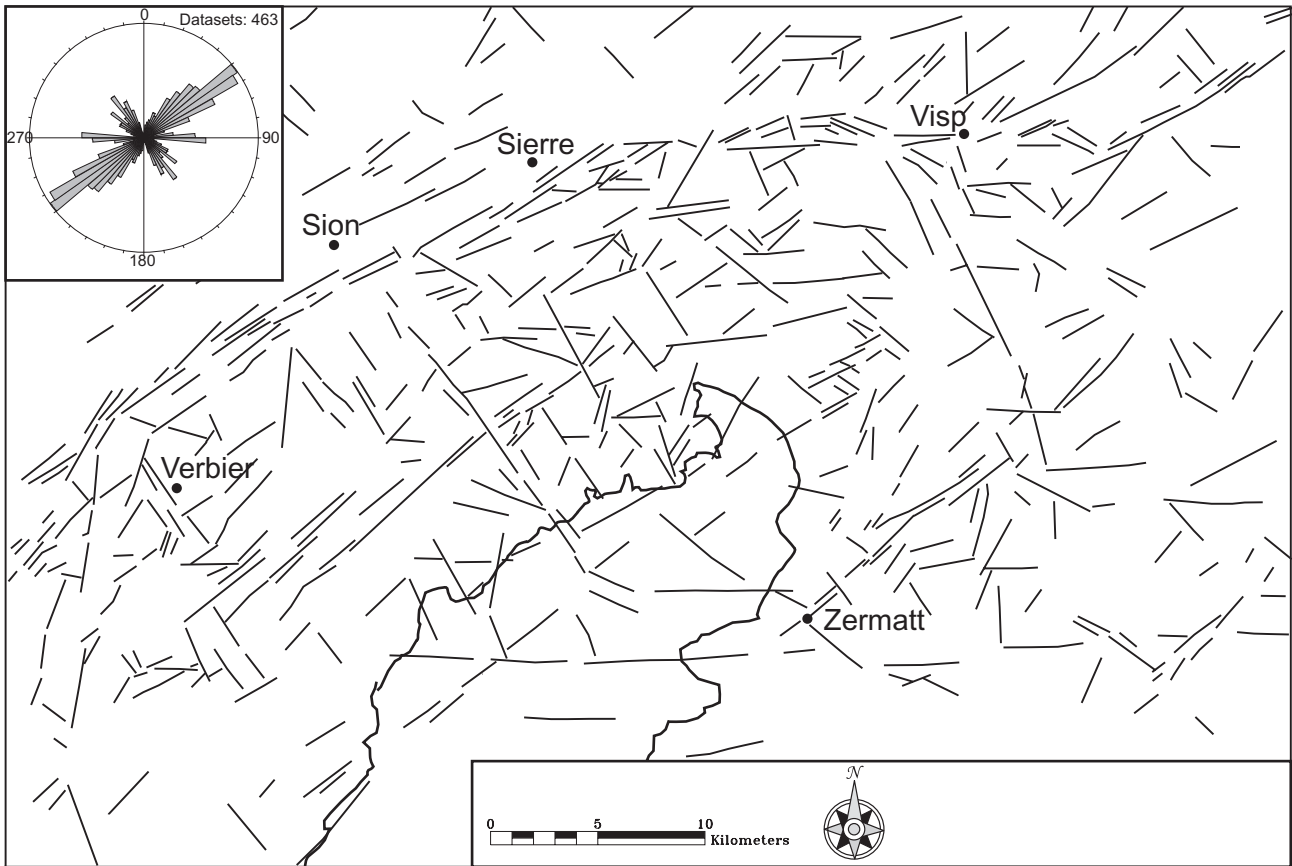


Fig. 3. Fault pattern of the Valais area, based on DEM analysis. Sion, Siere and Visp, three towns in the Rhône valley are shown for reference. The “rose diagram” represents fault directions from the fault pattern. Three fault families (NW-SE, E-W and NE-SW) are easily distinguished. The contour of the Dent Blanche nappe is given for reference.

expression of easily removeable material such as schistes lustrés, calcschists and flyschs (Sion-Courmayeur zone, Versoyen unit), which have gentle to moderate dip to the SSE behind the External Crystalline Massif culminations (Aar massif). By coincidence, however, a Late Alpine normal/dextral strike-slip fault zone overprints the Basal Penninic Thrust along the Central Valais, adding to the structural complexity of this area (Burkhard 1986, 1988, Ménard 1988, Hubbard & Mancktelow 1992, Sartori 1993, Steck & Hunziker 1994). The existence of this Late Alpine, post nappe normal/dextral fault is not obvious, not least because the main branch of this fault zone is hidden beneath the fluvio-glacial quaternary sediments of the Rhône valley. Based on a marked difference in fission tracks apatite cooling ages on either side of the Rhône valley, a fairly recent, late Miocene age of faulting has been postulated (Soom 1990, Seward & Mancktelow 1994). Fairly high seismicity in the Central Valais area has been used as an argument for ongoing tectonic activity (Maurer et al. 1997, Deichmann et al. 2003).

To the west, the Basal Penninic Thrust turns around to a NNE-SSW orientation, bordering the ESE internal side of the

Mont-Blanc massif. The Rhône fault zone does not follow the Basal Penninic Thrust, however, but cuts further downward into the footwall, following the Chamonix syncline between the Mont-Blanc and the Aiguilles Rouges massif (Burkhard 1988, Hubbard & Mancktelow 1992). It is described as transpressive dextral fault zone, the “Chamonix line” after Gourlay (1984). Seismotectonics studies also show dextral focal mechanisms on a N30° oriented fault, close to the Chamonix line (Deichmann et al. 2003).

At the scale of the belt, the Simplon-Rhône-Chamonix line forms a large, slightly curved fault zone, changing its strike from NW-SE oriented to NE-SW, as well as its nature, being transpressive in the east and transpressive further westward.

The fault pattern we studied in this paper clearly crosscuts all the ductile compression-related structures and of nappe pile at the local and regional scales, although some faults may locally be guided by inherited nappe contacts. Thus, the brittle deformation clearly postdates the ductile deformations and nappe emplacement, and reflects the recent Alpine history (Neogene times).

### 3. Geometry of the late Alpine brittle deformation

A regional scale fault networks have been identified using a panchromatic IRS satellite image with a 6m-pixel resolution in combination with Digital Elevation Model (DEM) of 25m resolution (Swiss Topographic Survey). The satellite image and the DEM were examined with the help of the IDL/ENVI software package, using numerical filtering such as directional lightning, first and second derivative, and color coding of slope orientations. The filter were applied with several “kernel size” (the size of the sliding box within the computation is made) in order to highlight several wavelength structure. These numerical treatments highlight slope anomalies of only a few degrees, which could be manually drawn as lineaments. Those lineaments were systematically cross-checked with existing geologic and tectonic maps (Steck et al. 2000, Steck et al. 2001) and verified in the field (see examples in Fig. 2a and 2b), which justify their interpretation as brittle tectonic feature (faults). Our lineation map (Fig. 3) exhibits hectometric to kilometric lengths faults. Their geomorphic expression in the field varies from deep obvious gullies to subtle variations in gentle slopes. The linear alignment of such features crossing several lateral, southern side streams of the Rhône river is quite obvious on both the satellite image and the DEM. In total, we identified a set of about 500 faults, ranging from 400 m to 10 km in length. We decided to draw the observed faults without any interpolation (*i.e.* with a minimum subjective interpretation between several detected fault segments).

Three fault families have been distinguished (insert in Fig. 3).

A *first* fault family is oriented NE-SW and represents the main brittle tectonic feature of the studied area. The maximum density of this family is located close to the Rhône valley. The most prominent faults are located near Vercorin (between Sion and Sierre), where terraces and inverse slopes of up to 100 m are observed. Road outcrops reveal the presence of thick series of cataclasites and fault gouges. The latter are often preferentially washed out along deep NE-SW striking gullies. Southward, at least five important, subparallel fault strands have been identified, within about ten kilometers.

A *second* fault family is oriented E-W. Two major fault zones are observable. To the north, an important fault zone shows thick cataclasite and fault gouge as well as important slope anomalies. This fault zone is the eastward continuation of the Rhône fault zone described above. To the south, close to the 4000m peaks, very long lineaments (over 40 km cumulated length) are parallel to the major Aosta-Ranzola fault system, which lies further to the South (Bistacchi et al. 2001). Other E-W faults have been observed in the central part of the southern Valais.

A *third* fault family is oriented NW-SE. The corresponding structures are more difficult to detect using the DEM, maybe due to specific relationships with the orographic scheme of the southern Valais (NW-SE oriented major valleys). Nevertheless, this fault family is revealed by our morphotectonics analy-

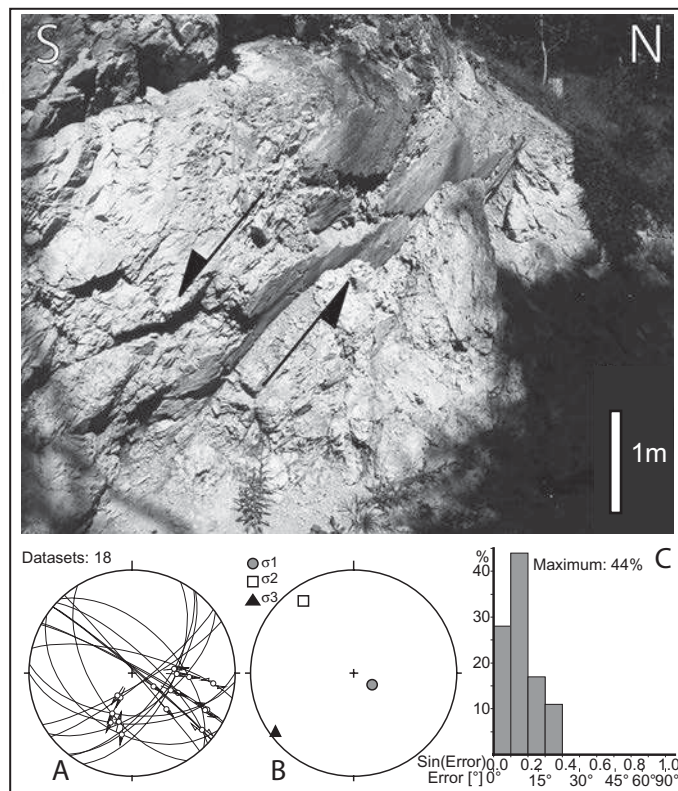


Fig. 4. Example of normal faults used in paleostress calculation from the Vercorin outcrop (between Sion and Sierre).

At the top, a normal fault, very fresh and polished; A: 18 faults used for the paleostress tensor calculation, plotted on a Wulff stereogram, lower hemisphere; B: paleostress tensor (N50 direction of extension); C: misfit angle histogram.

sis, and is strongly developed on the outcrop scale. Faults of this family occur over the entire study area.

These results are consistent with the remote sensing lineaments map by Bistacchi et al. (2000) further to the south and complete them, providing a fine lineament map for the whole “Valais-Aosta valley” zone.

### 4. Paleostress analysis

Field measurements include a determination of the general fault orientation as well as a systematic collection of minor fault populations for the determination of paleostress axis directions by inversion methods (see example in Fig. 4). Paleostress analyses have been applied in the field wherever a sufficient number of striated faults could be measured. We used the “direct inversion method” of Angelier (1990) implemented in the “TectonicsFP” software (Sperner et al. 1993) for calculations and graphic outputs. About 1000 fault planes and their slickensides were measured at 56 sites covering the whole area of interest. Locally, two superimposed brittle deformation stages have been observed on fault planes, allowing the determination of two paleostress tensors. In this case, their relative

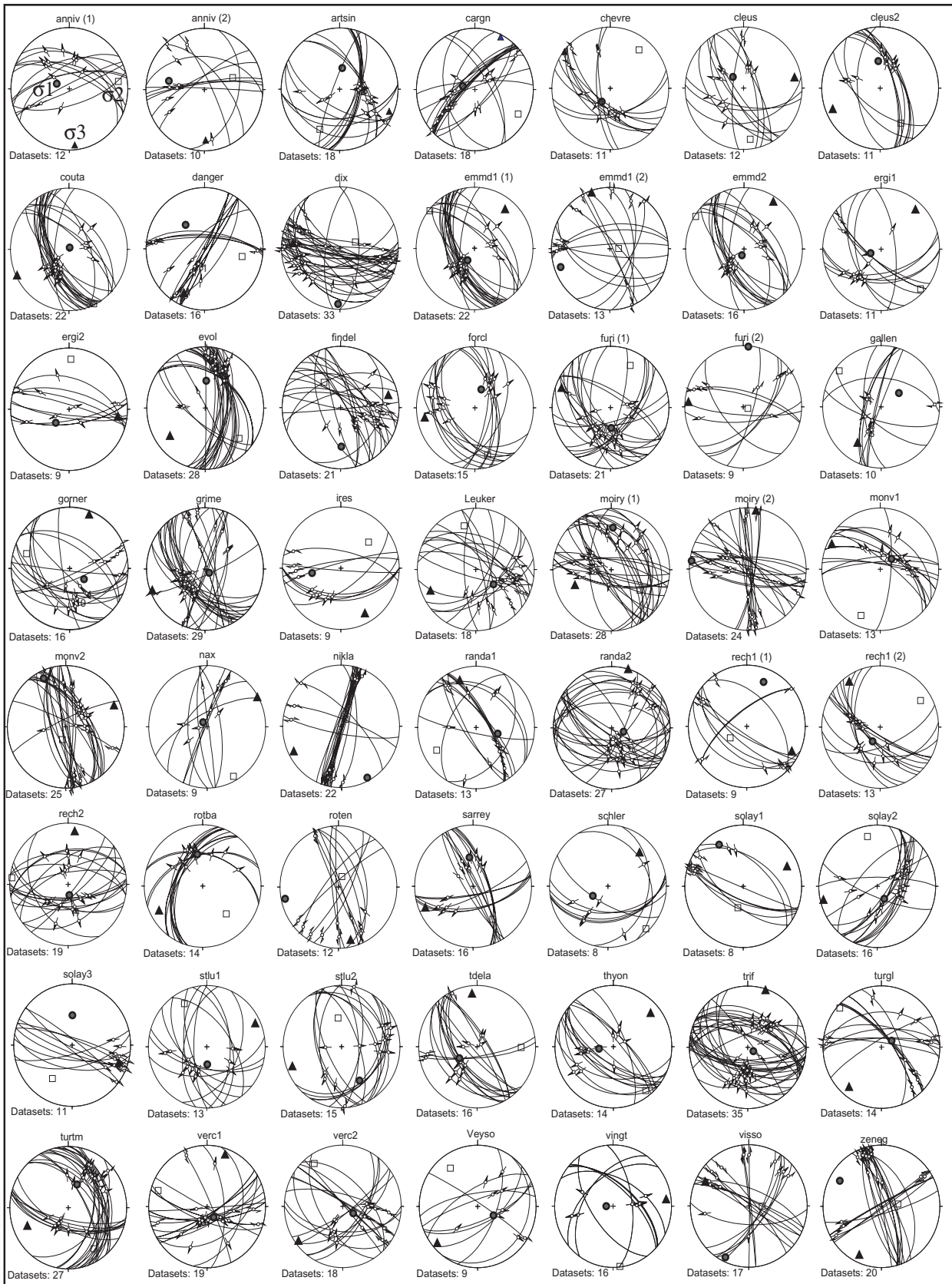


Fig. 5. Stereonets of the 56 paleostress tensors computed in this study (Wulff stereograms, lower hemisphere). Gray circles represents  $\sigma_1$  axis, white squares represents  $\sigma_2$  axis and black triangles represents  $\sigma_3$  axis. Faults and striae used for the calculation are also plotted.

Tab. 1. Parameters of the 56 paleostress tensors, with the location (x and y the swiss coordinate, z the altitude in meters), the  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ , and  $\sigma_3$  orientations (azimuth, plunge), and the  $\Phi$  ratio. Also given are the number of faults used for the computation ("data" column), the quality criterion ("conf." column), and the average misfit angle ("var". column in degree  $^\circ$ ).

N°	Site	x	y	z	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$	$\phi$	data	conf.	var. ( $^\circ$ )
1	anniv (1)	609600	123550	1000	271 / 71	082 / 17	174 / 09	0,52	12	1	6
2	anniv (2)	609600	123550	1000	283 / 37	068 / 47	178 / 18	0,49	10	3	5,7
3	artsin	599100	107100	2960	008 / 61	207 / 27	113 / 08	0,47	18	1	11,5
4	cargn	609200	120000	1400	285 / 73	118 / 17	027 / 04	0,08	18	2	6,5
5	chevre	599400	96150	2870	214 / 69	038 / 21	307 / 01	0,2	11	2	5,5
6	cleus1	590900	106900	2100	315 / 69	172 / 17	079 / 12	0,06	12	2	2,9
7	cleus2	591300	106300	2200	355 / 53	148 / 33	247 / 13	0,32	11	1	3,2
8	couta	604000	103300	1910	026 / 87	154 / 02	244 / 02	0,22	22	1	9,4
9	danger	590950	96500	1700	320 / 48	101 / 35	206 / 20	0,95	16	1	6,7
10	dix	597500	104000	2000	182 / 09	069 / 67	271 / 21	0,97	33	2	7,3
11	emdd (1)	630800	119000	1380	210 / 71	309 / 03	040 / 19	0,06	22	2	4,8
12	emdd (2)	630800	119000	1380	250 / 12	088 / 78	341 / 03	0,24	13	3	7,8
13	emmd2	632500	12000	1080	202 / 81	303 / 02	033 / 08	0,07	16	1	7,6
14	ergi1	620700	127065	1080	250 / 74	134 / 07	042 / 14	0,4	11	2	5,3
15	ergi2	620549	126380	828	226 / 64	002 / 19	098 / 17	0,93	9	3	9,8
16	evole	605000	106200	1500	002 / 53	131 / 25	233 / 25	0,26	28	1	4,3
17	findel	626800	95600	2200	179 / 36	326 / 49	076 / 17	0,77	21	2	9,7
18	forcl	601300	97500	2800	020 / 64	164 / 21	260 / 14	0,45	15	1	7,7
19	furi (1)	622700	94100	1860	178 / 63	026 / 25	291 / 11	0,08	21	1	6,3
20	furi (2)	622700	94100	1860	005 / 01	107 / 83	275 / 07	0,91	9	2	5
21	gallen	627050	99600	2300	053 / 59	309 / 08	215 / 30	0,79	9	2	4,3
22	gorner	626900	92500	3195	126 / 65	288 / 24	021 / 07	0,5	16	2	10
23	grime	609326	112032	1921	129 / 82	340 / 07	249 / 04	0,32	29	1	8,6
24	ires	584700	102300	1400	261 / 49	048 / 36	151 / 17	0,24	9	3	7,6
25	leuker	617000	129000	900	129 / 58	344 / 27	146 / 16	0,23	18	2	7
26	moiry (1)	610618	106618	2324	002 / 32	124 / 40	248 / 34	0,45	28	1	10,3
27	moiry (2)	610618	106618	2324	277 / 03	151 / 84	008 / 04	0,63	24	3	16,5
28	monv1	593800	92500	2100	048 / 69	204 / 19	296 / 08	0,11	13	3	6,3
29	monv2	592400	94700	1820	334 / 13	196 / 72	064 / 11	0,49	25	1	9,6
30	nax	601550	120950	1020	318 / 82	151 / 08	061 / 02	0,22	9	3	6,1
31	nikla	626900	112400	1500	152 / 05	034 / 79	243 / 10	0,49	22	2	12,5
32	randa1	625950	103950	1600	105 / 59	241 / 24	340 / 19	0,78	13	3	13,6
33	randa2	624900	103600	2090	107 / 73	287 / 17	017 / 00	0,13	27	1	7,5
34	rech1 (1)	604600	121500	1010	022 / 23	326 / 62	118 / 14	0,78	9	2	2
35	rech1 (2)	604600	121500	1010	209 / 68	058 / 19	325 / 10	0,13	13	2	5
36	rech2	604300	121000	1200	173 / 76	276 / 03	007 / 14	0,03	19	1	8,9
37	rotba	629550	101500	2550	350 / 46	138 / 39	242 / 16	0,04	14	2	2,4
38	roten	625400	92700	2820	258 / 08	019 / 75	167 / 12	0,75	12	2	5,5
39	sarray	586050	100900	1129	353 / 51	148 / 37	247 / 12	0,87	16	1	4,8
40	schler	587000	101900	2000	239 / 65	137 / 05	045 / 24	0,16	8	3	3,8
41	solay1	608400	101400	1800	329 / 22	195 / 60	067 / 19	0,06	8	3	6,2
42	solay2	607650	102400	1700	150 / 71	349 / 18	257 / 06	0,17	16	2	8,6
43	solay3	607300	102600	1700	000 / 50	212 / 36	110 / 16	0,98	11	3	3,5
44	stlu1	611900	119850	1720	178 / 67	331 / 21	065 / 10	0,23	13	1	3,3
45	stlu2	612600	118400	1580	151 / 37	353 / 51	249 / 11	0,6	15	2	6,3
46	tdela	594800	111600	2160	238 / 61	091 / 25	354 / 14	0,08	16	3	3,9
47	thyon	594700	114000	2160	262 / 70	142 / 10	049 / 17	0,29	14	2	6,3
48	trift	623300	96900	1800	123 / 81	288 / 09	018 / 02	0,33	35	1	8,7
49	turgl	620863	110796	2728	049 / 89	175 / 01	265 / 01	0,83	15	2	10,4
50	turtm	619441	113221	2150	022 / 57	147 / 21	247 / 25	0,24	27	1	7,5
51	verc1	608193	122849	1151	147 / 73	287 / 13	020 / 11	0,01	19	2	11,4
52	verc2	608000	121700	1350	122 / 73	325 / 16	233 / 06	0,3	18	2	10,6
53	veyso	591700	115700	1000	118 / 65	323 / 23	229 / 09	0,14	9	2	3,8
54	vingt	596600	102500	2380	271 / 81	173 / 01	083 / 09	0,57	16	1	3,8
55	visso	610900	120200	1100	205 / 08	091 / 71	298 / 17	0,85	17	3	5,6
56	zeneg	633245	125295	1350	300 / 19	082 / 67	206 / 13	0,59	20	3	6,2

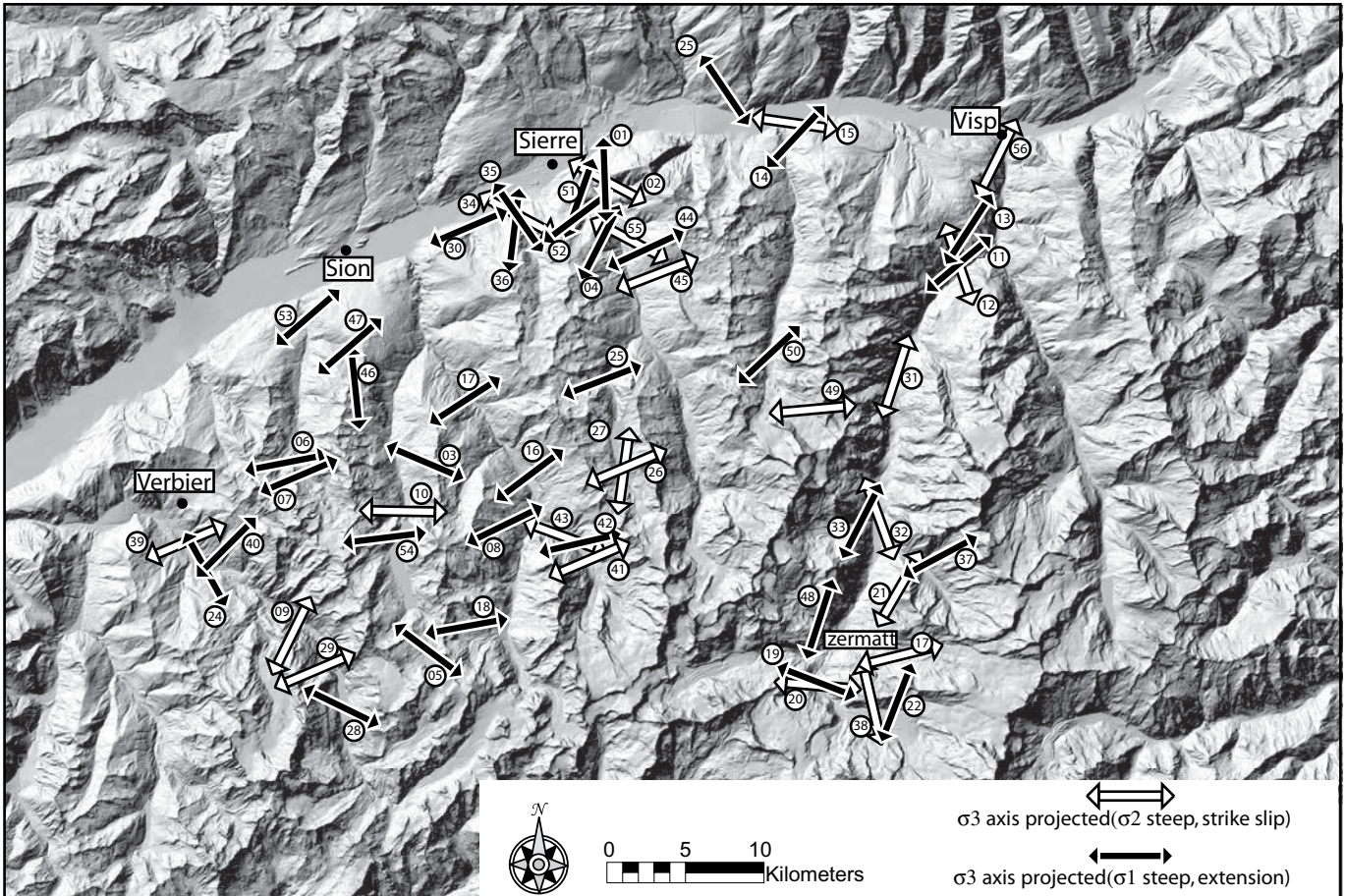


Fig. 6. Paleostress direction map, with  $\sigma_3$  horizontal axis projected; white arrows for strike-slip tensors (subhorizontal  $\sigma_1$ ), black arrows for extensional tensors (subvertical  $\sigma_1$ ).

chronology has been deduced from slickensides crosscutting relationships. For each paleostress tensor, we calculated the directions of the major, intermediate and minor stress axis ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  respectively), the ellipsoid form parameter  $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$  and the average misfit angle  $\alpha$ , which is the angle between the computed optimum stria and the measured stria for each fault/stria pair. The angle  $\alpha$  provides a rapid estimation of the quality and coherence of the measured fault population. Individual faults with angles too high ( $\alpha > 30^\circ$ ) were discarded from the final calculation in order to maintain a geological and mechanical coherency (note that they only represented around 10% of the measurements).

The quality of the tensors is estimated *a priori* on the basis of four criteria:

- The number of faults in the computation, and their spatial coverage. Sites with less than 8 faults were not considered.
- The coherency between paleostress inversion and the geometrical solution obtained from the right diehrona method (Angelier & Mechler 1977). The results need to be comparable.

- The stability of the computation with respect to particular faults. Some faults create large variation of the axis direction when added (or removed) from the dataset. In this case, the tensor has a lower quality criterion.
- The average misfit angle ( $\alpha$ ).

Three classes of quality for the stress tensors were defined, from 1 (excellent) to 3 (poor). The results of this analysis is a database of 56 paleostress tensors covering the whole area (Fig. 5, Table 1).

The paleostress results are presented in map form, plotted onto the DEM of the South Valais (Fig. 6). A majority of our stress tensors are extensive (*i.e.*  $\sigma_1$  steep) with a regionally consistent ENE-WSW ( $N65^\circ$ ) direction of extension. About 30% of the stress tensors are transcurrent (*i.e.*  $\sigma_2$  steep), with about the same  $\sigma_3$  direction. Based on striae crosscutting relationships, the strike-slip deformation seems to be older than the extensional deformation. The  $\sigma_3$  direction in the entire studied area is stable, and no significant change is observed between the strike-slip and extensional tensors (Fig. 7). Additional information about the shape of the paleostress ellipsoid

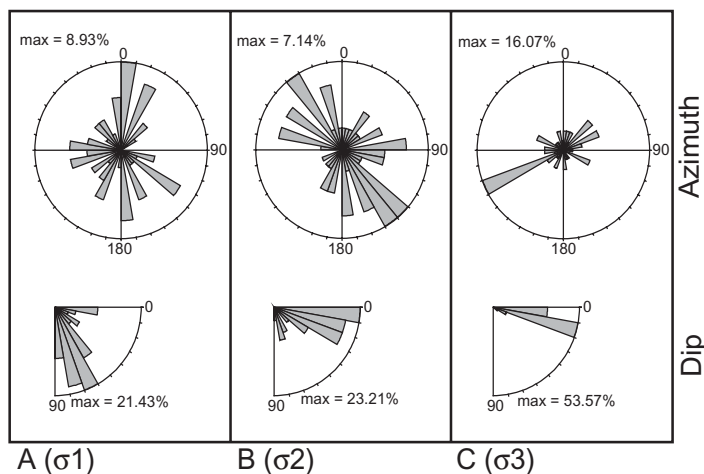


Fig. 7. Rose diagram showing azimuth (top) and dip (bottom) of  $\sigma_1$  (A),  $\sigma_2$  (B) and  $\sigma_3$  (C) for the 56 calculated tensors.

is contained in the  $\Phi$  ratio, a convenient measure of the relative magnitude of  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$ . In the case of extensional tensors ( $\sigma_1$  steep), a low  $\Phi$  ratio implies similar  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$ , indicating radial extension. A high  $\Phi$  ratio implies similar  $\sigma_1$  and  $\sigma_2$ , which indicates transtension whereas an intermediate  $\Phi$  ratio indicates a pure extensional paleostress tensor. For strike-slip tensors ( $\sigma_2$  steep), a low  $\Phi$  ratio (similar  $\sigma_3$  and  $\sigma_2$ ) implies a transpressional stress field, a medium  $\Phi$  ratio implies pure strike-slip and a high  $\Phi$  ratio implies transtension. Note that the majority of our strike-slip tensors have a high  $\Phi$  ratio, and thus correspond to transtension. Using this approach, we have analyzed our database in terms of  $\Phi$  ratio, mixing extensional and strike-slip tensors. We have classified the tensors within three classes,  $\Phi < 0.25$ ,  $0.25 < \Phi < 0.75$  and  $\Phi > 0.75$  despite the fact that our tensors probably belong to a bimodal distribution with respect to their  $\Phi$  ratio (Fig. 8).

The extensive tensors with  $0.25 < \Phi < 0.75$  (Fig. 9a) show consistent WSW-ENE direction of extension for 12 paleostress tensors.

The 22 extensive tensors with  $\Phi < 0.25$  (Fig. 9b) show almost the same direction as the previous ones. Some of them exhibit a NW-SE direction of extension, which could be explained by a permutation between  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$ . Despite a fairly consistent  $\sigma_3$  orientation, an important part of the paleostress field in the South Valais seems to correspond to radial extension.

A population of 13 transtensional tensors with  $\Phi > 0.75$  shows a fairly consistent direction of  $\sigma_3$  (NNE to ENE) in close agreement with another 9 transcurrents tensors (Fig. 9 c). Some of these tensors have quite different directions of  $\sigma_3$ , but most of them have a poor quality criterion.

In summary, we have analyzed our fault database in order to constrain the brittle paleostress field in the South Valais. The classical analysis (strike slip versus extensional tensors, depending on the stress ellipsoid orientation) shows that the stress tensor is mainly extensional, with a WSW-ENE orienta-

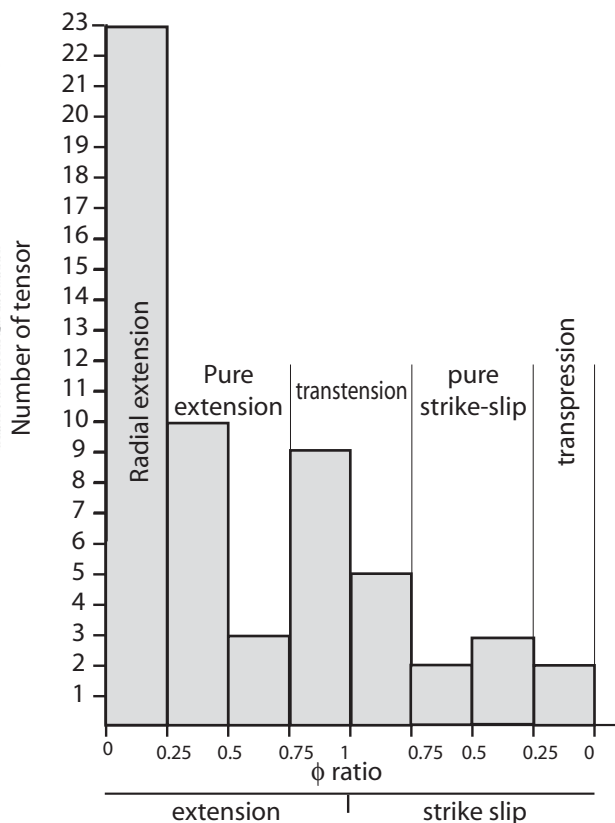


Fig. 8. Histogram showing the number of tensors versus  $\Phi$  ratio. This histogram is split into two categories, from  $\Phi=0$  to  $\Phi=1$  for extensional tensors (to the left),  $\Phi=1$  to  $\Phi=0$  for strike-slip tensors (to the right). From left to right, we observe a continuum from radial extension, pure extension, transtension, strike-slip and transpression.

tion for  $\sigma_3$  (N65°). The use of  $\Phi$  ratios to characterize the shape of the paleostress ellipsoid allowed us to sort the paleostress tensors into several classes and to analyze the database in finer detail. In particular, some of the extensive tensors are rather close to strike-slip tensors, reflecting a transtensive paleostress field. We also sorted our database using the quality parameter. Choosing only the best tensors (with quality criterion 1 or 2, see Fig. 10) improves the coherency of the dataset, and of the paleostress field. Overall, the  $\sigma_3$  orientation WSW-ENE appears to be very stable and robust across the whole area.

### Discussion and conclusion

This study highlights a generalized brittle extensional paleostress field in the southern Valais, by means of a well established inversion method. This study also confirms the large scale brittle extension already highlighted by Bistacchi et al. (2000) and improve the paleostress field framework. We found mainly normal faulting, as well as some older sets of strike-slip faults. The bimodal distribution of the  $\Phi$  ratio, coupled with field observations and paleostress tensor calculations reveals

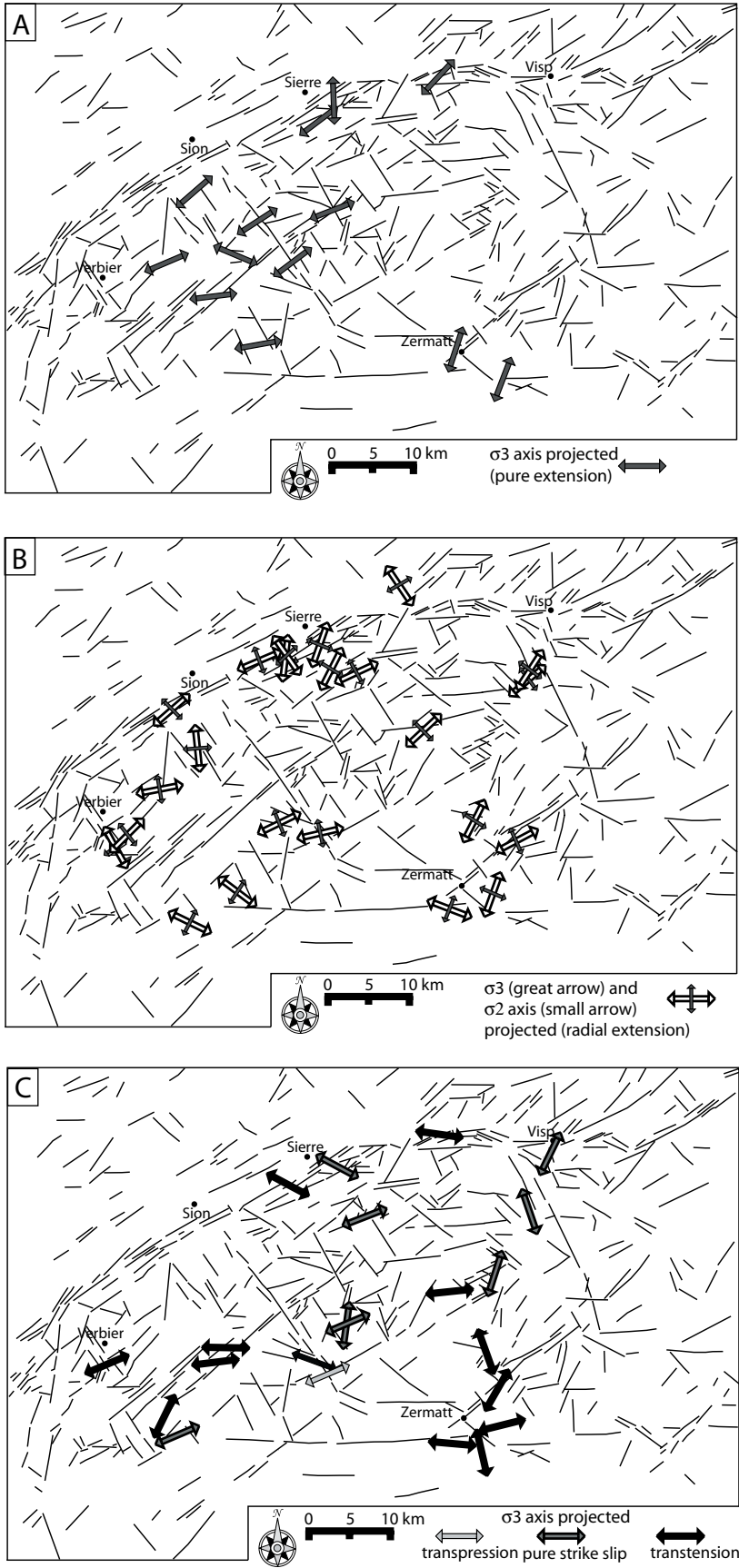


Fig. 9. Three maps showing  $\sigma_3$  orientations (projected subhorizontal axis) for medium (Fig. 9a), low (Fig. 9b) and high (Fig. 9c)  $\Phi$  ratio paleostress tensors respectively.

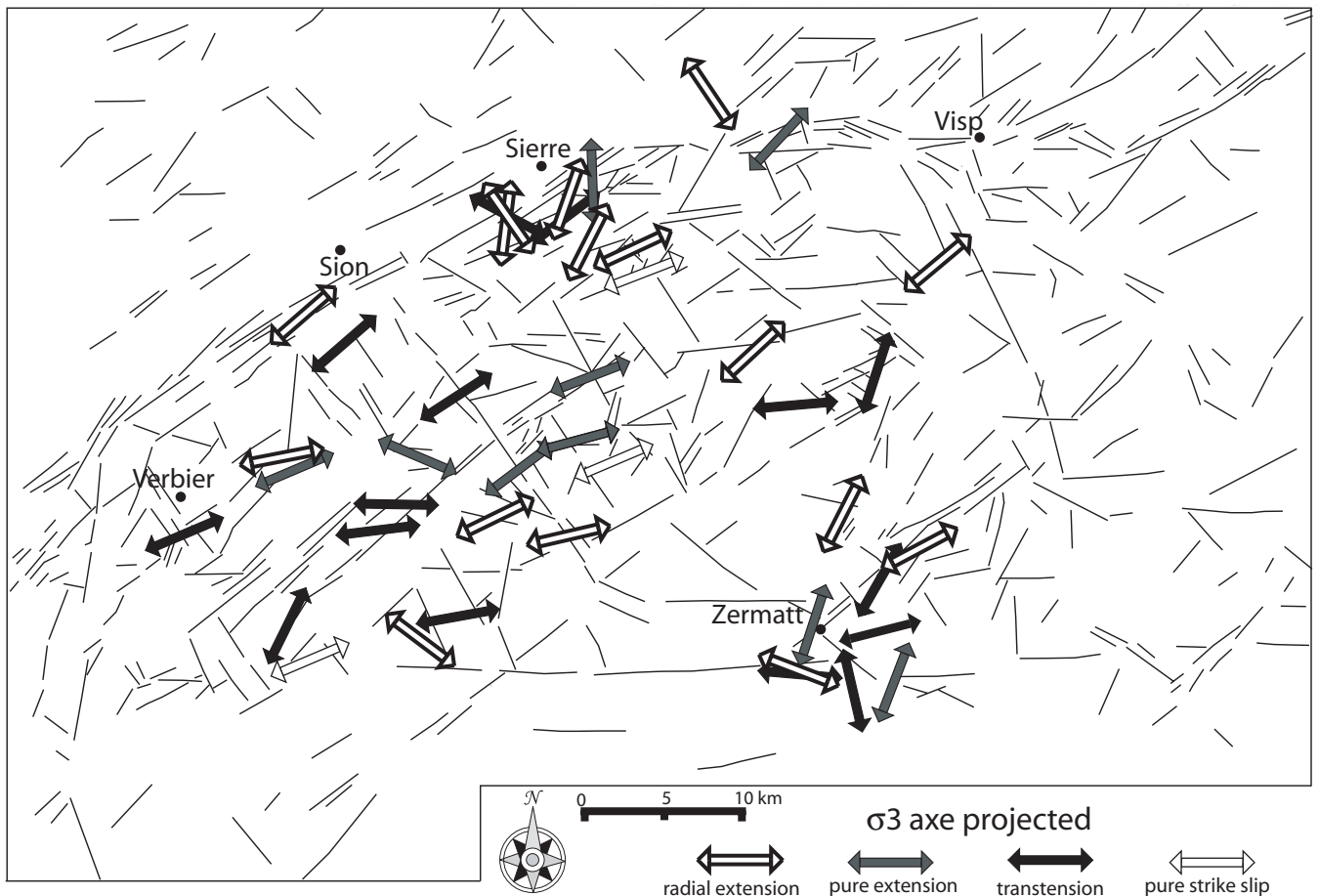


Fig. 10.  $\sigma_3$  axis projected for the best quality tensors (quality criterion = 1 or 2). Note that the overall coherency of the whole dataset is highly improved, with a general direction of  $\sigma_3$  close to N65.

the presence of at least two populations of paleostress tensors. The first one corresponds to a transcurrent/transpressive paleostress field, expressed as strike-slip faulting and oblique normal faulting. The second one corresponds to an extensional paleostress field, with a NE-SW (N65°) oriented  $\sigma_3$ , expressed as important normal faulting. The relative chronology is determined from cross cutting relationships between superimposed slickensides, consistently observed on several outcrops.

A statistical analysis of the paleostress axis ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$ , see the three rose-diagrams of Fig. 7) underlines the consistency of the horizontal  $\sigma_3$  axis oriented ENE-WSW, dipping less than 15°. In contrast, the maximum compressive stress  $\sigma_1$  is near vertical, with a dip of more than 70° for the second generation. The common  $\sigma_3$  orientation associated with many curved slickensides observed on the faults planes led us to propose a progressive transition from the transtensional stress field to the extensional stress field. This can be explained with a  $\sigma_1/\sigma_2$  permutation, without any change in the  $\sigma_3$  direction.

Compared to recent seismotectonic studies (Maurer et al. 1997, Kastrup et al. 2002, Delacou et al. submitted), we can establish a more complete chronology for the stress field in the

southern Valais. The focal plane solutions for the southern Valais area show a globally N-S T-axis (“tension” axis). The associated current stress field, computed by inversion of the focal solution is extensional, with a  $\sigma_3$  N-S.

In summary, we distinguish three successive orientations of (paleo-)stresses, probably within a continuous evolution.

*First*, a transtensive stress field, with  $\sigma_3$  oriented in a N65° direction and associated with  $\sigma_1$  or  $\sigma_2$  oriented in a N155 direction. This stress field is responsible for dextral movement along the ENE-WSW to E-W oriented Rhône fault zone in good agreement with previous studies (Burkhard 1986, 1988, Hubbard & Mancktelow 1992, Mancktelow 1992, Sartori 1993).

*Second*, a progressive permutation of  $\sigma_1$  and  $\sigma_2$  stress axis leads to an extensional regime. This stress field induces pure extension on NW-SE oriented faults. The local variation of the relative  $\sigma_1/\sigma_2$  value could explain the progressive passage from the first stage to the second stage ( $\sigma_1/\sigma_2$  permutation around the  $\sigma_3$  axis). Note that the  $\sigma_3$  direction remains constantly NE-SW oriented. Most of the paleostress tensors determined have a similar relatively low  $\sigma_2/\sigma_3$  value (*i.e.* a low  $\phi$

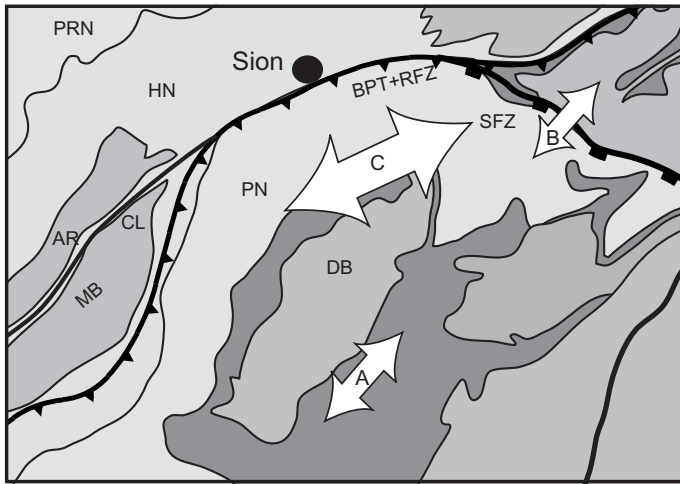


Fig. 11. Synthetic view of the post-nappe brittle deformation in the "Simplon-Valais-Aosta" area after (Bistacchi & Massironi 2000) (A), (Mancktelow 1992) and (Grosjean et al. in press) (B) and this paper (C). Legend for geological structures as in Fig. 1.

ratio), inducing a radial extension of the southern Valais area, although the  $\sigma_3$  axis remains constantly oriented in the N65° direction.

*Third*, seismotectonic studies indicate a present day N-S pure extension, most probably responsible for extensional re(?)-activation of the EW oriented fault family. Some of our computed paleostress tensors are in good agreement with this last stress field, especially close to the Rhône valley and in the Zermatt valley (sites N° 01, 13, 33, 36, and 48, for the most constrained tensors).

The overall stress fields we have computed in the southern Valais are in good agreement with NE-SW extension observed in the Simplon Fault Zone, (Mancktelow 1992, Grosjean et al. in press). Our study especially emphasizes the regional scale of orogen-parallel extension, as it is now described in the Simplon Fault Zone, in the whole southern Valais area, and in the Val d'Aoste area further to the South (Bistacchi & Massironi 2000). Accordingly, we can propose a generalized orogen-parallel extension homogeneous in the entire "Simplon-Valais-Aosta" area (Fig. 11).

Neogene and ongoing extensional tectonics in the western and particularly northwestern Alps remains to be explained in terms of a unifying geodynamic process. A major question concerns the relationship between the orogen-parallel extension in the Simplon-Valais-Aosta area and the radial brittle extension described in the southwestern Alps, especially in the Briançon area (Sue & Tricart 2002). Moreover, the link with the ongoing large scale radial extension (Sue et al. 1999, Kastrup et al. 2002, Delacou et al. submitted) remains to be clarified. Local kinematics or dynamic interpretations, such as regional southwestward extrusion phenomenon in the northwestern Alps (Hubbard & Mancktelow 1992, Bistacchi & Massironi 2000), counterclockwise rotation in the belt (Ménard

1988, Vialon et al. 1989, Thomas et al. 1999, Collombet et al. 2002), associated with extrusion of the Lepontine dome (Steck & Hunziker 1994, Frisch et al. 2000, Wawrzyniec et al. 2001 and/or buoyancy forces in the root of the belt may account for this extension. Recent geodetic studies (Calais et al. 2002, Oldow et al. 2002) suggest no (or very low) shortening accommodated in the western Alps while the seismotectonic extension is radial to the bend. According to this, the present dynamic of the arc seems to be different to the Miocene dynamic

#### Acknowledgements

This work was supported by the Neuchâtel University and by the Swiss National Science Found (grant # 21-61684.00). We thank N.S. Mancktelow, M. Massironi and J. Remane for constructive reviews and comments. We are grateful to M. Sartori and P. Tricart for fruitful discussions. We wish to thank L. Bichsel, B&M. Dufour, N. Vouillamoz and Luna for their helpful participation in field work. We are also grateful to the persons who welcome us in the Valais region during field work.

#### REFERENCES:

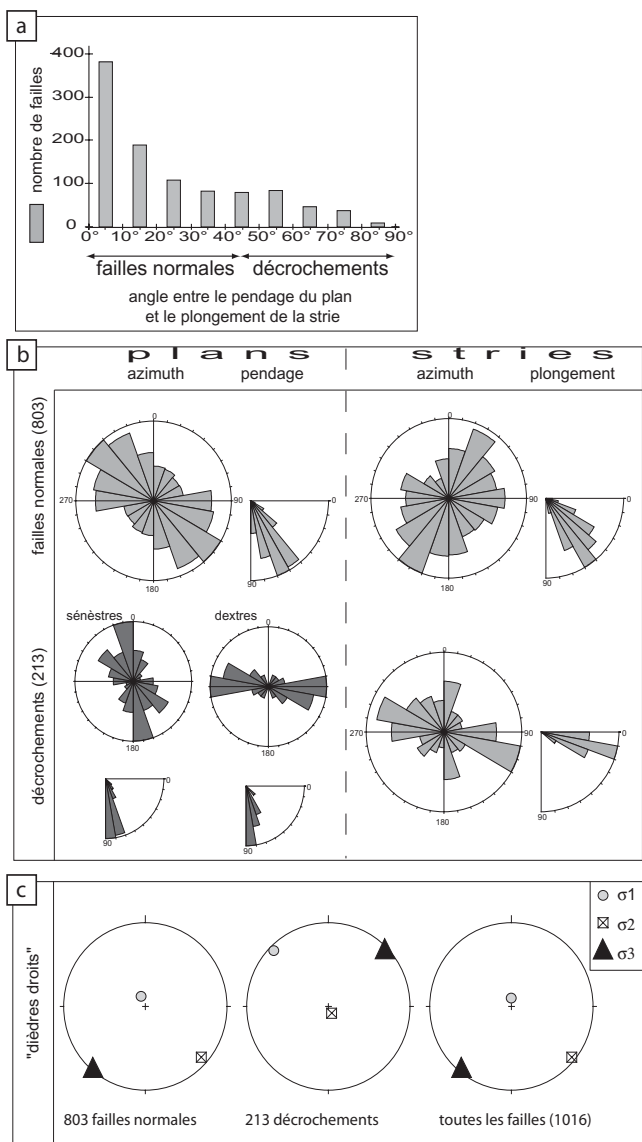
- ALBARELLO, D., MANTOVANI, E., BABBUCCI, D. & TAMBURELLI, C. 1995 Africa-Eurasia Kinematics – Main Constraints and Uncertainties *Tectonophysics* 243(1-2), 25–36.
- ANGELIER, J. 1990: Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress – A new rapid direct inversion method by analytical means *Geophys. J. Int.* 103, 363–376.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P. 1977: Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Géol. France* 7(XIX) 1309–1318.
- ARGUS, D. F., GORDON, R. G., DEMETS, C. & STEIN, S. 1989: Closure of the Africa-Eurasia-north America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. *J. Geophys. Res.* 94, 5585–5602.
- BISTACCHI, A. & MASSIRONI, M. 2000: Post-nappe brittle tectonics and kinematic evolution of the north-western Alps: an integrated approach *Tectonophysics* 327(3-4), 267–292.
- BISTACCHI, A., EVA, E., MASSIRONI, M. & SOLARINO, S. 2000: Miocene to Present kinematics of the NW-Alps: evidences from remote sensing, structural analysis, seismotectonics and thermochronology. *J. Geodyn.* 30 205–228.
- BISTACCHI, A., DAL PIAZ, G. V., MASSIRONI, M., ZATTIN, M. & BALESTRIERI M. L. 2001: The Aosta-Ranzola extensional fault system and Oligocene-Present evolution of the Austroalpine-Penninic wedge in the northwestern Alps. *Int. J. Earth Sci.* 90(3), 654–667.
- BURKHARD, M. 1986: Déformation des calcaires de l'Helvétique de la Suisse occidentale (Phénomènes, mécanismes et interprétations tectoniques) *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* 27(5), 281–301.
- BURKHARD, M. 1988: L'Helvétique de la bordure occidentale du massif de l'Aar (évolution tectonique et métamorphique). *Eclogae Geol. Helv.* 81 63–114.
- CALAIS, E., GALISSON, L., STEPHAN, J. F., DELTEIL, J., DEVERCHERE, J., LARROQUE, C., DE LEPINAY, B. M., POPOFF, M. & SOSSON, M. 2000: Crustal strain in the Southern Alps, France, 1948–1998. *Tectonophysics* 319(1) 1–17.
- CALAIS, E., NOCQUET, J. M., JOUANNE, F. & TARDY, M. 2002: Current strain regime in the Western Alps from continuous Global Positioning System measurements, 1996–2001. *Geology* 30, 651–654.
- CHOUKROUNE, P., BALLÈVRE, M., COBBOLD, P., GAUTIER, Y., MERLE, O. & VUICHARD, J. P. 1986: Deformation and motion in the western alpine arc *Tectonics* 5(2), 215–226.

- COLLOBET, M., THOMAS, J. C., CHAUVIN, A., TRICART, P., BOULLIN, J. P. & GRATIER, J. P. 2002: Counterclockwise rotation of the western Alps since the Oligocene: New insights from paleomagnetic data. *Tectonics* 21, 352–366.
- CRÉTAUX, J.-F., SOUDARIN, L., CAZENAVE, A. & BOUILLÉ, F. 1998: Present-day tectonic plate motions and crustal deformations from the DORIS space system. *J. Geophys. Res.* 103, 30167–30181.
- DEICHMANN, N., BAER, M., BRAUNMILLER, J., BALLARIN DOLFIN, D., BAY, F., BERNARDI, F., DELOUIS, B., FÄH, D., GERSTENBERGER, M., GIARDINI, D., HUBER, S., KRADOLFER, M., MARAINI, S., OPRISAL, I., SCHIBLER, R., SCHLER, T., SELLAMI, S., STEIMEN, S., WIEMER, S., WÖSSNER, J. & WYSS, A. 2003: Earthquake in Switzerland and surrounding region during 2002. *Eclogae Geol. Helv.* 96, 313–324.
- DELACOU, B., SUE, C., CHAMPAGNAC, J. D. & BURKHARD, M. submitted: Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis. *Geophys. J. Int.*
- DEMETS, C., GORDON, R. G., ARGUS, D. F. & STEIN, S. 1990: Current plate motions. *Geophys. J. Int.* 101, 425–478.
- DEMETS, C., GORDON, R. G., ARGUS, D. F. & STEIN, S. 1994: Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.* 21, 2191–2194.
- DESMONS, J., APRAHAMIAN, J., COMPAGNONI, R., CORTESOGNO, L., FREY, M., GAGGERO, L., DALLAGIOVANNA, G., SENO, S. & RADELLI, L. 1999: Alpine metamorphism of the western Alps: middle to high P/T metamorphism. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 79, 89–110.
- ESCHER, A., HUNZIKER, J., MASSON, H., SARTORI, M. & STECK, A. 1997: Geologic framework and structural evolution of the western Swiss-Italian Alps. In: O.A. PFIFFNER, P. LEHNER, P.Z. HEITZMAN, S. MUELLER AND A. STECK (Eds.), *Deep structure of the Swiss Alps – Results from NRP 20*. Birkhäuser AG, Basel, 205–222.
- FREY, N., DESMONS, J. & NEUBAUER, F. 1999: Metamorphic maps of the Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 79.
- FRISCH, W., SZEKELY, B., KUHLEMANN, J. & DUNKL, I. 2000: Geomorphological evolution of the Eastern Alps in response to Miocene tectonics. *Z. Geomorphologie* 44(1), 103–138.
- GOURLAY, P. 1984: La déformation alpine des massifs cristallins externes (Mont-Blanc, Aiguilles-Rouges, Belledonne) et celle de leur couverture mésozoïque (Alpes occidentales). PhD Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6.
- GRASEMANN, B. & MANCKTELOW, N. S. 1993: Two-dimensional thermal modelling of normal faulting: the Simplon Fault Zone, Central Alps, Switzerland. *Tectonophysics* 225(155–165).
- GROSJEAN, G., SUE, C. & BURKHARD, M. in press: Late Neogene brittle extension in the vicinity of the Simplon fault zone, central Alps, Switzerland. *Eclogae Geol. Helv.*
- HUBBARD, M. & MANCKTELOW, N. S. 1992: Lateral displacement during Neogene convergence in the western and central Alps. *Geology* 20, 943–946.
- HUNZIKER, J., DESMONS, J. & HURFORD, A. J. 1992: Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven maps. *Mém. géol. Lausanne* 13.
- KASTRUP, U. 2002: Seismotectonics and Stress-Field variations in Switzerland. PhD Thesis, ETH Zürich, Nr 14527.
- KREEMER, C. & HOLT, W. E. 2001: A no-net-rotation model of present day surface motion. *Geophys. Res. Lett.* 28, 4407–4410.
- LE PICHON, X., BERGERAT, F. & ROULET, M. J. 1988: Plate kinematics and tectonics leading to the alpine belt formation; a new analysis. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 218, 111–131.
- MANCIEL, P. & MERLE, O. 1987: Kinematics of the northern part of the Simplon line (central Alps). *Tectonophysics* 135, 265–275.
- MANCKTELOW, N. S. 1985: The Simplon line: a major displacement zone in the western Lepontine Alps. *Eclogae Geol. Helv.* 78, 73–96.
- 1990: The Simplon fault zone. *Breit. Geol. Karte Schweiz (NF)* 163, 74 pp.
- 1992: Neogene lateral extension during convergence in the Central Alps: Evidence interrelated faulting and backfolding around the Simplonpass (Switzerland). *Tectonophysics* 215, 295–317.
- MASSIRONI, M., BAGGIO, P., DAL PIAZ, G. V. & LOIZZO, R. 1997: Brittle tectonics in Northwestern Alps: remote sensing applications. In: CECCHI, G., ENGMAN E.T., ZILIOLO, E. (eds.), *Earth Surface Remote Sensing. EUROPTO Series*. 3322, 329–339.
- MAURER, H., BURKHARD, M., DEICHMANN, N. & GREEN, G. 1997: Active tectonism in the central Alps: Contrasting stress regimes north and south of the Rhone Valley. *Terra Nova* 9, 91–94.
- MÉNARD, G. 1988: Structure et cinématique d'une chaîne de collision: Les Alpes occidentales et centrales. Thèse de Doctorat d'état, Université Joseph Fourier, Grenoble.
- MOSAR, J. 1999: Present-day and future tectonic underplating in the western Swiss Alps: reconciliation of basement/wrench-faulting and decollement folding of the Jura and Molasse basin in the Alpine foreland. *Earth and planet. Sci. Lett.* 173(3), 143–155.
- NOCOQUET, J.-M. 2002: Mesure de la déformation crustale en Europe occidentale par Géodésie spatiale. Thèse de doctorat, Université de Nice. 307pp.
- OLDOW, J. S., FERRANTI, L., LEWIS, D. S., CAMPBELL, J. K., D. A. B. R. C., PAPPONE, G., CARMIGNANI, L., CONTI, P. & AIKEN, C. L. V. 2002: Active fragmentation of Adria, the north African promontory, central Mediterranean orogen. *Geology* 30, 779–782.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., NEUBAUER, F., SCMID, S. M. & NEUGEBAUER, J. 1989: Extension in compressional orogenic belts: The eastern Alps. *Geology* 17, 404–407.
- SARTORI, M. 1993: Une carte des décrochements dans la vallée du Rhône. In: N. Mancktelow (eds), *Schweizer TektonikerTreffen, Lecture Abstracts*, Zürich.
- SELVERSTONE, S. M. 1988: Evidences for East-West crustal extension in the eastern Alps: implication for the unroofing history of the Tauern window. *Tectonics* 7, 87–105.
- SEWARD, D. & MANCKTELOW, N. S. 1994: Neogene kinematics of the central and western Alps: Evidence from fission-track dating. *Geology* 22, 803–806.
- SOOM, M. A. 1990: Abkühlungs und Hebungsgeschichte der Extern Massive und der Penninischen Decken beidseits des Simplon-Rhône-Linie seit dem Oligozän: Spaltspurdaterungen an Apatit/Zircon und K-Ar Datierungen an Biotit/Muscovit (Westliche Zentralalpen). PhD Thesis Bern Univ., 120pp.
- SPERNER, B., OTT, R. & RATSCHBACHER, L. 1993: Fault-striae analysis: a turbo pascal program package for graphical presentation and reduced stress-tensor calculation. *Computers & Geosciences* 19(9), 1361–1388.
- STECK, A. 1984: Structure de déformations tertiaires dans les Alpes centrales (transversale Aar-Simplon-Ossola). *Eclogae Geol. Helv.* 77, 55–100.
- STECK, A. & HUNZIKER, J. 1994: The tertiary structure and thermal evolution of the central Alps – compressional and extensional structures in an orogenic belt. *Tectonophysics* 238, 229–254.
- STECK, A., EPARD, J. L., ESCHER, A., MARCHANT, R. & MASSON, F. 1997: Geological interpretation of the seismic profiles through western Switzerland: Rawil (W1), Val d'Annivier (W2), Mattertal (W3), Zmutt-Zermatt-Findelen (W4), and Val de Bagnes (W5). In: O.A. PFIFFNER, P. LEHNER, P.Z. HEITZMAN, S. MUELLER AND A. STECK (Eds.), *Deep structure of the Swiss Alps – Results from NRP 20*. Birkhäuser AG, Basel.
- STECK, A., BIGIUGGERO, B., DAL PIAZ, G., ESCHER, A., MARTINOITI, G. & MASSON, H. 2000: Carte géologique des Alpes de Suisse occidentale, 1/100000. Carte géologique spéciale N° 123. Serv. Hydrol. géol. natl. (Berne).
- STECK, A., EPARD, J. L., ESCHER, A., GOUFFON, Y. & MASSON, H. 2001: Carte géologique des Alpes de Suisse occidentale, 1/100000, notice explicative. In: Carte géologique spéciale N° 123. Office féd. Eaux Géologie (Berne).
- SUE, C. 1998: Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes- Approche structurale et sismologique. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, 299pp., Grenoble.
- SUE, C. & TRICART, P. 1999: Late Alpine brittle extension above the Frontal Pennine Thrust near Briançon, Western Alps. *Eclogae Geol. Helv.* 92(2), 171–181.
- 2002: Late-Alpine syncollisional extension in the core of the Western Alps inferred from faulting analysis. *J. geol. soc. (London)* 159, 61–70.

- 2003: Neogene to current normal faulting in the inner western Alps: a major evolution of the late alpine tectonics. *Tectonics* 22 (5).
- SUE, C., THOUVENOT, F., FRECHET, J. & TRICART, P. 1999: Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. *J. geophys. Res.* 104(B11), 25611–25622.
- THOMAS, J. C., CLAUDEL, M. E., COLLOMBET, M., TRICART, P., CHAUVIN, A. & DUMONT, T. 1999: First paleomagnetic data from the sedimentary cover of the French Penninic Alps: evidence for Tertiary counterclockwise rotations in the Western Alps. *Earth and Planetary Science Letters* 171, 561–574.
- TRICART, P., SCHWARTZ, S., SUE, C., POUPEAU, G. & LARDEAUX, J.-M. 2001: La dénudation tectonique de la zone ultradauphinoise et l'inversion du front Briançonnais au sud-est du Pelvoux (Alpes Occidentales): une dynamique miocène à actuelle. *Bull. Soc. géol. France* 172(1), 49–58.
- VIALON, P., ROCHETTE, P. & MÉNARD, G. 1989: Indentation and rotation in the Alpine arc. In: COWARD, M.P., DIETRICH, D., PARK, R.G. Ed. *Spec. Alpine Tectonics*. Geological Society of London 45(Special Publication) 329–338.
- WAWRZYNIEC, T. F., SELVERSTONE, J. & AXEN, G. J. 2001: Style of footwall uplift along the Simplon and Brenner normal fault system, central and Eastern Alps. *Tectonics* 20(5), 748–770.
- WUST, G. & SILVERBERG, D. 1989: Northern Combin zone complex-Dent Blanche nappe contact: extension within the convergent Alpine belt. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 69, 251–259.

Manuscript received June 3, 2003

Revision accepted September 10, 2003



**Figure II.2 :** Statistiques de la fracturation mesurée dans le Sud Valais

- a) Histogramme de l'angle différentiel entre le pendage du plan et le plongement de la strie; les angles faibles indiquent une strie pleine pente, et donc une faille normale (dans notre contexte tectonique), alors qu'un angle fort indique un décrochement.
- b) Histogrammes circulaires de l'orientation des plans de failles et de leur(s) strie(s). Voir texte pour discussion.
- c) Calcul de la direction moyenne des contraintes / déformations dans tout le Sud Valais par la méthode de sdièdre droits (voir le texte pour la discussion), ne prenant en compte que les failles normales (à gauche), les décrochements (au milieu) et toutes les failles (à droite).

## 2) Données complémentaires sur la fracturation

La fracturation observée et mesurée dans le Sud Valais traduit une déformation en accord avec celle liée aux mouvements sur la faille du Simplon, c'est à dire une extension ENE-WSW. Cette direction est cohérente avec les résultats qualitatifs dans le Val d'Aoste [Bistacchi and Massironi, 2000; Bistacchi et al., 2001; Malusa, 2004]. Si la faille majeure du Simplon peut être invoquée comme cause de la déformation cassante à son toit (la partie orientale du Sud Valais), son importance directe comme origine ou guide de la déformation dans la partie occidentale du Sud Valais reste à démontrer, et semble peu probable en raison de l'éloignement (plus de 50 km). Néanmoins, toute la zone « Simplon-Valais-Val d'Aoste » a enregistré une extension parallèle aux structures alpines (« orogen-parallèle extension », figure E11) au cours de son histoire tardialpine.

Une analyse statistique qui prend en compte de façon globale toutes les failles mesurées à l'affleurement dans le Valais a été conduite. La figure II.2 présente : *i.* l'histogramme des angles différentiels entre le pendage du plan et le plongement de la strie portée (figure II.2a), *ii.* les orientations des plans et stries mesurées pour les décrochements et les failles normales (figure II.2b), et *iii.* la détermination d'axes de contraintes / déformations « globaux » pour l'ensemble du Sud Valais (figure II.2c).

L'histogramme (figure II.2a) représente l'angle entre la ligne de plus grande pente du plan de faille et le plongement de la strie portée. Cet angle est nul pour une faille dont la strie est pleine-pente (faille normale ou inverse pure) et est égale à 90° pour un décrochement pur (faille verticale avec une strie horizontale). Cet histogramme montre très nettement la forte majorité de failles ayant des stries à fort plongement (failles normales dans ce cas), et une diminution progressive vers les valeurs plus grandes, qui indique le peu de failles décrochantes, et l'absence de stries purement horizontales.

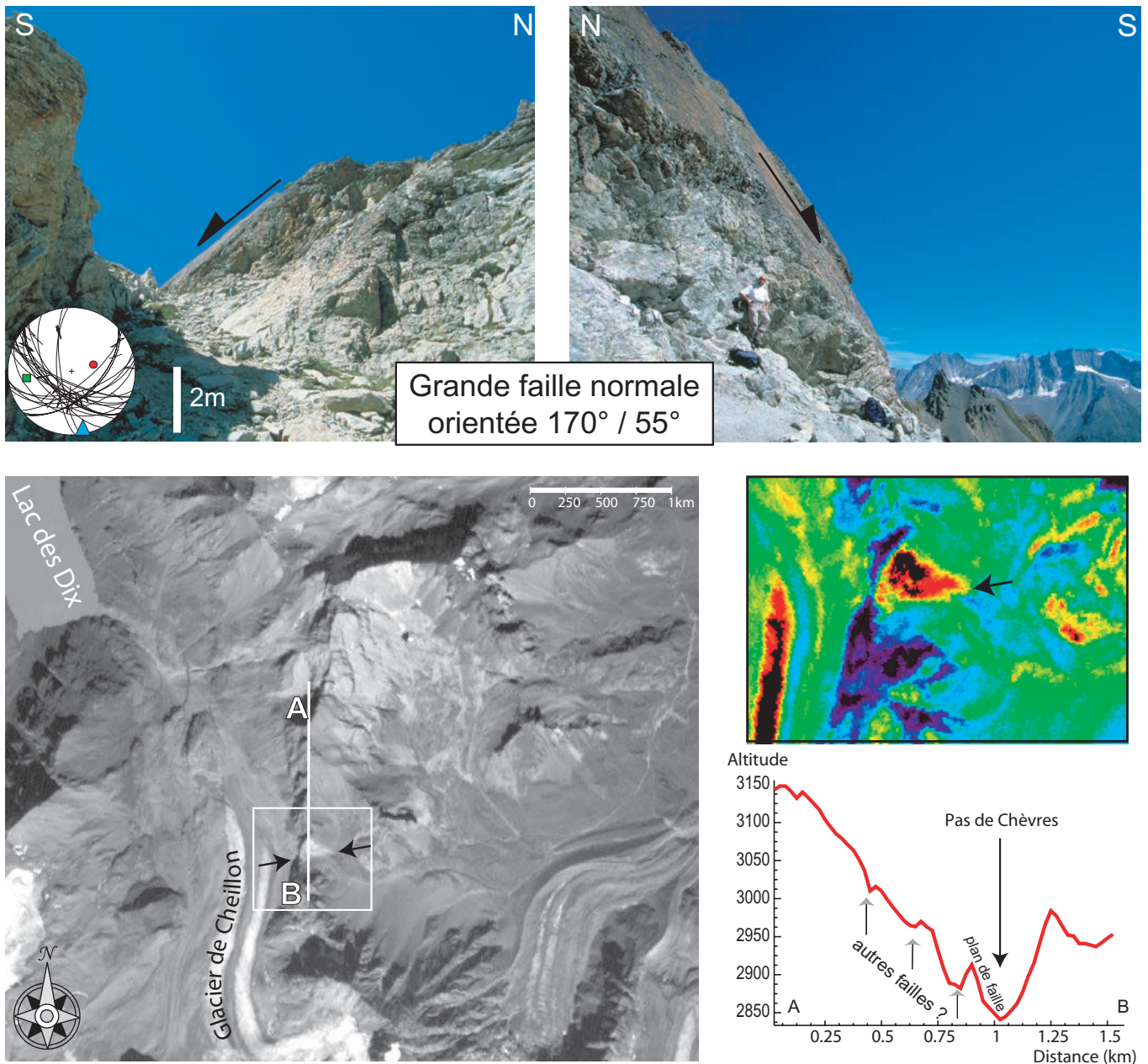
Les histogrammes circulaires (figure II.2b) représentent les azimuts et pendages des plans et des stries pour les failles normales (en haut) et pour les failles décrochantes (en bas). Les plans des failles normales sont principalement orientés NW-SE (avec une assez forte dispersion), avec des plongements entre 50° et 70°, classiques pour des failles normales. Leurs stries sont orientées perpendiculairement aux plans (pleine pente), avec un pendage comparable. Les plans de failles décrochantes ont été triés selon leurs critères cinématiques ; les failles sénestres sont orientées principalement N-S, mais également

NW-SE. Les failles dextres sont orientées E-W, et leurs pendages sont subverticaux ( $70^\circ$  à  $90^\circ$ ). Les stries sont principalement orientées WNW-ESE, mais aussi N-S, avec des pendages faibles, mais non nuls ( $10^\circ$  à  $20^\circ$ ); elles correspondent aux deux familles décrochantes.

La figure II.2c représente l'inversion par la méthode des dièdres droits [Angelier, 1979] d'une base de données composite des failles normales (à gauche), des décrochements (au milieu) et de *toutes* les failles mesurées dans le Sud Valais (à droite). Je suis conscient qu'une détermination d'axes (de contraintes ou de déformation) sur une surface aussi grande, hétérogène, et polyphasée transgresse une bonne partie des hypothèses de base des méthodes d'inversion (voir le chapitre I.2, "méthodes"). Néanmoins, le résultat est intéressant : dans le cas de la détermination pour l'ensemble des failles, l'axe  $\sigma_1$  est vertical et l'axe  $\sigma_3$  est orienté NE-SW, perpendiculairement au plus grand nombre de failles. La comparaison avec la direction moyenne des axes de paléocontraintes obtenus pour chaque site séparément (figure E7) montre que la direction générale est comparable, avec cependant un écart d'une vingtaine de degrés. La comparaison entre les axes d'extension déterminés pour les failles normales et décrochantes est parlante : l'orientation de l'axe  $\sigma_3$  est la même, à quelques degrés près. La différence entre les deux tenseurs tient uniquement à l'échange entre les axes  $\sigma_1$  et  $\sigma_2$ , sans préjuger de la signification mécanique et/ou géologique de cet échange. Cette stabilité de l'axe  $\sigma_3$  entre les tenseurs décrochants et extensifs a déjà été observée localement et laisse penser à un régime globalement transtensif. Cependant, les rapports  $\Phi$  calculés et les chronologies relatives indiquent un régime en extension multidirectionnelle qui suit un régime transtensif. Je reviendrai sur cette contradiction (chapitre II.4), en discutant de ses implications sur la signification et la compréhension des données.

Les études sismotectoniques récentes [Maurer et al., 1997; Eva et al., 1998; Delacou et al., 2004] montrent que la direction actuelle d'extension dans le sud Valais, basée sur les axes « T » de la déformation, sismogène ou sur l'inversion d'une population de mécanismes au foyer, est orientée N-S. Cette orientation est notablement différente de l'orientation de l'axe  $\sigma_3$  des paléocontraintes (globalement ENE-WSW). Le passage d'un champ de contraintes à l'autre n'est pas daté. Toutefois, un certain nombre de tenseurs de bonne qualité (n° 01, 13, 33, 36 et 48 en particulier), situés à proximité de la vallée du Rhône ou plus au Sud correspondent à une direction d'extension N-S ; ces affleurements sont intensément fracturés et présentent des plans griffés, («frictionnés») mécaniquement, sans fibres minérales. L'aspect ces plans suggère des mouvements relativement « froids » et proches de la surface, donc plutôt récents (gouge de faille, brèches incohésives, stries mécaniques, plans très lisses, plaquage d'hématite...).

Ces grandes failles Est-Ouest sont convenablement orientées pour fonctionner en failles normales dans un régime extensif Nord-Sud. Le régime tectonique est donc probablement récent à actuel. La figure II.3 présente un exemple d'une telle faille. Les photos montrent l'aspect d'un même grand plan de failles, délimitant le col du Pas de Chèvres (entre le Val d'Hérens et le Val d'Héremence), prise de l'Est (à gauche) et de l'Ouest (à droite). Ce plan est orienté  $170^\circ/55^\circ$  (soit presque E-W, avec un pendage vers le Sud), avec des stries normales, pleine pente. Le plan présente également une fine minéralisation d'hématite, qui lui donne un aspect sombre et brillant. L'image IRS-1C montre bien ce plan de faille, qui apparaît comme une facette triangulaire avec une base de près de 200 m. La représentation de l'image en fausses couleurs (zoom) permet de bien délimiter cette structure. Le profil topographique N-S extrait du MNT Swisstopo à 25 m permet de mettre en évidence le plan de faille. Sa hauteur est d'environ 80 m, et son pendage est comparable à celui mesuré sur le terrain. La présence au Nord de cette faille de dépressions espacées d'environ 200 m chacune permet de proposer une succession de 3 autres failles normales de taille comparable à celle du Pas de Chèvres. Si le rejet vertical de ces failles n'est pas quantifiable (absence de niveau repère), on peut toutefois proposer que le compartiment sud se soit affaissé d'au moins une centaine de mètres, probablement plus. La figure T7b présente également une grande faille normale E-W, de taille et d'aspect comparable à celle du Pas de Chèvres. Cette fracturation, compatible avec les axes de contraintes actuels déduits des études sismotectoniques [Delacou et al., 2004] semble être un élément important de la tectonique récente dans le Sud Valais.



**Figure II.3:** Exemple de fracturation dans le Valais: la faille du Pas de Chèvres.

- En haut, le même plan de faille, photographié de l'Est (à gauche) et de l'Ouest (à droite, le géologue donne l'échelle). Ce plan de faille est régulier, très lisse, avec des stries. Le triaxe des contraintes, calculé grâce à la méthode des dièdres droits appliquée à l'ensemble des mesures indique une direction d'extension N-S, bien que la majorité des plans soient orientés NW-SE, avec des stries obliques. Une petite partie est orientée N080° (comme la grande faille), avec des stries pleine pente. La famille de failles dont fait partie la faille principale peut donc être supposée plus récente.
- En bas, vue du Pas de Chèvres (image IRS-1C) en noir et blanc (à gauche) et en fausse couleurs (zoom à droite) qui met en évidence le grand plan de faille. Le segment (A-B) correspond au profil topographique extrait du MNT Swisstopo à 25m (en bas à droite). Ce profil montre le plan de faille, qui limite le col, ainsi que plusieurs autres ruptures de pente, qui peuvent être interprétées comme d'autres failles normales.

### 3) Etude morphotectonique du Sud Valais

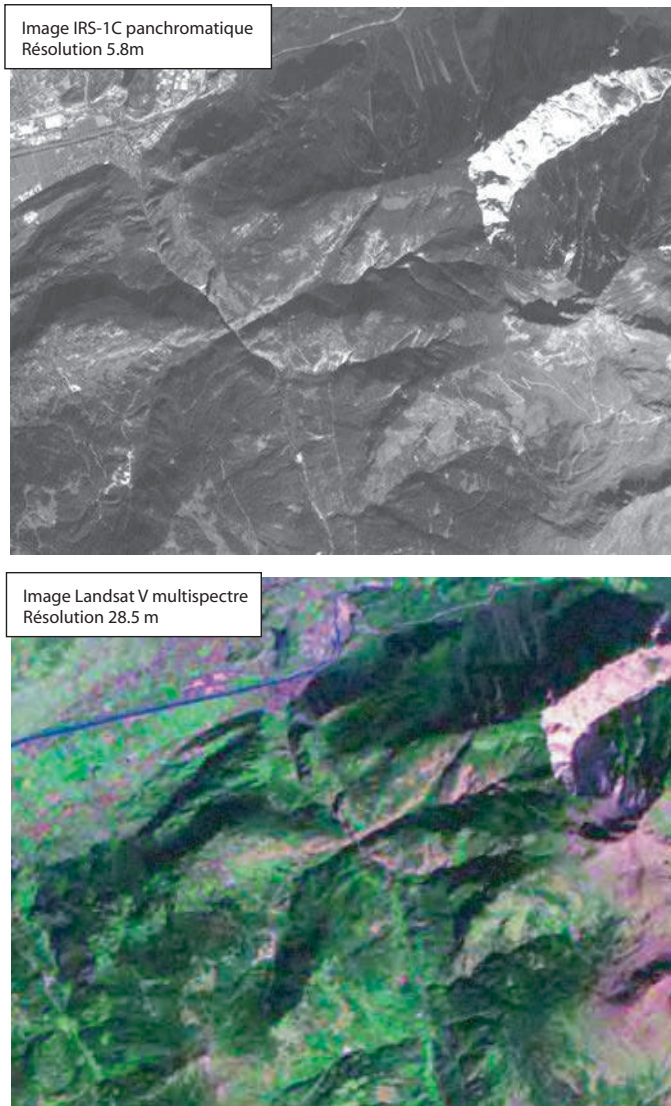
Comme indiqué dans le chapitre II.2 (Méthodes), la forme du relief résulte de différents facteurs qui interagissent entre eux; le climat, la nature de la roche et la tectonique sont les trois facteurs les plus importants [e.g. Molnar and England, 1990]. La morphologie peut être étudiée sous l'angle morphoclimatique (rôle du climat), morphostructural (interaction avec la structure géologique) ou morphotectonique (rôle des mouvements tectoniques). J'ai choisi de n'aborder ici que l'aspect tectonique, qui influence le réseau hydrographique [e.g. van der Beek and Braun, 1999; Burbank and Anderson, 2001]. Deux aspects seront présentés: une cartographie de la fracturation du sud Valais, et l'analyse de profils en long de rivières.

#### a) Cartographie de la fracturation

Une faille est une discontinuité qui sépare et décale deux volumes de roche. Elle se caractérise par une longueur (en carte), une profondeur (en coupe), une épaisseur (zone broyée) et un rejet (décalage entre les deux volumes de roches). Une discontinuité au sein du volume de roche provoque la circulation de fluides et accélère l'altération de la roche (création d'une gouge de failles, c'est à dire d'une brèche tectonique fine, incohésive et riche en argiles [Scholtz, 1990; Semeniuk, 2004]). Cette circulation de fluides permet la cristallisation sur le plan de faille, ou entre les éléments fracturés de minéraux dissous. De plus, l'importante fracturation à proximité du plan de faille permet, si la faille est à l'affleurement, d'éroder plus rapidement la zone fracturée. Cette forte érodabilité se traduit par la présence fréquente de torrents ou rivières le long du tracé d'une faille. Les interactions possibles entre réseau hydrographique et réseau de fractures ont été longuement décrites [e.g. Hovius, 1996; Massironi, 1999; Kuhlemann et al., 2001; Schlunegger et al., 2002; Schlunegger and Hinderer, 2003]. D'une manière générale, la présence d'une faille se traduit par une signature morphologique qui va d'une légère variation de la pente locale à de fortes contre-pentes et/ou de profonds talwegs. C'est cette variation de pente locale qui permet l'identification de failles par télédétection.

Avec des photos spatiales ou aériennes, c'est l'éclairage naturel qui provoque un ombrage des structures et permet ainsi la détection et la cartographie de failles. Pour obtenir une information la plus complète possible, il faut utiliser plusieurs images, issues de différents capteurs, avec différentes positions du soleil. La figure II.4 donne un exemple de la même zone (région du bas du Val d'Anniviers et de l'Illgraben) saisie par deux capteurs différents. La résolution de l'image IRS-1C pan (figure II.4a, taille du pixel=5.8 m), est nettement supérieure à la résolution de la Landsat 5 (figure II.4b, taille du pixel=28.5 m) et permet une détection plus fine; par contre, l'information colorimétrique et la taille importante de l'image Landsat permettent une étude à plus grande échelle (par exemple figures II.1, II.21 et II.25). La nature des failles détectées (orientation, longueur) dépend donc de l'image consultée. Différents exemples de fracturation sont illustrés figure E2 (Lac de Moiry, dans le Val d'Anniviers, et Zermatt, dans le Mattertal), figure T7b (Pic d'Artsinol) et figure II.3 (Pas de Chèvres). Les images spatiales peuvent fournir d'importantes informations pour l'étude locale d'une structure. Malheureusement, l'analyse exhaustive d'une vaste région se heurte souvent à des limites intrinsèques aux images spatiales, en particulier liées au contraste. Il n'est en effet pas possible, en région montagneuse, d'avoir une image avec un contraste idéal et homogène en tout point de l'image. Les versants à l'ombre peuvent apparaître trop sombres, d'autres peuvent être surexposés. De plus, le contraste n'est « actif » que dans une seule direction, perpendiculaire à celle du soleil au moment de la prise de vue. Cette direction d'éclairage peut créer un seuil de détection différent en fonction de l'azimut des structures, et fausser les importances relatives de chaque direction. Pour ces raisons, j'ai décidé de cartographier les linéaments avec un Modèle Numérique de Terrain (MNT Swisstopo).

Le MNT présente de nombreux avantages; c'est une représentation numérique de la topographie qui permet différents calculs et représentations. Il permet en particulier la représentation tridimensionnelle d'une vue par satellite, d'une carte ou d'une image [e.g. Bishop and Shroder, 2004]. Ce type de

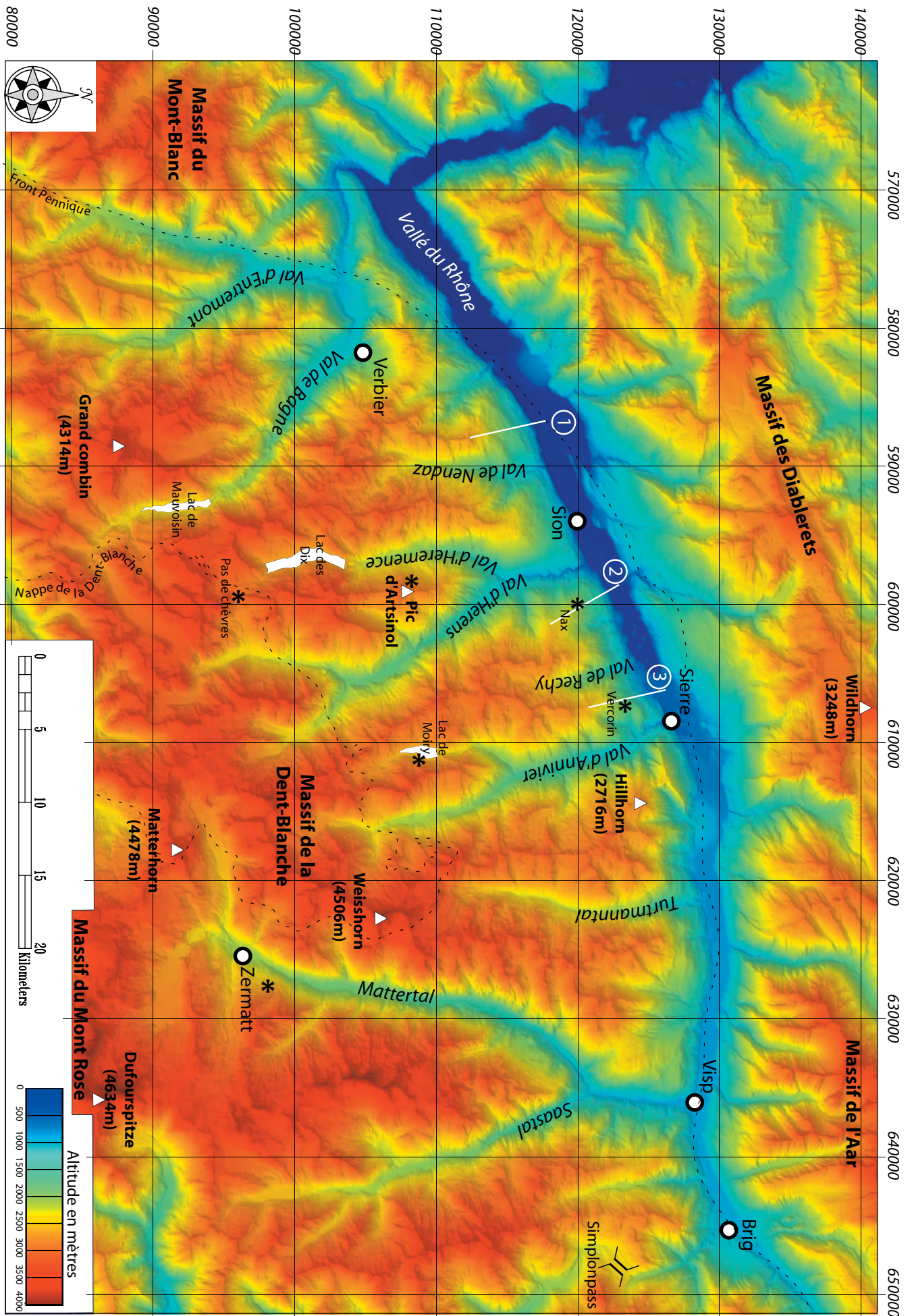


**Figure II.4:** Exemple d'images satellites du bas du Val d'Anniviers et de l'Illgraben, au dessus de Sierre. Image IRS-1C pan (en haut) et Landsat 5 (en bas).

représentation demande malheureusement une puissance de calcul importante, prohibitive pour un travail précis et à grande échelle. Je me suis donc contenté, sauf étude locale, d'une approche 2D du MNT, visualisé et traité grâce au logiciel ENVI. La représentation des altitudes en couleur permet de visualiser la structure de premier ordre de la zone étudiée ; la figure II.5 présente la topographie du Sud Valais (rehaussée par un léger ombrage) et la toponymie utilisée dans la suite de ce chapitre. On distingue les grandes lignes de l'organisation topographique de la région: une grande vallée E-W (la vallée du Rhône) dans laquelle se jettent de grandes rivières, qui coulent vers le Nord. On constate également une forte dissymétrie entre la rive gauche (Sud Valais) et la rive droite du Rhône (Nord Valais). La rive gauche (le Sud Valais) présente une pente régulière entre 500 m et 4500 m d'altitude en une vingtaine de km (moins d'une dizaine de degrés d'inclinaison moyenne), de longues rivières et lignes de crêtes, et une ligne de partage des eaux située 25 km au Sud du Rhône. La rive droite, au contraire, présente une pente plus forte (plus d'une quinzaine de degrés), des torrents courts et une ligne de crête principale située moins de 10 km au Nord du Rhône. On constate également que de vastes surfaces sont à des altitudes de plus de 4000 m (couleurs rouges sombres sur la figure II.5). Le Sud Valais est également caractérisé par de forts reliefs locaux, avec des vallées profondes, à moins de 1500 m d'altitude entourées de sommets de plus de 4000 m, comme par exemple la vallée de Zermatt («Mattertal»).

L'ombrage, c'est à dire le calcul, pour chaque pixel de la réflectance en fonction de la pente locale et de la position du «soleil», permet d'avoir une bonne vision des structures principales. C'est l'un des modes de représentation classique d'un MNT. Il est possible de calculer différents ombrages en fonction de l'orientation que l'on souhaite mettre en évidence. Ainsi, sur la figure II.6, on peut voir (en haut) un ombrage calculé pour un éclairage venant de l'Ouest, avec un angle d'incidence de 45°. Les structures Nord-Sud sont bien mises en relief, et le réseau hydrographique ressort nettement. L'image du bas représente un éclairage plus rasant (35° d'incidence) en provenance du Sud-Est. L'image est plus sombre, mais surtout les structures perpendiculaires aux vallées principales sont mises en relief, alors que le réseau hydrographique est moins lisible que sur l'image du haut.

Le MNT permet également de calculer les pentes (dérivée première de la topographie) et la convexité (dérivée seconde de la topographie), dans une fenêtre dont la taille est à définir. La figure II.7 montre les pentes du Sud Valais calculées sur une fenêtre de 75 m (un carré de 3 pixels de côté). Il est important de bien choisir et de faire varier le code couleur en fonction de la structure à caractériser (variations générales de pentes ou au contraire micro-contrastes locaux, par exemple). La figure II.7a permet, par exemple d'observer des pentes faibles (tons bleus) dans la vallée, ainsi que dans les régions



**Figure II.5.** MNT du Valais coloré en fonction de l'altitude avec un léger ombrage. Les noms des villes, des lacs, des vallées, de certains sommets principaux, ainsi que des affleurements présentés dans ce chapitre (astérisques) sont indiqués. Le tracé des coupes topographiques de la figure II.12, la limite de la nappe de la Dent-Blanche ainsi que le Front Pennique sont également notés.

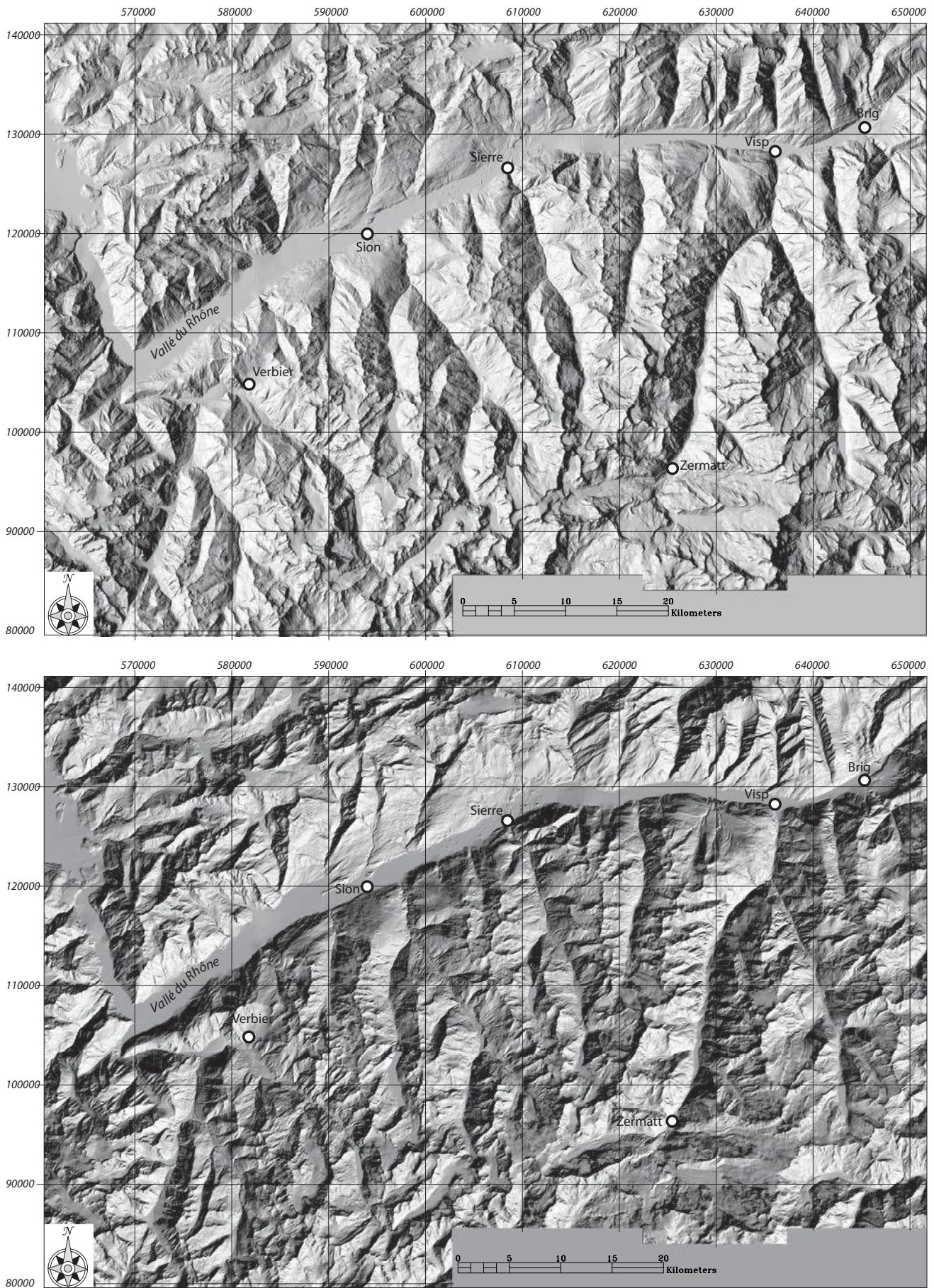
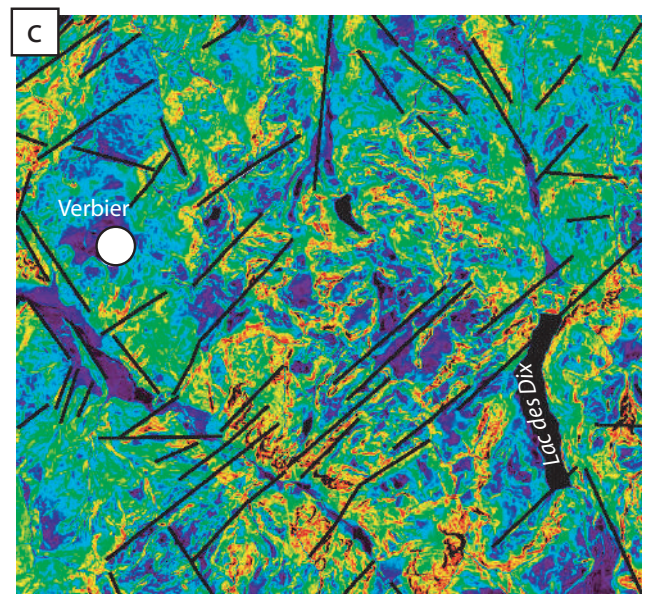
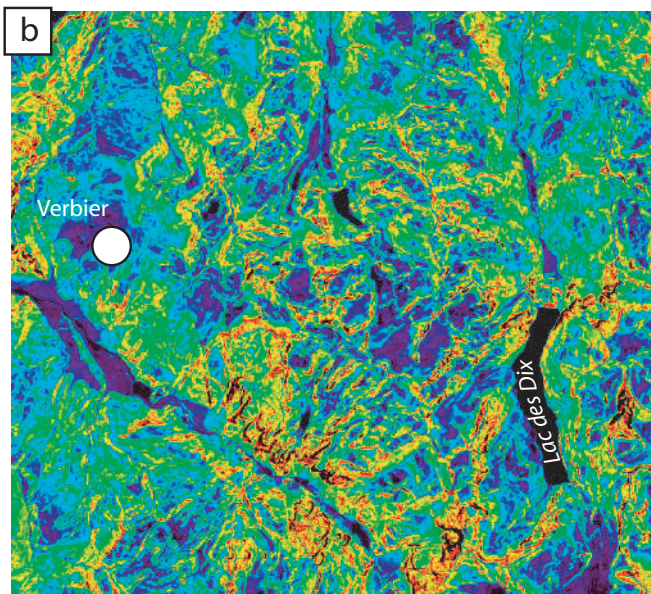
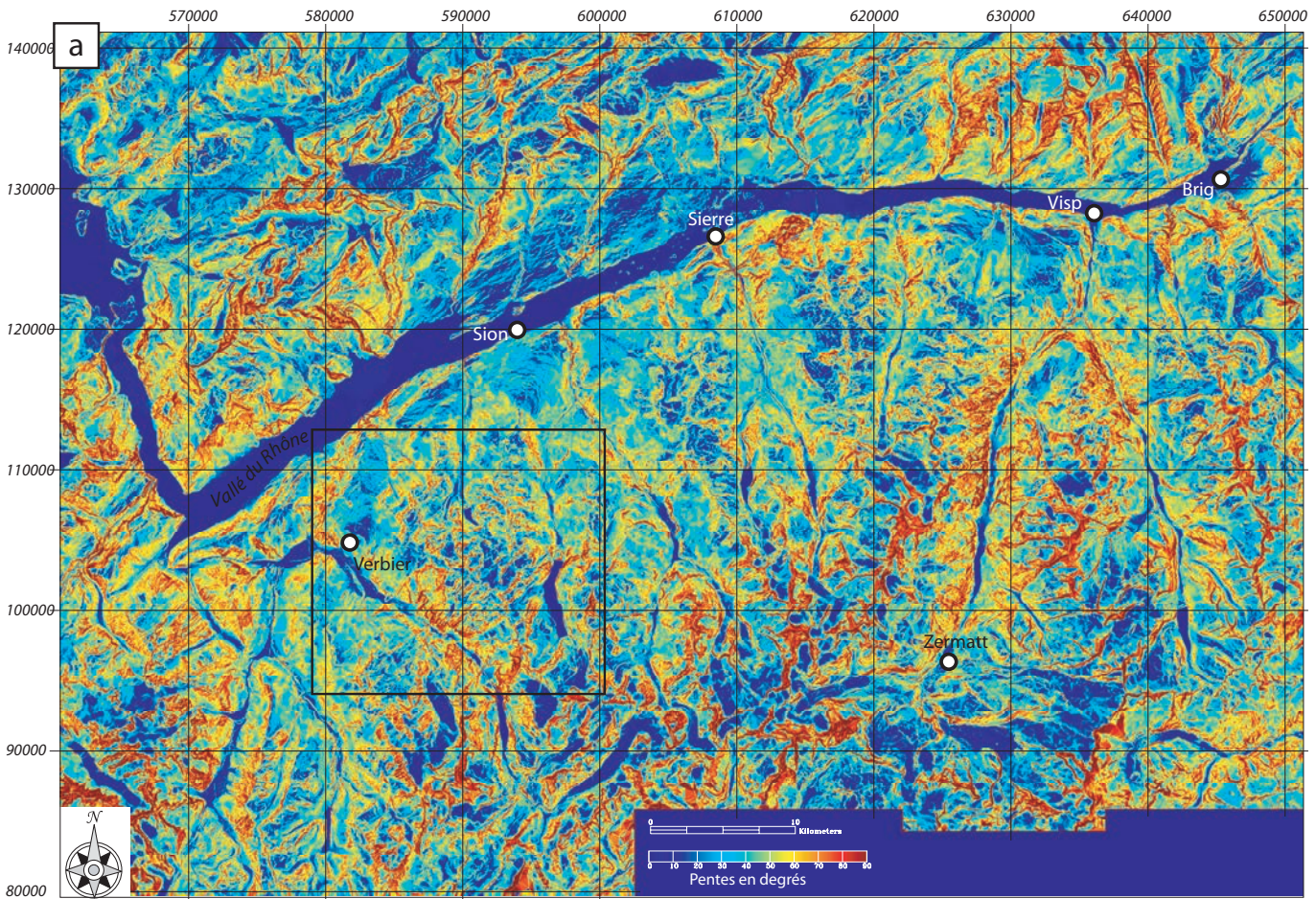


Figure II.6: MNT du Valais, ombré de l'Ouest (en haut) et du Sud-Est (en bas). Voir le texte pour la discussion.

englacées du Sud de l'image. Au contraire, les pentes fortes (tons rouges) se trouvent à proximité des hauts sommets, le long de certaines vallées (rive gauche du Mattertal en particulier) et localement à proximité de la vallée du Rhône.



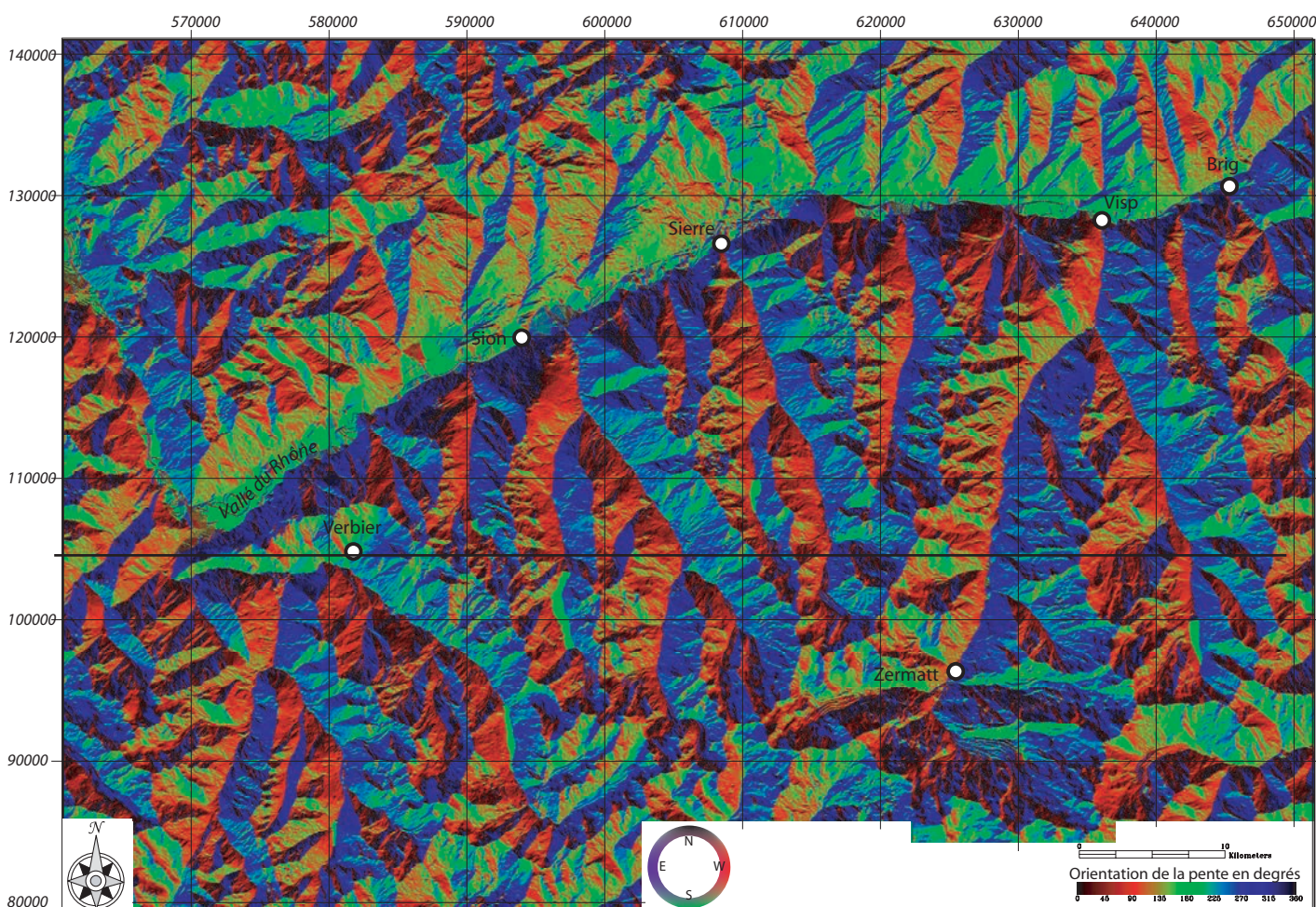
**Figure II.7:** Calcul et représentation de la valeur des pentes, extraites du MNT Swisstopo.  
 a) Pentés calculées sur 3 pixel (75m) à partir du MNT du sud Valais. Les teintes froides indiquent des pentes faibles, les teintes chaudes les pentes fortes. Les glaciers, les lacs et les fonds de vallées ressortent particulièrement.  
 b) Zoom sur la région de Verbier (bas du Val de Bagnes), où l'on peut voir une alternance à plus faible longueur d'onde.  
 c) Interprétation de b).

Des variations très subtiles peuvent ainsi être mises en évidence, et un alignement de variations de pente est un fort indice de la présence d'une faille, surtout si on le retrouve de part et d'autre d'une vallée ou d'une crête. Les figures II.7b (gros plan sur une portion de la figure II.7a) et II.7c (interprétation tectonique) illustrent ce tracé de linéaments sur une portion du Val de Bagnes.

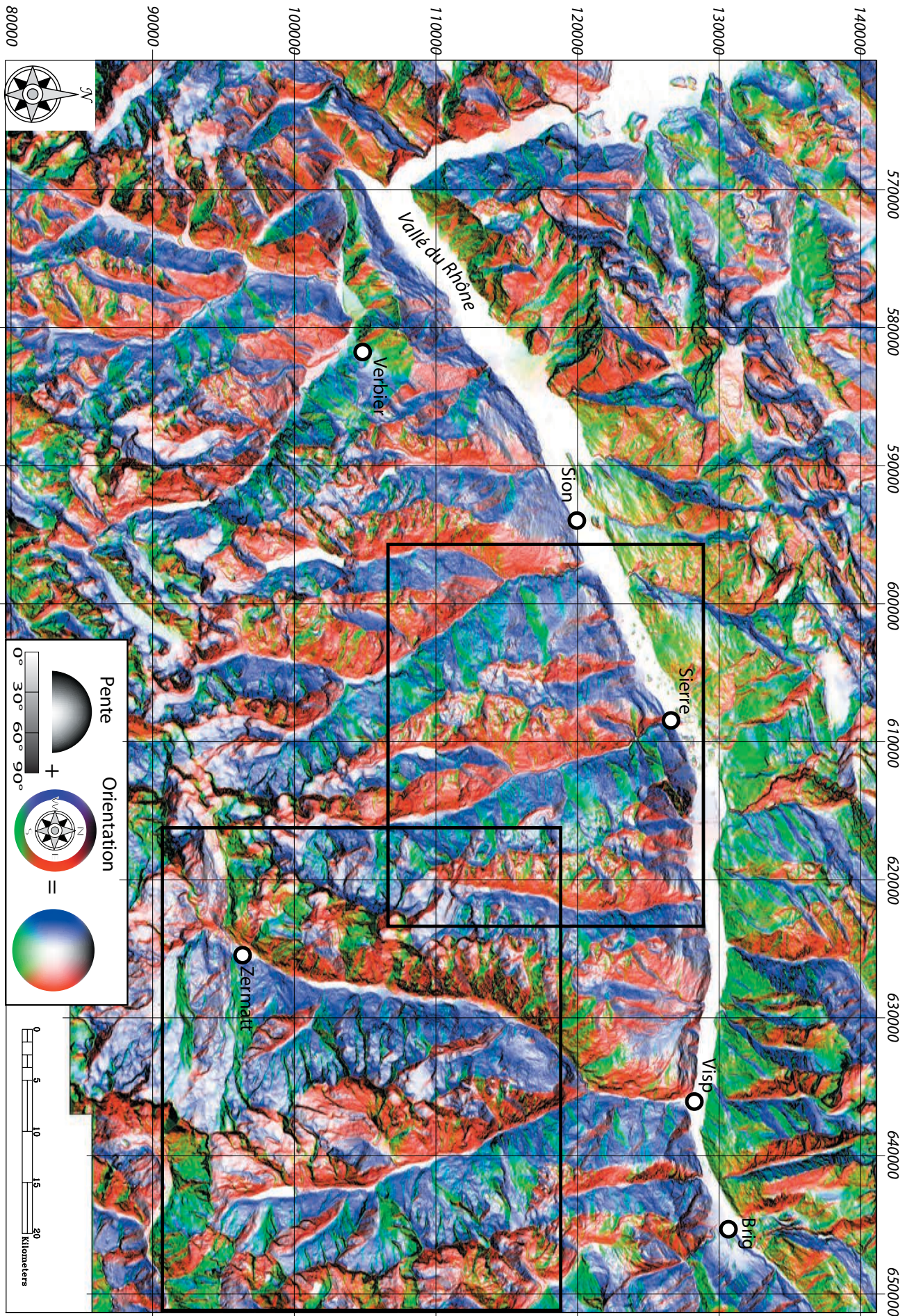
Le calcul de l'orientation des pentes est complémentaire à la valeur de la pente. Sur la figure II.8, les orientations ont été calculées dans un carré de 3 pixels de côté ; le noir représente les pentes vers le Nord, le rouge les pentes vers l'Est, le vert les pentes vers le Sud et le bleu les pentes vers l'Ouest. Ce mode de représentation permet de détecter des variations d'orientation, et des contre-pentes en particulier. Ces variations sont particulièrement visibles au Sud de la vallée du Rhône, entre Sion et Siere (alternances bleu/vert). L'association des représentations des valeurs de pente et des orientations de ces pentes permet d'esquisser une représentation complète de la nature des pentes.

Sur la figure II.9, l'orientation est représentée selon le même code couleur que la figure II.8 alors que la valeur de la pente est représentée en niveau de gris (blanc pour les pentes nulles, noir pour les pentes verticales). En associant ces deux informations, on obtient une image dont la teinte représente l'orientation de la pente et la saturation représente sa valeur. La figure obtenue permet un travail très précis pour la détection et le tracé du réseau de failles. Par exemple, la figure II.10 présente deux détails de la figure II.9 (rectangles noirs), avec un calcul de pente sur 75 m (figure II.10a, Mattertal et Saastal), et sur 1 km (figure II.10b, Val d'Anniviers).

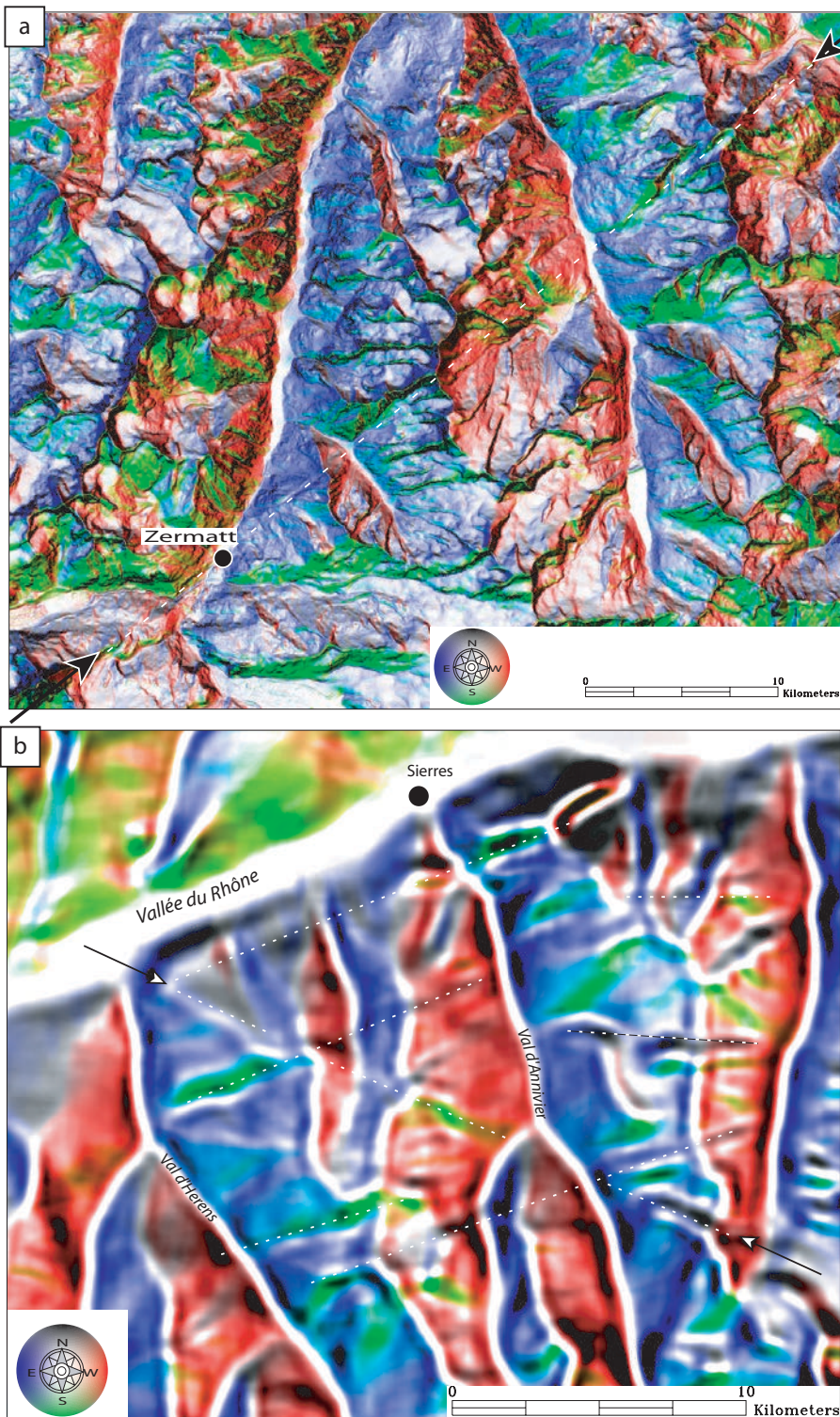
La figure II.10a permet de mettre en évidence un grand linéament NE-SE, identifiable sur plus de



**Figure II.8:** Calcul et représentation de l'orientation des pentes, extraites du MNT Swisstopo. Le noir indique des pentes vers le Nord, le rouge des pentes vers l'Est, le vert des pentes vers le Sud et le bleu des pentes vers le Sud. Cette représentation permet une détection très fine des variations d'orientation, mais ne fournit pas d'indication sur l'importance de cette variation.



**Figure II.9 :** Représentation de la valeur des pente (figure II.7) en saturation et de l'orientation (figure II.8) en couleur. Les couleurs faiblement saturées correspondent aux pentes faibles. Cette représentation permet une caractérisation complète de la topographie locale et une appréciation fine de ses caractéristiques géomorphologiques.



**Figure II.10:** Application de la figure II.9 à la détection de faille

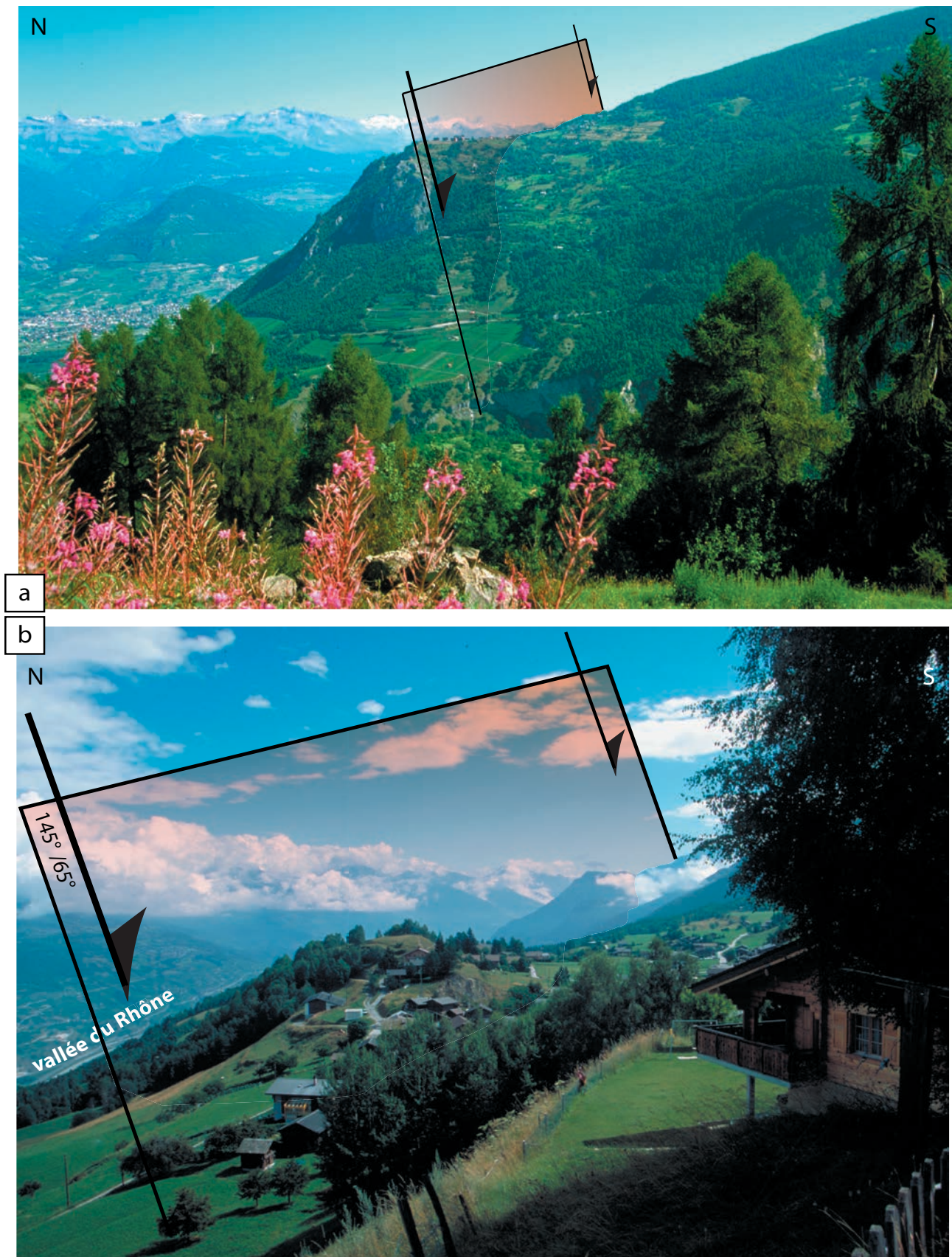
a) mise en évidence d'une grande faille (plusieurs dizaines de km) qui passe par Zermatt, orientée NE-SW (pointillés blancs et flèches).

b) Même représentation, mais avec des calculs de pentes (orientation et valeurs) sur 1km<sup>2</sup> (40 pixels \* 40 pixels). Les structures mises en évidence sont de plus grande longueur d'onde (pointillés blancs et flèches), mais correspondent aux directions générales de la fracturation (voir figure E3).

20 km. Ce linéament est le même que celui présenté figure E3, et il apparaît beaucoup plus long et continu que ce que laissait voir l'image satellite. La figure II.10b permet une analyse à une longueur d'onde plus grande, en s'affranchissant du signal à haute fréquence; la grande taille de la fenêtre de calcul (40 pixels) donne les directions structurales à l'échelle du massif. Le grand linéament WNW-ESE (flèches blanches) est bien exprimé dans le vallon de Réchy par une importante contre-pente et la présence de marais. Cette représentation des structures à grande longueur d'onde présente des avantages pour percevoir des structures plus longues et parfois discontinues, mais demande des temps de calculs importants, qui limitent leur utilisation. De plus, il n'est pas possible de représenter sur un

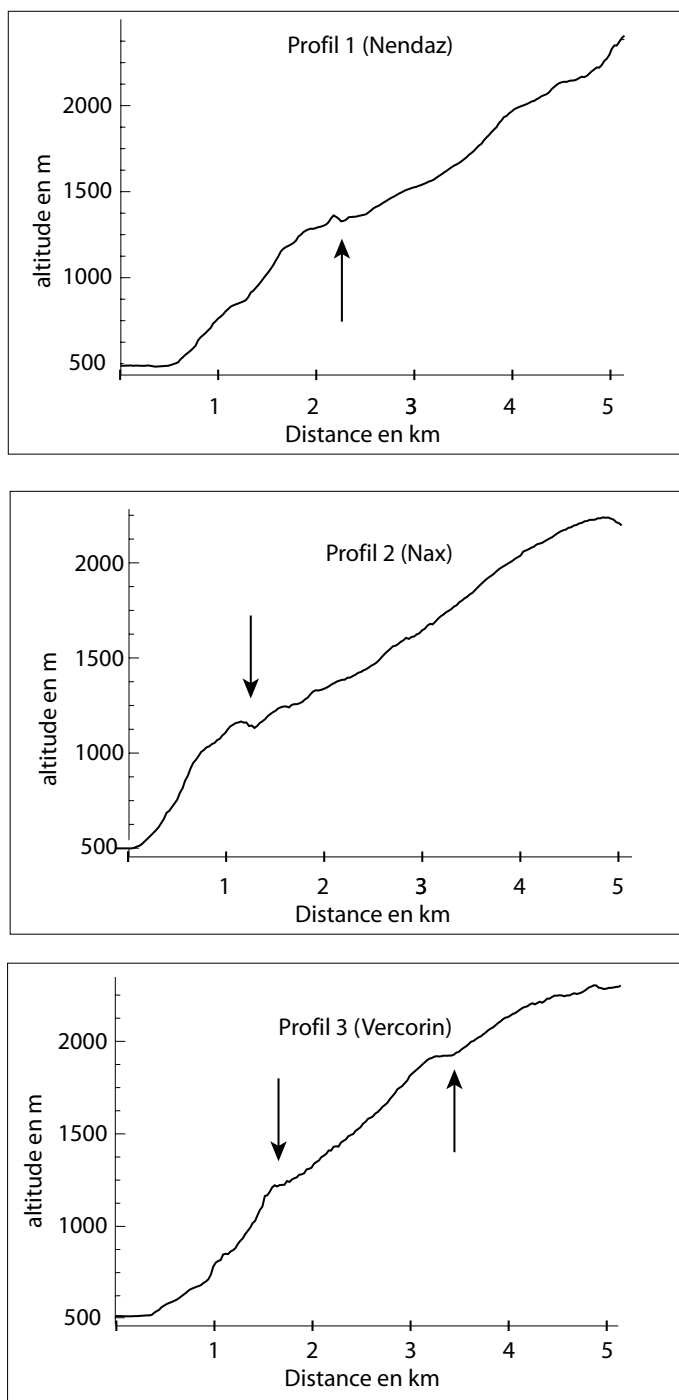
même document des linéaments tracés à partir de documents faisant ressortir des structures de longueurs caractéristiques trop différentes. En effet, la notion de continuité d'un linéament dépend fortement de l'échelle du document consulté pour son tracé.

Le tracé de linéaments est entièrement manuel, et a été fait sans extrapolation entre les différents segments détectés : *seul ce qui a été vu a été tracé*. Cela implique une certaine subjectivité et il faut se garder de surinterpréter les documents. La carte de linéaments (figure E3) fournit une image de la fracturation du Sud Valais ; bien entendu, le fait de détecter un linéament n'implique pas la présence systématique d'une faille. Aussi, chaque fois que cela était possible, j'ai vérifié sur le terrain la présence d'une zone fracturée. D'une manière plus générale, les linéaments observés peuvent être interprétés



**Figure II.11:** Contre-pentes près de Nax (Val d'Hérens).

- a) Photo prise depuis l'Ouest, en rive gauche du Val d'Hérens sur laquelle on remarque l'importance de la variation de pente, interprétée comme la conséquence du fonctionnement d'une faille normale (en rouge).
- b) Photo prise dans le village de Nax ; L'orientation de la faille (en rouge) correspond à une grande faille mesurée derrière la colline au second plan. On remarque également la contre pente de Vercorin en arrière plan (voir le texte pour la discussion)



**Figure II.12:** profils topographiques extraits du MNT Swisstopo (voir localisation figure II.5). Ces profils montrent tous une contre pente importante 1 à 2 km au Sud de la vallée du Rhône. Ces contres pentes correspondent à des failles qui longent la vallée.

sur plusieurs dizaines de kilomètres, et sont particulièrement exprimés dans la région de Nax et de Vercorin (entre Sion et Sierre), 800 m environ au dessus de la vallée. Ces contre-pentes, photographiées depuis la rive gauche du Val d'Hérens en direction de l'Est (figure II.11a), et depuis le village de Nax, également en direction de l'Est (figure II.11b) sont très visibles dans une grande partie du Valais (de Martigny à Visp). Les profils topographiques NNW-SSW (localisation figure II.5) tracés à travers ces structures illustrent ces variations de pentes (figure II.12). La pente générale est également plus forte en aval de ces structures (de l'ordre de 30°) qu'en amont (de l'ordre de 15°). Le profil 3 montre même

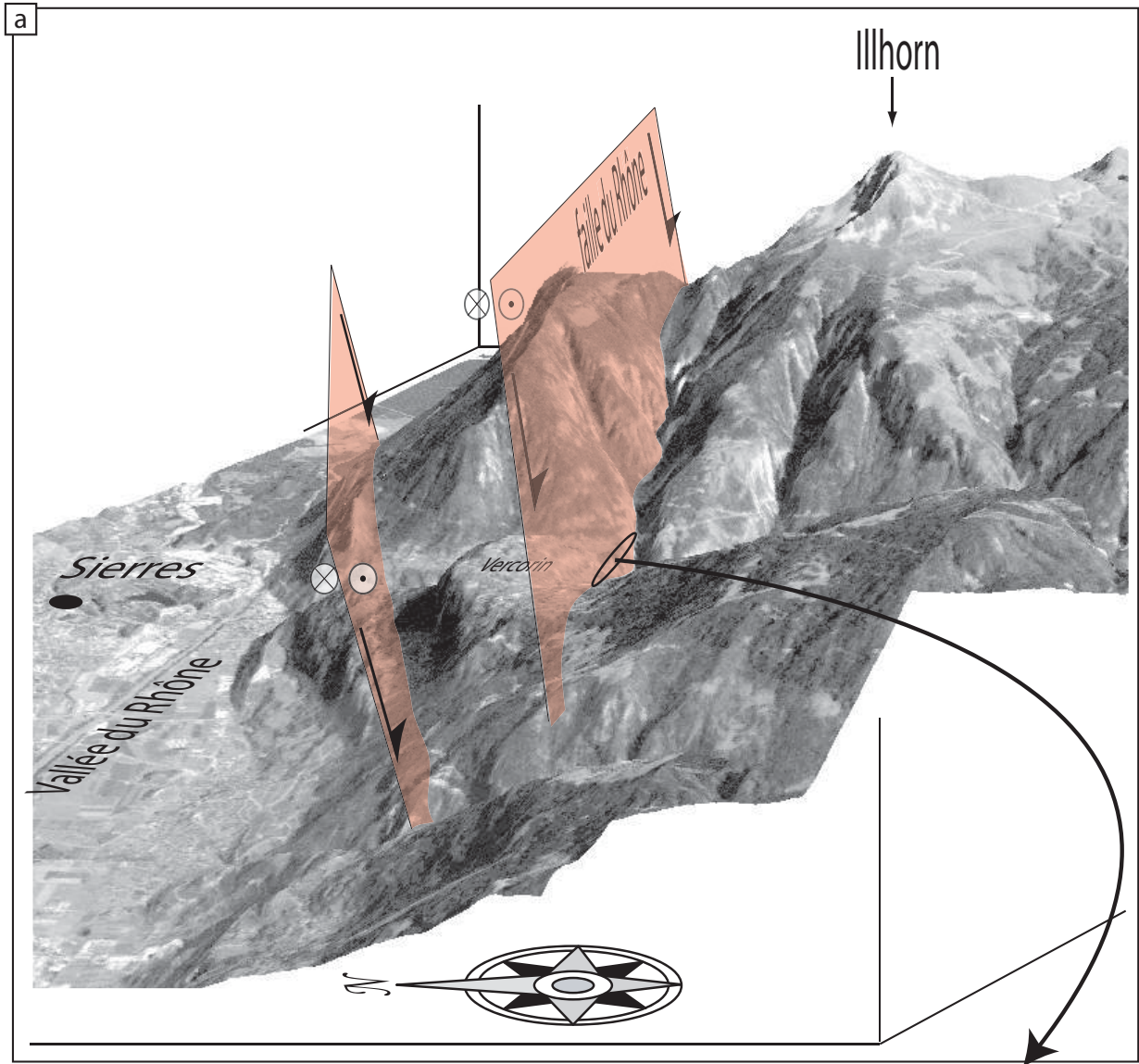
comme étant *probablement* des failles, ou plus subtilement, l'expression morphologique d'une fracturation. Le réseau de failles du Sud Valais (figure E3) présente trois directions stables, E-W, NW-SE et NE-SW (histogramme circulaire de la figure E3).

- La direction E-W se retrouve dans toute la zone, mais essentiellement à proximité du Rhône (entre Sierre et Visp), et au Sud, à proximité des haut sommets. Cette direction est parallèle à la partie amont de la moyenne vallée du Rhône (entre Sierre et Visp), à la faille d'Aoste [Bistacchi et al., 2001] immédiatement au Sud, et la partie occidentale de la ligne Insubrienne [e.g. Schmid et al., 1987]. On la retrouve à l'affleurement (figure II.3, figure TN2 et figure T7b), et l'analyse cinématique montre qu'elle accompagne des mouvements normaux et/ou dextres. Ces mouvements sont compatibles avec les données de la littérature [Burkhard, 1988; Sartori, 1993], ainsi qu'avec le champ de contraintes actuel.

- La direction NW-SE correspond aux vallées principales, qui empruntent pour partie le réseau de failles. Cette direction, secondaire en importance à l'échelle de la carte est la mieux exprimée à l'affleurement (figure II.2b et figure E2a). Les indications cinématiques montrent un jeu normal et/ou senestre pour cette famille de failles. La présence d'un réseau hydrographique très encaissé (incisions de 2000 à 3000 m, voir figure II.5) laisse à penser que les failles accompagnant ce réseau pourrait être antérieures aux autres.

- La direction NE-SW est la plus exprimée cartographiquement, en particulier immédiatement au Sud de la vallée du Rhône. On la retrouve parfois à l'affleurement (figure E2b). Cette direction se retrouve le long de 4 à 5 couloirs de failles distincts, séparés chacun d'environ 10 km. Son expression morphologique immédiatement au Sud de la vallée du Rhône est frappante : de nombreux replats et contres-pentes s'observent

deux contre-pentes séparées d'environ 2,5 km. L'observation *in situ* des crêtes montrent fréquemment de tels replats et variations de pentes. La représentation tridimensionnelle de l'image du satellite IRS-1C (figure II.13a, placage sur le MNT 25 m Swisstopo) permet d'avoir à la fois l'information topographique et texturale précise de l'image satellite ; la vue obtenue est comparable à une image aérienne et indique la présence d'une importante fracturation. L'observation révèle que ces structures sont jalonnées par des



**Figure II.13:** Interprétation tectonique de la géométrie 3D des contre-pentes.

a) Bloc 3D de l'image IRS drapée sur le MNT Swisstopo, vue vers l'Est. Les failles (en rouge) correspondent à la faille du Rhône, qui a été décrite normale et dextre [Burkhard, 1986; Sartori, 1993; Steck and Hunziker, 1994].

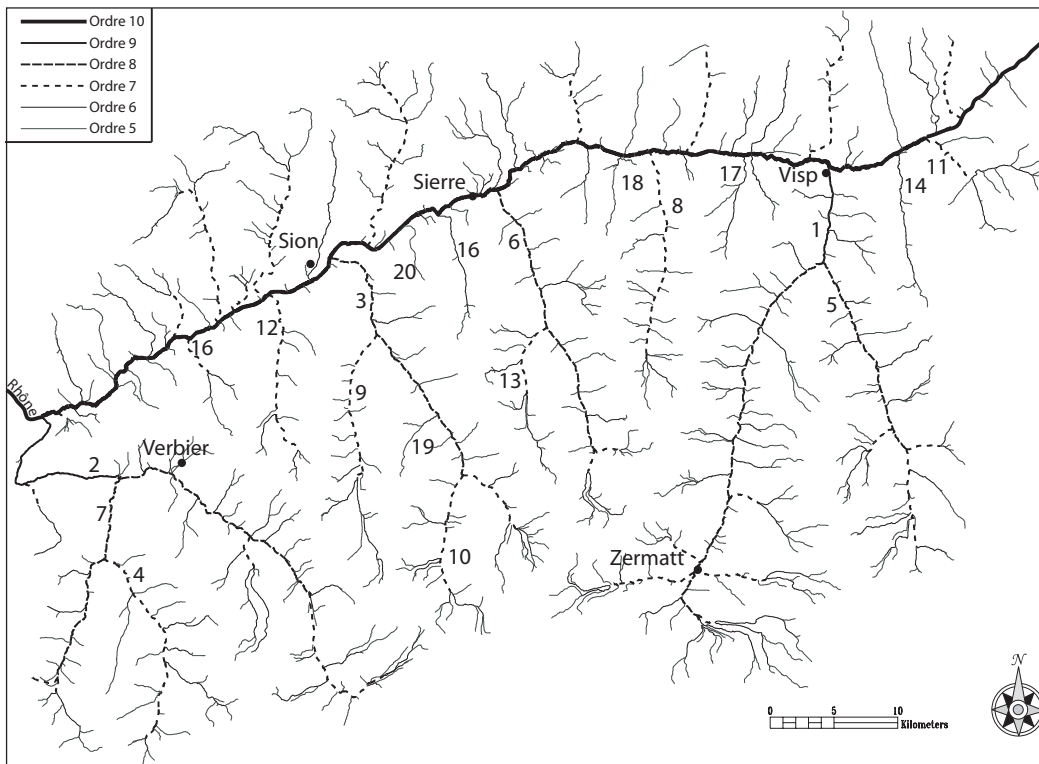
b) Gouge de faille associée à la fracturation Est-Ouest, indiquant des conditions de fracturation relativement froides. Les failles Est-Ouest mesurées sont normale et / ou dextres, avec un affaissement du compartiment sud.



brèches incohésives et des gouges de failles (figure II.13b); ces indicateurs d'une fracturation importante peuvent être épais (jusqu'à 10 m) et sont régulièrement espacés. Ces structures sont interprétées comme l'expression morphologique de la faille du Rhône, décrite comme normale et dextre [Burkhard, 1988; Sartori, 1993; Seward and Mancktelow, 1994]. La composante normale serait donc à l'origine des contre-pentes ; une activité récente à actuelle de la faille du Rhône peut ainsi être avancée.

### b) Profils de rivières

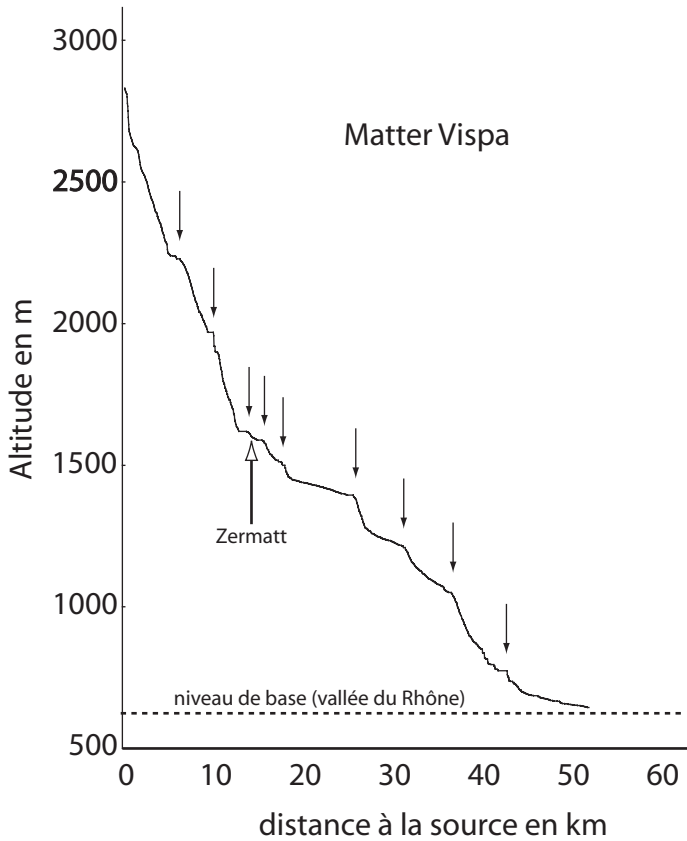
Le tracé des profils en long de rivières permet de mettre en évidence des ruptures de pentes qui peuvent être la signature de mouvements tectoniques récents, que ce soit le passage d'une faille, une variation du niveau de base ou un soulèvement général. Ces points d'inflexion signent une perturbation du cours d'eau qui a quitté son profil d'équilibre [e.g. Baillie and Norbu, 2004]. A l'équilibre, la géométrie



N°	Rivière	vallée	se jette dans	ordre	surf. drainée (km <sup>2</sup> )	long. (km)
1	Matter Vispa	Mattertal	le Rhône	9	789,05	52,78
2	Dranse de Bagnes	Val de Bagnes	le Rhône	9	675,17	51,86
3	Borgne	Val d'Herens	le Rhône	8	379,9	31,45
4	Dranse d'entremont	Val d'Entremont	la Dranse de Ferret	7	293,61	28,69
5	Saas Vispa	Saastal	la Matter Vispa	8	255,95	32,65
6	Navisance	Val d'Annivier	le Rhône	8	255,53	30,24
7	Dranse de Ferret	Val Ferret (CH)	la Dranse de Bagnes	8	117,62	20,71
8	Turtmanna	Turtmantal	le Rhône	7	108,37	20,39
9	Dixence	Val d'Heremence	la Borgne	7	105,19	22,45
10	Borgne d'Arrolla	Val d'Herens	la Borgne	7	87,82	10,83
11	Saltina	Gantertal	le Rhône	7	79,54	12,5
12	Printse	Val de Nendaz	le Rhône	7	70,69	18,97
13	Gougra	Val de Moiry	la Navisance	7	57,08	14,13
14	Gamsa	Nanxtal	le Rhône	6	38,31	14,96
15	Fare	Vallée du Rhône	le Rhône	7	28,99	11,53
16	Reche	Vallon de Rechy	le Rhône	6	27,59	14,05
17	Ginals	Vallée du Rhône	le Rhône	6	24,85	9,74
18	Meretchi	Vallée du Rhône	le Rhône	6	15,65	8,32
19	Merdesson	Val d'Herens	la Borgne	6	15,65	8,32
20	Derotchia	Vallée du Rhône	le Rhône	5	11,84	6,96

**Figure II.14:** Réseau hydrographique du Sud Valais extrait à partir du MNT Swisstopo; les ordres supérieurs à 5 uniquement sont représentés. Le tableau résume les données importantes des 21 rivières dont le profil en long a été extrait et analysé.

de ce cours d'eau dépend de différentes conditions, en particulier la pluviométrie, la nature des roches, la taille et la forme du bassin versant. Ces conditions sont liées par des lois physiques, et le profil théorique à l'équilibre suit une loi de type exponentielle [Morris and Williams, 1997]. Le but de ce travail est la comparaison qualitative entre les profils théoriques et les profils réels pour déceler des anomalies de profils d'origine tectonique.



**Figure II.15:** Profil en long de la Matter Vispa (de Zermatt à Visp). On remarque un certain nombre d'anomalies dans le profil (flèches). L'origine de ces anomalies est discutée dans le texte.

Les profils en long de 20 rivières ou torrents du Sud Valais ont été extraits du MNT Swisstopo grâce au logiciel Rivertool (voir l'annexe 1 pour une représentation de tous les profils). Ces cours d'eau coulent globalement vers le Nord, pour se jeter directement ou indirectement dans le Rhône, qui est leur niveau de base (figure II.14). Ces cours d'eau sont d'ordre 5 (Derotchia) à 9 (Matter Vispa et Dranse de Bagnes). Les rivières ont des longueurs de 7 km (Derotchia) à 58 km (Matter Vispa), et drainent des surfaces de 12 km<sup>2</sup> (Derotchia) à 789 km<sup>2</sup> (Matter Vispa).

Les profils obtenus montrent tous un certain nombre de points d'inflexions qui perturbent le profil théorique. Par exemple, le profil de la Matter Vispa (qui coule de Zermatt à Visp) (figure II.15) présente 9 anomalies détectables. Cette représentation de la topographie souffre du caractère qualitatif et subjectif de la détection des anomalies, qui dépend entre autre du facteur d'exagération verticale et de la taille du profil. J'ai donc cherché à préciser l'importance des anomalies en calculant la pente locale (dérivée du profil topographique) sur différentes distances. Cette représentation permet de visualiser et de quantifier les variations de pente; les pics sont reliés aux pentes les plus fortes, en aval des points d'inflexion. L'importance de ces pics dépend de

la position dans le profil: les pentes en amont, près de la source sont toujours plus fortes que les pentes en aval, proche de la confluence. J'ai donc calculé la variation de pente (dérivée seconde du profil topographique), ce qui permet une représentation objective des points d'inflexions. La détection semi-automatique de variations de pente, supérieures à une valeur seuil déterminée, permet de localiser dans le profil une ou plusieurs anomalies, et de quantifier l'importance de la variation de pente. Plusieurs essais ont permis de déterminer un seuil pertinent (+5% de pente sur 300 m) qui permet une détection assez fine sans toutefois avoir trop de points. La figure II.16 présente la topographie (en haut), les pentes (au milieu) et les variations de pentes (en bas). Le profil d'altitude (en haut) est insuffisant pour localiser des anomalies faibles; les profils de pentes et de variations de pentes, au contraire mettent bien en relief ces petites variations du profil. Le pic important situé vers le trentième kilomètre du profil est lié à un artefact du MNT: la rivière passe dans des gorges encaissées, qui sont intégrées dans le MNT comme une zone plate («pseudolac»).

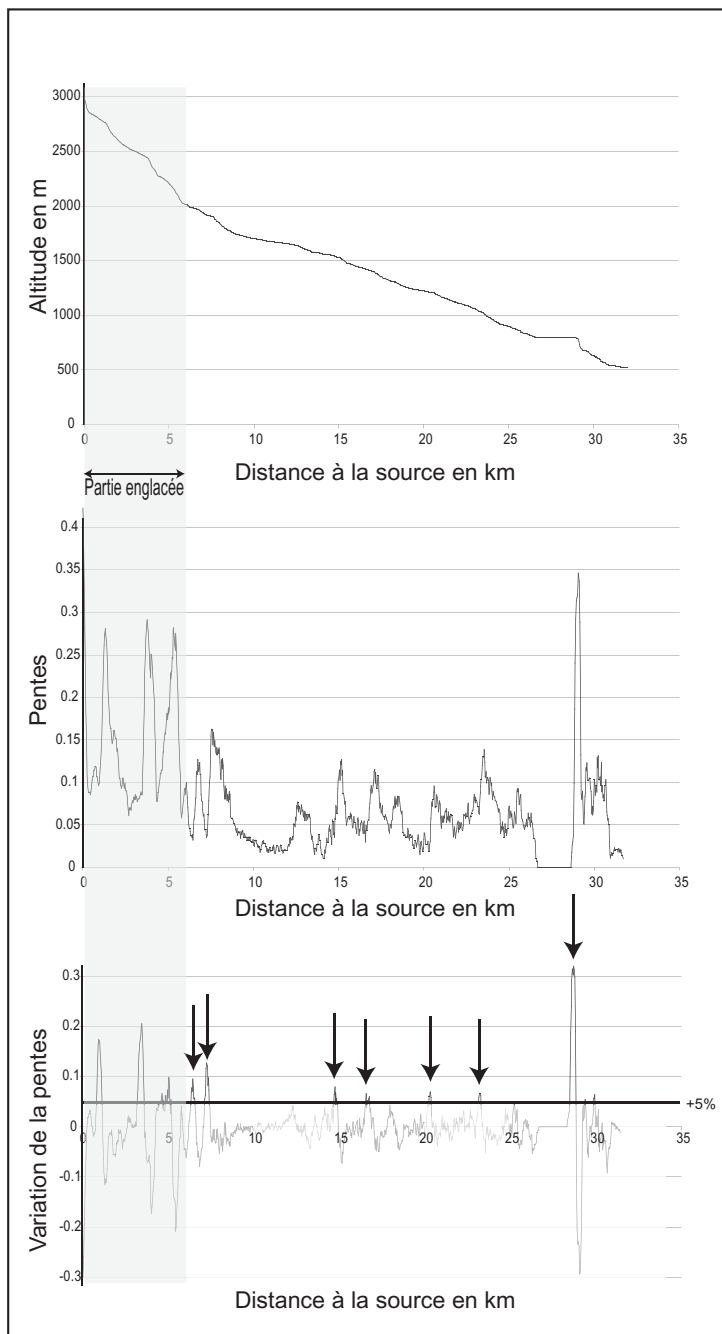
Les anomalies supérieures au seuil déterminé (5% sur 300 m) sont positionnées sur une carte (figure II.17); les points sont référencés dans Rivertool et la taille des cercles correspond à l'importance de l'anomalie. En première approximation, les anomalies dans les profils de rivières ayant de petits bassins versants sont plus nombreuses et plus importantes; cela est lié à la plus faible capacité érosive de

la rivière, qui lui donne une plus grande sensibilité aux influences extérieures. Au contraire, les rivières les plus puissantes présentent moins d'anomalies, et de plus faibles amplitudes.

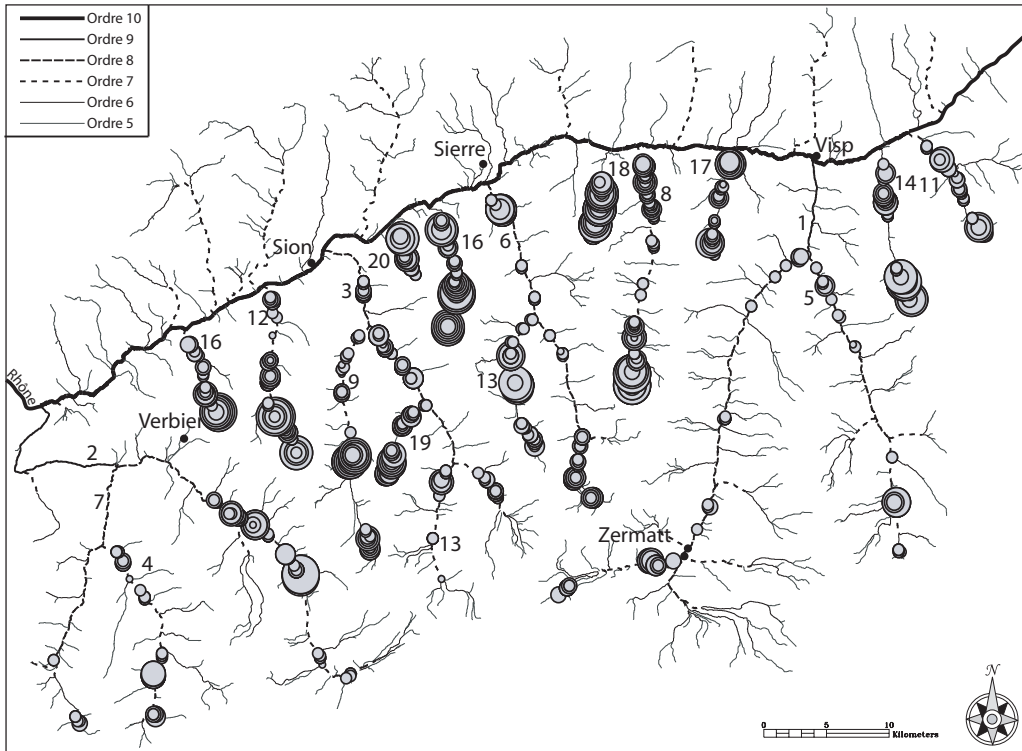
Pour attribuer à certaines anomalies une origine tectonique, les autres sources de perturbations doivent être discutées. Les plus importantes variations de pentes proviennent de la présence de barrages hydroélectriques ; les rivières concernées sont la Saser Vispa (Barrage de Stauser-Mattmark), la Dixence (Barrage de la Grande Dixence), la Dranse de Bagnes (Barrage de Mauvoisin), la Gougra (barrage de Moiry), la Dranse d'Entremont (barrage des Toulles) et la Printse (Barrage de Cleuson). Bien entendu, ces

artefacts n'ont pas été considérés. D'autres variations de pente importantes proviennent des parties englacées ou pro-glaciaire du bassin versant (en amont de la source ou légèrement en aval) ; le profil topographique est perturbé par les glaciers et ne doit pas être pris en compte. Par exemple, les 5 premiers km du profil de la Navisance (partie grisée sur la figure II.16), présentent 3 pics importants, liés à la topographie du glacier. Ces anomalies ont également été supprimées, car elles ne sont pas en relation avec la dynamique de la rivière.

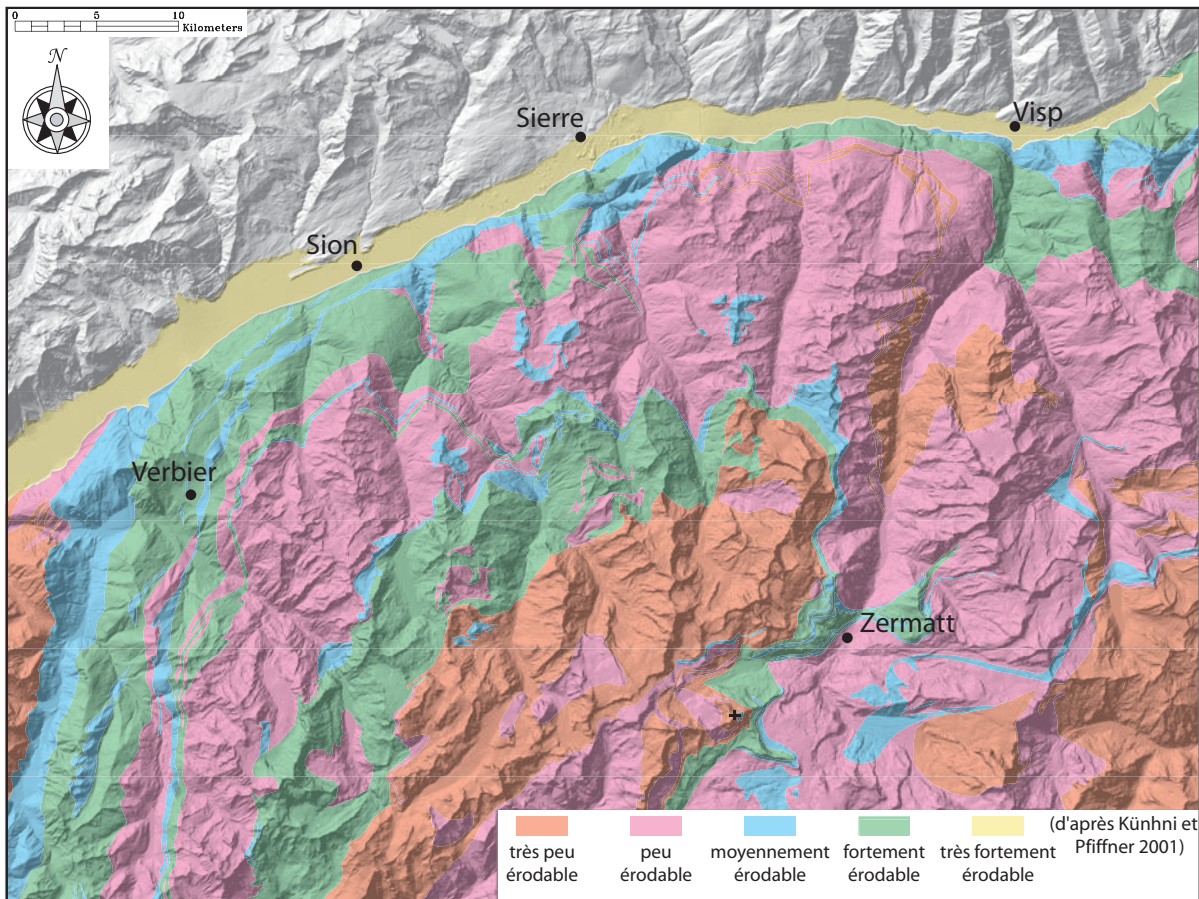
Comme nous l'avons vu dans le chapitre I.2 («méthode»), l'analyse morphotectonique est indissociable de l'approche morphoclimatique et morphostructurale. J'ai donc cherché à simplifier et réduire les aspects climatiques et structuraux pour me concentrer sur l'aspect tectonique. Le rôle du climat est assez facilement isolable qualitativement: bien que présentant un très fort contraste d'altitude (un des plus forts des Alpes, avec des reliefs locaux de plus de 3000 m), le Sud Valais est une région climatique relativement petite, et dans l'ensemble exposée au Nord. De plus, les rivières coulent toutes vers le Rhône, et l'orientation et l'altitude moyenne de leur bassin versant est assez homogène. De ce fait, l'aspect climatique n'a pas été considéré dans cette étude. L'aspect structural quant à lui a été pris en compte grâce à une carte lithologique (figure II.18), réalisée d'après les subdivisions lithologique de Kuhni et Pfiffner [2001]. Cette carte lithologique, qui comporte 5 catégories de lithologies (de très érodable à très peu érodable) a été construite à partir des cartes géologiques du Valais [Steck et al., 2000; Steck et al., 2001]. Les anomalies localisées sur un contact lithologique ont été ignorées.



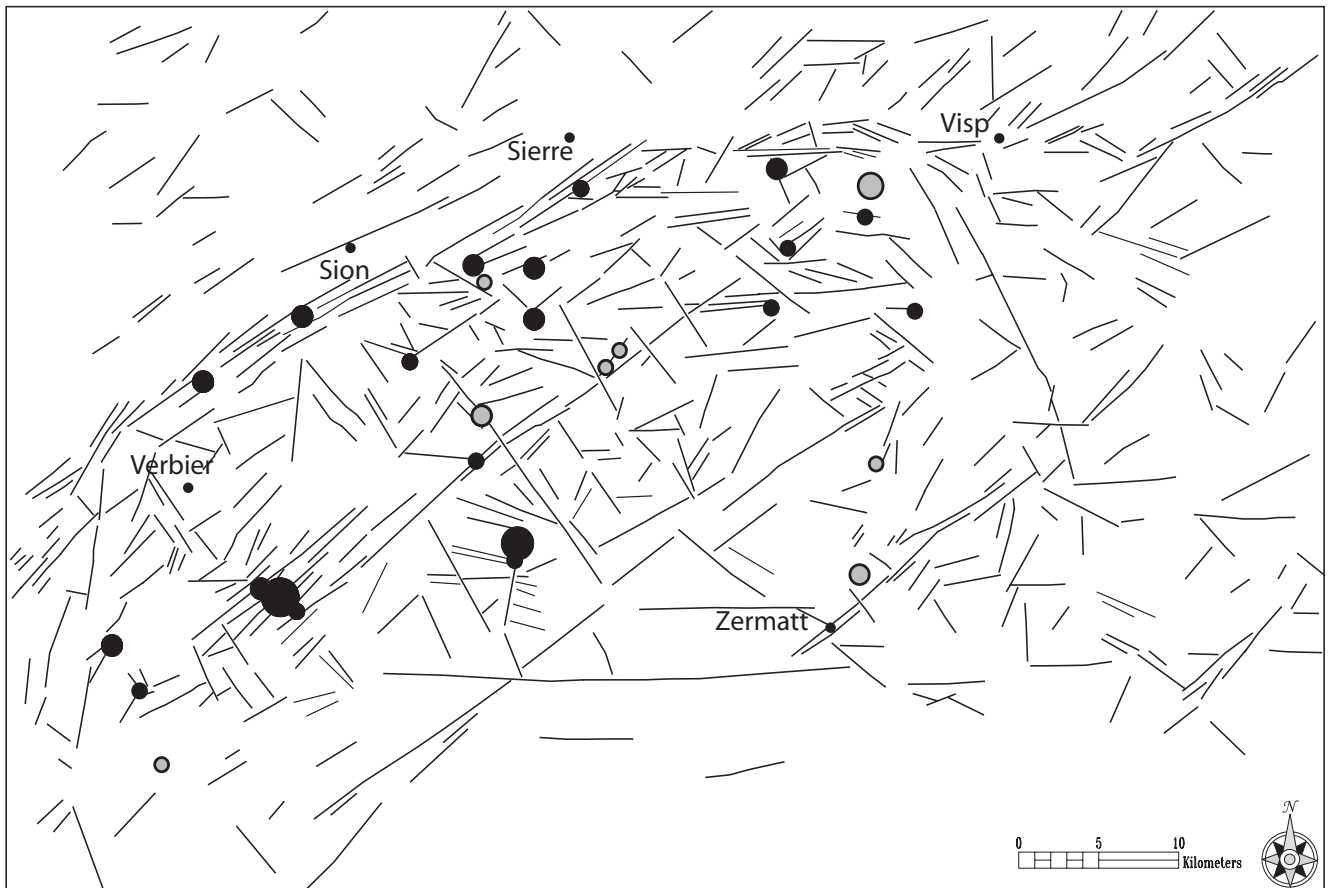
**Figure II.16:** Profils en long de la Navisance (Val d'Anniviers). L'altitude (en haut), la pente (au milieu) et la variation de pente sur 300 m (en bas) sont représentés en fonction de la distance à la source. La partie grisée, à gauche des trois profils correspond à la partie englacée du bassin versant. Sur le profil du bas, le seuil +5% permet de localiser 7 anomalies (flèches noires).



**Figure II.17:** Carte des anomalies détectées de manière semi-automatique dans les profils des 20 rivières analysées. La taille des cercles correspond à l'intensité de l'anomalie (pourcentage de variation de pente).



**Figure II.18:** Carte lithologique construite à l'aide de la carte géologique au 1/100000 du Valais [Steck *et al.*, 2000; Steck *et al.*, 2001] et de la classification de l'érodabilité des roches de Kuhn et Pfiffner [2001]. Les roches sont classées en 5 catégories : très fortement érodables (sédiments quaternaires), fortement érodables (flyschs, schistes), moyennement érodables (roches calcaires massives), peu érodables (paragneiss, micaschistes) et très peu érodables (granites, orthogneiss et amphibolites).

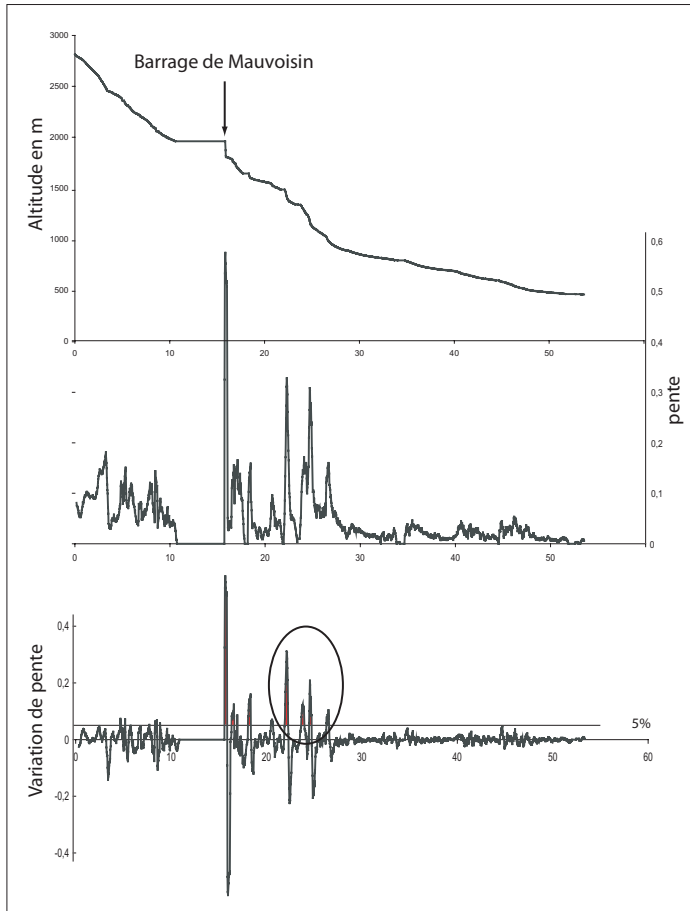


**Figure II.19:** Carte des anomalies de rivières «nettoyées» (voir le texte pour la discussion). Les cercles noirs correspondent aux anomalies qui sont corrélées à la présence d'une faille, les cercles gris correspondent aux anomalies indépendantes de la fracturation. La carte de fracturation est identique à celle présentée figure E3.

D'autres anomalies se trouvent à la confluence entre deux rivières d'ordre comparable; la variation de débit modifie la capacité d'érosion ou de dépôt, et peut donc perturber le profil. La présence de paléolacs, ou d'éboulis latéraux, en créant un niveau de base intermédiaire, a créé un point d'inflexion dans le profil. Ces anomalies ont été supprimées une à une, en consultant le MNT et les cartes topographiques au 1/25000<sup>ème</sup> (feuilles 1305, 1325, 1345, 1365, 1306, 1326, 1346, 1287, 1307, 1327, 1347, 1288, 1308, 1328, 1348, 1289, 1309 et 1329 © Swisstopo).

La plus grande difficulté provient du signal glaciaire, omniprésent dans le Valais. Les glaciers importants durant les glaciations quaternaires ont certainement profondément perturbé le réseau hydrographique. La dynamique glaciaire a en effet créé des niveaux de base intermédiaires et temporaires qui sont autant de points d'inflexion dans les profils actuels. Ces perturbations sont liées à des lacs proglaciaires, des torrents sous-glaciaires ou des confluences de glaciers ayant des niveaux de base différents, et peuvent avoir affecté l'ensemble de notre zone d'étude, fortement englacée au cours du Quaternaire [e.g. Ivy-Ochs et al., 2004]. L'érosion régressive provoque la remontée vers l'amont des points de ruptures, et il est très difficile de s'affranchir de ce signal. J'ai toutefois cherché à le détecter pour le supprimer autant que possible de l'analyse.

A la suite de ces différents tris, un certain nombre d'anomalies dans les profils de rivières demeurent (figure II.19); celles corrélées avec des failles ont été notées en noir, alors que celles non corrélées avec des failles ont été laissées en gris. Ces anomalies sont relativement peu nombreuses, et moins bien reliées à la fracturation que les signaux tectoniques mis en évidence par Sue [1998] dans les rivières Briançonnaises. Pourtant, un alignement important d'anomalies apparaît immédiatement au Sud du Rhône, comme on peut le voir dans la plupart des profils, en particulier ceux des rivières les plus petites. La position de



**Figure II.20:** Profils de la Dranse de Bagnes. L'altitude (en haut), la pente (au milieu) et la variation de la pente sur 300m (en bas) sont représentées en fonction de la distance à la source. Une série d'anomalies importantes (ellipse sur le profil du bas) apparaît dans le cours de cette rivière. Ces anomalies sont interprétées comme une conséquence de la fracturation régionale récente.

bruité, en particulier par le signal glaciaire et périglaciaire, et les conclusions que l'on peut en tirer doivent rester prudentes. L'activité tectonique normale/dextre des failles orientées NW-SE semble toutefois détectable. Cette activité est compatible avec la sismicité enregistrée dans le Sud Valais [Maurer, 1993; Maurer et al., 1997], qui présente des directions d'extension Nord-Sud. Néanmoins, la corrélation entre la microsismicité locale [Maurer et al., 1997] et les anomalies des profils de rivières s'est révélée être médiocre, malgré les faibles profondeurs des séismes enregistrés (moins de 15 km).

ces anomalies correspondent parfaitement avec la signature morphologique de la faille du Rhône, décrite dans le paragraphe précédent (figure II.11, II.12, et II.13). Il faut néanmoins rester attentif à l'impact morphologique du remplissage de la vallée par le glacier du Rhône au cours du Quaternaire. En particulier, la présence d'un niveau de base perché pendant les glaciations a pu créer des points d'inflexion. Néanmoins, les profils NNW-SSE sur les crêtes (figure II.12) montrent qu'un signal tectonique est également enregistré dans tout le versant ; cela suggère que le signal tectonique a également pu perturber les profils de rivières au niveau de la faille. Un autre alignement, situé une dizaine de km plus au sud, correspond avec un des 5 faisceaux de failles NE-SW décrit dans le chapitre précédent. On retrouve des anomalies dans 3 rivières (Dranse d'Entremont, Dranse de Bagnes et Turtmanna). La série d'anomalies présente dans la Dranse de Bagnes est importante (figure II.20) au niveau de la zone fortement fracturée, décrite sur la figure II.7.

L'importance de ces anomalies ainsi que la cohérence avec d'autres indices (profils des lignes de crêtes, importants linéaments, cohérence régionale) indique que le signal tectonique est enregistré dans les profils de rivières. Néanmoins, cet enregistrement est



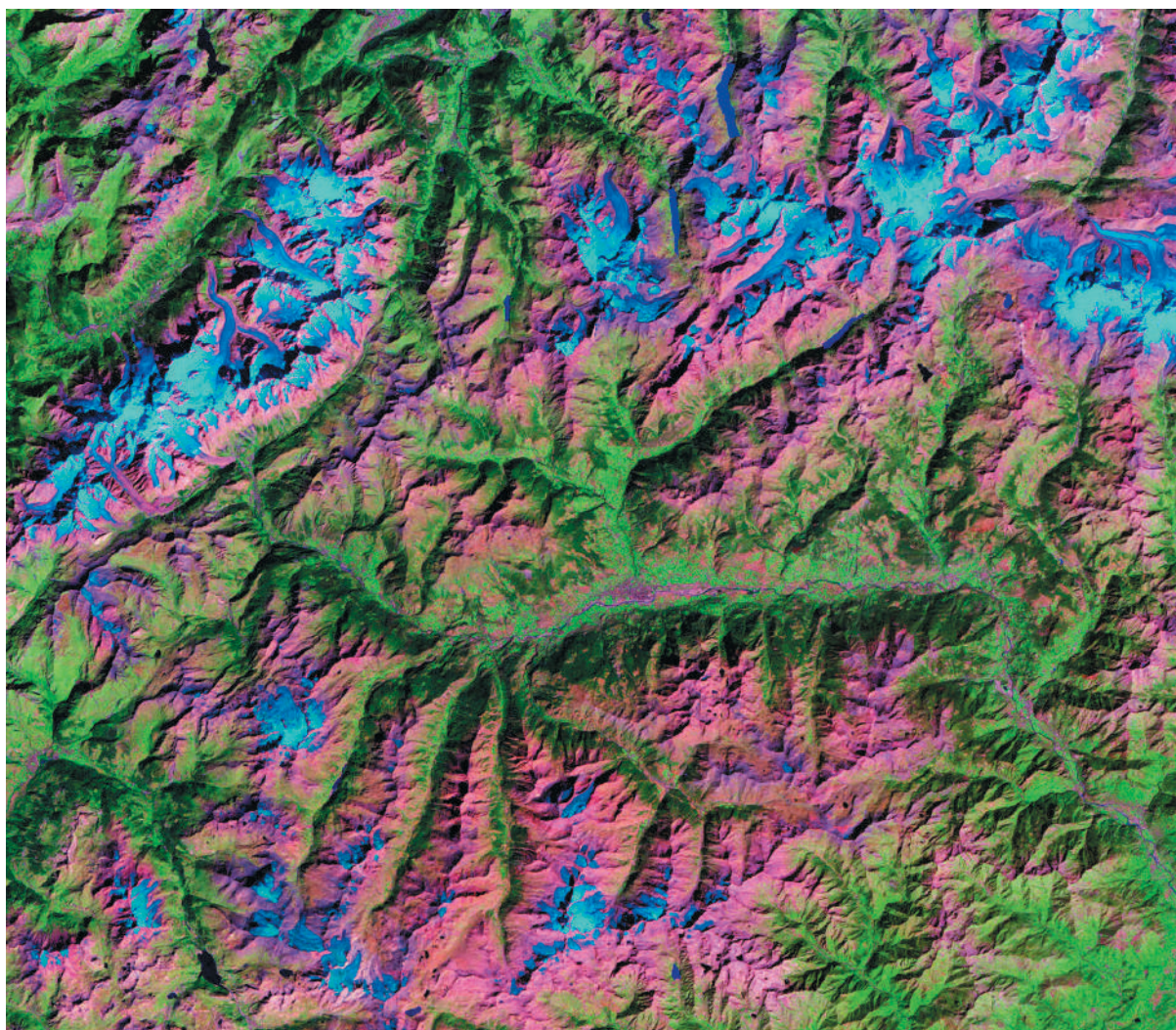
## II) Val d'Aoste et Haute-Tarentaise

*Ce chapitre présente l'analyse de données recueillies lors de l'été 2002 et publiées dans Terra Nova. 61 tenseurs de paléocontraintes inédits localisés dans le Val d'Entremont, le Grand Saint Bernard, le Val d'Aoste, le Grand Paradis, le Petit Saint Bernard et la Haute Tarentaise (figure II.21) sont décrits et interprétés. Cet article reprend et intègre également les résultats déjà publiés dans les Eclogae geologicae Helvetiae (voir chapitre II.1) dans une analyse à plus grande échelle ; il est suivi de données complémentaire, figures et photos inédites.*

*Les résultats principaux sont cohérents avec ceux présentés dans le chapitre II.1.*

*Les tenseurs sont majoritairement extensifs, avec une direction d'axe  $\sigma_3$  relativement constante, et parallèle aux structures alpines. Une grande partie de l'arc alpin interne semble donc avoir enregistré un régime tectonique extensif à transtensif.*

*Les origines géodynamiques de cette direction d'extension sont également discutées ; un mécanisme d'extrusion vers une bordure libre située au Sud des Alpes, pendant l'ouverture de la mer Ligure, est proposé. Ce mécanisme est indissociable d'un régime convergent à grande échelle, qui semble très différent du régime actuel.*



**Figure II.21:** Image satellite Landsat 5 du Val d'Aoste. Source <https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/>

a) Article publié à *Terra Nova*

doi: 10.1111/j.1365-3121.2004.00555.x

# Brittle deformation in the inner NW Alps: from early orogen-parallel extrusion to late orogen-perpendicular collapse

Jean-Daniel Champagnac, Christian Sue, Bastien Delacou and Martin Burkhard

Neuchâtel University, Switzerland

## ABSTRACT

Internal parts of the Alps have undergone widespread extensional deformation in the course of their Neogene exhumation history. Palaeostress inversion methods are used to map the prevailing stress fields and their evolution through time. Here we present new data from 100 sites with a total of about 2000 faults/striae couples, covering a large portion of the inner north-western Alps. Palaeostress tensors are mostly extensional, although one-third of them are transcurrent. The dominant direction of minimum horizontal stress axes ( $\sigma_3$ ) is in an orogen-

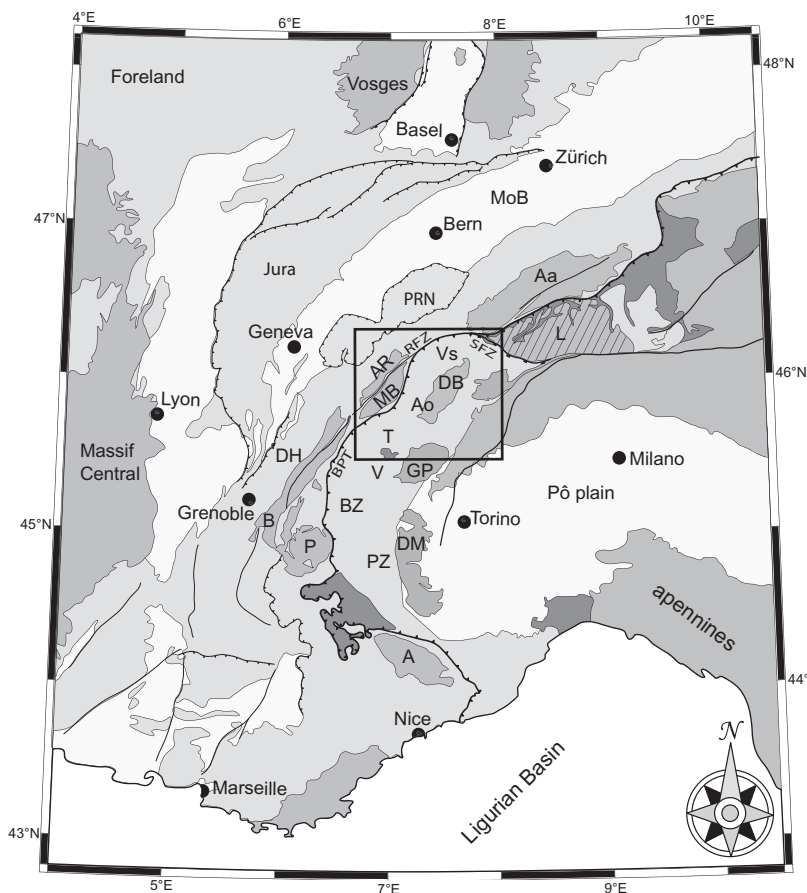
parallel (N30° to N70°) orientation around the bend of the north-west alpine arc. A comparison between this older (Neogene, post-metamorphic) stress field with the current stress and strain field determined from seismotectonics and geodesy indicates a change in deformation mode from early orogen-parallel extrusion to a late and ongoing orogen-perpendicular spreading.

Terra Nova, 16, 232–242, 2004

## Introduction

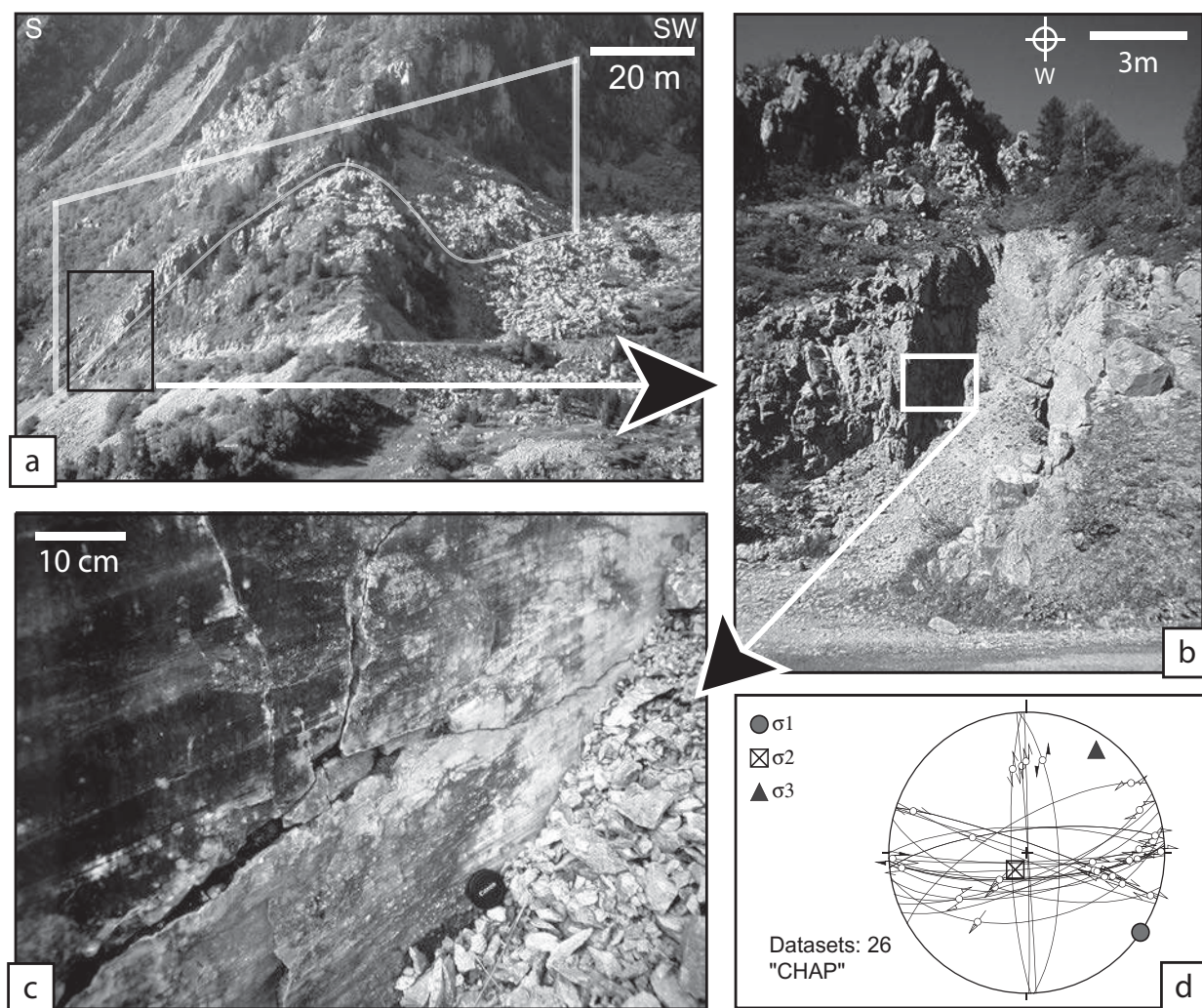
The alpine orogen is the result of the Apulian/European convergence from the upper Cretaceous to Miocene (e.g. Steck, 1984; Escher *et al.*, 1997; Pfiffner *et al.*, 2000). On the continental scale, Africa currently converges with Europe at a rate from 3 to 8 mm yr<sup>-1</sup> at the longitude of the western Alps (Demets *et al.*, 1994; Albarello *et al.*, 1995; Nocquet and Calais, 2003, 2004). On the alpine scale, however, geodetic measurements in the last decade have failed to demonstrate any convergence or other significant relative movement between northern Italy and 'stable Europe' (Calais *et al.*, 2002; Oldow *et al.*, 2002; Vigny *et al.*, 2002). It now appears that Africa–Europe convergence is mostly consumed in a complex mobile zone which involves the Apennines, Dinarides and Magrebides.

Seismotectonic studies from the western Alps have revealed a predominance of transcurrent to extensional focal plane mechanisms; compressive focal plane mechanisms are rare and exclusively localized near the periphery of the alpine chain (Eva and Solarino, 1998; Sue *et al.*, 1999; Delacou *et al.*, in press a).



**Fig. 1** Location of the studied area in the western Alps. A: Argentera; Aa: Aar; Ao: Aosta Valley; AR: Aiguilles Rouges; B: Belledonne; BPT: Basal Penninic Thrust; BZ: Briançonnais zone; DB: Dent Blanche nappe; DH: Dauphiné/Helvetic zone; DM: Dora Maira; GP: Gran Paradiso; L: Lepontine dome; MoB: Molasse Basin; MB: Mont Blanc; PZ: Piémontais zone; P: Pelvoux; PRN: Prealpine Nappes; RFZ: Rhône Fault Zone; SFZ: Simplon Fault Zone; V: Vanoise; Vs: Valais.

Correspondence: Jean-Daniel Champagnac, Institut de Géologie, Rue Emile Argand 11, CH-2007 Neuchâtel, Switzerland. Tel.: +41 32 718 26 57; fax: +41 32 718 26 01; e-mail: jean-daniel.champagnac@unine.ch



**Fig. 2** (a) Morphological expression of a kilometric length fault (the 'Chapieux–Roseland' Fault viewed from the north). The movement along the nearly vertical fault plane is transcurrent. (b) Outcrop-scale view of the same fault. The fault plane is vertical, and associated with a thick fault gouge (about 4 m). This tectonic clay is the expression of a large amount of displacement, under conditions of low temperature and low fluid pressure, probably close to the surface. (c) Small-scale observation of the same fault shows a very slick fault plane, with horizontal and curved mechanical scratches. The fault plane cross-cuts an older cataclasite, with millimetric to centimetric broken then consolidated elements. There is no mineralization on the plane. (d) Measurements of several fault planes in this sector allow us to calculate the local palaeostress tensor. The major fault belongs to an east–west fault family, conjugated with a north–south more discrete fault family. The calculated tensor indicates a transcurrent stress field, with a N35° orientated  $\sigma_3$  and N125° orientated  $\sigma_1$ .

Alpine extensional tectonics has been shown to have begun at an early stage, during the Late Oligocene – Early Miocene, at a time when thrusting was still active in external fold-and-thrust belts (e.g. Hubbard and Mancktelow, 1992; Steck and Hunziker, 1994; Tricart *et al.*, 2001). Latest extensional structures under brittle conditions have been locally studied in the western Alps (Sue and Tricart, 1999, 2002, 2003; Bistacchi and Massironi, 2000; Agard *et al.*, 2003; Champagnac *et al.*, 2003; Grosjean *et al.*, in press). This brittle

deformation post-dates folds, schistosity and nappe-related structures. We focus here on the brittle deformation of the inner north-western Alps, between the Lepontine dome to the north-east, the Mont Blanc massif to the west and the Vanoise massif to the south (Fig. 1).

Our analysis is based on the determination of palaeostresses from a large faults/striae database. The palaeostress field constrains the post-nappe deformation of the studied area, which allows us to understand better the Neogene kinematics of the belt.

### Geological and tectonic setting

The studied area is located in the southern Valais, the Aosta and the Tarentaise valleys (Fig. 1). This area belongs to the internal zones of the western Alps and is made up of upper penninic nappes (Briançonnais zone) overridden by the Piémontais suture zone and the Dent–Blanche nappe. The metamorphic history of the penninic units is complex and ranges from high to ultrahigh pressure for the Piémontais suture to moderate pressure (middle to upper greenschist facies) for most of

**Table 1** Parameters and name of the 117 palaeostress tensors with the location (longitude and latitude in decimal degrees and altitude in metres), the  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  orientation (azimuth and plunge) and ellipsoid form parameter  $\Phi$ . Also given are the number of faults used for the computation ( $N$ ), the average misfit angle ( $\alpha$  in degrees) and the quality criterion for the tensor (Conf.)

No.	Site	Lon.	Lat.	Alt.	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$	$\Phi$	$N$	$\alpha$	Conf.
1	anniv (1)	7.5641	46.2645	1000	271/71	082/17	174/09	0.52	12	6	1
2	anniv (2)	7.5641	46.2645	1000	283/37	068/47	178/18	0.49	10	5.7	3
3	artsin	7.4279	46.1166	2960	008/61	207/27	113/08	0.47	18	11.5	1
4	cargn	7.5589	46.2326	1400	285/73	118/17	027/04	0.08	18	6.5	2
5	chevre	7.4318	46.0181	2870	214/69	038/21	307/01	0.2	11	5.5	2
6	cleus1	7.3219	46.1148	2100	315/69	172/17	079/12	0.06	12	2.9	2
7	cleus2	7.327	46.1094	2200	355/53	148/33	247/13	0.32	11	3.2	1
8	couta	7.4913	46.0824	1910	026/87	154/02	244/02	0.22	22	9.4	1
9	danger	7.3227	46.0212	1700	320/48	101/35	206/20	0.95	16	6.7	1
10	dix	7.4073	46.0887	2000	182/09	069/67	271/21	0.97	33	7.3	2
11	emdd (1)	7.8388	46.223	1380	210/71	309/03	040/19	0.06	22	4.8	2
12	emdd (2)	7.8388	46.223	1380	250/12	088/78	341/03	0.24	13	7.8	3
13	emmd2	7.8609	46.2319	1080	202/81	303/02	033/08	0.07	16	7.6	1
14	ergi1	7.7082	46.2959	1080	250/74	134/07	042/14	0.4	11	5.3	2
15	ergi2	7.7062	46.2898	828	226/64	002/19	098/17	0.93	9	9.8	3
16	evole	7.5043	46.1085	1500	002/53	131/25	233/25	0.26	28	4.3	1
17	findel	7.7856	46.0126	2200	179/36	326/49	076/17	0.77	21	9.7	2
18	forcl	7.4563	46.0302	2800	020/64	164/21	260/14	0.45	15	7.7	1
19	furi (1)	7.7326	45.9992	1860	178/63	026/25	291/11	0.08	21	6.3	1
20	furi (2)	7.7326	45.9992	1860	005/01	107/83	275/07	0.91	9	5	2
21	gallen	7.7891	46.0486	2300	053/59	309/08	215/30	0.79	9	4.3	2
22	gorner	7.7867	45.9847	3195	130/75	227/02	315/15	0.04	16	10	2
23	grime	7.5604	46.1609	1921	129/82	340/07	249/04	0.32	29	8.6	1
24	ires	7.2418	46.0733	1400	261/49	048/36	151/17	0.24	9	7.6	3
25	leuker	7.6603	46.3134	900	129/58	344/27	146/16	0.23	18	7	2
26	moiry (1)	7.5769	46.1122	2324	002/32	124/40	248/34	0.45	28	10.3	1
27	moiry (2)	7.5769	46.1122	2324	277/03	151/84	008/04	0.63	24	16.5	3
28	monv1	7.3596	45.9852	2100	048/69	204/19	296/08	0.11	13	6.3	3
29	monv2	7.3415	46.005	1820	334/13	196/72	064/11	0.49	25	9.6	1
30	nax	7.4597	46.2412	1020	318/82	151/08	061/02	0.22	9	6.1	3
31	nikla	7.7879	46.1638	1500	152/05	034/79	243/10	0.49	22	12.5	2
32	randa1	7.7751	46.0878	1600	105/59	241/24	340/19	0.78	13	13.6	3
33	randa2	7.7615	46.0847	2090	107/73	287/17	017/00	0.13	27	7.5	1
34	rech1 (1)	7.4992	46.2461	1010	022/23	326/62	118/14	0.78	9	2	2
35	rech1 (2)	7.4992	46.2461	1010	209/68	058/19	325/10	0.13	13	5	2
36	rech2	7.4953	46.2416	1200	173/76	276/03	007/14	0.03	19	8.9	1
37	rotba	7.8215	46.0656	2550	350/46	138/39	242/16	0.04	14	2.4	2
38	roten	7.7674	45.9866	2820	258/08	019/75	167/12	0.75	12	5.5	2
39	sarray	7.2593	46.0606	1129	353/51	148/37	247/12	0.87	16	4.8	1
40	schler	7.2715	46.0697	2000	239/65	137/05	045/24	0.16	8	3.8	3
41	solay1	7.5481	46.0653	1800	329/22	195/60	067/19	0.06	8	6.2	3
42	solay2	7.5385	46.0743	1700	150/71	349/18	257/06	0.17	16	8.6	2
43	solay3	7.534	46.0761	1700	000/50	212/36	110/16	0.98	11	3.5	3
44	stlu1	7.5939	46.2312	1720	178/67	331/21	065/10	0.23	13	3.3	1
45	stlu2	7.6029	46.2182	1580	151/37	353/51	249/11	0.6	15	6.3	2
46	tdela	7.3743	46.1571	2160	238/61	091/25	354/14	0.08	16	3.9	3
47	thyon	7.3709	46.1787	2160	262/70	142/10	049/17	0.29	14	6.3	2
48	trift	7.4505	46.0245	1800	123/81	288/09	018/02	0.33	35	8.7	1
49	turgl	7.7096	46.1496	2728	049/89	175/01	265/01	0.83	15	10.4	2
50	turtm	7.6913	46.1714	2150	022/57	147/21	247/25	0.24	27	7.5	1
51	verc1	7.4558	46.2582	1151	147/73	287/13	020/11	0.01	19	11.4	2
52	verc2	7.5433	46.2479	1350	122/73	325/16	233/06	0.3	18	10.6	2
53	veyso	7.3321	46.194	1000	118/65	323/23	229/09	0.14	9	3.8	2
54	vingt	7.3956	46.0752	2380	271/81	173/01	083/09	0.57	16	3.8	1
55	visso	7.5809	46.2344	1100	205/08	091/71	298/17	0.85	17	5.6	3
56	zeneg	7.871	46.2795	1350	300/19	082/67	206/13	0.59	20	6.2	3
57	AVISE	7.1526	45.7059	775	005/63	128/16	224/22	0.05	17	7.3	1
58	BAUCHE	6.7464	45.5394	1702	009/75	177/15	268/03	0.62	18	5.9	1
59	BISELX	7.2227	46.0058	2520	218/58	107/13	107/13	0.99	16	2.8	2
60	BUTHIER	7.2713	45.7845	1277	273/49	111/40	013/09	0.32	16	5.1	1

Table 1 Continued

No.	Site	Lon.	Lat.	Alt.	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$	$\Phi$	<i>N</i>	$\alpha$	Conf.
61	CARLO	7.003	45.7136	2000	050/65	150/05	242/24	0.9	20	8.1	1
62	CHAP	6.7318	45.6937	1600	343/08	249/30	087/59	0.36	16	10.1	2
63	CHAT1	6.858	45.6178	1470	183/72	079/05	348/17	0.26	15	7.8	3
64	CHAT2	6.8628	45.4148	1378	218/61	119/05	027/28	0.01	18	1.8	1
65	ECHEV	7.2638	45.8026	1200	031/61	205/29	296/02	0.52	28	4	1
66	FRETE (1)	6.8085	45.5709	2384	268/55	051/29	151/17	0.07	17	4	1
67	FRETE (2)	6.8085	45.5709	2384	291/08	147/80	022/06	0.57	8	10.2	3
68	GSB1	7.1877	45.8865	2120	101/11	215/65	007/22	0.91	21	7.7	3
69	GSB2	7.1896	45.8995	1980	313/24	159/64	047/10	0.58	19	16.9	2
70	GSBIT	7.1512	45.8598	2120	347/25	108/48	241/32	0.37	15	4.6	2
71	GURRAZ	6.9033	45.6249	1400	359/75	142/12	234/09	0.23	24	6.1	1
72	ISERAN	7.021	45.4317	2620	084/84	352/00	262/06	0.20	34	9.4	1
73	LACPLAG	6.845	45.488	2224	319/65	141/25	051/01	0.07	14	3.7	2
74	MALAT	7.1313	45.8409	2060	271/32	129/52	013/19	0.18	15	4.7	2
75	MALAT2	7.1113	45.8408	2200	275/21	117/67	008/08	0.25	14	4.3	2
76	MARTI	7.0814	46.0918	860	325/22	231/10	118/65	0.58	11	9.7	3
77	MICOEUR	7.2449	46.1183	2240	136/73	302/16	033/04	0.55	10	6.8	3
78	MONAL (1)	6.9009	45.5687	1800	048/85	165/02	255/04	0.25	20	11.8	1
79	MONAL (2)	6.9009	45.5687	1800	119/36	298/54	029/00	0.54	11	6.2	2
80	NIORD	7.2035	45.9589	1560	261/02	168/59	352/31	0.57	16	9.2	2
81	PEIPOU	6.818	45.5253	2000	142/76	142/76	241/02	0.25	22	13	1
82	PLAN	6.9258	45.6244	1940	284/16	039/55	185/30	0.60	14	9	2
83	RECU	6.9618	45.4669	1810	171/69	031/17	297/13	0.16	19	10.1	1
84	RIDD	7.2233	46.1551	1030	119/68	264/19	358/12	0.81	22	8.8	2
85	SAPIN	7.1486	46.1063	1600	352/73	151/16	243/06	0.77	15	7.8	2
86	SEIGNE	6.8091	45.7528	2500	308/48	082/32	188/24	0.78	17	7.1	2
87	STFOY (1)	6.9313	45.5787	2680	091/56	359/02	267/34	0.70	16	4	1
88	STFOY (2)	6.9313	45.5787	2680	157/11	048/61	253/27	0.49	14	7.1	2
89	THUIL	6.8991	45.7203	1920	088/71	265/19	355/01	0.53	10	4	3
90	TIGNES1	6.9199	45.5054	1620	032/73	129/02	220/17	0.13	17	5.1	1
91	TIGNES2	6.9254	45.4539	1850	195/25	060/56	295/21	0.42	13	7.3	2
92	TIGNES3	6.9442	45.4977	1800	065/75	280/12	188/08	0.81	11	4.3	2
93	TOULJE	7.1882	45.922	2000	300/47	145/40	044/13	0.87	24	6.5	2
94	VALDER1	7.1055	45.54	1880	316/51	209/13	110/36	0.07	12	3.6	2
95	VALDER2	7.1119	45.546	1800	272/78	115/11	024/05	0.33	13	6.6	1
96	VALDER3	7.122	45.5882	1800	083/50	248/39	344/07	0.92	11	6.5	3
97	VALDER4 (1)	7.0259	45.6242	1540	079/79	303/08	212/08	0.05	10	14.7	2
98	VALDER4 (2)	7.0259	45.6242	1540	247/03	343/63	155/26	0.65	12	2.9	2
99	VALGR1	7.1562	45.6978	800	036/73	271/10	178/14	0.09	12	4.1	2
100	VALGR25	7.0482	45.6041	1800	016/56	183/33	277/06	0.74	22	10.5	2
101	VALGR3	7.0632	45.6206	1800	228/87	126/01	036/03	0.50	12	5.1	2
102	VALGR4	7.1008	45.679	1420	319/39	204/28	089/38	0.95	20	4.5	2
103	VALP1 (1)	7.2974	45.8715	1635	026/05	168/84	296/04	0.76	17	8.8	2
104	VALP1 (2)	7.2974	45.8715	1635	117/78	009/04	279/11	0.62	21	9.6	3
105	VALP2 (1)	7.4924	45.9007	1800	161/57	312/30	049/13	0.35	12	11.4	2
106	VALP2 (2)	7.4924	45.9007	1800	098/31	188/59	190/04	0.95	11	5.1	3
107	VALP3	7.4628	45.8881	1730	196/85	099/01	009/05	0.71	13	6.1	2
108	VALP4 (1)	7.437	45.8782	1710	094/04	294/86	184/01	0.26	14	6.8	3
109	VALP4 (2)	7.437	45.8782	1710	359/75	155/13	246/06	0.07	17	8	1
110	VALP5	7.3534	45.8323	1600	301/38	122/55	031/00	0.55	17	7	3
111	VALSA1 (1)	7.2008	45.5295	2040	088/45	319/32	210/27	0.13	11	3	2
112	VALSA1 (2)	7.2008	45.5295	2040	101/35	322/47	207/21	0.51	10	8.6	3
113	VALSA2	7.2115	45.5228	1800	091/36	327/38	208/32	0.48	11	4.1	3
114	VALSA3	7.2032	45.6525	1180	028/79	139/04	229/11	0.16	10	4.2	2
115	VALSA4	7.2051	45.6742	1140	093/70	304/17	211/10	0.77	16	14.4	2
116	VELAN	7.2591	45.9267	2410	300/01	201/85	030/05	0.50	16	8	2
117	VENS	7.1241	46.0865	1100	278/08	165/70	011/19	0.63	26	19.9	3

the basement (see Frey *et al.*, 1999, for further details). Several major fault zones border the study area:

To the north-east, the Simplon fault zone has been described as a major NW–SE detachment with a long his-

tory including ductile and brittle extension since the Early Miocene (Mancktelow, 1985, 1992; Mancel

and Merle, 1987; Grosjean *et al.*, in press).

To the north, the Rhône Fault Zone (RFZ) follows the Basal Penninic Thrust (BPT) beneath the Rhône valley. Normal and dextral movements have been determined along the RFZ (Burkhard, 1990; Hubbard and Mancktelow, 1992; Steck and Hunziker, 1994). Based on apatite fission tracks, a Late Miocene age of normal faulting has been postulated for this fault (Soom, 1990; Seward and Mancktelow, 1994). Morphological features, such as inverse slopes immediately south of the Rhône valley, also suggest a very recent age of normal faulting (Champagnac *et al.*, 2003). Seismic activity in the north Valais area shows a dextral transcurrent mode, but north–south extension in the southern Valais (Maurer *et al.*, 1997; Delacou *et al.*, in press a). The RFZ cuts westward within the Chamoni syncline as a transpressive dextral zone between the Mont-Blanc and Aiguilles-Rouges External Crystalline Massifs (ECM) (Gourlay and Ricou, 1983).

To the west, the BPT borders the internal side of the Mont-Blanc massif, orientated NNE–SSW. The BPT separates the Helvetic units (ECM and their Mesozoic cover) and the overridden Penninic units. This contact is a thrust of Late Oligocene – Early Miocene age (Steck and Hunziker, 1994). A subsequent normal reactivation of the BPT has been locally observed and could be interpreted as due to Miocene exhumation of the ECM (Seward and Mancktelow, 1994; Aillères *et al.*, 1995; Cannic *et al.*, 1999; Sue and Tricart, 1999).

In the core of our study area, the Aosta valley is the morphological expression of the major Aosta–Ranzola fault zone. It has been described as a north-dipping Oligocene normal fault, reactivated as a sinistral transcurrent fault zone from the Miocene to the Present (Carraro *et al.*, 1994; Bistacchi *et al.*, 2001).

### Data analysis

We used field observations at different scales (example on Fig. 2), and a systematic collection of minor faults (in the 0.1–1 m range) to determine palaeostress axis directions using the

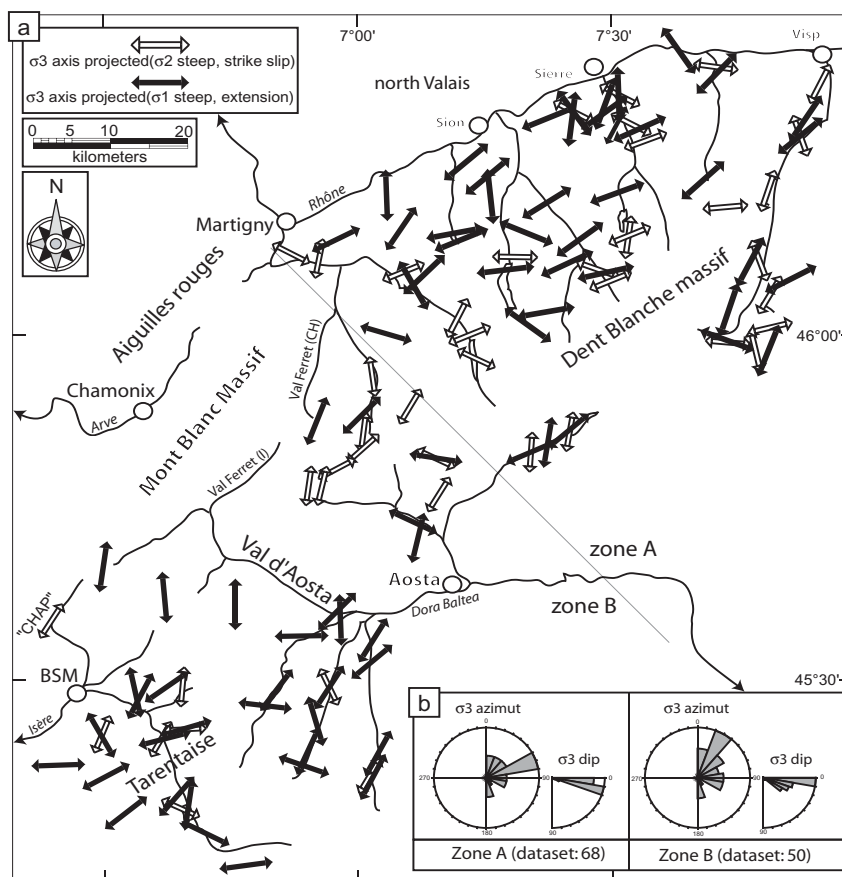
'direct inversion method' of Angelier (1990) implemented in the 'tectonics FP' software (Sperner *et al.*, 1993). About 2000 fault planes and their slickensides were measured at 100 sites. Locally, two superimposed brittle deformation stages have been observed; their relative chronology has been deduced from cross-cutting relationships between fault planes and/or slickensides. At several sites, systematically curved slickensides indicate a progressive change of fault movement.

The stability and the quality of each tensor were estimated from a series of criteria, including a first coherency test using the right-dihedra method of Angelier and Mechler (1977), visualization of the inverse function

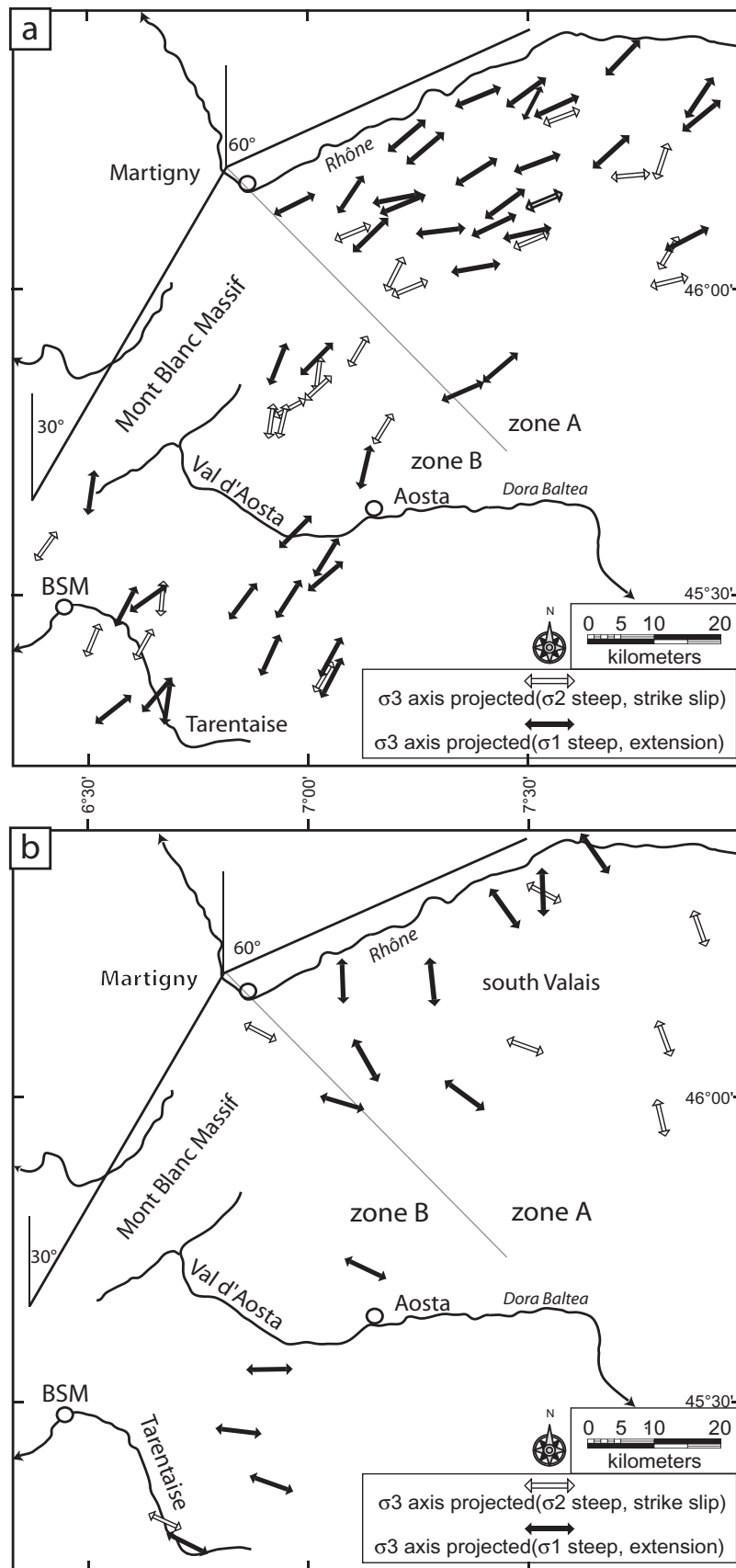
(Yamaji, 2000), the number of faults used in the inversion and the average misfit angle. Tensors were classified from 1 (excellent) to 3 (low quality). We calculate in this way 117 palaeostress tensors (Fig. 3a and Table 1).

Most of these stress tensors are extensional (steep  $\sigma_1$ , subhorizontal  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$ ). The predominant direction of extension ( $\sigma_3$ ) is NE–SW. About 30% of our palaeostress tensors are transcurrent (steep  $\sigma_2$ , subhorizontal  $\sigma_1$  and  $\sigma_3$ ).

The direction of the  $\sigma_3$  axes is almost the same for transcurrent and extensional tensors; furthermore, the relative chronologies change within small or larger areas, with frequently curved slickensides. We regard the extensional and transcurrent stress field



**Fig. 3** (a) Palaeostress map, with  $\sigma_3$  subhorizontal axes projected; white arrow for strike-slip tensors (subhorizontal  $\sigma_1$ ), black arrows for extensional tensors (subvertical  $\sigma_1$ ). The trend of the  $\sigma_3$  axes appears globally NE–SW. 'BSM', Bourg-Saint-Maurice. (b) The 20° class-size rose-diagram in the inset represents the  $\sigma_3$  axes orientations and dips for zones A (the Valais area) and B (the Gran San Bernardo, Aosta and Tarentaise Valleys). The most frequent direction is about N70° in zone A and N30° in zone B, i.e. in an orogen-parallel direction. Note that the  $\sigma_3$  axes dip always gently, at less than 20°.



**Fig. 4** (a) Representation of the orogen-parallel direction of minimum stress axes ( $\beta < 30^\circ$ , where  $\beta$  is the angle between the alpine trend and the  $\sigma_3$  orientation). These represent more than 50% of the database. The  $\sigma_3$  orientations describe a wide arc in the studied area, from the Simplon pass to the Tarentaise Valley. The ratio of transcurent tensors is about 30%. (b) Representation of the orogen-perpendicular direction of minimum stress axes ( $\beta > 60^\circ$ ). The axes describe a large fan, which could be linked to the active stress field.

as a single 'stage', with a local or temporal relative swapping of the  $\sigma_1$  and  $\sigma_2$  axes.

Based on this assumption, we consider only the  $\sigma_3$  axis orientation for the following discussion, regardless of the  $\sigma_1$  axis being subvertical or subhorizontal. The general direction of the  $\sigma_3$  palaeostress axes throughout the study area is orientated in a NE–SW direction, mimicking the trend of the alpine belt. In order to quantify this angular relationship between the palaeostress tensor orientations and the alpine structural trend we separated the north-west Alpine arc in two parts (Fig. 3a): a NE area (A), which corresponds to an 'Aar-like' orientation (strike N60°) from Visp to Martigny; and a second SW area (B), which corresponds to a 'Mont Blanc-like' orientation (strike N30°) from Martigny to Bourg-Saint-Maurice. The line between zone A and B strikes N120°. Average  $\sigma_3$  orientations demonstrate a generalized orogen-parallel extension, N70° orientated in zone A, N30° orientated in zone B (Fig. 3b).

In this crude statistical analysis, 50% (68%) of our palaeostress tensors show less than 30° (45°, respectively) between their strike and the alpine trend ( $\beta$ ) (Fig. 4a).

The  $\sigma_3$  axes trajectories describe a wide arc in the whole Simplon–Vanoise area and provide a large-scale image of a brittle orogen-parallel extension event in the inner north-western Alps.

Significant deviations from this simple picture are observed in 19 out of 117 tensors, which indicate an 'orogen-perpendicular' direction at high angle ( $\beta > 60^\circ$ ) to the strike

of the belt. Together, these tensors describe a large-scale fan from the eastern Valais to the Vanoise area (Fig. 4b).

Orogen-perpendicular extension is currently ongoing in central parts of the western Alps according to focal mechanisms (Sue and Tricart, 2003; Delacou *et al.*, in press b). In the NW Alps, the passage from orogen-parallel to orogen-perpendicular extension may also be interpreted as stress axis permutation between  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$ , with low  $\Phi$  ratio, as proposed by Sue and Tricart (2002) in the SW Alps. Actually we propose a two-stage interpretation because of the similarity with the seismologically active inferred stress field.

One-third of all the tensors are neither in an orogen-parallel nor in an orogen-perpendicular direction, with  $\sigma_3$  oblique with respect to the main alpine structure ( $30^\circ < \beta < 60^\circ$ ). This is explained in terms of local deviations of the overall stress field, including tilted and rotated blocks of unknown dimension. The dispersion of the mean  $\sigma_1$  around the vertical axis (Fig. 5) can similarly be explained.

In order to analyse the palaeostress ellipsoid shape (the relative magnitude of  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$ ), we used the  $\Phi$  ratio [ $\Phi = (\sigma_1 - \sigma_3)/(\sigma_2 - \sigma_3)$ ]. Using this approach, we analysed our database in terms of  $\Phi$  ratio, plotting  $\Phi$  vs. the dip of the  $\sigma_1$  axis for each tensor (Fig. 5) in a polar graph. We separate this diagram into five parts (see figure caption for details). Forty per cent of the tensors are 'multitrend-extensional', with a good average quality criterion. Twenty-five and 20% of transtensive and transcurrent tensors, respectively, are generally of medium quality.

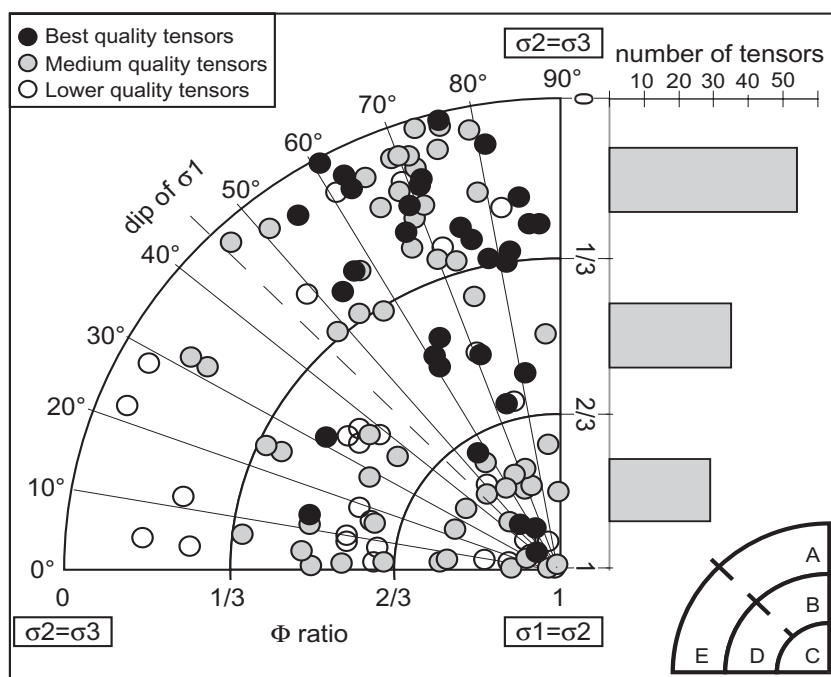
In summary, the inversion of brittle deformation structures (faults and striae) documents a large-scale palaeostress field, which is mainly extensional. This extension is mixed with transcurrent and transtensive palaeostress tensors that exhibit the same strike-parallel direction of the minimal stress axis ( $\sigma_3$ ). The orogen-parallel direction of  $\sigma_3$  is the major first-order signal for the Neogene stress field. A more discrete orogen-perpendicular direction of extension, probably younger, is also observed.

## Discussion and conclusion

Extension in the core of mountain belts is a common feature that has been observed worldwide (Wernicke and Burchfield, 1982; Dewey, 1988; Rey *et al.*, 2001). Coaxial extension, opposite to the direction of the converging plates, as observed in the Andes (Dalmayrac and Molnar, 1981; Deverchere, 1988), the Himalayas (Molnar and Tapponnier, 1978; Herren, 1987) and the Basin and Range (Lister and Davis, 1989), has mostly been interpreted in terms of orogenic collapse. Extension is due to the subtle interplay between the

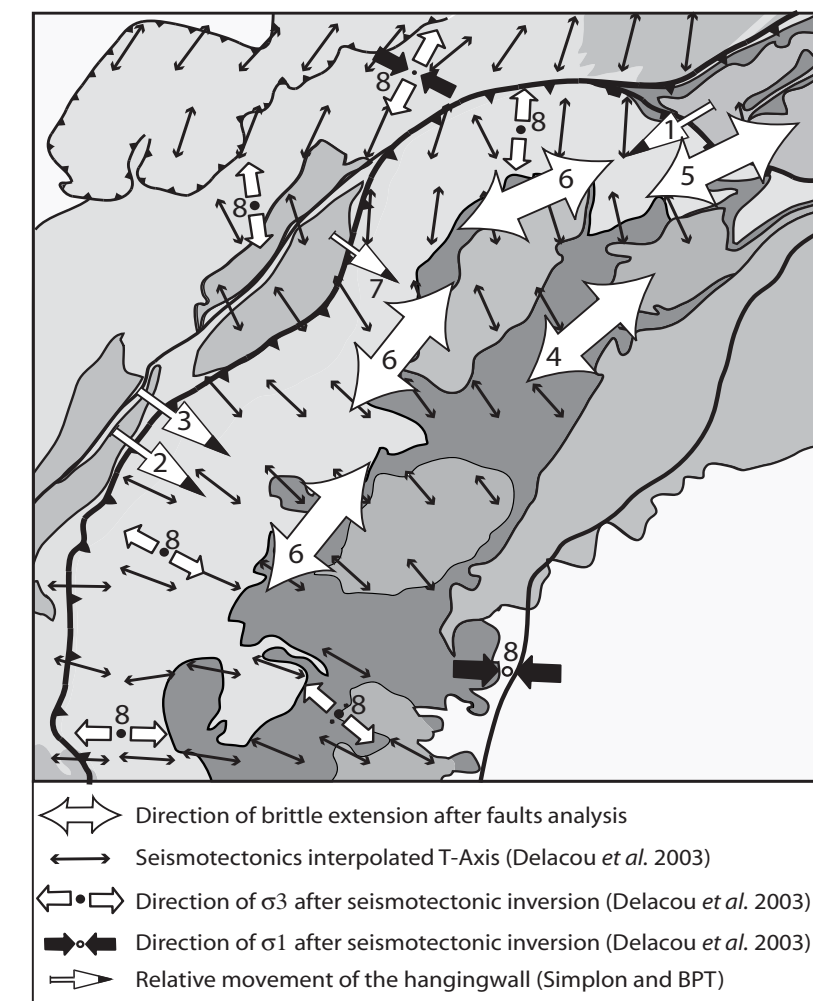
rates of convergence (decreasing), internal strain, external erosion and the temperature/time-dependent internal strength of the orogenic wedge (Avouac and Burov, 1996).

Synorogenic extension is well documented for many parts of the internal Alps, all along the crestline from the eastern Alps (Selverstone, 1988; Ratschbacher *et al.*, 1991; Decker and Peresson, 1996; Linzer *et al.*, 2002) through the central Alps (Mancktelow, 1990, 1992; Nievergelt *et al.*, 1996) to the western Alps (see references above). In contrast to those orogens with coaxial collapse



**Fig. 5** Representation of the  $\Phi$  ratio vs. the dip of  $\sigma_1$  in a polar representation (left part) and histogram of the  $\Phi$  ratio (right part). In the case of extensional tensors ( $\sigma_1$  steep), a low  $\Phi$  ratio implies similar  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$ , indicating multitrend extension; a high  $\Phi$  ratio implies similar  $\sigma_1$  and  $\sigma_2$ , indicating transtension; an intermediate  $\Phi$  ratio indicates a pure extensional tensor. For strike-slip tensors (subhorizontal  $\sigma_1$  and  $\sigma_3$ ), a low  $\Phi$  ratio indicates transpression; a medium  $\Phi$  ratio implies pure strike-slip and a high  $\Phi$  ratio implies transtension. Black, grey and white circles represent best, medium and lower quality tensors, respectively. We separate the polar diagram into five parts. In A ( $\sigma_1$  more than  $45^\circ$  and  $\Phi$  ratio less than  $1/3$ ), 47 multitrend extensional tensors (40% of the dataset) are plotted. They show very good quality criterion (average = 1.27). The relative magnitudes of  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  are almost similar. In B ( $\sigma_1$  more than  $45^\circ$  and  $\Phi$  ratio between  $1/3$  and  $2/3$ ), few (11) pure-extensional tensors are plotted. Nevertheless, they have a high average quality criterion (= 1.63) and a good spatial coherency. In C ( $\Phi$  ratio more than  $2/3$ ), 29 transtensive tensors (25% of the dataset) are plotted; they have a medium average quality criterion (= 2.1) and there is a continuum in the dip of  $\sigma_1$  (tilted tensors). In D ( $\sigma_1$  less than  $45^\circ$  and  $\Phi$  ratio between  $1/3$  and  $2/3$ ), 24 strike slip tensors are plotted (20% of the dataset). Their average quality criterion is medium (2.29). In E ( $\sigma_1$  less than  $45^\circ$  and  $\Phi$  ratio less than  $1/3$ ), seven transpressive tensors are plotted, with a poor average quality criterion (2.71); they probably have no regional significance.

previously mentioned, the main alpine extension direction is orientated along the strike of the chain. Accordingly, most authors working on this area propose various models of synorogenic lateral extrusion. Lateral extrusion to the east prevails from the Lepontine Dome eastward to the Pannonian basins, in response to 'back arc' extension behind the Carpathian arc. From the Simplon area westward, strike-parallel extension is observed around the 90° bend of the western Alps. The opening of the Ligurian basin during the Early Middle Miocene (Vigliotti and Langenheim, 1995; Carminati *et al.*, 1998; Speranza *et al.*, 2002) could be the free boundary necessary for such a large-scale orogen-parallel extension in the north-western Alps. The known strike slip faults are predominantly dextral, accommodating a relative south- and south-westward movement of internal parts of the Alps with respect to the radially 'forelandward thrust' external parts of the Alps (Hubbard and Mancktelow, 1992). Conjugate sinistral strike slip faults are not observed within the Alps proper and a direct comparison with the 'extruding' wedges (in map view) of the eastern Alps is not straightforward. The predominance of dextral strike slips and their radially changing orientation in a fan-like pattern has led some authors to consider rotation, rather than sideways extrusion as an alternative large-scale process at the NW tip of the Adriatic indenter (Goguel, 1963; Pavoni, 1991; Pavoni *et al.*, 1997). Rotation models are supported by geomagnetic data that document large anticlockwise vertical axis rotations of up to 90° and more, increasing southward along the arc of the western Alps (Collombet *et al.*, 2002). The extrusion tectonism we observed, particularly in the Simplon area, could be associated with the anticlockwise rotation shown by Hubbard and Mancktelow (1992) and Collombet *et al.* (2002). Our own fault measurements provide new evidence for a widespread arc-parallel extension all along the crest-line of the western Alps (Fig. 6). Given the brittle nature of faults used to establish palaeostress directions, this extension is clearly post-metamorphic. Its onset goes back to



**Fig. 6** Synthesis of the Neogene and still-active tectonics in the inner north-western Alps. (1) Ductile kinematics in the Simplon area (Mancktelow, 1992). (2) and (3) Ductile kinematics along the ECORS transect (Aillères *et al.*, 1995; Cannic *et al.*, 1999). (4) Brittle kinematics in the east of the Val d'Aosta (Bistacchi and Massironi, 2000). (5) Brittle kinematics in the Simplon pass area (Grosjean *et al.*, in press). (6) Brittle kinematics of this paper and Champagnac *et al.* (2003). (7) Fission track analysis after Seward and Mancktelow (1994). (8) Current stress field based on seismotectonic inversion, after Delacou *et al.* (in press a,b).

nearly peak temperature conditions. Furthermore, the wide variety of fault plane appearance (calcite, quartz, hematite or chlorite mineralization, cataclasite, fault breccia and gouges) suggests a long brittle history.

Normal faulting, possibly with a component of dextral shearing along the Rhône line immediately to the west of the Simplon fault, is documented to be active up to the latest Miocene. Apatite fission track ages indicate a relative downthrow of the internal 'Penninic' units with respect to exter-

nal 'Helvetic' nappes and crystalline massifs. Faulting is at least as young as 3 Ma, because palaeo-isotherms of this age are offset on either side of the Rhône valley (Soom, 1990; Seward and Mancktelow, 1994). The present state of stress within the Alps is now well documented following analysis of focal plane mechanisms all along the arc of the western Alps (Maurer *et al.*, 1997; Sue *et al.*, 1999; Kastrop *et al.*, 2004; Delacou *et al.*, in press b). Higher parts of the chain, near the crest-line of the Alps westward of the Lepontine Dome, are clearly in an extensional

state of stress at present. In contrast to the majority of palaeostress measurements, however, the current direction of extension is orogen-perpendicular. This orientation is reminiscent of the 'orogenic collapse' model and more difficult to reconcile with the idea of a lateral extrusion and/or rotation. It is tempting to interpret a minority of palaeostress measurements as belonging to this most recent deformation phase, although we do not have any direct evidence. A similar chronology (orogen-parallel then orogen-perpendicular extension) has been observed in the eastern Alps (Decker *et al.*, 1993).

Combined with seismotectonics, geodesy allows us to constrain present-day deformation rates within the Alps and between adjacent forelands (Kahle *et al.*, 1997; Vigny *et al.*, 2002). Up to 10 years of measurements now allow us to conclude that convergence between the NW tip of the Adriatic microplate and 'stable Europe' is not ongoing today (Calais *et al.*, 2002; Oldow *et al.*, 2002).

In summary, we conclude that two extension events of post-metamorphic faulting have affected central parts of the arc of the western Alps. From Late Oligocene throughout Miocene times, extension is orientated in an orogen-parallel direction, leading to a relative right-lateral movement to the south or south-west of internal parts of the Alps with respect to the north-west European foreland. This lateral extrusion event is no longer active. The current state of stress indicates fan-like extension directions at a high angle with respect to the strike of the Alpine arc. Collision must have come to a complete halt during the Plio-Pleistocene and the Western Alps are now in an early phase of post-orogenic collapse and decay.

### Acknowledgements

This work was supported by the Neuchâtel University and by the Swiss National Science Foundation (grant no. 21-61684.00). We thank C. Allanic, M. Sartori and P. Tricart for fruitful discussions and comments. K. Decker and J.-P. Gratier provided constructive reviews and comments.

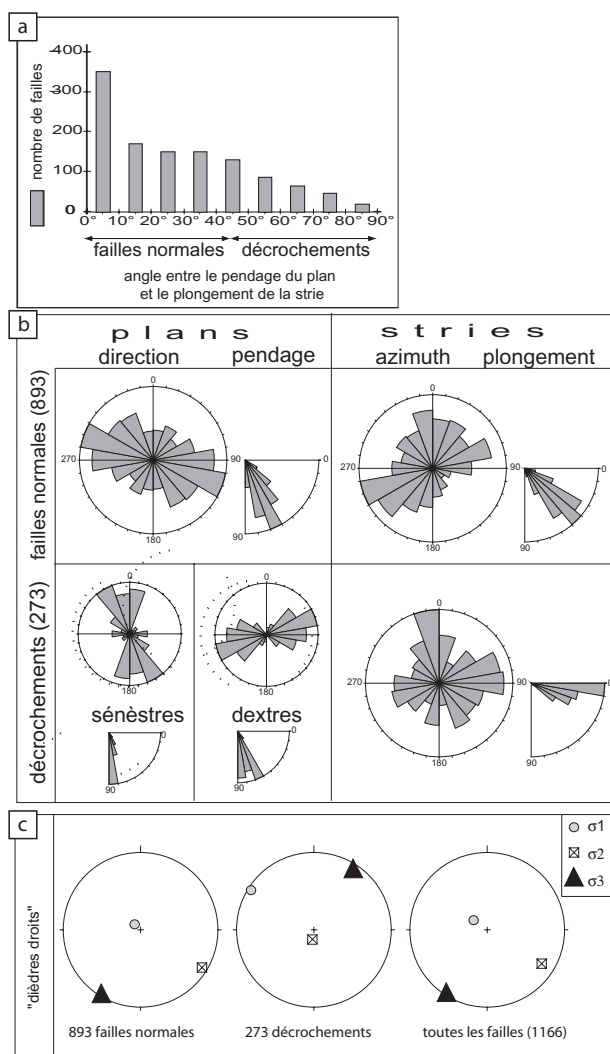
### References

Agard, P., Fournier, M. and Lacombe, O., 2003. Post-nappe brittle extension in the inner Western Alps (Shistes Lustrés)

- following ductile exhumation: a record of synextension block rotation? *Terra Nova*, **15**, 000–000.
- Aillères, L., Bertrand, J., Macaudière, J. and Champenois, M., 1995. New structural data from the "Zone Houillère Briançonnaise" (French Alps), neoalpine tectonics and consequences for the interpretation of the Pennine Front. *C.R. Acad. Sci. (Paris)*, **321**, 247–254.
- Albarelo, D., Mantovani, E., Babbucci, D. and Tamburelli, C., 1995. Africa-Eurasia kinematics – main constraints and uncertainties. *Tectonophysics*, **243**, 25–36.
- Angelier, J., 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress – A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophys. J. Int.*, **103**, 363–376.
- Angelier, J. and Mechler, P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Géol. France*, **7**, 1309–1318.
- Avouac, J.P. and Burov, E.B., 1996. Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth. *J. Geophys. Res.*, **101** (B8), 17747–17769.
- Bistacchi, A., Dal Piaz, G.V., Massironi, M., Zattin, M. and Balestrieri, M.L., 2001. The Aosta-Ranzola extensional fault system and Oligocene–Present evolution of the Austroalpine-Penninic wedge in the northwestern Alps. *Int. J. Earth Sci.*, **90**, 654–667.
- Bistacchi, A. and Massironi, M., 2000. Post-nappe brittle tectonics and kinematic evolution of the north-western Alps: an integrated approach. *Tectonophysics*, **327**, 267–292.
- Burkhard, M., 1990. Aspects of the large-scale Miocene deformation in the most external part of the Swiss Alps (Subalpine Molasse to Jura fold belt). *Eclog. Geol. Helv.*, **83**, 559–583.
- Calais, E., Nocquet, J.M., Jouanne, F. and Tardy, M., 2002. Current strain regime in the Western Alps from continuous Global Positioning System measurements, 1996–2001. *Geology*, **30**, 651–654.
- Cannic, S., Mugnier, J.-L. and Lardeaux, J.-M., 1999. Neogene extension in the Western Alps. *Mem. Sci. Geol. Padova*, **51**, 33–45.
- Carminati, E., Wortel, M.J.R., Spakman, W. and Sabadini, R., 1998. The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **160**, 651–665.
- Carraro, F., Guibaudou, G., Giardino, M. and Perotto, A., 1994. Intense deformazioni in depositi fluvioglacustri olocenici nella media valle d'Aosta. *Atti Tic. Sci. Terra*, **1**, 123–136.
- Champagnac, J.D., Sue, C., Delacou, B. and Burkhard, M., 2003. Brittle orogen-parallel extension in the internal zones of the Swiss Alps (south Valais). *Eclog. Geol. Helv.*, **96**, 325–338.
- Collombet, M., Thomas, J.C., Chauvin, A., Tricart, P., Bouillin, J.P. and Gratier, J.P., 2002. Counterclockwise rotation of the western Alps since the Oligocene: new insights from paleomagnetic data. *Tectonics*, **21**, 352–366.
- Dalmayrac, B. and Molnar, P., 1981. Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **55**, 473–481.
- Decker, K., Meschede, M. and Ring, U., 1993. Fault slip analysis along the northern margin of the Eastern Alps (Molasse, Helvetic nappes, North- and South-Penninic flysch and the Northern Calcareous Alps). *Tectonophysics*, **223**, 291–312.
- Decker, K. and Peresson, H., 1996. Tertiary kinematics in the Alpine-Carpathian-Pannonian system: links between thrusting, transform faulting and crustal extension. In: *Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe* (G. Wessely and W. Liebl, eds), pp. 69–77. Spec. Publ. EAGE.
- Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J.D. and Burkhard, M., in press a. Origin of the current stress field in the western/central Alps: role of gravitational re-equilibration constrained by numerical modelling. *Geol. Soc. London DRT 2003 Spec. Publ.*, in press.
- Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J.D. and Burkhard, M., in press b. Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis. *Geophys. J. Int.*, in press.
- Demets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2191–2194.
- Deverchère, J., 1988. *Extension crustale dans un contexte de convergence de plaques: l'exemple des Andes du Pérou central contraint par des données sismotectoniques*. PhD thesis, Orsay, Paris.
- Dewey, J.F., 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, **7**, 1123–1139.
- Escher, A., Hunziker, J.C., Marthaler, M., Masson, H., Sartori, M. and Steck, A., 1997. Geological framework and structural evolution of the Western Swiss-Italian Alps. In: *Deep Structures of the Swiss Alps: Results of NRP20* (O.A. Pfiffner, P. Lehner, P. Heitzmann, S. Mueller and A. Steck, eds), pp. 205–222. Birkhäuser Verlag, Basel.

- Eva, E. and Solarino, S., 1998. Variations of stress directions in the western Alpine arc. *Geophys. J. Int.*, **135**, 438–448.
- Frey, N., Desmons, J. and Neubauer, F., 1999. Metamorphic maps of the Alps. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **79**, 1–4.
- Goguel, J., 1963. L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. France*, **7**(5), 20–29.
- Gourlay, P. and Ricou, L.E., 1983. Le jeu décrochant dextral tardif de la suture de Chamonix (Alpes françaises et suisses). *C.R. Acad. Sci. (Paris)*, **296**, 927–932.
- Grosjean, G., Sue, C. and Burkhard, M., in press. Late Neogene brittle extension in the vicinity of the Simplon fault zone, central Alps, Switzerland. *Ecol. Geol. Helv.*, **96**, in press.
- Herren, E., 1987. Zaskar shear zone; northeast-southwest extension within the Higher Himalayas (Ladakh, India). *Geology*, **15**, 409–413.
- Hubbard, M. and Mancktelow, N.S., 1992. Lateral displacement during Neogene convergence in the western and central Alps. *Geology*, **20**, 943–946.
- Kahle, H.G., Geiger, A., Buerki, B., Gubler, E., Marti, U., Wirth, B., Rothacher, M., Gurtner, W., Beutler, G., Bauersima, I. and Pfiffner, O.A., 1997. Recent crustal movements, geoid and density distribution; contribution from integrated satellite and terrestrial measurements. In: *Deep Structures of the Swiss Alps: Results of NRP20* (O.A. Pfiffner, P. Lehner, P. Heitzmann, S. Mueller and A. Steck, eds), pp. 251–259. Birkhäuser Verlag, Basel.
- Kastrup, U., Zoback, M.L., Deichmann, N., Evans, K. and Giardini, D., 2004. Stress field variations in the Swiss Alps and the northern Alpine foreland derived from inversion of fault plane solutions. *J. Geophys. Res.*, **109**, B01402.
- Linzer, H.G., Decker, K., Peresson, H., Mour, R.D. and Frisch, W., 2002. Balancing lateral orogenic float of the Eastern Alps. *Tectonophysics*, **354**, 211–237.
- Lister, G.S. and Davis, G.A., 1989. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, USA. *J. Struct. Geol.*, **11**, 65–94.
- Mancel, P. and Merle, O., 1987. Kinematics of the northern part of the Simplon line (central Alps). *Tectonophysics*, **135**, 265–275.
- Mancktelow, N.S., 1985. The Simplon line: a major displacement zone in the western Lepontine Alps. *Ecol. Geol. Helv.*, **78**, 73–96.
- Mancktelow, N.S., 1990. The Simplon fault zone. *Breit. Geol. Karte Schweiz (NF)*, **163**.
- Mancktelow, N.S., 1992. Neogene lateral extension during convergence in the Central Alps: evidence interrelated faulting and backfolding around the Simplonpass (Switzerland). *Tectonophysics*, **215**, 295–317.
- Maurer, H., Burkhard, M., Deichmann, N. and Green, G., 1997. Active tectonism in the central Alps: contrasting stress regimes north and south of the Rhone Valley. *Terra Nova*, **9**, 91–94.
- Molnar, P. and Tapponnier, P., 1978. Active tectonics of Tibet. *J. Geophys. Res.*, **83**, 5361–5375.
- Nievergelt, P., Liniger, M., Froitzheim, N. and Maehlmann, R.F., 1996. Early to mid Tertiary crustal extension in the Central Alps; the Turba mylonite zone (eastern Switzerland). *Tectonics*, **15**, 329–340.
- Nocquet, J.-M., 2002. *Mesure de la déformation crustale en Europe occidentale par Géodésie spatiale*. Thèse de doctorat, Université de Nice.
- Nocquet, J.M. and Calais, E., 2003. Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions, 1996–2001. *Geophys. J. Int.*, **154**, 72–88.
- Nocquet, J.M. and Calais, E., 2004. Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe. *Pure Appl. Geophys.*, **161**, 661–681.
- Oldow, J.S., Ferranti, L., Lewis, D.S., Campbell, J.K., D'Argenio, B., Catalano, R., Pappone, G., Carmignani, L., Conti, P. and Aiken, C.L.V., 2002. Active fragmentation of Adria, the north African promontory, central Mediterranean orogen. *Geology*, **30**, 779–782.
- Pavoni, N., 1991. Bipolarity in structure and dynamics of the Earth's mantle. *Ecol. Geol. Helv.*, **84**, 327–343.
- Pavoni, N., Maurer, H.R., Roth, P. and Deichmann, N., 1997. Seismicity and seismotectonics of the Swiss Alps. In: *Deep Structures of the Swiss Alps: Results of NRP20* (O.A. Pfiffner, P. Lehner, P. Heitzmann, S. Mueller and A. Steck, eds), pp. 241–250. Birkhäuser Verlag, Basel.
- Pfiffner, O.A., Ellis, S. and Beaumont, C., 2000. Collision tectonics in the Swiss Alps: insight from geodynamic modeling. *Tectonics*, **19**, 1065–1094.
- Ratschbacher, L., Frisch, W., Linzer, H.-G. and Merle, O., 1991. Lateral extrusion in the Eastern Alps; part 2: structural analysis. *Tectonics*, **10**, 257–271.
- Rey, P., Vanderhaeghe, O. and Teyssier, C., 2001. Gravitational collapse of the continental crust: definition, regimes and modes. *Tectonophysics*, **342**, 435–449.
- Selverstone, S.M., 1988. Evidences for East–West crustal extension in the eastern Alps: implication for the unroofing history of the Tauern window. *Tectonics*, **7**, 87–105.
- Seward, D. and Mancktelow, N.S., 1994. Neogene kinematics of the central and western Alps: evidence from fission-track dating. *Geology*, **22**, 803–806.
- Soom, M.A., 1990. *Abkühlungs und Hebungsgeschichte der Extern Massive und der Penninischen Decken beidseits des Simplon-Rhône-Linie seit dem Oligozän: Spaltspurdaterungen an Apatit/Zircon und K-Ar Datierungen an Biotit/Muscovit (Westliche Zentralalpen)*. PhD Thesis, University of Berne.
- Speranza, F., Villa, I.M., Sagnotti, L., Florindo, F., Cosentino, D., Cipollari, P. and Mattei, M., 2002. Age of the Corsica–Sardinia rotation and Liguro-Provençal Basin spreading: new paleomagnetic and Ar/Ar evidence. *Tectonophysics*, **347**, 231–251.
- Sperner, B., Ott, R. and Ratschbacher, L., 1993. Fault-striae analysis: a turbo pascal program package for graphical presentation and reduced stress-tensor calculation. *Computers Geosciences*, **19**, 1361–1388.
- Steck, A., 1984. Structure de déformations tertiaires dans les Alpes centrales (transversale Aar–Simplon–Ossola). *Ecol. Geol. Helv.*, **77**, 55–100.
- Steck, A. and Hunziker, J., 1994. The tertiary structure and thermal evolution of the central Alps – compressional and extensional structures in an orogenic belt. *Tectonophysics*, **238**, 229–254.
- Sue, C., Thouvenot, F., Frechet, J. and Tricart, P., 1999. Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. *J. Geophys. Res.*, **104** (B11), 25611–25622.
- Sue, C. and Tricart, P., 1999. Late Alpine brittle extension above the Frontal Pennine Thrust near Briançon, Western Alps. *Ecol. Geol. Helv.*, **92**, 171–181.
- Sue, C. and Tricart, P., 2002. Widespread post-nappe normal faulting in the Internal Western Alps: a new constrain on arc dynamic. *J. Geol. Soc. (London)*, **159**, 61–70.
- Sue, C. and Tricart, P., 2003. Neogene to current normal faulting in the inner western Alps: a major evolution of the late alpine tectonics. *Tectonics*, **5**, 1050, doi: 1029/2002TC001426.
- Tricart, P., Schwartz, S., Sue, C., Poupeau, G. and Lardeaux, J.-M., 2001. La dénudation tectonique de la zone ultradauphinoise et l'inversion du front briançonnais au sud-est du Pelvoux (Alpes Occidentales): une dynamique miocène à actuelle. *Bull. Soc. Géol. France*, **172**, 49–58.
- Vigliotti, L. and Langenheim, V.E., 1995. When did Sardinia stop rotating? New paleomagnetic results. *Terra Nova*, **7**, 424–435.

- Vigny, C., Chery, J., Duquesnoy, T., Jouanne, F., Ammann, J., Anzidei, M., Avouac, J.P., Barlier, F., Bayer, R., Briole, P., Calais, E., Cotton, F., Duquenne, F., Feigl, K.L., Ferhat, G., Flouzat, M., Gamond, J.F., Geiger, A., Harmel, A., Kasser, M., Laplanche, M., Le Pape, M., Martinod, J., Menard, G., Meyer, B., Ruegg, J.C., Scheubel, J.M., Scotti, O. and Vidal, G., 2002. GPS network monitors the Western Alps' deformation over a five-year period: 1993–98. *J. Geodesy*, **76**, 63–76.
- Wernicke, B. and Burchfield, B.C., 1982. Modes of extensional tectonics. *J. Struct. Geol.*, **4**, 105–115.
- Yamaji, A., 2000. The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data. *J. Struct. Geol.*, **22**, 441–452.
- Received 6 February 2004; revised version accepted 10 May 2004*



**Figure II.22:** Statistiques de la fracturation mesurée dans le Val d'Aoste et la Haute Tarentaise.

a) Histogramme de l'angle différentiel entre le pendage du plan et le plongement de la strie ; les angles faibles indiquent une strie pleine pente, et donc une faille normale (dans notre contexte tectonique), alors qu'un angle fort indique un décrochement.

b) Histogrammes circulaires de l'orientation des plans de failles et de leur(s) strie(s). Voir texte pour discussion.

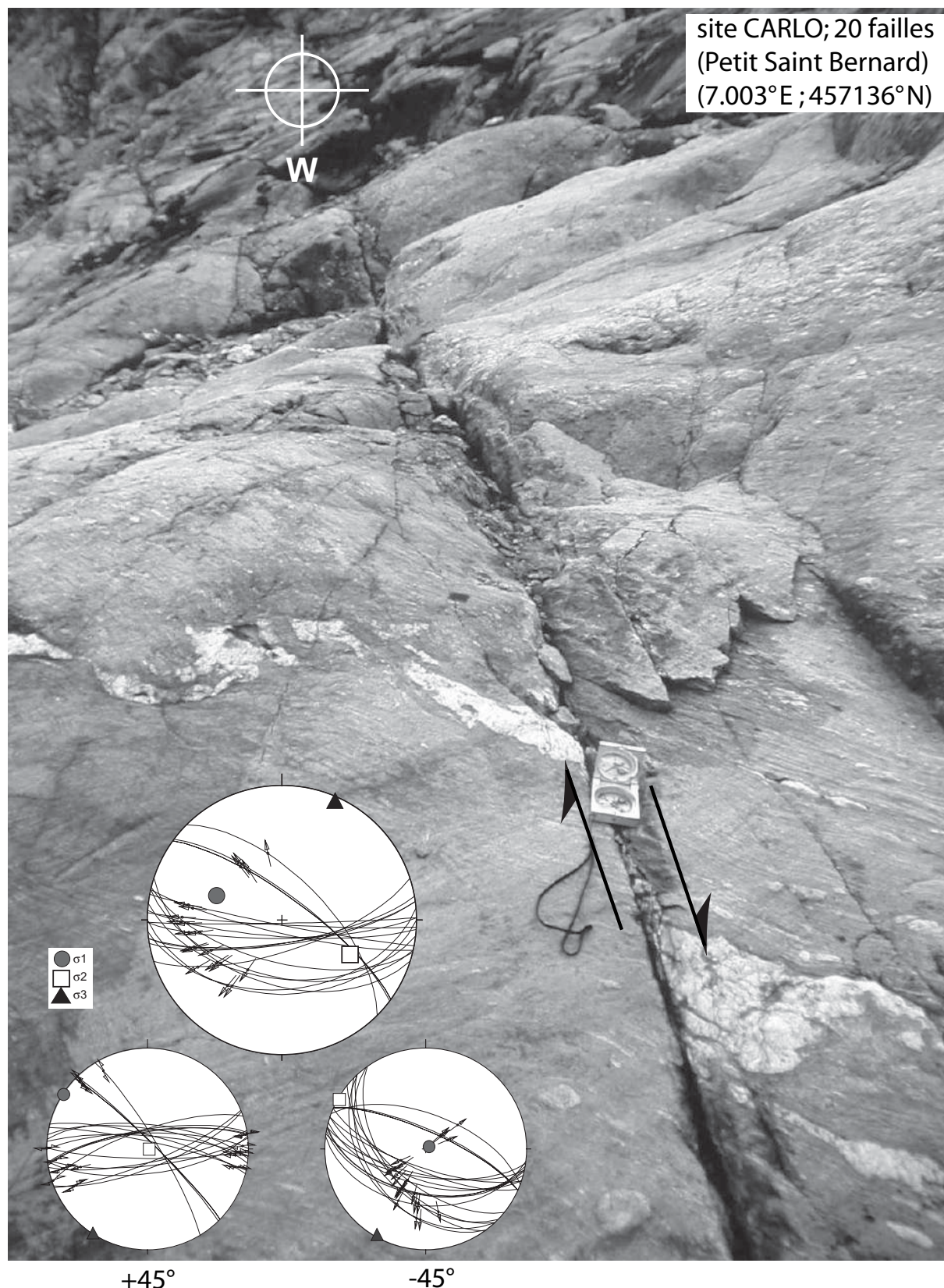
c) Calcul de la direction moyenne des contraintes / déformations dans tout le Val d'Aoste et la Haute Tarentaise (voir le texte pour la discussion), en ne prenant en compte que les failles normales (à gauche), les décrochements (au milieu) et toutes les failles (à droite).

## b) Données complémentaires

Une analyse statistique des failles mesurées dans la région du Val d'Aoste est présentée figure II.22. L'histogramme (figure II.22a) permet de représenter les pendages relatifs des plans et des stries, pour chaque faille (voir le chapitre II.1 et la figure II.2). Ces angles sont majoritairement très faible (moins de  $10^\circ$ ) et indiquent une forte majorité de failles normales. Quand cet angle augmente, le nombre de failles diminue, mais de façon moins rapide que dans le Valais (figure II.2) ; en effet, un nombre important de failles ont des stries obliques (angles caractéristique compris entre  $10^\circ$  à  $50^\circ$ ), qui indiquent soit des failles normales reprises en décrochement, soit des failles basculées. Sur le terrain, un grand nombre de failles « normales dextres » ou « normales sénestres » ont été observées, avec des pitches proches de  $45^\circ$  (figure II.23). Cette obliquité est probablement due localement à des basculements de blocs, mais la dispersion régulière des axes  $\sigma_1$  autour de la verticale (figure T8) démontre l'absence d'un basculement régional. Comme nous le verrons dans la troisième partie de cette thèse, la zone du Val d'Aoste présente des caractéristiques singulières à différents points de vue (importance des décrochements et grande dispersion des axes de contraintes en particulier).

Les histogrammes circulaires (figure II.22b) montrent, pour les failles normales, une orientation préférentielle des plans WNW-ESE, avec des pendages un peu forts pour des failles normales, entre  $60^\circ$  et  $80^\circ$ . Les stries ne sont pas orientées dans la ligne de plus grande pente, et l'on observe deux maximums, ENE-WSW et N-S, avec des plongements compris entre  $30^\circ$  et  $60^\circ$ ,

un peu faibles pour des failles normales. Cela confirme la tendance à des stries obliques, déjà observée sur le terrain et grâce à l'histogramme (figure II.22a). Les décrochements se répartissent en deux familles bien individualisées; les failles sénestres, orientées N-S à NNW-SSE présentent des pendages subverticaux alors que les failles dextres, orientées E-W à ENE-WSW ont des pendages plus variables et moins forts ( $60^\circ$  à  $90^\circ$ ). Les stries, quand à elles, reflètent ces orientations de plans, avec une direction principale N-S et une autre E-W à ENE-



**Figure II.23:** Décrochement dextre Est-Ouest à proximité du Col du Petit Saint Bernard, recoupant une fente de quartz dans des grès grossiers métamorphisés (houiller indifférencié, [Debelmas *et al.*, 1979]). La représentation stéréographique (en haut) montre une orientation E-W préférentielle (normale dextre), ainsi que la famille conjuguée NW-SE (normale sénestre), plus discrète. La fracturation semble basculée autour d'un axe horizontal N030° et aucun critère fiable ne permet de déterminer le sens de basculement: une rotation de +45° induit un système décrochant (en bas à gauche), alors qu'une rotation de -45° induit un système extensif (en bas à droite).

WSW. Les plongements sont très faibles (moins de  $10^\circ$ ). La figure II.23 illustre l'orientation des décrochements dans le Sud du Val d'Aoste, avec un faisceau de faille E-W, dextres avec une légère composante normale. La figure II.24 montre la fracturation normale importante en Haute Tarentaise ; les plans sont lisses et orientés NW-SE.

La prise en compte de toutes les failles de la zone « Aoste » pour déterminer le régime tectonique global par la méthode des dièdres droits (figure II.22c) se heurte aux mêmes réserves que pour la zone Valais (voir chapitre 1). Les résultats sont également comparables : l'orientation des axes  $\sigma_3$  est la même pour les failles normales et les failles décrochantes, à quelques degrés près. L'orientation également compatible avec l'ensemble des failles. Le passage d'un tenseur à l'autre peut être décrit comme une permutation entre les axes  $\sigma_1$  et  $\sigma_2$  et un basculement de quelques degrés.



**Figure II.24:** failles normales NW-SE en Haute Tarentaise (site STFOY) présentant des aspect de surface lisse, sans minéralisation, et avec des stries mécaniques pleine pente. Mon chien donne l'échelle sur la photo du haut.

Cette stabilité de l'axe  $\sigma_3$  se retrouve localement, à proximité du col du Petit Saint Bernard (site CARLO, figure II.23). La fracturation est apparemment dextre, et une faille Est-Ouest décale une fente de quartz sur une dizaine de cm. La représentation stéréographique montre que les failles sont basculées d'environ  $45^\circ$  autour d'un axe  $N030^\circ$ , subhorizontal, c'est à dire autour de l'axe  $\sigma_3$ . Un débasculement dans un sens crée des décrochements conjugués, alors qu'un débasculement dans l'autre sens crée des failles normales conjuguées. Quel que soit le sens de rotation et la nature initiale des failles (décrochantes ou normales), l'axe  $\sigma_3$  reste subhorizontal et orienté  $N040^\circ$  environ. Le fort rapport de forme de l'ellipsoïde des contraintes calculé ( $\Phi=0.9$ ) traduit cette incertitude. Une partie de la déformation, au contraire, s'exprime par des failles normales très nettes, présentant les caractéristiques de surface déjà évoquées (figures II.3 par exemple), très lisses, sans aucune minéralisation (figure II.24, figure E4). Ces failles, situées en Haute Tarentaise (site STFOY) accommodent un abaissement générale du compartiment SW.



### III) Vanoise et Maurienne

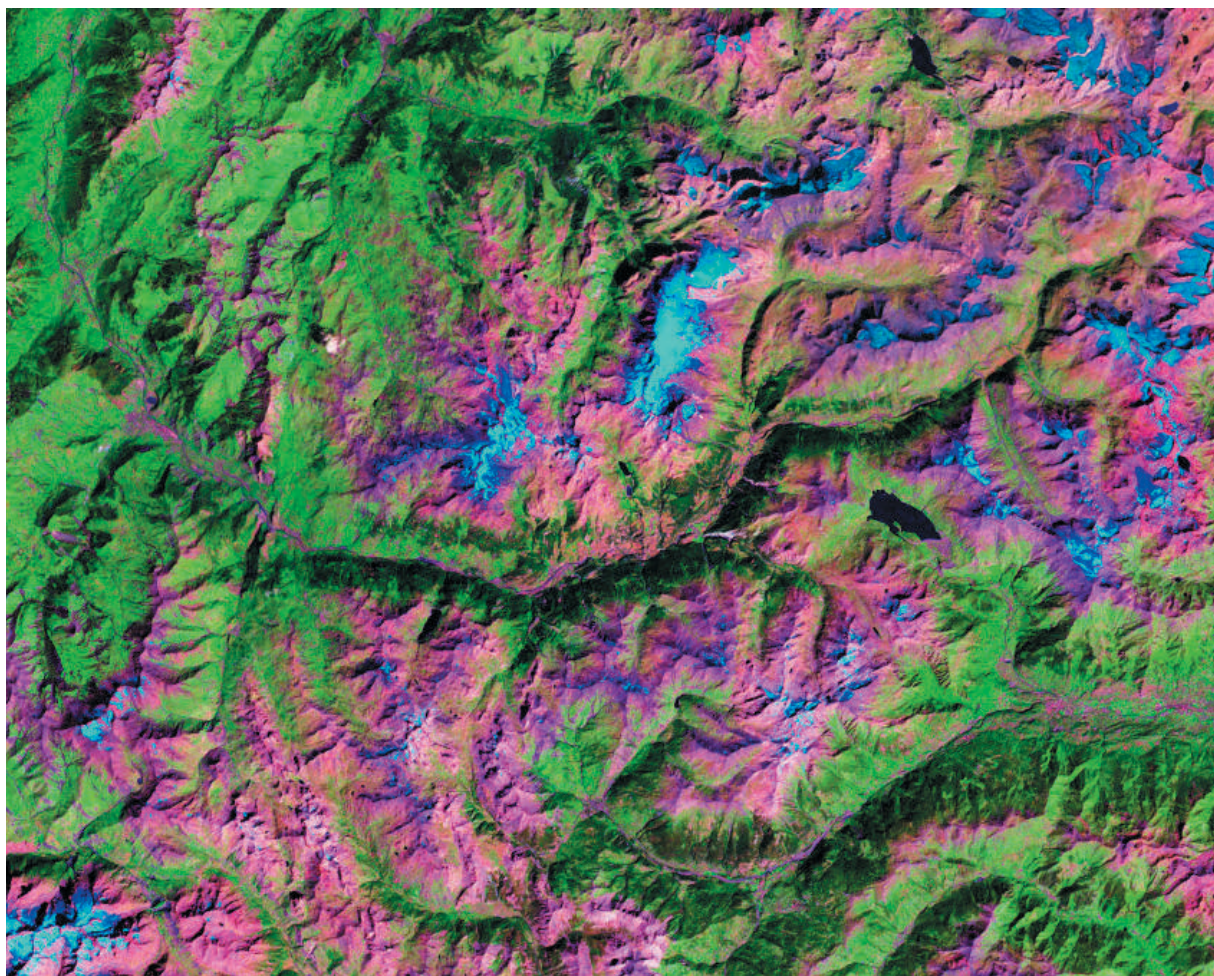
*Je présente dans ce chapitre les résultats concernant la zone la plus méridionale directement étudiée directement, qui s'étend du massif de Belledonne à l'Ouest, à la haute Maurienne à l'Est, et du Val de Suze au Sud à la Tarentaise au Nord; elle a fait l'objet d'une campagne de terrain pendant l'été 2003 (Figure II.25).*

*Ces résultats sont inédits et intégrés à une synthèse prête à être soumise à Tectonics. Pour éviter trop de redites, et par souci d'homogénéité, je ne reprendrai pas l'analyse des données ici, et je renvoie le lecteur à la troisième partie («Synthèse»). Quelques vues inédites exposant le style tectonique régional sont toutefois présentées.*

*Une étude locale concernant la fracturation dans des dépôts fluvio-glaciaires en Haute-Maurienne est ensuite exposée ; cette étude est prête à être soumise au Bulletin de la Société Géologique de France. La comparaison entre la fracturation dans ces dépôts (daté Pléistocène terminal) et la fracturation régionale montre une bonne correspondance géométrique ; il est alors tentant de proposer qu'une partie de la fracturation observée en Vanoise soit Quaternaire à actuelle.*

*Les résultats principaux indiquent pour la Vanoise:*

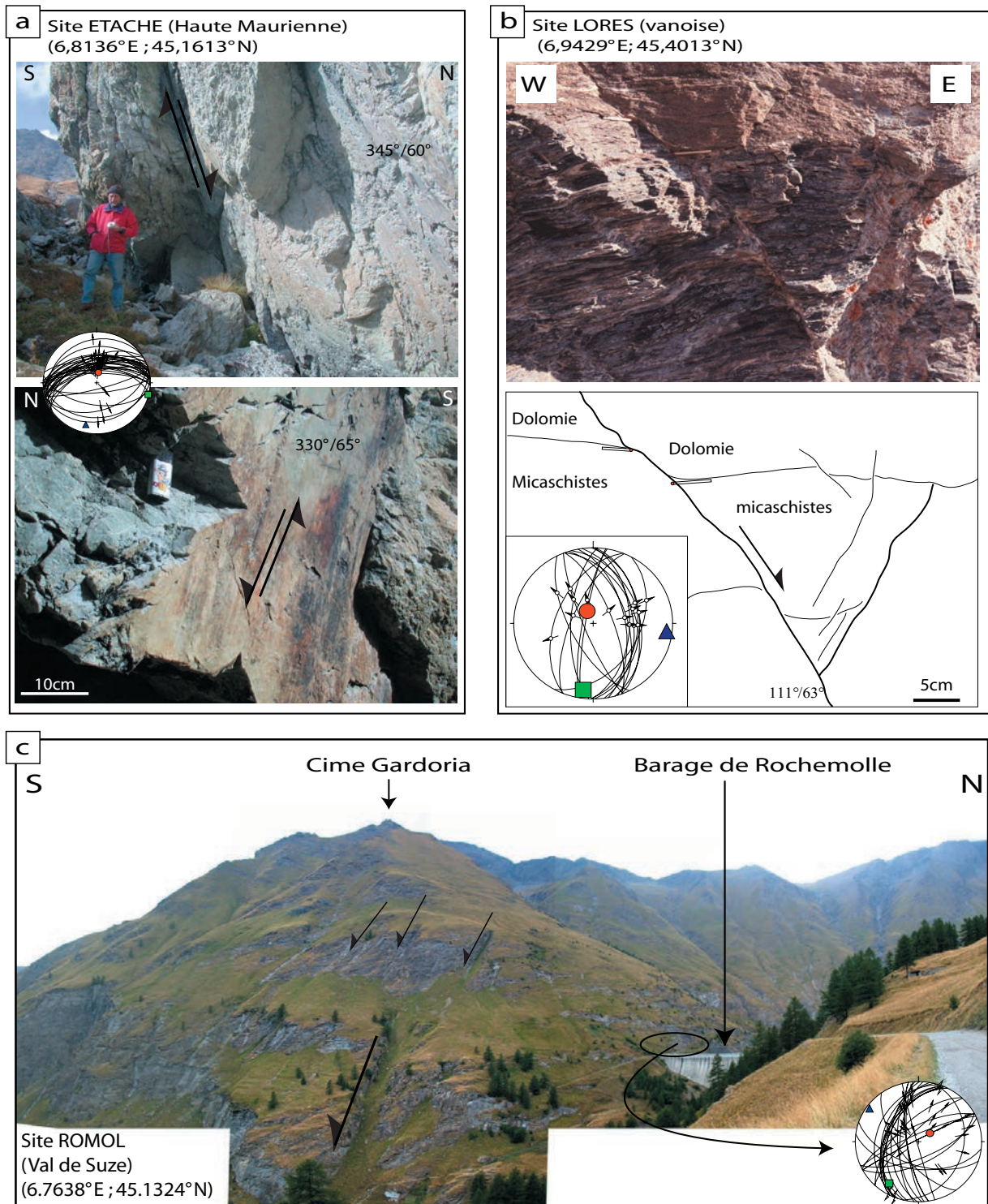
- *Une majorité de tenseurs extensifs (71% contre 29% de tenseurs décrochants).*
- *Une très grande stabilité spatiale, et probablement temporelle, des axes  $\sigma_3$ .*
- *Une direction majeure N-S des axes  $\sigma_3$ , parallèle aux structures alpines.*
- *Une direction moins exprimée d'axes  $\sigma_3$ , E-W, perpendiculaire aux structures alpines.*
- *Une chronologie très nette, avec des décrochements qui reprennent la déformation normale.*



**Figure II.25:** Image satellite Landsat 5 de la Vanoise, de la Haute Tarentaise, de la Maurienne et du Val de Suze. Source <https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid>.

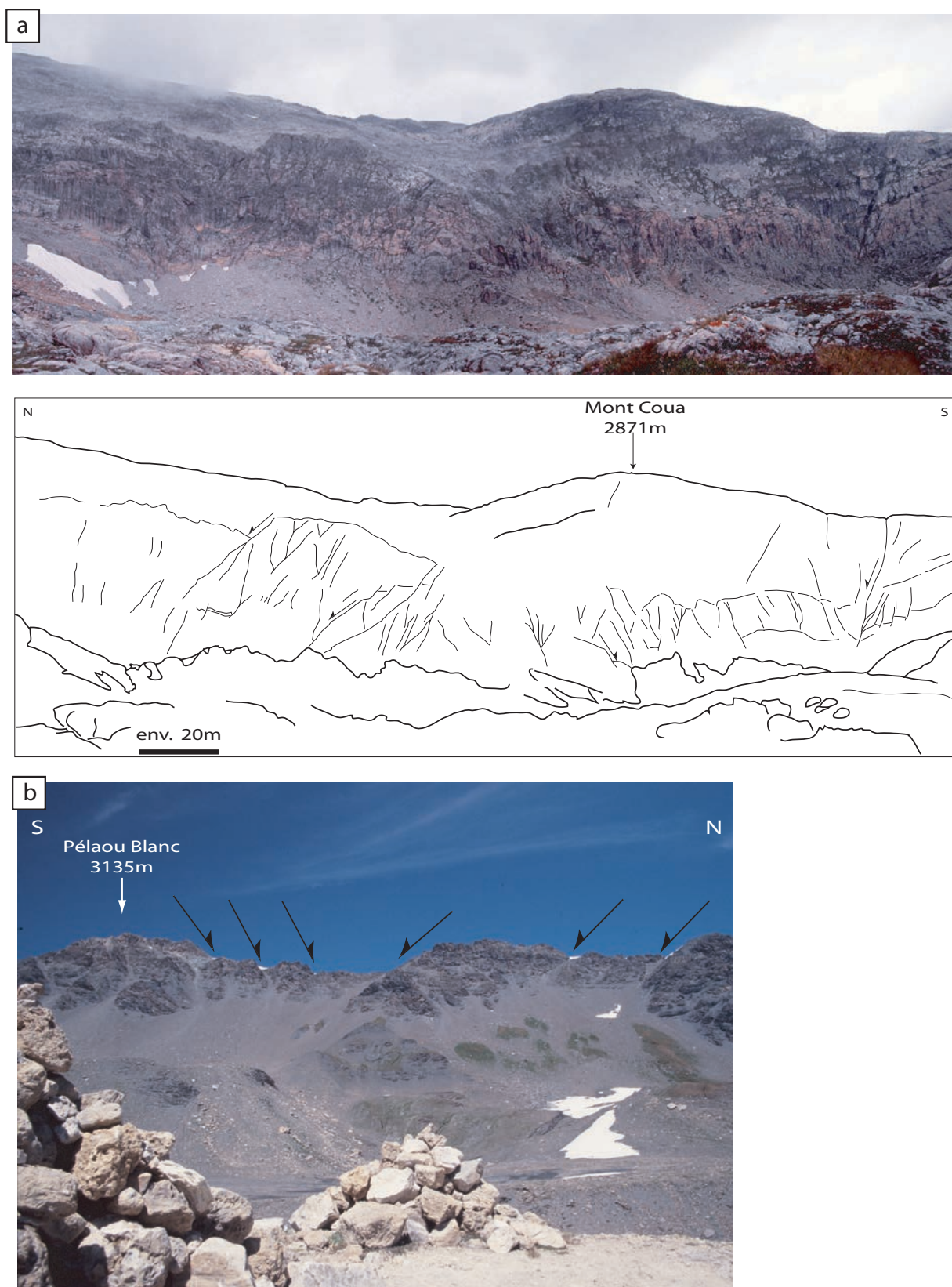
### 1) Analyse de la fracturation dans la région Vanoise-Maurienne

La figure II.26 présente trois affleurements dans la zone Vanoise-Maurienne. Une belle fracturation normale est illustrée par la figure II.26a, avec des failles orientées E-W, principalement à pendage vers le Nord, en rive gauche de la Haute-Maurienne (Val d'Etache). Cette fracturation est importante, et se présente sous la forme de plans très lisses, rouges à ocres, sur lesquels le sens de la strie est souvent difficile à déterminer. Les plans ne présentent pas de minéralisations (excepté d'hématite), et les linéations sont mécaniques (griffures). Le tenseur calculé à partir de cette fracturation présente un axe d'extension N-S. La figure II.26b montre deux failles normales conjuguées qui décalent la limite socle-couverture de 10 cm environ : des dolomies triasiques surmontent des micaschistes. La déformation extensive affecte sans distinction le socle et la couverture. Cet affleurement est situé au cœur du massif de la Vanoise, et le tenseur calculé est extensif, avec un axes  $\sigma_3$  orienté E-W. Le panorama du Barrage de Rochemolle, au fond du Val de Suze (figure II.26c) illustre la fracturation typique à l'échelle du massif dans les Schistes lustrés. Cette fracturation normale affecte une grande épaisseur de roche, mais l'absence de niveaux repères ne permet pas d'estimer le déplacement vertical le long de ces failles. Le tenseur calculé à partir des mesures prises au bord du barrage présente une direction d'extension NW-SE. La figure II.27 illustre également la fracturation normale dans le massif de la Vanoise, dans les Schistes lustrés crétacés (figure II.27b, à proximité du col de l'Iseran), et dans les dolomies triasiques (figures, II.27a, massif de la Vanoise). Ces exemples montrent une fracturation assez importante, s'exprimant par des failles déca- à hectométriques, orientées E-W, avec des décalages verticaux d'une dizaine de mètres accompagnant une extension N-S.



**Figure II.26:** Différents exemples de la fracturation observée dans la zone «Vanoise».

- a) Grande faille normale E-W dans le Val d'Etache (Haute Maurienne, rive gauche) et détail de l'apparence du plan, très lisse, rouge, avec de très fines griffures mécaniques. Le tenseur associé est nettement extensif, avec une direction d'axe  $\sigma_3$  orientée N-S.
- b) Failles normales N-S conjuguées décalant le toit du socle d'une dizaine de cm ; le contact entre les dolomies ocre, en haut (Traisiques) et les micaschistes gris, en bas est souligné par des allumettes. Cette fracturation est liée à un champs de contraintes extensif, d'orientation E-W.
- c) Fracturation à grande échelle près du barrage de Rochemolles (Val de Suze). Les failles normales, exprimées dans le versant présentent une signature typique des Schistes lustrés, qui a également été observée à proximité du Col de l'Iseran (site NEIGE) ainsi qu'en rive gauche de la Haute-Maurienne (site RIBON par exemple). Le tenseur calculé à partir de failles mesurées en rive droite du barrage est extensif, avec une direction d'axe  $\sigma_3$  NW-SE.



**Figure II.27:** Différents exemples de la fracturation observée dans la zone «Vanoise».

- a) Photo panoramique et son interprétation d'un banc dolomitique recoupé et décalé par de nombreuses failles normales, de rejet métrique à décamétrique, au cœur du massif de la Vanoise (au Nord de la pointe des Fours).
- b) Failles normales découpant la crête du Pélaou Blanc (au SW du col de l'Iseran, entre les vallées de la Tarentaise et de la Maurienne), constituée de lambeaux ophiolithiques emballés dans les Schistes lustrés. Les failles ont également des rejets décamétriques. Aucune mesure n'a été possible sur cette crête à cause de l'aimantation des roches.



2) Article prêt à être soumis au *B.S.G.F.*

## **Fracturation régionale distensive dans des dépôts quaternaires de Lanslebourg (Savoie, France)**

Jean-Daniel Champagnac\*, Bastien Delacou\*, Pierre Tricart #, Christian Sue\*, Martin Burkhard\* et Cécile Allanic\*

\* Institut de géologie, Université de Neuchâtel

# LGCA, Université de Grenoble

Contact:

Jean-Daniel Champagnac  
Institut de Géologie  
Rue Argand 11  
CH-2007 Neuchâtel

Tel : (+41) 32 718 26 57

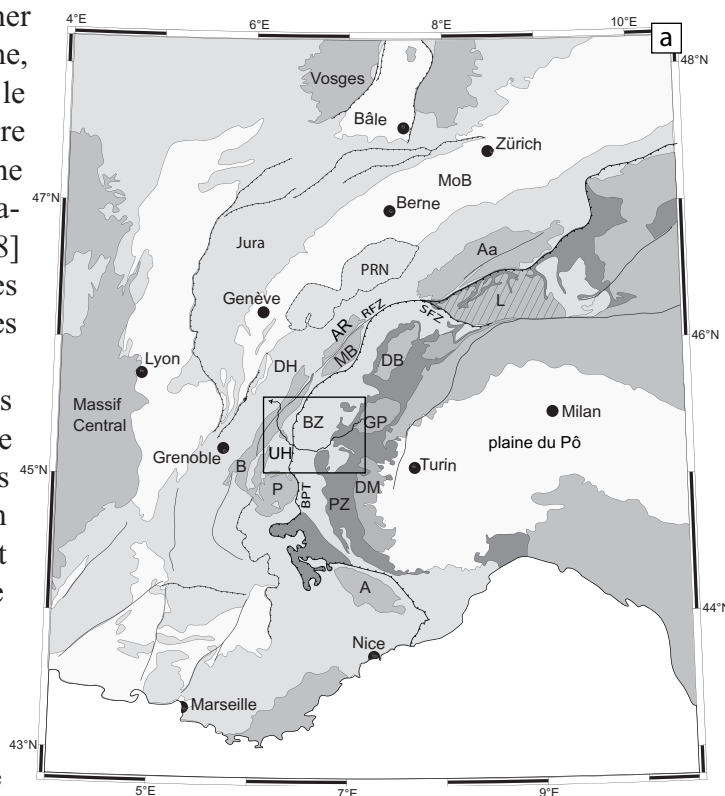
Fax : (+41) 32 718 26 01

Jean-Daniel.Champagnac@unine.ch\_

## Introduction

Depuis une dizaine d'année, l'étude des structures tectoniques alpines ne porte plus uniquement sur les structures compressives (nappes, plis, chevauchements ...); un intérêt croissant est donné aux structures extensives, particulièrement développées dans les zones internes. En effet, leur importance sur l'évolution tardive des Alpes occidentales a été montrée localement [Mancktelow 1992, Seward & Mancktelow 1994, Aillères et al. 1995, Cannic et al. 1999, Sue & Tricart 1999, Rolland et al. 2000] puis à plus grande échelle [Bistacchi et al. 2000, Champagnac et al. 2003a, Sue & Tricart 2003, Champagnac et al. 2004, Schwartz et al. 2004]. Parallèlement, le lien entre la déformation cassante néogène et la déformation active (sismogène et géodésique) reste problématique. Les indices de déformations quaternaires sont rares et visibles surtout en domaine externe ou péri-alpin [Goguel 1969, Bordet 1970, Arlhac et al. 1987, Dubar & Perez 1989, Blès & Gros 1991, Sauro & Zampieri 2001, Dutour et al. 2002, Giamboni et al. 2004, Persaud & Pfiffner 2004, Eckardt et al. ?]. En domaine interne, Carraro et al. [1994] ont observé dans le Val d'Aoste une déformation quaternaire interprétée comme l'expression d'une faille majeure sénestre (faille d'Aosta-Ranzolla). Plus au Sud, Sue [1998] décrit également des structures cassantes extensives et décrochantes interprétées comme très récentes.

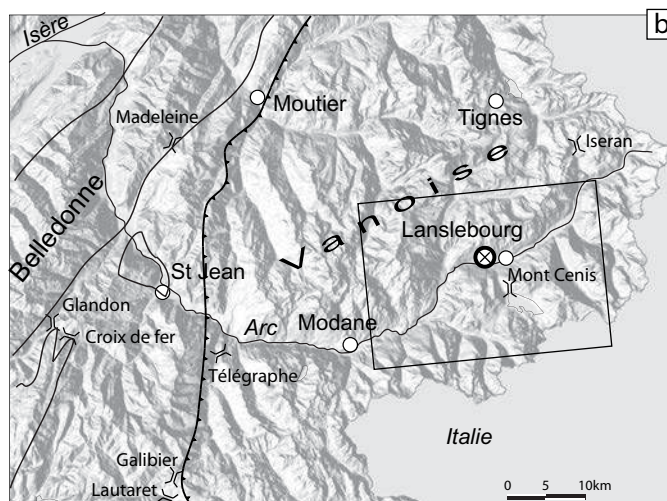
Au cœur de la chaîne, des dépôts datés de la dernière glaciation quaternaire (Würm) [Fudral et al. 1994] sont affectés par une fracturation extensive bien exprimée; nous montrons qu'elle est cohérente avec la fracturation régionale dans les Schistes lustrés.



**Figure 1:** cadre géographique et géologique de l'étude.

a) Schéma structural des Alpes occidentales et centrales, ainsi que de l'avant pays : **A**: Argentera ; **Aa**: Aar ; **AR**: Aiguilles Rouges ; **B**: Belledonne ; **BPT**: Chevauchement pennique basal ; **BZ**: zone Briançonnaise; **DB**: nappe de la Dent Blanche; **DH**: zones Dauphinoises et Helvétiques ; **DM**: Dora Maira ; **GP**: Gran Paradiso ; **L**: Dôme Lépointin ; **MoB**: bassin molassique ; **MB**: Mont Blanc ; **PZ**: Schistes lustrés Piémontais ; **P**: Pelvoux ; **PRN**: nappes préalpine; **RFZ**: zone de faille du Rhône; **SFZ**: zone de faille du Simplon ; **V**: Vanoise.

b) Modèle numérique de terrain de la Savoie, localisation des principaux massifs et cols routiers. Le cercle gras indique l'emplacement de l'affleurement étudié dans cet article.



## Cadre géologique

La vallée de la Maurienne recoupe d'Est en Ouest une grande partie des unités alpines (Fig. 1). L'arc prend sa source dans le socle du Grand-Paradis, et se jette dans l'Isère entre les Massifs Cristallins Externes (Belledonne) et les chaînons subalpins (Bauges). Notre zone d'étude se situe dans les Schistes lustrés piémontais; ce sont les sédiments de l'océan Liguro-piémontais, métamorphisés dans le faciès des schistes bleus et des éclogites et rétro-morphosés dans les faciès des amphibolites et des schistes verts. La déformation ductile, compressive puis localement extensive est complexe et multiphasée, n'est pas le sujet de cet article ; voir par exemple Deville et al. [1987] et Rolland et al. [2000] pour plus de détails. Elle est reprise tardivement par une déformation cassante, principalement extensive, qui s'exprime dans tout le domaine interne [Bistacchi et al. 2001, Champagnac et al. 2003a, Sue & Tricart 2003, Champagnac et al. 2004, Grosjean et al. 2004]. Cette extension traduit un axe de paléocontraintes minimum ( $\sigma_3$ ) orienté parallèlement aux structures alpines [Champagnac et al. 2003a, 2004]. Une partie moins importante de la déformation cassante s'exprime en Maurienne par des décrochements tardifs, ainsi que par une direction d'extension E-W [Champagnac et al. 2003b], c'est à dire perpendiculaire aux structures alpines. La sismotectonique révèle que la déformation actuelle en domaine interne présente des directions d'extension perpendiculaires aux structures alpines, radiales à l'arc [Eva et al. 1998, Delacou et al. 2003]. L'inversion des données sismotectoniques montre également des directions d'axe  $\sigma_3$  perpendiculaires à la chaîne [Delacou et al. 2004, Delacou 2005]. Cette analyse reste cependant mal contrainte dans les zones faiblement sismiques, comme c'est le cas en Maurienne. Néanmoins, les directions d'axes T observées dans les zones proches et sismiquement actives (arc sismique Briançonnais en particulier [Rothé 1941]) nous permettent de conclure à une direction d'extension radiale dans tout l'arc interne. L'observation de dépôts très récents, affectés par une fracturation importante peut nous permettre de mieux comprendre le passage entre le(s) paléochamp(s) de contraintes et le champ de contrainte actuel.

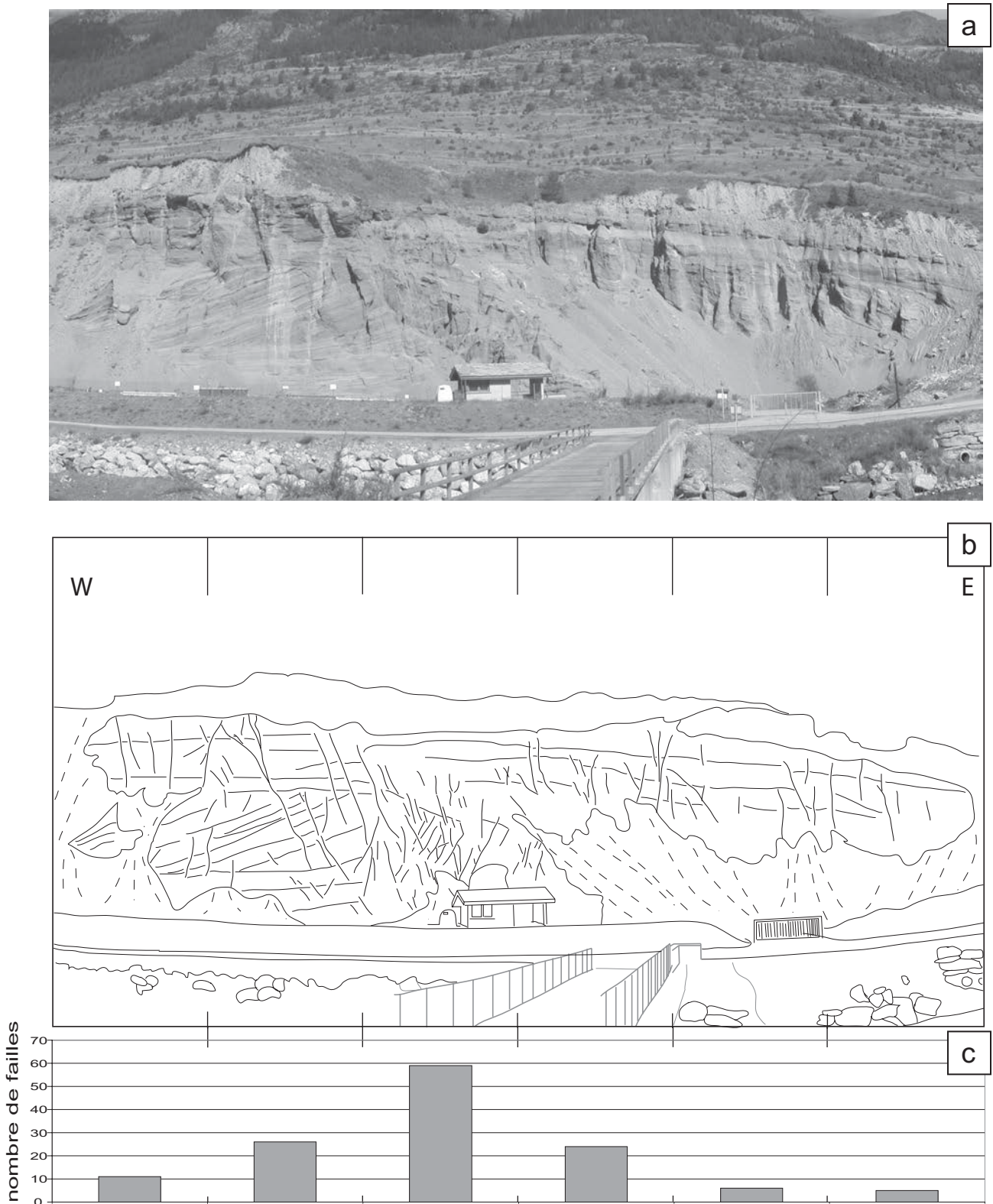
### Observations de l'affleurement

#### *1) Aspects sédimentologiques*

La carrière des Contamines est située en rive droite de l'Arc, à 1 km environ en aval de Lanslebourg. Elle est large d'une cinquantaine de mètres, pour une hauteur d'affleurement de 20 m environ (fig. 2). Elle montre, du bas vers le haut [Fudral et al. 1994] :

- des silts et argiles laminés de fond de lac ;
- des sables gris et petits galets inclinés de 30 degrés vers la vallée, à grano-décroissance normale, très peu indurés;
- des graviers et des galets de taille inférieure à 5 cm, à enduit ferrugineux ; ils constituent le sommet de la série lacustre ;
- des alluvions fluviales à fluvio-glaciaire plus grossières à litage horizontal, plus ou moins agglomérés ;
- une moraine de fond, bien indurée.

La pile sédimentaire observée dans la carrière résulte donc du remplissage glacio-lacustre, lacustre puis fluvio-glaciaire d'un lac pro-glaciaire au cours de la déglaciation würmienne [Fudral et al. 1994]. Ce remplissage a été recouvert par une faible récurrence glaciaire et la moraine qui y est associée. Ce passage glaciaire, postérieur à l'optimum glaciaire du Würm, a affecté en profondeur les structures sédimentaires précédemment acquises. En effet, nous avons pu observer un cisaillement dans les galets de moraine (sur un bloc tombé, donc non orienté), ainsi que des figures de charge (expulsion de sédiments fins gorgés d'eau, vers le haut), cisailées

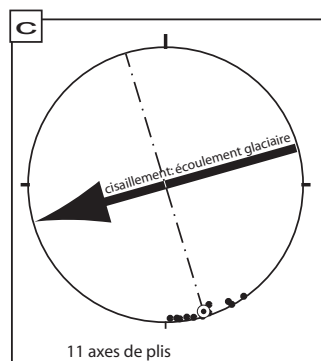
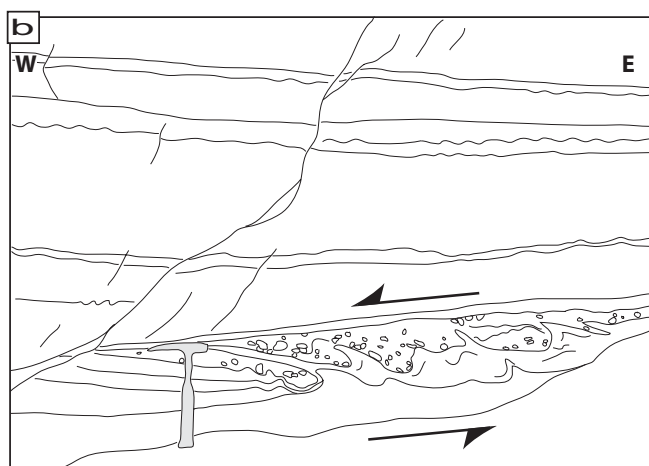
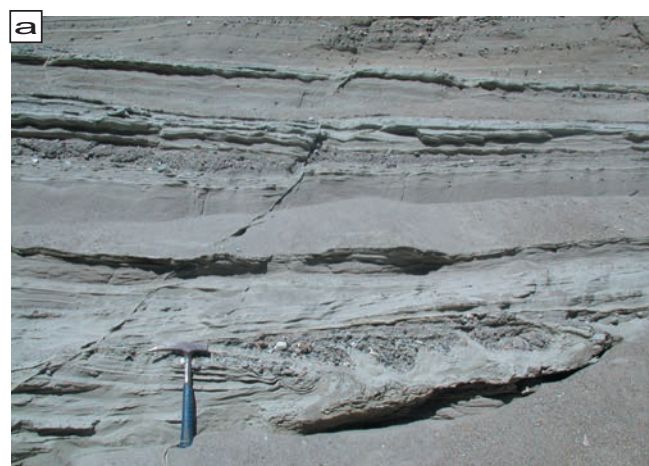


**Figure 2:** la carrière des Contamines, à Lanslebourg (Haute Maurienne).

a) Photo panoramique de la carrière des Contamines, en aval de Lanslebourg, rive droite de l'Arc.

b) Schéma interprétatif de la photo ci-dessus. Nous avons particulièrement souligné les stratifications (traits fins) et les failles (traits épais).

c) Histogramme de la densité de la fracturation dans 6 zones d'égale largeur. On remarque que malgré une hauteur d'affleurement moins grande, la troisième zone (au dessus de la cabane) présente une fracturation beaucoup plus importante.



**Figure 3:** Structure de charge et de cisaillement.

a) et b) Structure de charge cisillée vers la gauche de l'image. On remarque que la grande faille à faible rejet à gauche n'est pas affectée par le niveau cisillé.

c) Représentation des axes de plis mesurés sur différentes figures d'échappement (canevas de Schmidt, hémisphère inférieure). Les axes sont bien groupés autour d'un meilleur axe orienté N164, subhorizontal (cercle blanc et noir).

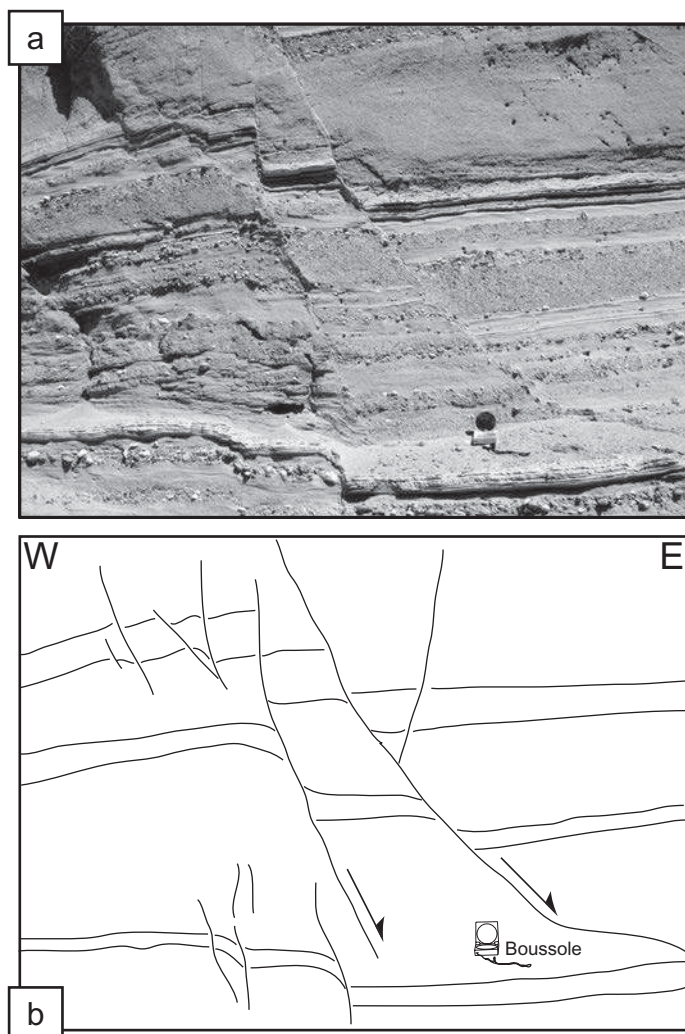
vers l'aval (Fig. 3). Ces cisaillements se localisent dans certains niveaux, de préférence au contact entre deux lits de granulométries très contrastées. Dans l'hypothèse d'un cisaillement modeste (pas de réorientation des axes de plis dans la direction de cisaillement), les plis d'entraînement (d'axe N164° subhorizontaux) indiquent une direction de transport vers l'WSW, c'est à dire dans la direction de l'aval. Ces structures sont donc liées d'abord au poids de la glace de la récurrence glaciaire s'appliquant sur une pile sédimentaire gorgée d'eau, puis au mouvement de cette glace, qui cisaille localement la pile sédimentaire dans des niveaux de fort contraste granulométrique et rhéologique.

## 2) Aspects tectoniques

Cet affleurement présente une fracturation localement importante, qui s'exprime en particulier au centre de la carrière (Fig. 2), sur une vingtaine de mètres. En s'éloignant de cette zone de part et d'autre, la fracturation diminue d'intensité, puis disparaît. Les fractures présentent des plans bien mesurables, soulignés par un mince film (quelques mm à 1 cm) de sable plus induré (probablement lié à une circulation de fluides). Aucune ligne (stries

ou fibres) n'est portée par ces plans, mais les décalages sont de types normaux, soulignés par des décalage très visibles (millimétrique à métriques) de la stratification (Fig. 4). Les failles ne sont pas affectées par les phénomènes cisillants liés à la surcharge et aux mouvements de la glace ; en effet, les failles recoupent ces niveaux cisillés sans être affectés par ceux-ci (Fig. 4). En outre, les plus grandes d'entre elles recoupent la moraine de fond située au sommet de la série. Nous disposons donc d'un âge maximal pour ces failles, contemporain à postérieur *au retrait* de la récurrence glaciaire, soit Pléistocène terminal [Ivy-Ochs et al. 2004].

Dans la zone fortement fracturée (Fig. 3), on retrouve une faille tous les 20 à 50 cm environ. Dans le reste de l'affleurement, les failles sont espacées de 1 à 5 mètres environ. L'histogramme de la densité de la fracturation (Fig. 2c) montre que la partie centrale de l'affleurement est nettement plus fracturée que ses bords. Cette disposition suggère le passage d'une grande faille, qui s'exprime dans ces dépôts meubles par une importante zone fracturée.



**Figure 4:** fracturation des dépôts fluvioglaciers

a) et b) Photo (et son interprétation) d'une série de failles normale décalant un niveau repère d'une vingtaine de centimètres. Nous avons pu observer des décalages de près de 2 mètres (rejet cumulé d'une dizaine de failles) de certains niveaux repères.

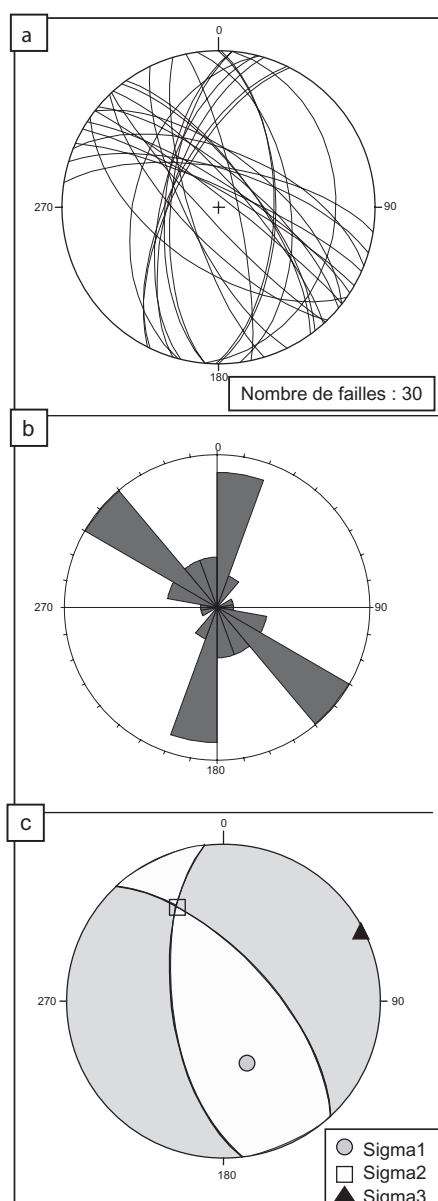
Les failles que nous avons pu mesurer ont un pendage de 50 à 80° (avec une moyenne de 67°) et se répartissent en deux familles (Fig. 5) qui forment des dièdres conjugués (ouverture moyenne = 62°), observés sur le terrain. En émettant l'hypothèse que ces failles aient une origine uniquement tectonique, nous avons déterminé le champ de contraintes associé à cette déformation (Fig. 5c). Pour chaque famille de failles, nous avons calculé le meilleur plan; nous avons également supposé que les vecteurs de mouvement soient orientés à 90° de l'intersection des deux plans [Anderson 1951], et appliqué la méthode des dièdres droits [Angelier & Mechler 1977]: la direction d'extension obtenue (fig.

5c) est N065°/01 (avec une direction de compression orientée N156°/54). Le calcul d'axe de déformation par «analyse dynamique-numérique» [Spang 1972, Sperner et al. 1993] donne un résultat similaire (extension orientée N063°/03, compression verticale orientée N181°/85). Selon ces différentes méthodes, la direction d'axe  $\sigma_3$  est stable, orientée ENE-WSW. Cette direction est perpendiculaire à l'axe des plis d'entraînement présentés plus haut (fig. 3).

Afin de comparer les directions de fracturation dans le dépôt holocène de Lanslebourg avec les directions de fracturation régionales, nous avons tout d'abord tracé une carte de linéaments. Ces linéaments ont été extraits d'une image Landsat (résolution 28.5 m) et du MNT IGN (résolution 50 m) de la Haute Maurienne. Une vérification sur le terrain a permis d'interpréter ces linéaments comme une expression de la fracturation, selon une méthode déjà employée dans le Valais [Champagnac et al. 2003a].

La carte obtenue (fig. 6a) montre des directions préférentielles d'orientation N-S à NNE-SSW, très bien exprimée sur toute la zone, ainsi que NW-SE, localement très présente. La représentation en histogrammes circulaires de ces directions (Fig. 6b) montre deux directions préférentielles, la première N-S à NE-SW, majoritaire et assez diffuse (qui englobe les directions N-S à NE-SW), et une seconde direction NW-SE, moins représentée mais mieux réglée. Ces deux directions correspondent aux directions mesurées dans la carrière des Contamines (Fig. 5b). En particulier, un linéament orienté NNE-SSW semble passer dans la carrière (Fig. 6). Cette similitude de direction peut impliquer deux choses :

- la fracturation visible en télédétection est récente (post-Würm)



**Figure 5:** analyse directionnelle de la fracturation des sédiments quaternaires

a) Représentation (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieur) des plans de failles. La lithologie ne nous a pas autorisé à observer des stries de mouvement sur ces plans.

b) Histogrammes circulaires des directions de plans de failles mesurés sur l'affleurement (intervalle 20°). Malgré l'abondance de failles observables, le caractère très friable du terrain ne nous a pas permis de mesurer plus d'une trentaine de plans fiables. Deux directions sont très bien individualisées, N-S et NW-SE et forment des dièdres conjugués.

Représentation du meilleur plan pour chaque famille et calcul du triaxe des contraintes (méthode des dièdres droits) après avoir attribué une strie fictive à 90° de l'intersection des deux plans. La direction d'extension obtenue est N65°.

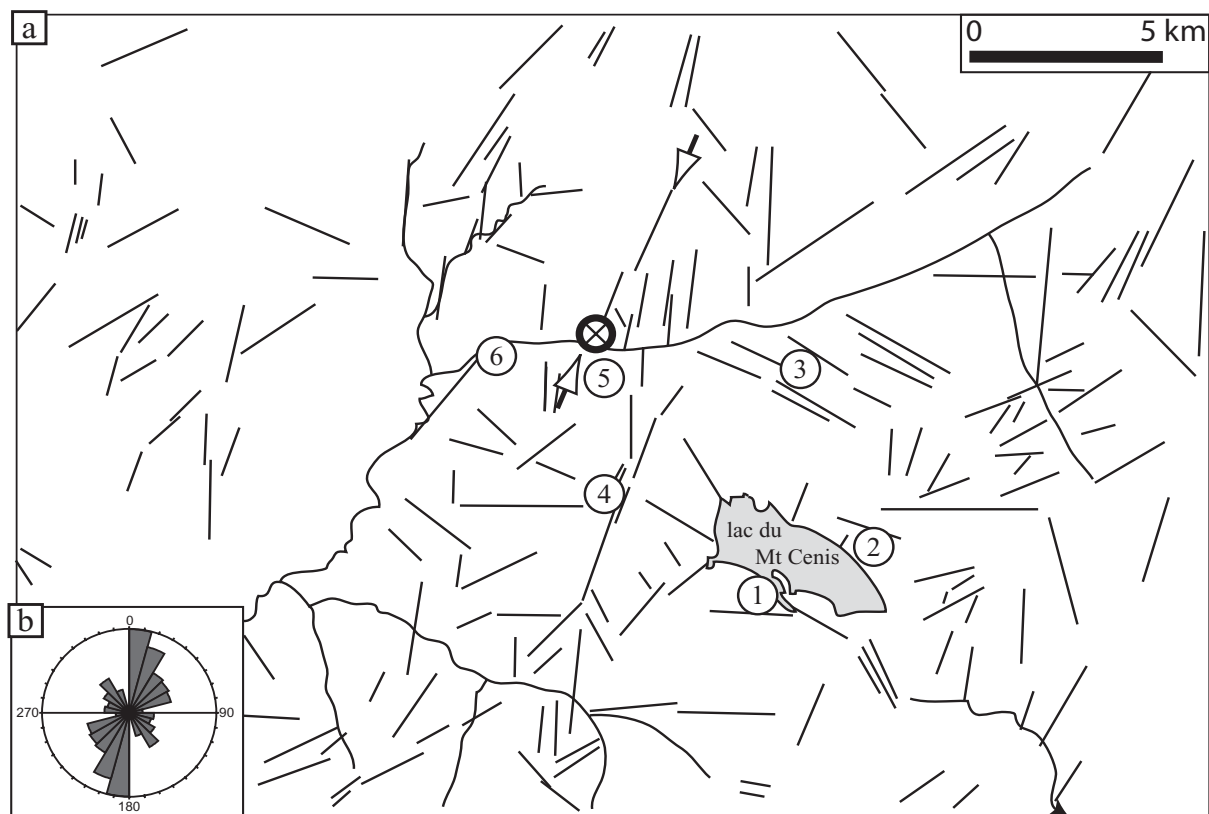
- la fracturation observée dans la carrière des Contamines est d'origine tectonique.

Pour étayer ces suppositions, les données mesurées dans la carrière ont été comparées avec celles recueillies dans le cadre d'une étude de fracturation plus vaste [Champagnac et al. submitted]. Les histogrammes circulaires de la Fig. 7a montrent les directions de failles mesurées sur les 6 sites les plus proches de la carrière des Contamines. Tous présentent au moins une des deux directions de fractures repérées par télédétection. Les failles sont orientées N-S à NNE-SSW (sites n° 1, 4 et 5) et NW-SE (sites n° 1, 2, 3, 6), avec quelques failles NE-SW (sites n° 6). Ceci montre que la fracturation à grande échelle correspond bien à la fracturation mesurée à l'affleurement. Les directions mesurées dans les Schistes lustrés, les dépôts fluvio-glaciaires de Lanslebourg et par télédétection présentent donc une bonne adéquation.

## Interprétations et discussion

### *Hypothèse d'une origine «locale» de la fracturation*

La présence de failles normales dans des dépôts fluvio-glaciaire est fréquemment observée; ces failles ont été décrites comme des figures gravitaires liées à une surcharge affectant un sédiment meuble [Brodzikowski et al. 1987, Carraro et al. 1994]. Elles sont également expliquées par la croissance en domaine péri-glaciaire de loupes de glace dans les sédiments encore gorgés d'eau, provoquant un poinçonnement vertical et une extension de la pile sédimentaire sus-jacente [McDonald & Shilts 1975]. La fonte de ces loupes accentuerait l'expression des failles normales, et leur présence dans une pile sédimentaire est utilisée comme un indice de l'origine fluvio-glaciaire de ce dépôt. Ces failles peuvent être liées (ou non) à une activité sismique [Beck et al. 1992]. Dans ce cas, les failles normales peuvent être parallèles à la vallée, et correspondent à des tassements vers la rivière (ou le torrent sous glaciaire), ou perpendiculaire à celle-ci et être l'expression de cisaillements liés au poids et aux mouvements de la glace. Dans le cas de la carrière des Contamines, l'orientation des axes de plis indique une direction de transport vers l'aval ; ces figures de cisaillement montrent que le mouvement de la



**Figure 6:** cartographie de la fracturation régionale

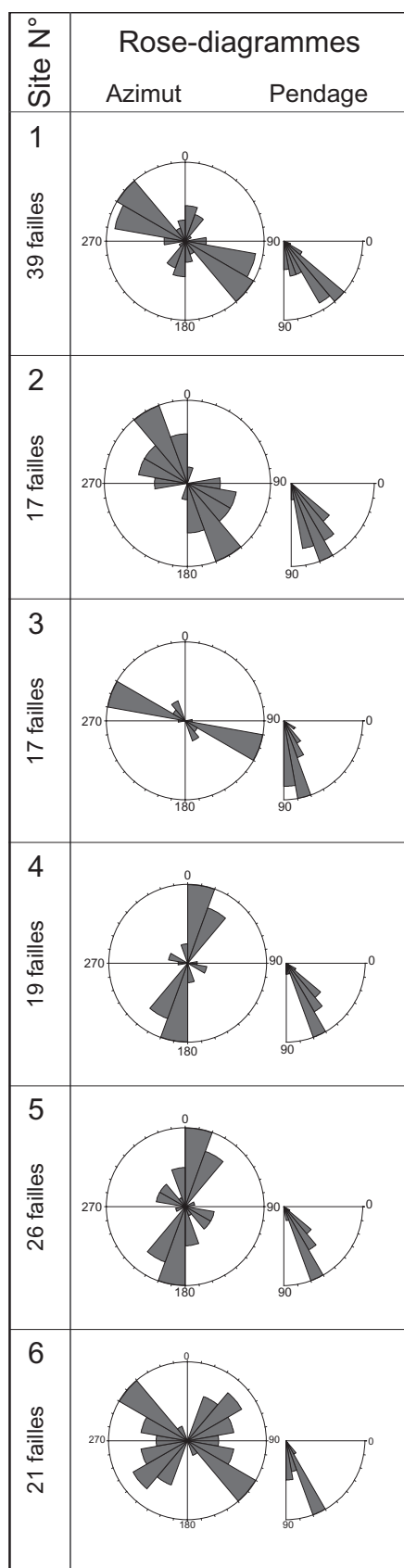
a) Tracé des linéaments (Image Landsat5 et MNT IGN) dans la région du Mont Cenis, localisation de la carrière des Contamines (cercle) et de 6 sites de mesures (couples failles-stries) à proximité. Ces sites sont tous dans les Schistes lustrés (Calcschistes piémontais du Crétacé) et nous ont permis de comparer la fracturation régionale avec la fracturation dans les sédiments quaternaires. Les flèches indiquent la présence d'une faille importante qui semble recouper la carrière des Contamines.

Histogrammes circulaires des directions des linéaments observés dans la région du Mont Cenis. Une direction NS à NE-SW assez diffuse et une direction NW-SE s'individualisent bien. Cette fracturation est comparable à celle mesurée dans les sédiments quaternaires (Fig. 5).

glace a affecté les sédiments en profondeur. L'orientation de la direction d'extension déterminée par la méthode des dièdres droits (fig. 5) est également parallèle à la vallée. La présence d'un cisaillement important à l'interface glace/moraine peut en effet provoquer une déformation en failles normales. Ces indications peuvent suggérer que les failles normales observées ont pour origine une dynamique glaciaire, locale, sans lien avec le contexte tectonique. La présence de failles qui recoupent les structures de charge cisillées indique que la fracturation est postérieure au mouvement du glacier. Dans ce cas, le cisaillement lié à la glace ne peut pas être la cause de la fracturation.

#### *Hypothèse d'une origine «régionale» de la fracturation*

Les failles mesurées dans la carrière des Contamines (fig. 5) présentent une bonne cohérence régionale avec les failles mesurées à l'affleurement dans les Schistes lustrés (fig. 7). L'orientation générale est également comparable à l'orientation des failles déterminées par télédétection (fig 6), en particulier avec un grand linéament qui semble passer par la carrière. De plus, la concentration de la fracturation au centre de l'affleurement (fig 2) indique le passage probable d'une faille majeure. Cette faille affecte les dépôts morainiques du sommet de la



**Figure 7:** analyse directionnelle de la fracturation des Schistes lustrés  
Histogrammes circulaires des directions de fractures dans les Schistes. Voir le texte pour la discussion de ces données.

pile sédimentaire. Cette similitude d'orientation, et la compatibilité avec le champ de contrainte calculé dans 6 sites autour de la carrière indique une vraisemblable relation entre la fracturation régionale et la fracturation dans les dépôts fluvio-glaciaires. Si tel est le cas, la fracturation qui affecte les dépôts quaternaires de la carrière des Contamines est d'origine tectonique, en réponse au champ de contrainte régional. Par ailleurs, la direction de fracturation indique une extension N065°, perpendiculaire aux structures alpines, et en adéquation avec les directions d'extension sismiques [Delacou et al. 2004]. Ces résultats indiqueraient que le champ de contrainte alpin actuel est le même depuis environ 15000 à 20000 ans.

### Conclusions

Les failles normales observées et mesurées dans la carrière des Contamines peuvent avoir une origine locale, liée à une dynamique glaciaire, ou régionale, liée au champ de contraintes à l'échelle des Alpes. La difficulté pour déterminer l'origine de cette déformation provient de la similitude de directions du flux glaciaire (vers l'aval) et de la direction d'extension alpine actuelle : toutes les deux sont orientées E-W. Les arguments en faveur d'une origine tectonique de la fracturation n'excluent pas la possibilité d'une déformation sous-glaciaire liée aux poids et aux mouvements de la glace, ainsi qu'à des déformations liées à la croissance de loupes de glace dans le sédiment. Dans ce cas, l'orientation de la fracturation serait liée au champ de contrainte régional, mais la présence de failles normales serait induite par la dynamique glaciaire.

## Références

- AILLÈRES, L., BERTRAND, J., MACAUDIÈRE, J. & CHAMPENOIS, M. 1995: New structural data from the "Zone Houillere Briançonnaise" (French Alps), nealpine tectonics and consequences for the interpretation of the Pennine Front. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science* 321, 247-254.
- ANDERSON, E. M. 1951: The dynamics of faulting. *Ed. Oliver et Boyd, 2nd ed., Edinburgh*, 206.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P. 1977: Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. géol. France* 7(XIX), 1309-1318.
- ARLHAC, P., GERAUD, Y., RAYNAUD, S. & TERRIER, M. 1987: Neotectonique dans les terrains quaternaires de la Basse Durance (France): premiers résultats. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science* 304(16), 1019-1024.
- BECK, C., ROCHETTE, P. & TARDY, M. 1992: Interprétation en terme de paléosismicité de niveaux déstructurés intercalés dans des rythmites lacustres quaternaires des Alpes Nord-occidentales. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science* 315, 1525-1532.
- BISTACCHI, A., EVA, E., MASSIRONI, M. & SOLARINO, S. 2000: Miocene to Present kinematics of the NW-Alps: evidences from remote sensing, structural analysis, seismotectonics and thermochronology. *J. Geodyn.* 30, 205-228.
- BISTACCHI, A., DAL PIAZ, G. V., MASSIRONI, M., ZATTIN, M. & BALESTRIERI, M. L. 2001: The Aosta-Ranzola extensional fault system and Oligocene- Present evolution of the Austroalpine-Penninic wedge in the northwestern Alps. *Int. J. Earth Sci.* 90(3), 654-667.
- BLÈS, J. L. & GROS, Y. 1991: Stress field changes in the Rhone Valley from the Miocene to the Present. *Tectonophysics* 194(3), 265-277.
- BORDET, P. 1970: Les failles vivantes du massif des Grands Moulins (Massif cristalin externe de Belledonne). *Géologie Alpine* 46, 43-47.
- BRODZIKOWSKI, K., KRYSZKOWSKI, D. & VAN LOON, A. J. 1987: Endogenic processes as a cause of penecontemporaneous soft-sediment deformations in the fluviolacustrine Czyow series (Kleszczow Graben, central Poland). In: *Deformation of sediments and sedimentary rocks* (edited by Jones, M. E. & Preston, R. M. F.). Geological Society Special Publication, London.
- CANNIC, S., MUGNIER, J.-L. & LARDEAUX, J.-M. 1999: Neogene extension in the Western Alps. *Memorie di Scienze Geologiche, Padova* 51(1), 33-45.
- CARRARO, F., GUIBAUDO, G., GIARDINO, M. & PEROTTO, A. 1994: Intense deformazioni in depositi fluvioglacustri olocenici nella media valle d'Aosta. *Atti Tic. Sc. Terra* 1, 123-136.
- CHAMPAGNAC, J. D., SUE, C., DELACOU, B. & BURKHARD, M. 2003a: Brittle orogen-parallel extension in the internal zones of the Swiss Alps (south Valais). *Eclogae Geol. Helv.* 96, 325-338.
- CHAMPAGNAC, J. D., SUE, C., DELACOU, B., TRICART, P. & BURKHARD, M. 2003b: Late alpine brittle extension in the internal zone of the Northwestern Alps. In: *1st Swiss Geological Meeting, Basel*.
- CHAMPAGNAC, J. D., SUE, C., DELACOU, B. & BURKHARD, M. 2004: Brittle deformation in the inner northwestern Alps : from early orogen-parallel extrusion to late orogen-perpendicular collapse. *Terra Nova* 16(4), 232-242.
- CHAMPAGNAC, J. D., SUE, C., DELACOU, B., TRICART, P., ALLANIC, C. & BURKHARD, M. submitted: Miocene orogen-parallel extension in the inner Western Alps revealed by dynamical fault analyses. *Tectonics*.
- DELACOU, B., SUE, C., CHAMPAGNAC, J. D. & BURKHARD, M. 2003: Contrasted tectonics of the Western Alps: A seismotectonic overview. In: *EGS-AGU-EGU Joint Assembly, Nice*.
- DELACOU, B., SUE, C., CHAMPAGNAC, J. D. & BURKHARD, M. 2004: Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis. *Geophys. J. Int.* 158, 753-774.
- DELACOU, B. 2005: Tectonique et géodynamique actuelle de l'arc alpin ; approche seismotectonique et modélisation numérique. Ph.D. Neuchâtel.
- DEVILLE, E. 1987: Etude géologique en Vanoise orientale (Alpes occidentales, Savoie). De la naissance à la structuration d'un secteur de la paléomarge européenne et de l'océan théthysien : aspects stratigraphique, pétrographiques et tectoniques. Ph.D. thesis, Université de Savoie. 257, Chambéry.
- DUBAR, M. & PEREZ, J.-L. 1989: Néotectonique quaternaire en bordure de l'arc subalpin de Nice. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science* 308(2).
- DUTOUR, A., PHILIP, H., JAURAND, E. & COMBES, P. 2002: Mise en évidence de déformation en faille

- invers avec rupture de surface cosismique dans les dépôts colluviaux würmien du versant nord du Mont Ventoux (Provence occidentale, France). *Comptes Rendus Geoscience* 334, 849-856.
- ECKARDT, P., FUNK, H., LABHART, T., FISCHER, W. & GUBLER, E.?: Postglaziale Krustenbewegungen an der Rhein-Rhone linie.
- EVA, E., PASTORE, S. & DEICHMANN, N. 1998: Evidence for ongoing extensional deformation in the Western Swiss Alps and thrust-faulting in the southwestern Alpine foreland. *J. Geodyn.* 26(1), 27-43.
- FUDRAL, S., DEVILLE, E., NICOUD, D., POGNANTE, U., GUILLOT, P. L., JAILLARD, E., J.E., M. & TOURY-LEROUGE, A. 1994: Carte géologique de la France, feuille Lanslebourg-Mont D'ambin (776), notice explicative, 94 pp. B.R.G.M., Orléans.
- GIAMBONI, M., USTASZEWSKI, K., SCHMID, S. M., SCHUMACHER, M. E. & WETZEL, A. 2004: Plio-Pleistocene transpressional reactivation of Paleozoic and Paleogene structure in Rhine-Bresse transform zone (northern Switzerland and eastern France). *Int. J. Earth Sci.* 93, 207-223.
- GOGUEL, J. 1969: Des failles d'âge Quaternaire à Peisey (Savoie). *Bull. Soc. géol. France* 7(XI), 35-39.
- GROSJEAN, G., SUE, C. & BURKHARD, M. 2004: Late Neogene brittle extension in the vicinity of the Simplon fault zone, central Alps, Switzerland. *Eclogae Geol. Helv.* 97, 33-46.
- IVY-OCHS, S., SCHÄFER, J., KUBIK, P. W., SYNAL, H. A. & SCHLÜCHTER, C. 2004: Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). *Eclogae Geol. Helv.* 97, 47-55.
- MANCKTELOW, N. S. 1992: Neogene lateral extension during convergence in the Central Alps : Evidence interrelated faulting and backfolding around the Simplonpass (Switzerland). *Tectonophysics* 215, 295-317.
- MCDONALD, B. C. & SHILTS, W. W. 1975: Interpretation of faults in glaciofluvial sediments. In: Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation (edited by Jopling, A. V. & McDonald, B. C.). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
- PERSAUD, M. & PFIFFNER, O. A. 2004: Active deformation in the eastern Swiss Alps: post-glacial faults, seismicity and surface uplift. *Tectonophysics* 385(1-4), 59-84.
- ROLLAND, Y., LARDEAUX, J. M., GUILLOT, S. & NICOLLET, C. 2000: Syn-convergence extension, vertical pinching and contrasted metamorphic units on the western edge of the Gran Paradise massif (French-Italian Alps). *Geodinamica Acta* 13(2-3), 133-148.
- ROTHÉ, J. P. 1941: Les séismes des Alpes françaises en 1938 et la sismicité des Alpes occidentales. *Annales de l'Institut de Physique du Globe, Strasbourg* 3, 1-105.
- SAURO, U. & ZAMPIERI, D. 2001: Evidence of recent surface faulting and surface rupture in the Fore-Alps of Veneto and Trentino (NE Italy). *Geomorphology* 40(3-4), 169-184.
- SCHWARTZ, S., LARDEAUX, J. M., POUPEAU, G., TRICART, P. & LABRIN, E. 2004: New apatite and zircon fission-tracks data in the Piemontese zone of Western Alps: tectonic consequences. *Tectonophysics* in press.
- SEWARD, D. & MANCKTELOW, N. S. 1994: Neogene kinematics of the central and western Alps : Evidence from fission-track dating. *Geology* 22, 803-806.
- SPANG, J. H. 1972: Numerical Method for Dynamic Analysis of Calcite Twin Lamellae. *Geol. Soc. amer. Bull.* 83(1), 467- 472.
- SPERNER, B., OTT, R. & RATSCHBACHER, L. 1993: Fault-striae analysis: a turbo pascal program package for graphical presentation and reduced stress-tensor calculation. *Computers & Geosciences* 19(9), 1361-1388.
- SUE, C. 1998: Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes-Approche structurale et sismologique. Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier. 299, Grenoble.
- SUE, C. & TRICART, P. 1999: Late Alpine brittle extension above the Frontal Pennine Thrust near Briançon, Western Alps. *Eclogae Geol. Helv.* 92(2), 171-181.
- SUE, C. & TRICART, P. 2003: Neogene to current normal faulting in the inner western Alps: a major evolution of the late alpine tectonics. *Tectonics* 22(5).

## IV Discussion

*Ce chapitre discute de deux points importants qui découlent des résultats présentés dans cette partie. Le premier point concerne la notion de permutation de contraintes, permettant de modifier la direction d'extension de 90° (sans rotations), ou le passage d'un régime extensif à un régime décrochant, avec une direction d'axe  $\sigma_3$  fixe. Le deuxième point concerne l'âge de la fracturation. Bien que ne disposant pas de datations absolues, certaines indications permettent de délimiter un intervalle de temps probable, dans lequel une chronologie relative peut prendre place.*

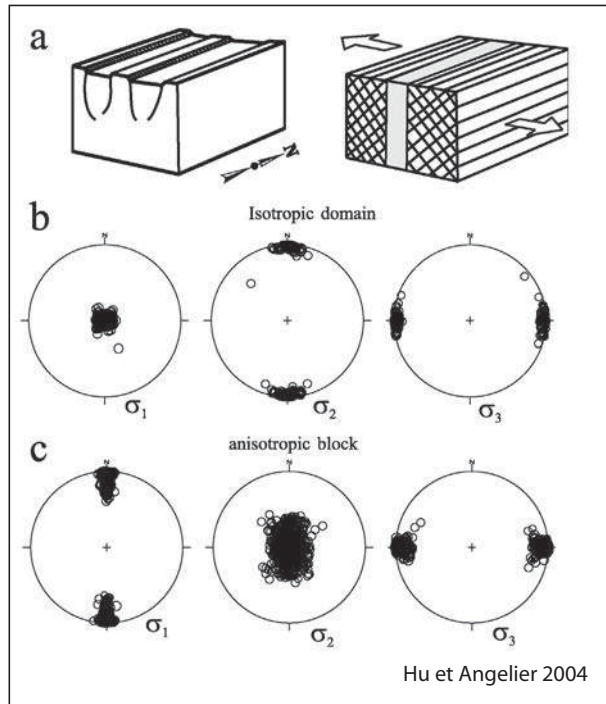
### 1) Permutations des contraintes

L'analyse à différentes échelles de la fracturation des Alpes nord-occidentales internes se base sur plus de 200 tenseurs de paléocontraintes, calculés à partir d'environ 4000 plans striés. La stabilité générale de l'axe  $\sigma_3$  est remarquable, et il est globalement parallèle à la chaîne (figures II.2c, II.22c, II.23, T2d, T6c et T6d). Cependant, il semble également pouvoir s'orienter à 90° des structures alpines, comme c'est le cas pour un petit nombre de tenseurs, particulièrement au Sud. Pour expliquer ces variations, on peut envisager des permutations entre  $\sigma_1$  et  $\sigma_2$  (passage de l'extension au décrochement avec  $\sigma_3$  stable), et entre  $\sigma_2$  et  $\sigma_3$  (passage d'une extension parallèle à la chaîne à une extension perpendiculaire à celle-ci). Cette explication avait déjà été proposée par Sue [1998] et Sue et Tricart [2003], pour expliquer l'extension multidirectionnelle observée dans le Sud de l'arc alpin, suivie par un régime décrochant.

Cette interprétation doit être complétée sur la base de nos nouvelles observations. En effet, une extension multidirectionnelle, avec un faible rapport  $\Phi$  ne semble pas permettre la grande stabilité de l'axe  $\sigma_3$  que l'on observe dans tout l'arc alpin. De plus, la chronologie relative entre décrochement et extension est inverse entre le Valais et le reste de l'arc. Il a été récemment proposé [Agard et al., 2003] que les deux directions d'extension observées dans les Schistes lustrés du Queyras (E-W et N-S) soit issues de rotations de blocs importantes, dans un champ de contrainte constant. Si les rotations nécessaires pour ce modèle sont documentées au front de l'arc interne [e.g. Collombet et al., 2002], les mouvements importants aux limites des blocs en rotation ne sont pas contraints par la géologie. D'autres mécanismes doivent être invoqués pour expliquer cette disposition des axes de contraintes.

L'état de contrainte, dans la croûte épaissie d'un orogène dépend de l'intensité des forces aux limites (principalement liée aux taux de convergence) et des forces internes qui tendent à s'opposer à l'épaississement (forces de volume et gravitaires). Cet équilibre dynamique (et le champ de contrainte associé) varie au cours du temps et de la position dans le prisme orogénique. La géométrie du prisme lithosphérique alpin est complexe (figure I.5) avec deux poinçons mantelliques [e.g. Nicolas et al., 1990; Ménard et al., 1991; Roure et al., 1996; Paul et al., 2001] et le champ de contraintes varie en fonction de la position dans ce prisme. En particulier, la compression est active au cours du Miocène en zone externe, alors qu'une importante extension est observée dans les zones internes, comme cela a été montré en particulier dans le Briançonnais [Sue and Tricart, 2002; Tricart et al., 2004] et dans le Valais [Mancktelow, 1992; Steck and Hunziker, 1994].

L'axe  $\sigma_1$  est donc horizontal en profondeur pour transmettre le champ de contrainte compressif entre le poinçon Apulien et les domaines externes européens. En même temps, et plus près de la surface (ou plus tard, pour une roche donnée), on passe (de manière discrète ?, ou continue ?) à un régime extensif, avec un axe  $\sigma_1$  vertical ; cette transition se fait par un



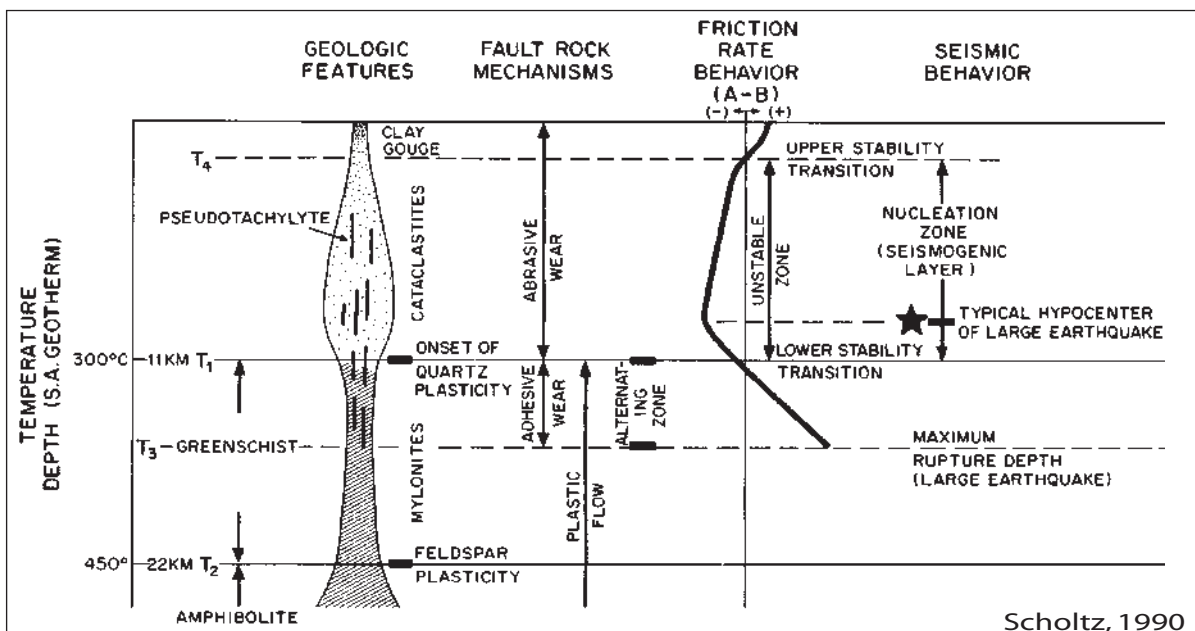
**Figure II.28:** Modélisation numérique du rôle des anisotropies sur les permutations de contraintes en régime extensif [Hu and Angelier, 2004].

- a) Conditions aux limites et position de la zone de faiblesse (en gris).
- b) Contraintes dans la zone résistante, isotrope (en hachure sur la figure a); les contraintes «mesurées» sont comparables aux contraintes aux limites.
- c) Contraintes dans la zone anisotrope (en grisé sur la figure a); les contraintes «mesurées» ont subi des permutations par rapport aux contraintes aux limites (permutation  $\sigma_1/\sigma_2$ ).

ellipsoïde des contraintes sphérique, pour lequel les intensités relatives des trois axes sont égales. Cette transition doit être très sensible aux perturbations mineures (comme la présence d'une bordure en rotation) et permettre des modes de déformations très différents avec peu de changement. Cela pourrait expliquer pourquoi la chronologie relative entre décrochement et extension est opposée dans le Valais et dans le reste des Alpes occidentales internes.

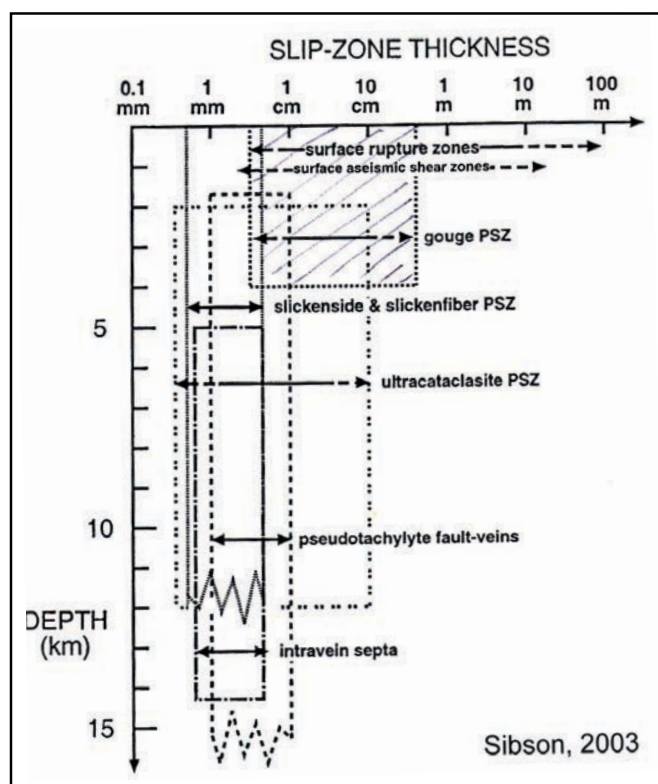
D'autre part, Hu et Angelier [2004] proposent que les permutations de contraintes, très fréquemment observées lors d'études de ce type soient provoquées par une anisotropie du milieu (figure II.28). Cette anisotropie, omniprésente à toutes les échelles, transgresse un des premiers principes des méthodes d'inversion (*cf.* chapitre I.2). Ainsi, un milieu anisotrope (fracturé ou même simplement stratifié) permet de permuer les axes  $\sigma_1$  et  $\sigma_2$  (figure II.28) ou  $\sigma_2$  et  $\sigma_3$ , même avec un rapport  $\Phi=0.5$ , qui correspond à 3 intensités relatives aussi différentes que possible des axes  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  et  $\sigma_3$ . Dans le cas des Alpes occidentales, différentes anisotropies, liées à la texture des roches (schistosités, stratifications, foliations, fracturations) ou à la structure de la chaîne (géométrie des nappes, écaïles crustales) pourraient avoir favorisé (et expliquer) une partie des permutations observées en se surimposant aux hétérogénéités des champs de contraintes d'origine tectonique.

**Figure II.29:** Conditions de la déformation en fonction de la température selon Scholtz [1990]. Voir le texte pour la discussion.



## 2) Ages de la déformation

L'âge de la fracturation n'est pas directement accessible. Toutefois, certaines chronologies, ainsi que la nature même de la déformation permettent l'attribution d'âges relatifs. Un gradient géothermique moyen de 30°C/km [Turcotte and Schubert, 2002] sous les Alpes permet de proposer une profondeur maximale de la déformation cassante (variable en fonction de la minéralogie et des vitesses de déformation). Les études géothermométriques permettent de relier une série de couple âge/ température à des vitesses de soulèvement [e.g. Hurford et al., 1991; Steck and Hunziker, 1994; Sabil, 1995]. Pour une croûte supérieure gneissique, la déformation peut être considérée cassante en dessous de 300°C [Guéguen and Palciauskas, 1992]. Scholtz [1990] et Sibson [2003] s'accordent à proposer une épaisseur de 11 km pour la croûte cassante (figures II.29 et II.30). Les structures observées (cataclasites, fibres minérales, miroirs de failles) sont donc issues de déformations ayant eu lieu entre la surface et 11 km de profondeur.



**Figure II.30:** Condition de la fracturation en fonction de la profondeur, et épaisseur de la zone de glissement associée. La zone de glissement (le «plan» de faille) est beaucoup moins épais que la zone fracturée associée à la faille [Sibson, 2003].

observés vers les Chapieux (figure TN2), les grandes failles normales du Pas de Chèvre (figure II.3), du Pic d'Artsinol (figure T7b), du Val d'Etache (figure II.26a) et de Vercorin (figure E3). La présence fréquente de gouge jalonnant ces plans de failles indique une température de déformation inférieure à 120° (figure II.30) [Scholtz, 1998; Sibson, 2003].

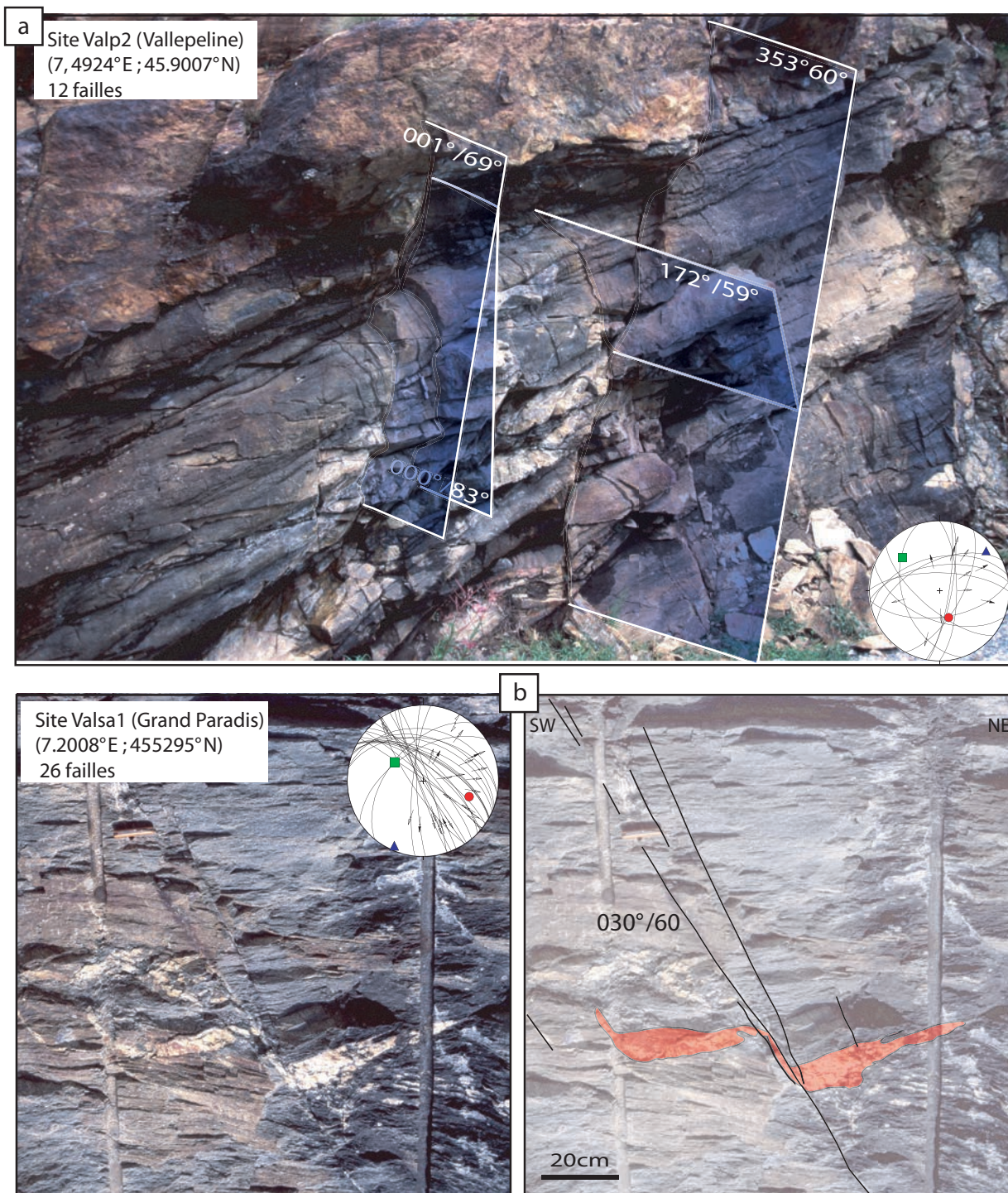
La signature morphologique de certaines de ces failles (figure II.12), ainsi que la perturbation probable de profils de rivières (figure II.19 et II.20) suggère une activité récente, probablement Quaternaire à actuelle. Des indices locaux ([Sue, 1998] et figure B2) indiquent une activité tectonique quaternaire limitée, mais présente, dans les Alpes occidentales internes. La comparaison avec le champ de contraintes actuel (sismotectonique) montre qu'une partie de la déformation cassante est compatible avec le champ de contraintes actuel.

La complexité tectonique et les différentes vitesses d'exhumations des unités alpines ne

Toutefois, il est clair que la fracturation observée dans l'arc interne des Alpes occidentales est plus récente que les épisodes métamorphiques alpins et leurs déformations ductiles associées. Les failles recoupent systématiquement les structures ductiles, comme les schistosités, les plis (figure II.31a, dans le Valpelline) ou les fentes de quartz (figure II.31b). La fente est sectionnée par la faille normale mais présente un crochon marqué. Ce comportement suggère une déformation proche de la transition ductile-cassant, soit environ 300°C pour le quartz.

La présence de plans très lisses, bien préservés à l'affleurement (par exemple figure II.3, II.13, II.24) donnent une indication de fracturation plus froide. Les plans ne présentent pas de fibres minérales, et sont griffés «mécaniquement», et plaqués d'hématite. Ils présentent le même aspect que les décrochements

observés vers les Chapieux (figure TN2), les grandes failles normales du Pas de Chèvre (figure II.3), du Pic d'Artsinol (figure T7b), du Val d'Etache (figure II.26a) et de Vercorin (figure E3). La présence fréquente de gouge jalonnant ces plans de failles indique une température de déformation inférieure à 120° (figure II.30) [Scholtz, 1998; Sibson, 2003].

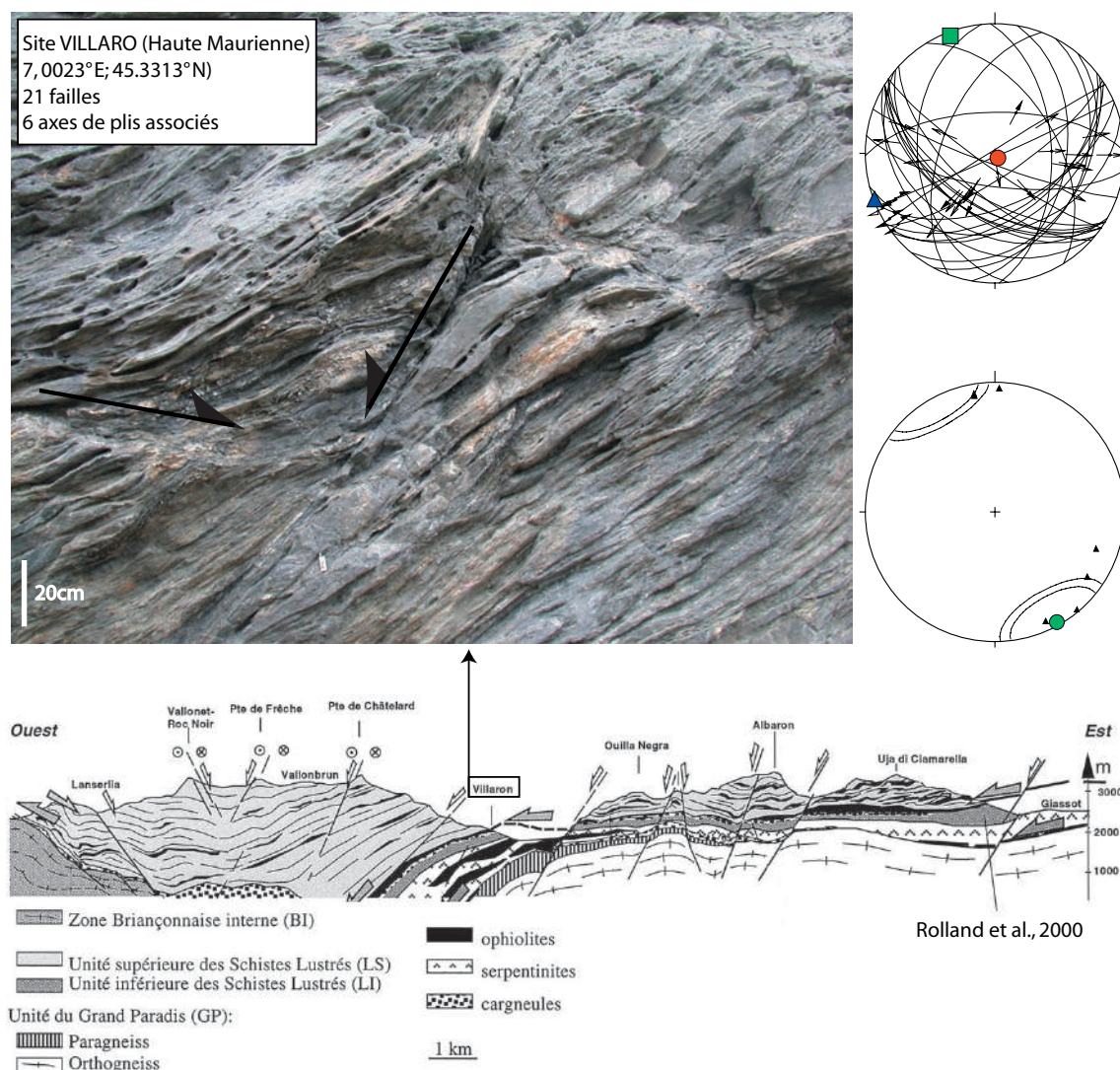


**Figure II.31:** Exemples de recoupement de structures ductiles par des failles dans la zone «Aoste».

a) Failles normales E-W, recoupant des structures très plissées dans des amphibolites (Valpelline, rive gauche du Val d'Aoste). Le tenseur associé (de médiocre qualité à cause du petit nombre de failles mesurées) indique une direction d'extension NE-SW compatible avec la direction régionale.

b) Faille normale décalant une veine de quartz replissée dans les gneiss du massif du Grand Paradis (rive droite du Val d'Aoste). La veine est nettement sectionnée par la faille, mais présente un crochon marqué.

permet pas de proposer un âge global de la transition ductile-cassant dans les Alpes occidentales; la datation des structures cassantes observées reste donc problématique. Sur la base d'une synthèse tectonique et thermométrique du Val d'Aoste et du Val de Suze, Malusa [2004] propose, pour les zones internes, une transition ductile-cassant au cours de l'Oligocène Supérieur (dans les parties les plus internes), et Miocène Inférieur (à proximité du Front Pennique). Malgré de grandes incertitudes (sur la nature des roches, les vitesses de déformation et les âges associés) et une grande variabilité spatiale, ces résultats indiqueraient que la fracturation observée couvrirait *grosso modo* tout le Néogène. L'aspect temporelle de cette fracturation doit être mieux contraint, grâce à des méthodes de datation absolues (datation de gouges de failles, de pseudotachylites, de fibres syntectoniques...). De telles synthèses doivent être conduites ailleurs dans la chaîne avant d'avoir des contraintes temporelles précises sur toutes les Alpes. Localement une déformation extensive à la transition ductile cassant a été observée (figure II.32); le soulèvement des dômes internes (Dôme Lépointin, Grand Paradis, Dora Maira) semble être à l'origine de cette extension [Mancktelow, 1990; Rolland et al., 2000; Schwartz et al., 2004).



**Figure II.32:** déformation extensive à la limite ductile-cassant en Haute Maurienne (à proximité du hameau du Villaron, en rive droite). Le déformation ductile, exprimée par des zones de cisaillements, et des plis (stéréogramme du bas) se poursuit par du boudinage et une déformation cassante (failles du stéréogramme du haut). Les direction axes de plis, perpendiculaire à la direction de cisaillement (en condition ductile) correspond à la direction d'axe  $\sigma_2$ , perpendiculaire à la direction d'extension (en condition cassante). La coupe (Rolland et al, 2000) indique la position de l'affleurement par rapport au dôme du Grand Paradis. Cette fracturation précoce est interprétée comme une conséquence du soulèvement différentiel du dôme.





---

TROISIEME PARTIE

Synthèse

---

*Science has achieved some wonderful things of course,  
but I'd far rather be happy than right any day.*

D. Adams

*Cette partie est constituée d'un article soumis à Tectonics (# 2004TC001779). Il présente de nouvelles données de fracturation en Vanoise (voir chapitre II.3) et les synthétise avec des données acquises dans toutes les Alpes occidentales internes. Cette synthèse permet d'avoir une vue globale, mais détaillée, de la tectoniques tardialpine des Alpes occidentales internes durant les épisodes de déformations cassantes.*

*Ce travail indique une extension généralisée dans tout l'arc interne. Elle s'exprime principalement par des directions d'axes  $\sigma_3$  parallèles aux structures alpines, c'est à dire NE-SW dans le Valais et dans la région du Simplon, N-S en Vanoise et NW-SE dans la région de Briançon. Nous considérons que ce régime extensif est lié à un phénomène d'extrusion vers le Sud pendant le poinçonnement de la microplaque apulienne. L'ouverture de la mer Ligure pendant le Miocène Inférieur et Moyen constitue une bordure libre qui aurait pu favoriser ce mécanisme.*

*Une partie mineure de l'extension s'exprime par des directions d'axes  $\sigma_3$  perpendiculaires aux structures alpines ; cette direction d'extension devient plus importante du Nord vers le Sud. Son origine cette extension semble induite par des soulèvements régionaux (Massifs Cristallins Externes ou Internes), ou, très récemment, par le champs de contrainte actuel. Les mouvements de soulèvement sont issus de chevauchements (MCE) et/ou de dômes (MCI), liés à un régime tectonique général compressif. Le régime tectonique actuel, documenté par sismotectonique, semble répondre par des phénomènes gravitaires à l'arrêt de la convergence entre l'Apulie et l'Europe, au niveau des Alpes occidentales. L'arrêt de la convergence est documentée par la géodésie ; les données géodésiques sont également interprétées en terme de rotation anti-horaire de la microplaque Adriatique.*

*Enfin, un régime décrochant est observé dans tout l'arc (sauf dans la région du Simplon); ce régime est antérieur à l'extension dans le Valais, et postérieur à l'extension dans le reste de la chaîne. Les directions d'axe  $\sigma_3$  des tenseurs décrochants sont compatibles avec les directions d'axe  $\sigma_3$  des tenseurs extensifs. Des permutations d'axes de contraintes (perturbations locales ou régionales) et des phénomènes de rotations expliquent ces tenseurs décrochants. En particulier, les rotations anti-horaire observées dans toute la chaîne semblent être liées à l'importance des décrochements dextres dans l'arc. Ces décrochements résultent de la rotation de la microplaque apulienne.*

*Cette étude montre que la cinématique et la géométrie complexe de la microplaque Adriatique permet de créer dans les Alpes occidentales différents régimes tectoniques, et en particulier une extension très importante dans toute la chaîne.*

## Miocene lateral extrusion in the inner Western Alps revealed by dynamical fault analyses

**J.D. Champagnac**<sup>1</sup>, **C. Sue**<sup>1</sup>, **B. Delacou**<sup>1</sup>, **P. Tricart**<sup>2</sup>, **C. Allanic**<sup>1</sup> and **M. Burkhard**<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Geological institute, Neuchâtel

<sup>2</sup> LGCA, Grenoble

Corresponding author :

**Jean-Daniel Champagnac**

Université de Neuchâtel

Institut de géologie

Rue Argand, 11

Case postale

CH-2007 Neuchâtel

Switzerland

Tel : (+41) 32 718 26 57

Fax : (+41) 32 718 26 01

Email : [jean-daniel.champagnac@unine.ch](mailto:jean-daniel.champagnac@unine.ch)

**ABSTRACT:**

The latest extensional structures in the Alps took place under increasingly brittle conditions, from Early Miocene to the present-day. The brittle extension mainly occurs in the core of the arc. Here we present new data constraining the brittle deformation of the Vanoise area (French Alps) and a synthesis of paleostress tensors in the whole internal alpine arc. This provides a wide and homogenous database (312 paleostress tensors) for the entire bend. The fault pattern we studied is associated to the latter tectonic events in the belt during the recent-alpine history (Neogene times). The determination of paleostress field(s), based on the inversion of fault/striation measurements [Angelier, 1990] constrains the behavior of this fault system. We observe a continuous change in  $\sigma_3$  directions from N065° in the Simplon area, to N-S in the Vanoise area and to NNW-SSE in the Briançon area. The amount of orogen-perpendicular  $\sigma_3$  axes increases from the North to the South. In the Briançonnais area, the inversion of the BPT seems to be the origin of the E-W to NE-SW oriented  $\sigma_3$  [Tricart et al., 2004b].

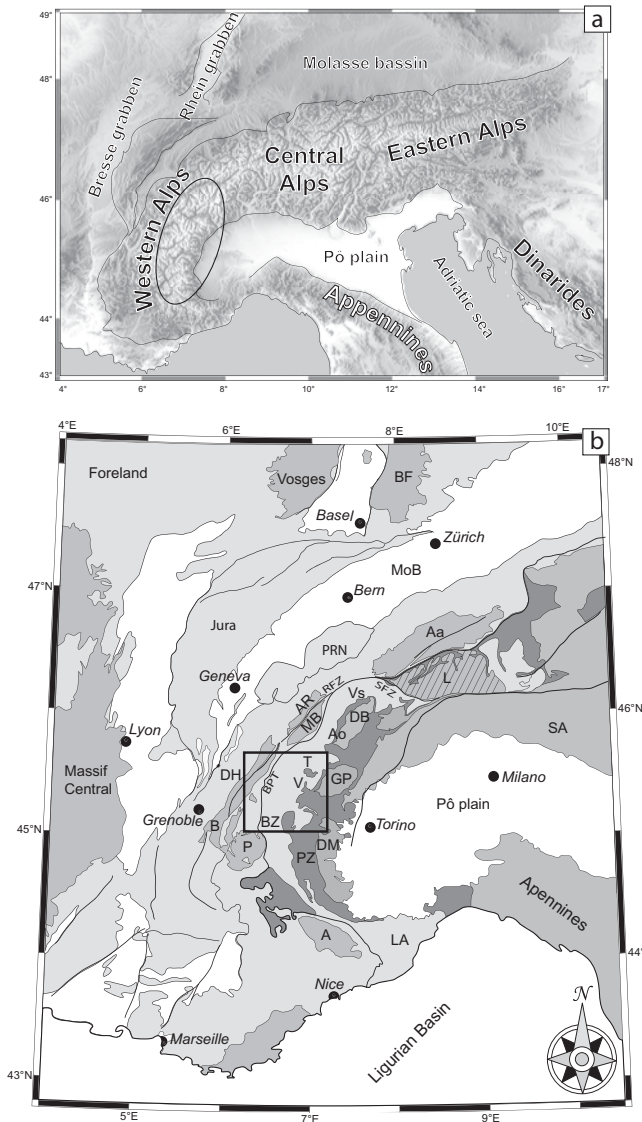
Under the light of these new data and this paleostress synthesis, we can propose a preponderant orogen-parallel extension in the internal zone as a whole. This orogen-parallel extension could be related to the opening of the Ligurian Sea during the Lower-Middle Miocene and to the compression / rotation of the Apulian indenter. Locally, orogen-perpendicular extension is observed, and could be related to the exhumation of the Internal Crystalline Massifs, the uplift of the External Crystalline Massifs and/or the present-day geodynamics. Some transcurrent tectonics, older than extension in the Valais area, and younger further South is observed in the entire inner western Alps; these strike-slip movements are related to the Apulian rotation or local permutation of stress axes.

**1) Introduction**

The alpine belt results from the subduction of the Tethyan and Valaisan ocean seafloors and the subsequent collision between the European and Apulian margin since the upper Cretaceous [e.g. Trumphy, 1960; Frisch, 1979; Tricart, 1984; Lemoine et al., 1986; Dewey et al., 1989; Laubscher, 1991; Lemoine et al., 2000; Schmid and Kissling, 2000]. On the tectonic plate scale, Africa currently continues to converge with Europe at a rate of 3 to 8 mm/year at the longitude of the western Alps [Argus et al., 1989; Demets et al., 1994; Albarello et al., 1995; Crétaux et al., 1998; Nocquet, 2002]. Alpine tectonics have been studied in great detail, in terms of multiscale nappe emplacement history and geometry [e.g. Steck, 1984; Tricart, 1984; Ramsay, 1989; Debelmas and Kerckhove, 1990; Philippot, 1990; Beaumont et al., 1996; Ford, 1996; Mosar et al., 1996; Escher and Beaumont, 1997; Stampfli et al., 1998; Pfiffner et al., 2000; Ceriani et al., 2001] as well as metamorphism and thermal evolution through time [Goffé and Chopin, 1986; Steck and Hunziker, 1994; Desmons et al., 1999; Frey et al., 1999; Brouwer et al., 2004]. Also, an important part of the alpine research focused on the arcuate shape of the belt and counterclockwise rotation of the Apulian promontory [e.g. Goguel, 1963; Choukroune et al., 1986; Pavoni, 1986; Vialon et al., 1989; Collombet et al., 2002; Lickorish et al., 2002].

In the past ten years, emphasis has been placed on the study of late alpine extensional tectonics under ductile then brittle conditions. Extension has been first described in the eastern Alps from the lower Miocene onward, with an E-W direction of extension, parallel to the alpine trend [Selverstone, 1988; 1990; Ratschbacher et al., 1991; Peresson and Decker, 1997; Meyre et al., 1998; Frisch et al., 2000]. Ductile extension has also been locally observed in the central and western Alps [Mancktelow, 1985; Platt and Lister, 1985; Wust and Silverberg, 1989; Ballèvre et al., 1990; Philippot, 1990; Mancktelow, 1992; Michard et al., 1993; Steck and Hunziker, 1994; Rolland et al., 2000; Wawrzyniec et al., 2001; Schwartz, 2002]. In the western Alps, late alpine

brittle extension has been observed within inner parts of the belt [Lazarre et al., 1994; Aillères et al., 1995; Tricart et al., 1996; Virlovvet et al., 1996; Sue, 1998; Cannic et al., 1999; Sue and Tricart, 1999; Bistacchi et al., 2000; Tricart et al., 2001; Agard et al., 2003; Champagnac et al., 2004; Grosjean et al., 2004; Malusa, 2004; Tricart et al., 2004b]. Moreover, extension is currently active, as demonstrated by seismotectonics studies [Eva et al., 1998; Sue et al., 1999; Delacou et al., 2004; Kastrup et al., 2004].



**Figure 1:** Location of the study area.

(a) DEM (GTOPO30 database) of the Alps and surrounding areas.

(b) Tectonics sketch map of the western and central Alps. A: Argentera ; Aa: Aar ; Ao: Aosta Valley ; AR: Aiguilles Rouges ; B: Belledonne ; BPT: Basal Penninic Thrust ; BR: Black forrest ; BZ: Briançonnais zone; DB: Dent Blanche nappe ; DH: Dauphiné / Helvetic zone ; DM: Dora Maira ; GP: Gran Paradiso ; L: Lepontine dome ; LA: Ligurian Alps ; MoB: Molasse Bassin ; MB: Mont-Blanc ; PZ: Piémont zone; P: Pelvoux ; PRN: Prealpine Nappes ; RFZ: Rhône Fault Zone ; SA: Southern Alps ; SFZ: Simplon Fault Zone ; T: Tarentaise valley ; V: Vanoise ; Vs: Valais.

In this paper we present a serie of 66 new paleostress tensors from the Vanoise area (French Alps), computed from fault-striations measurements. This new data set fills an important gap in the large scale paleostress map of the inner Western Alps, which is now based on a total of 312 paleostress tensors. These data provide tight constraints about the evolution of the prevailing principal stress axis directions  $\sigma_1$  and  $\sigma_3$  through time, from Miocene to recent. It appears that paleostress axis directions deviate significantly from the current state of stress as revealed by earthquake focal plane mechanisms.

## 2) The Vanoise area

### 2.1. Geological and tectonic setting

The studied area is located in the western Alps (figure 1a), in-between the Tarentaise and Maurienne valley, the so called “massif de la Vanoise” (Figure 1b). The two valleys crosscut most of the geological units of the western Alps, namely, from bottom to top : continental units from the European margin (Belledonne external crystalline massif and corresponding Dauphinois and ultra-Dauphinois cover units), parts of the Briançonnais micro-continent, (including, subbriançonnais cover units and the Gran Paradiso internal crystalline massif), and, highest in the nappe pile, Piémont oceanic units (cretaceous “Schistes-lustrés” calcschists and ophiolites) [Debelmas et al., 1979]. The tectonometamorphic history of this area is highly complex, including polyphase alpine folding and backfolding under moderate to ultra high pressure metamorphism from the Cretaceous to the Miocene [e.g. Desmons et al., 1999; Frey et al., 1999; Rolland et al., 2000].

Extension under greenschist facies to brittle conditions has been described in

the Upper Maurienne valley [Rolland et al., 2000], and attributed to the vertical indentation subsequently to the doming of the Gran Paradiso massif under continuous convergence in front of the Apulian mantle buttress [Rolland et al., 2000]. Because of the large varieties of geological units, fault populations have been measured in numerous lithologies, but especially in schists, granites and gneisses of the crystalline basement (Ambin, Gran Paradiso and Briançonnais basement), quartzites, sandstones, and dolomites of thick Briançonnais triassic series, and Cretaceous Piémont calcschists.

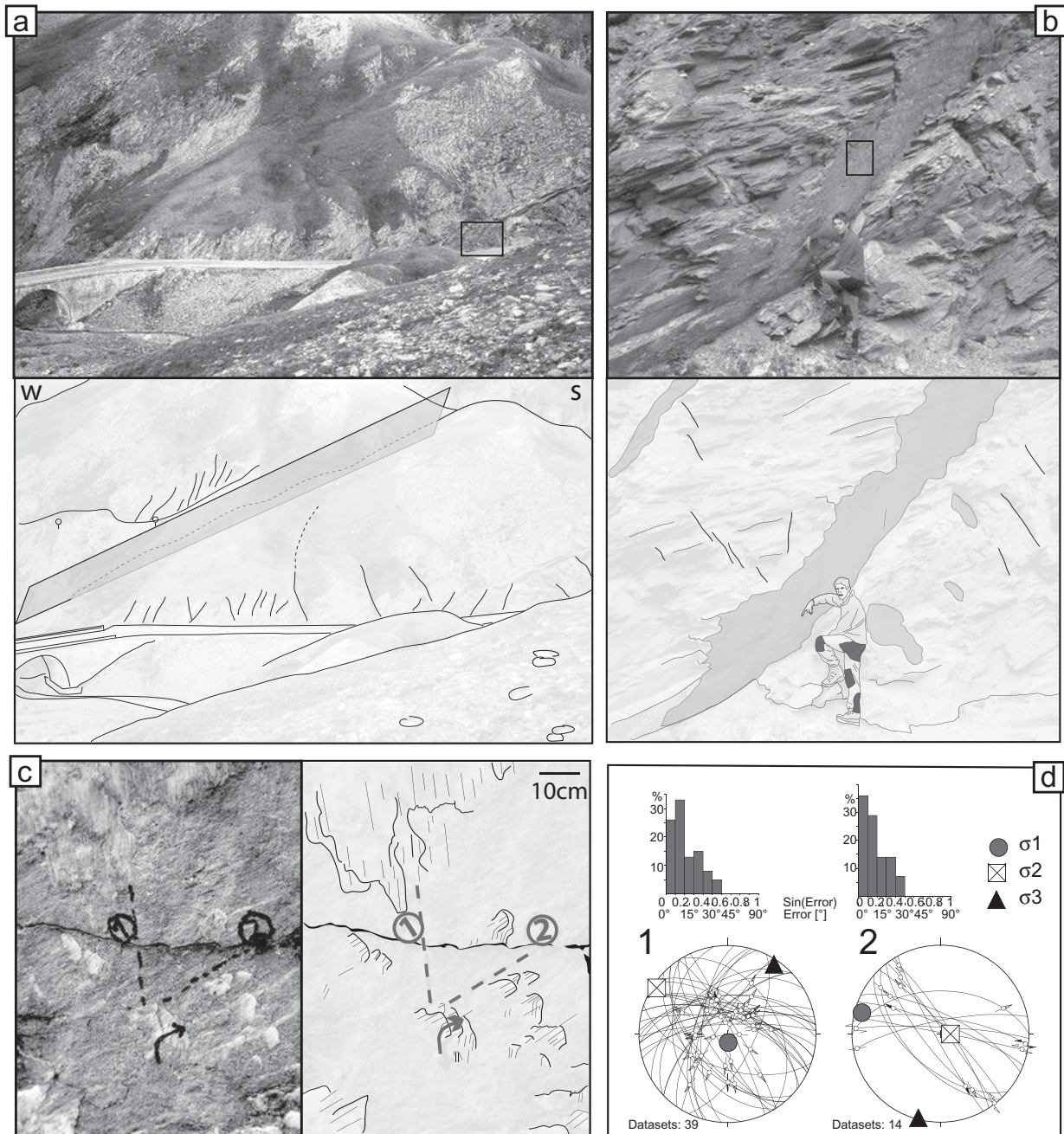
## 2.2. Brittle deformation

### 2.2.1. Field observations

The brittle deformation observed in the field is mostly extensive : normal faults from decimetric to hectometric scale are the most frequently observed, and no reverse faults have been identified. Locally, transcurrent faults are observed, as well as horizontal striations on normal fault planes (reactivation). Field observations include faults and striations measurements (quantitative analyses, see below) and qualitative determination of the fault orientation, size and aspect. Figure 2 shows a multiscale analysis of a faulted area near the Iseran pass, between the Tarentaise and Maurienne valleys (site NEIGE, n°41 and n°42, and table 1, see Appendix A) in Cretaceous Schistes lustrés. In a panoramic view shown in figure 2a, a large-scale normal fault is observed, as well as several minor ones; the large fault is SW dipping and defines a reverse slope in the topography. A series of springs are found along the fault trace. Figure 2b shows a large striated fault plane, SW dipping, and figure 2c is a close up showing two families of striations associated with this fault system. These observations and the measurement of about 40 couples of plane/striations in this site allow to calculate two paleostress tensors with a reliable relative chronology (figure 2d). From crosscutting relationships, the normal component clearly appears to be older than the transcurrent component. Note that the extensional axis ( $\sigma_3$ ) remains in the NNE-SSW orientation for both tensors (see figure caption for further details). Figure 3 shows a characteristic morphology associated with normal faulting in high mountainous area of the Western Alps; in the western flank of the Dôme de l'Arpont, Vanoise (site ARPON2, n°3, altitude 2490m, table 1). Decametric conjugated normal faults are imbricated with smaller faults and create multiscale normal dihedras. Paleostress tensor calculations are based on the measurement of minor faults; data are represented in the Schmidt stereonet (equal area).

### 2.2.2. Paleostress computations

Field work includes the systematic measurements of fault populations, including fault plane orientation, striation orientation and shear sense, as well as a reliability criterion of the shear sense (certain, probable, uncertain). Paleostress inversions are based on the assumption that measured striations and shear sense from many individual fault surfaces are a record of a single overall stress state responsible for slip on all surfaces. Resolved shear stress orientation on each fault surface is assumed to be parallel to the measured striation with the correct shear sense [Wallace, 1951; Bott 1959]. We used a systematic collection of minor faults to determine paleostress axis direction using the “direct inversion method” of Angelier [1990]. Paleostress analyses have been applied to any field station where a sufficient number of striated faults could be measured. About 1500 faults planes and their slickenlines were measured at 58 sites covering the entire Vanoise massif, and the Maurienne valley. For the computations and graphic representation of our data we used the “Tectonics FP” software [Sperner et al., 1993]. Results include the orientation of major, intermediate and minor stress axis ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  respectively), and the ellipsoid form parameter  $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ , the average misfit angle  $\alpha$ , which is the angle



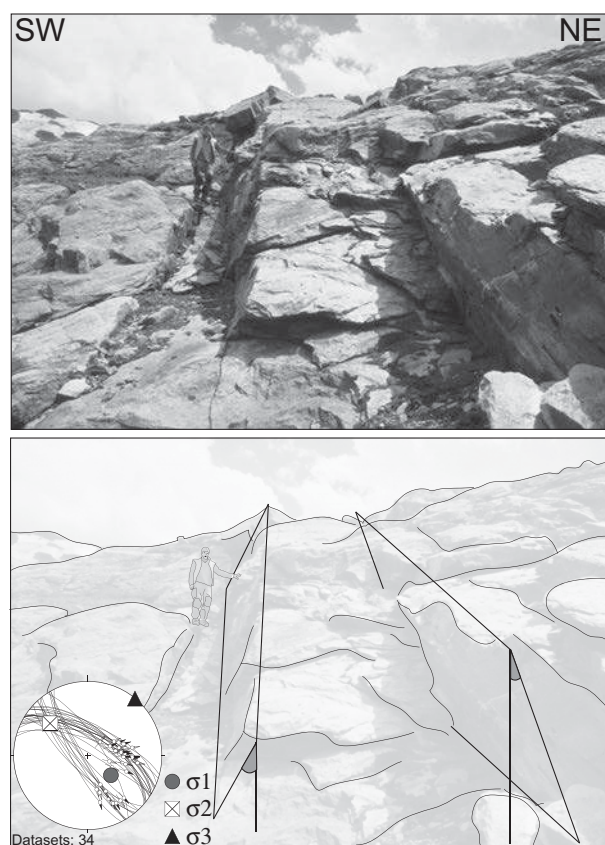
**Figure 2** : Fault analysis between Maurienne and Tarentaise valleys (site NEIGE N° 159/160, close to the Iseran pass) with field view and its interpretation.

(a) Morphological expression of a large normal fault viewed from the North-East. The large West dipping fault is associated with smaller ones, East or West dipping. The bridge gives the scale.

(b) Outcrop-scale view of one the minor fault (square a). The cretaceous Schistes lustrés limestones in the vicinity of the fault surface are broken into unconsolidated cataclasite. The geologist shows one of the striation of the fault surface.

(c) Close up of the same fault surface (location in b) showing two directions of slickenfibers of calcite; Both directions have been drawn directly on the fault plane. Chronologically, the first direction is down dip (normal fault) and the second one is subhorizontal (sinistral strike slip).

(d) Measurement of several fault planes in this sector allow to calculate two paleostress tensors, with a reliable chronology. Plot of the calculated main stress axes (circle for  $\sigma_1$ , square for  $\sigma_2$  and triangle for  $\sigma_3$ ) are represented with faults planes and striations in lower hemisphere Schmidt stereogram. Also is provided the associated histogram of the misfit angle. The first tensor (extensional) and the second one (transcurrent) have the same orientation of  $\sigma_3$  axis. Furthermore, curves slickenfibers demonstrate a progressive transition between extensive and transcurrent movements.



**Figure 3** : Fieldwork fault analysis on the western flank of the dôme de l'Arpon (Site N°121, ARPON2). The brittle deformation is characterised by conjugated normal faults, creating mesoscale dihedra. The stereoplot (Schmidt stereograms, lower hemisphere) clearly exhibits both families of faults. The dihedra seems to be slightly tilted to the SE of about 30° with no effect on the  $\sigma_3$  axis orientation, subhorizontal in a NE-SW direction.

between the computed optimum slickenline and the measured one. We estimated the quality of our paleostress tensors by way of several criterions:

- The number of faults used in the calculation, their spatial coverage and the accuracy of the slickenlines measurements. Sites with less than 10 faults were not considered. On average, 23 fault planes and their slickenlines were used for the calculation of each tensor. We also discarded some 10% of faults from our initial database.
- The coherency between the inversion and the results from the geometrical solution (right dihedra method after Angelier and Mechler [1977]).
- The average misfit angle  $\alpha$ , which should be as low as possible, and their histogram repartition. The histogram should show a narrow half Gaussian repartition.
- The visualization of the inverse function with the Ginko software [Yamaji, 2000] to determine the stability of the inversion.

The quality of stress-tensors was classified from 1 (excellent) to 3 (low quality). In this ranking, 20 tensors (30%) have low quality, 33 tensors (50%) are of medium quality while 13 tensors (20%) are excellent. Note that 5 tensors (n° 24, 31, 35, 51 and 65)

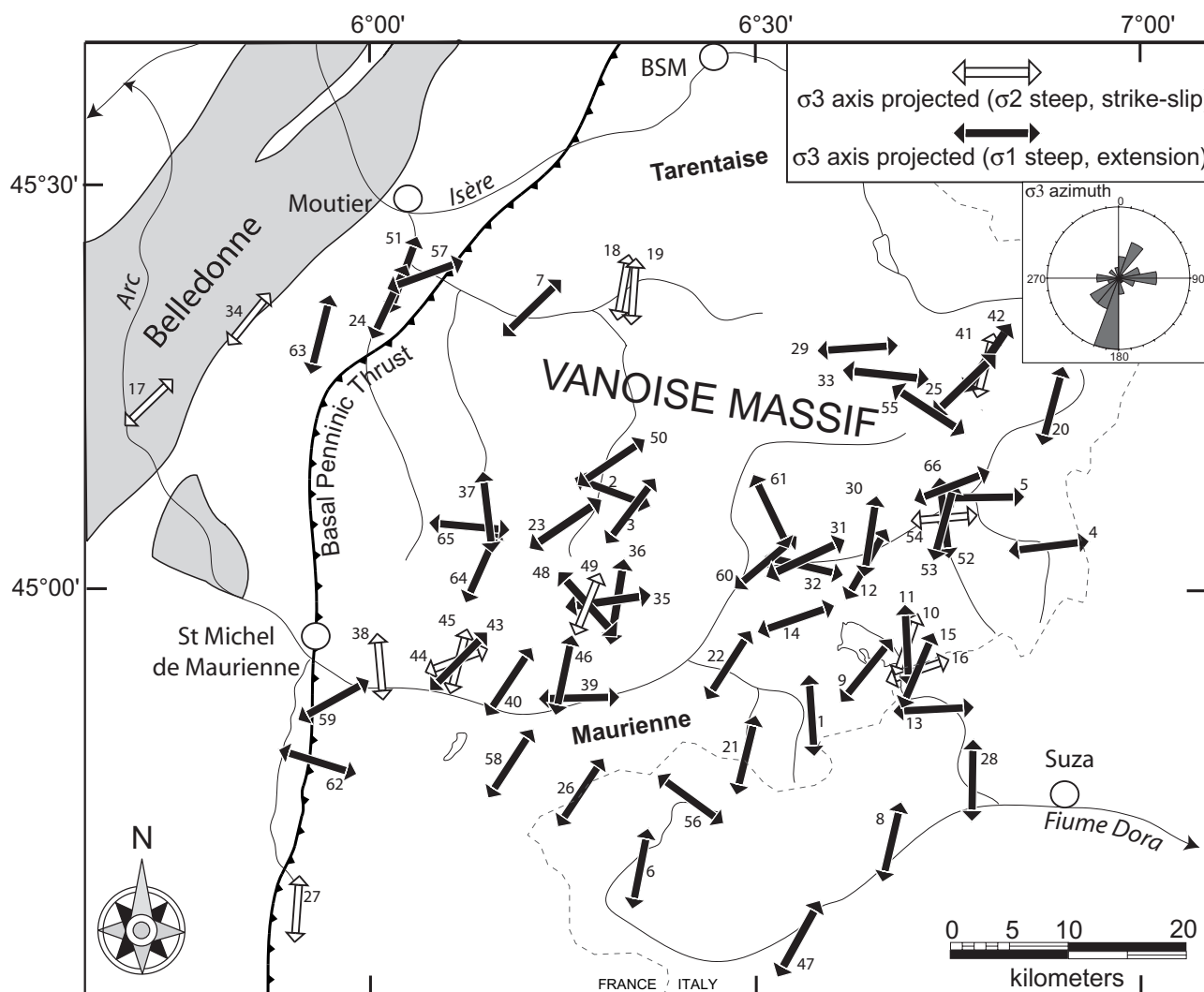
have been calculated from fault populations without striation. In these cases, the most likely slip direction was deduced from drag-folds and / or “en echelon” tension gashes or simply dip slip movement in the case of conjugate sets of normal faults. All these tensors were classified with the lower quality criterion. In several sites, two crosscutting sets of slickenlines families have been observed, allowing the determination of two paleostress tensor (locally 3, site RIBON, tensors n°52, 53 and 54).

### 2.2.3. Data analysis

Geometrical results (fault planes and striations, and paleostress tensors) of the 66 computed paleostress tensors are shown in Figure 4. Numerical results of the inversions are integrated to the global database (table 1), numbered from N°119 (n° 1 in figure 4 and figure 5) to N°184 (n°66 in figure 4 and figure 5). In map form (figure 5), the coverage of our paleostress tensor dataset is concentrated in the internal zones of the Alps, except tensors n°17, 34, 63, 34, 51 and 57, located between the External Crystalline Massif (ECM) of Belledonne and the Basal Penninic Thrust (BPT). The arrows represent the projected  $\sigma_3$  axes onto the horizontal plane, for both transcurrent (white arrows) and extensional paleostress tensors (black arrows). A first



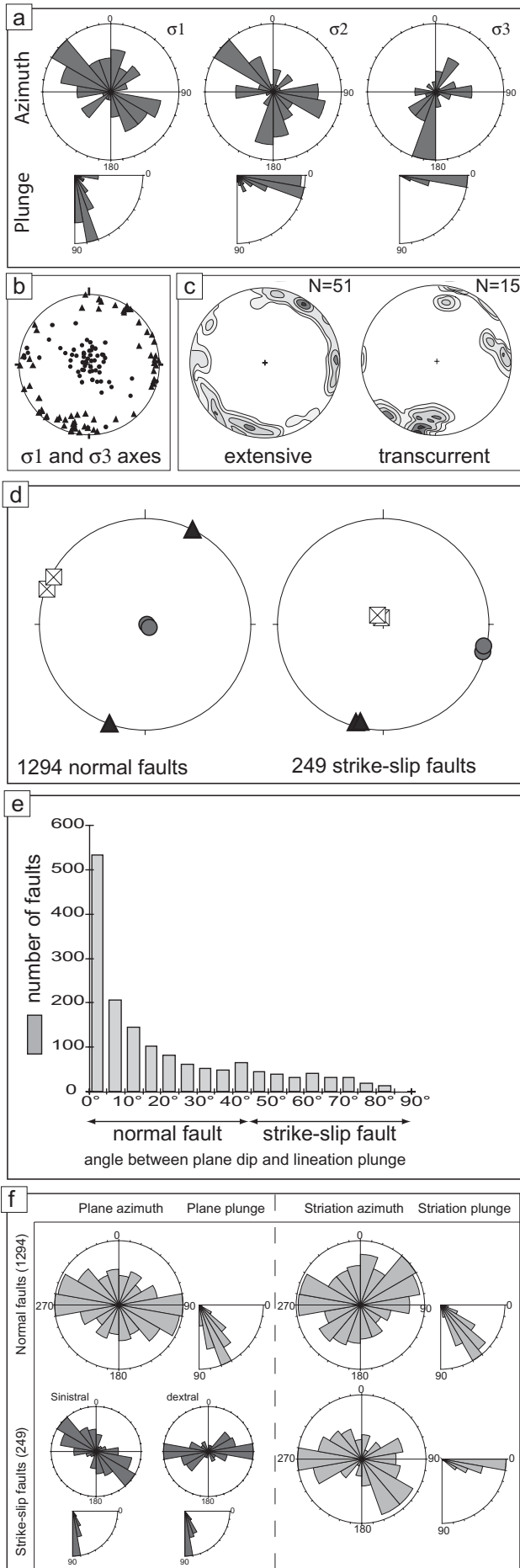
**Figure 4:** Stereonets of the 66 unpublished paleostress tensors (Schmidt stereogram, lower hemisphere). Grey circles for  $\sigma_1$  axes, white square for  $\sigma_2$  axes and black triangle for  $\sigma_3$  axes. Faults and striations used for the calculation are also plotted.



**Figure 5:** Paleostress direction map, with subhorizontal  $\sigma_3$  axes projected onto horizontal plane. White arrows for transcurrent tensors (subhorizontal  $\sigma_1$  axis), black arrows for extensional tensors (subvertical  $\sigma_1$  axis). “BSM”, Bourg-Saint-Maurice town. Dotted line represent the border between Italy, Switzerland and France ; tensors are numbered from 1 to 66 beside the arrow.

overview reveals a N-S to NNE-SSW general direction of  $\sigma_3$  axes, as highlighted with the rose-diagram on the top-right of the map. 71% (51 out of 66) of our tensors are extensive (*i.e.*  $\sigma_1$  steep,  $\sigma_3$  subhorizontal) and the other 29% (15 out of 66) are transcurrent (*i.e.*  $\sigma_2$  steep,  $\sigma_1$  subhorizontal). Based on crosscutting relationships, some local chronologies have been observed : for most of the studied sites, transcurrent movements are younger than extensive ones (e.g. figure 2). This chronology is obvious in the Mont-Cenis area (tensors n°9 to n°16), and in the same relative chronology prevails all along the left side of the Maurienne valley, where conjugate normal faults bear clear evidence for a more recent reactivation with horizontal striations (tensors n°2 and n°3, n°4 and n°5, or n°52, n°53 and n°54, for exemple).

The directions of principal stress axes are represented with rose-diagrams (circular histograms, figure 6a), with azimuth (top) and plunge (bottom) of axes. The majority of  $\sigma_1$  axes are steep, with some random scatter around the vertical axis. A minor part of the population of  $\sigma_1$  axes is subhorizontal, and related to transcurrent paleostress tensors ; the  $\sigma_2$  orientation is either subhorizontal (extensional stress state) or subvertical (transcurrent stress state), without any main direction. The most frequently observed direction of  $\sigma_3$  axes is N-S to NNE-SSW, with some exceptions in an E-W orientation. All  $\sigma_3$  axes are subhorizontal; this means that we did not observe any compressional paleostress orientations, but only transcurrent



**Figure 6:** Directional analyses of the 66 tensors.

(a) 20° class-size rose diagram and 10° class-size quarter rose representing the  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  azimuth and plunge for the 66 tensors.

(b) Plot of  $\sigma_1$  and  $\sigma_3$  axis in a Schmidt lower hemisphere stereogram.

(c) Comparison between  $\sigma_3$  orientation for extensional tensors (left) and transcurrent tensors (right) using axes contouring mode; the major NNE-SSW directions are almost the same for both extensional and transcurrent paleostress tensors.

(d) Global analysis based on the whole faults dataset; direction of extensional axis is very close for both normal faults and transcurrent faults. Calculation performed with "right dihedral" [Angelier and Mechler, 1977; Angelier, 1979] and dynamical-numerical methods [Spang, 1972; Sperner et al., 1993] are equivalent.

(e) Histogram of the angle between fault plane dip and its striation plunge and the cumulated percentage. 0° indicated pure dip-slip normal fault whereas 90° indicate pure transcurrent fault. The low amount of high angle faults indicate transcurrent movement along non-vertical fault plane (reactivated normal fault) as well as oblique striation along steep fault plane.

(f) Orientation of planes (left) and striations (right) of the fault measured in the Vanoise area; normal faults (top) and transcurrent faults (bottom) are separated in order to determine the orientations of the faults in this area. See text for details.

and extensive ones. The plot of the entire data set of  $\sigma_1$  and  $\sigma_3$  axes on a Schmidt stereonet shows the spatial repartition of the stress axes (figure 6b). The  $\sigma_1$  axes (small circles) are predominantly in a near-vertical position (except for the transcurrent tensors), in a gently diffuse shape. The  $\sigma_3$  axes (black triangles) are located around the horizontal position. The contouring of  $\sigma_3$  axes for the extensional and transcurrent states of stresses (figure 6c) indicates coaxial direction for both transcurrent and extensive paleostress tensors. The global dataset has also been used to calculate a "average overall" tensor for the entire area; we used all the measured faults, even the fault planes discarded during stress inversion (but not the fault planes without lineation). The whole dataset is composed of 1543 faults and their lineations. We used the "Right Dihedral" (RD) method [Angelier and Mechler, 1977; Angelier and Goguel, 1979] as well as the "numerical-dynamical

analysis" (NDA) [Spang, 1972; Sperner et al., 1993] applied to the global dataset. Because of the used methods and the size of the considered area, this calculation could be considered as a mean strain tensor for the entire region. The results are very similar and agree with the mean direction of extension determined with paleostress inversion : the minimum strain axis (that is to say the direction of extension) is oriented  $021^{\circ}/00^{\circ}$  (RD) and  $198^{\circ}/01^{\circ}$  (NDA). We also performed the same calculation for normal faults (*i.e.* with less than  $45^{\circ}$  between fault dip and lineation plunge, 86% of the dataset) and for transcurrent faults (14% of the dataset). Extensional axes are oriented with a very good correlation,  $027^{\circ}/00^{\circ}$  (RD) and  $200^{\circ}/01^{\circ}$  (NDA) for transcurrent faults, and  $193^{\circ}/07^{\circ}$  (RD) and  $196^{\circ}/04^{\circ}$  (NDA) for normal faults (figure 6d). These strain analyses confirm the highly coaxial orientation of extensional axes for extensional stress/strain state and transcurrent stress/strain state. Despite local variations of orientations, the overall strain/stress state appears to be very stable, with a NNE-SSW direction of minimum stress / strain axis, for both transcurrent and extensional tensors.

The analysis of the dip of fault planes and their associated striations (figure 6e) demonstrates the preponderance of dip slip normal faults: 50% of our dataset is characterized by down-dip slip vectors, with less than  $10^{\circ}$  difference between the plunge of the striation and the dip of the fault plane. Furthermore, the amount of faults rapidly decreases until  $20^{\circ}$ , and then gently declines to no pure transcurrent ( $90^{\circ}$ ). The very low number of faults with a high angle between fault- / lineation- plunge is taken as an indicator for the lack of neoformal transcurrent faults. The figure 6f represents rose-diagrams of azimuth and plunge of normal faults (top) and transcurrent faults (bottom). Normal fault planes are scattered around the E-W orientation, with  $50^{\circ}$  to  $80^{\circ}$  dipping. Related striations are slightly extended, without clear direction ; plunges vary between  $40^{\circ}$  and  $70^{\circ}$ . Transcurrent faults are sorted from their kinematic criterion : sinistral faults are NW-SE oriented, whereas dextral faults are E-W oriented, both with subvertical dip. Striations are in agreement with plane orientations, with NW-SE and E-W main direction ; plunges are subhorizontal.

### 3. Synthesis of brittle deformations in the inner western Alps

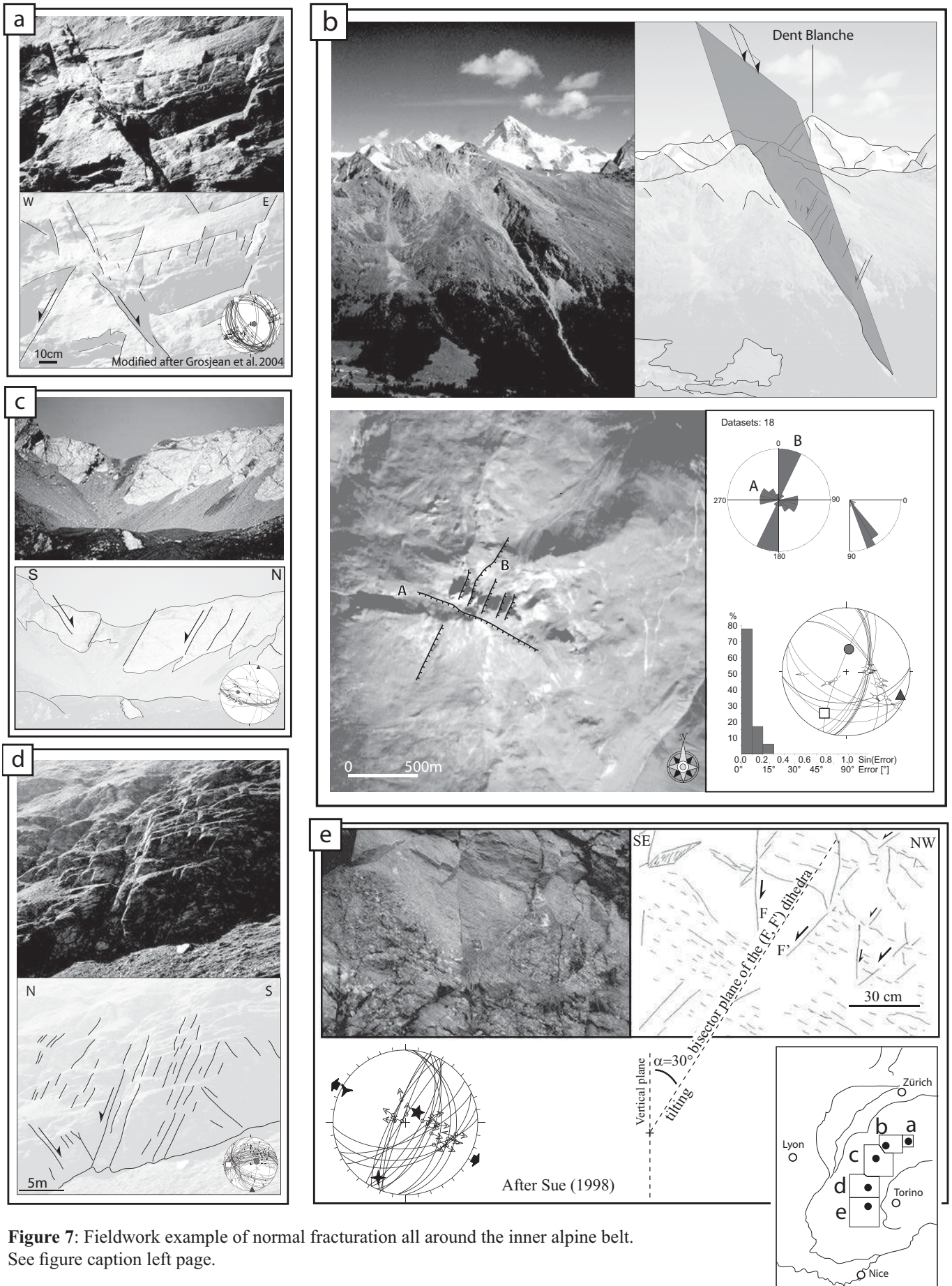
#### 3.1. Presentation of the data

This synthesis is based on the paleostress database presented in this paper (see above) and four previously published datasets [Champagnac et al., 2003; Sue and Tricart, 2003;

---

**Figure 7:** Fieldwork example of normal fracturation all around the inner alpine belt.

- (a) Close up to penetrative normal fracturation close to the Simplon pass (site N° 195); the inversion of the fault population measured in the vicinity of the picture site indicates NNE-SSW direction of  $\sigma_3$  axis (Schmidt stereogram, lower hemisphere)
- (b) Multiscale analyses of the Pic d'Artsinol area (Valais, site N°3). From the NW, a large S-dipping normal fault is suspected ; satellite imagery (IRS image, pixel size=6m) and field observations allow to recognise two fault directions, a large E-W fault (S-dipping, "A") and smaller NNE-SSW faults (E-dipping, "B"). The  $20^{\circ}$  class-size rose diagram of the measured fault plane shows both "A" and "B" direction. A good quality paleostress inversion (see misfit angle histogram) demonstrate a WNW-ESE direction of extension associated to this fault pattern.
- (c) Large scale E-W normal faults at the Col de Malatra (Val d'Aoste, site N° 75), view from the East. Normal faults cut across the limestone cliff, and create a pass about 100 meters between the Gran San Bernardino valley and Val Ferret (Italy). The small scale measured faults are also E-W oriented and the calculated  $\sigma_3$  axis is N-S oriented.
- (d) Large and close spaced normal fracturation in the Val d'Ambin (Site N° 119). Both flanks of this small valley are dissected by normal faults. The great number of fault measurements (stereoplot) allow to calculate a well constrained paleostress tensors with its extensional axis ( $\sigma_3$ ) N-S oriented.
- (e) Conjugated normal faults in High Ubaye (site N° 310). Diedra is tilted of  $30^{\circ}$  toward the NW (around the  $\sigma_2$  axis). The direction of extension  $\sigma_2$  is NW-SE oriented.



**Figure 7:** Fieldwork example of normal fracturation all around the inner alpine belt. See figure caption left page.

Champagnac et al., 2004; Grosjean et al., 2004]. The same tools for inversion were used in these studies : Right Dieder [Angelier, 1975; Angelier and Mechler, 1977; Angelier, 1979; Angelier and Goguel, 1979] and Direct Inversion [Angelier, 1990], implemented in the Tectonics FP [Sperner et al., 1993] and Stress [Villemin and Charlesworth, 1992] softwares. This provides a wide and homogenous database (312 paleostress tensors) for the entire arc of the inner western Alps, covering a surface greater than 10'000 km<sup>2</sup> (average density of tensors : 3 tensors / 100km<sup>2</sup>). The whole dataset is presented in table 1 and split into 5 zones : paleostress tensors numbered from N°1 to N°56 comes from the South Valais (zone B,) and has been published in Champagnac et al. [2003]. Paleostress tensors numbered N°57 to N°118 come from the Aosta and Tarentaise valleys (zone C) and have been published in Champagnac et al. [2004]. Tensors N°119 to N°184 are unpublished and presented in this paper (zone D). Tensors numbered N°187 to N°246 come from the Simplon area (zone A) [Grosjean et al., 2004], and tensors N°247 to N°312 come from the Briançonnais area (zone E) [Sue, 1998; Sue and Tricart, 2003].

In order to demonstrate the homogeneity and the large prevalence of extensional features in the inner parts of the western Alps, five examples of outcrops (one for each zone) and their associated paleostress tensors are presented in figure 7. As in the Vanoise area, normal faulting is the most striking brittle deformation feature of the whole inner western Alps. The deformation is often penetrative (*e.g.* figure 7a and 7d), with or without prevalence of one of the conjugated fault families. Normal faults range from kilometer scale with dacametric offset (*e.g.* figure 7b and 7c), with a clear geomorphic expression (*e.g.* in the form of passes in the crest line, figure 7c), to centimeter scale, with millimetric offset (smallest faults in figure 7a). Figure 7e shows metric conjugated normal faulting tilted of about 30° during extension. The directions of faulting observed from the landscape (or satellite) view are usually in good agreement with the general directions of the measured fault planes [Sue and Tricart, 2002; Champagnac et al., 2003]. A comparable multiscale analysis has been performed for a large sinistral fault (“Chapieux fault”, figure 2 in Champagnac et al. [2004]), and for extensional fault system close to Zermatt and Moiry lake (figure 2a and 2b in Champagnac et al. [2003]) as well as several extensional structures in the briançonnais area [Sue and Tricart, 1999; 2002; 2003; Tricart et al., 2004c].

### 3.2. Synthesis and interpretation of the data

#### 3.2.1. Directional analyses of the extensional axes

Five zones are delimited, corresponding to each individual study. These studies have been performed within relative small area, within homogenous tectonic domain. Before carrying out a global analysis, the most remarkable features of each zone are pointed out individually (figure 8).

*Zone A, Simplon area* : The dataset from Grosjean et al. [2004] is located in the vicinity of the Simplon fault zone. This fault zone is a major NW-SW striking low-angle detachment,

---

#### **Figure 8:** Paleostress field synthesis of the inner western Alps.

The map of the inner parts of the western Alps outlines some geological units (Dent-Blanche, Gran-Paradiso and Dora-Maira internal massifs, and Mont-Blanc, Aiguilles-Rouge, Belledonne and Pelvoux External Crystalline Massifs). The studied area is subdivided with five parts : zone A, the Simplon pass area (with smaller arrows because of the high density of tensors), zone B, the South Valais, zone C, the Aosta and Tarentaise valleys, zone D, the Vanoise massif and the Maurienne valley and zone E, the Briançon and High Durance area (see text for details about origin of data). Arrows represent the minimum principal stress axes ( $\sigma_3$ ) projected on horizontal plane (white arrows for transcurrent tensors, black arrows for extensional tensors).

The insert gives the directional analyses of paleostress orientations for the 5 zones separately. From top to bottom the plot of  $\sigma_3$  (triangle) and axes (circle), the contouring of the  $\sigma_1$  (vertical) and  $\sigma_3$  (horizontal) axes, rose-diagram and plunge of the  $\sigma_3$  orientation.

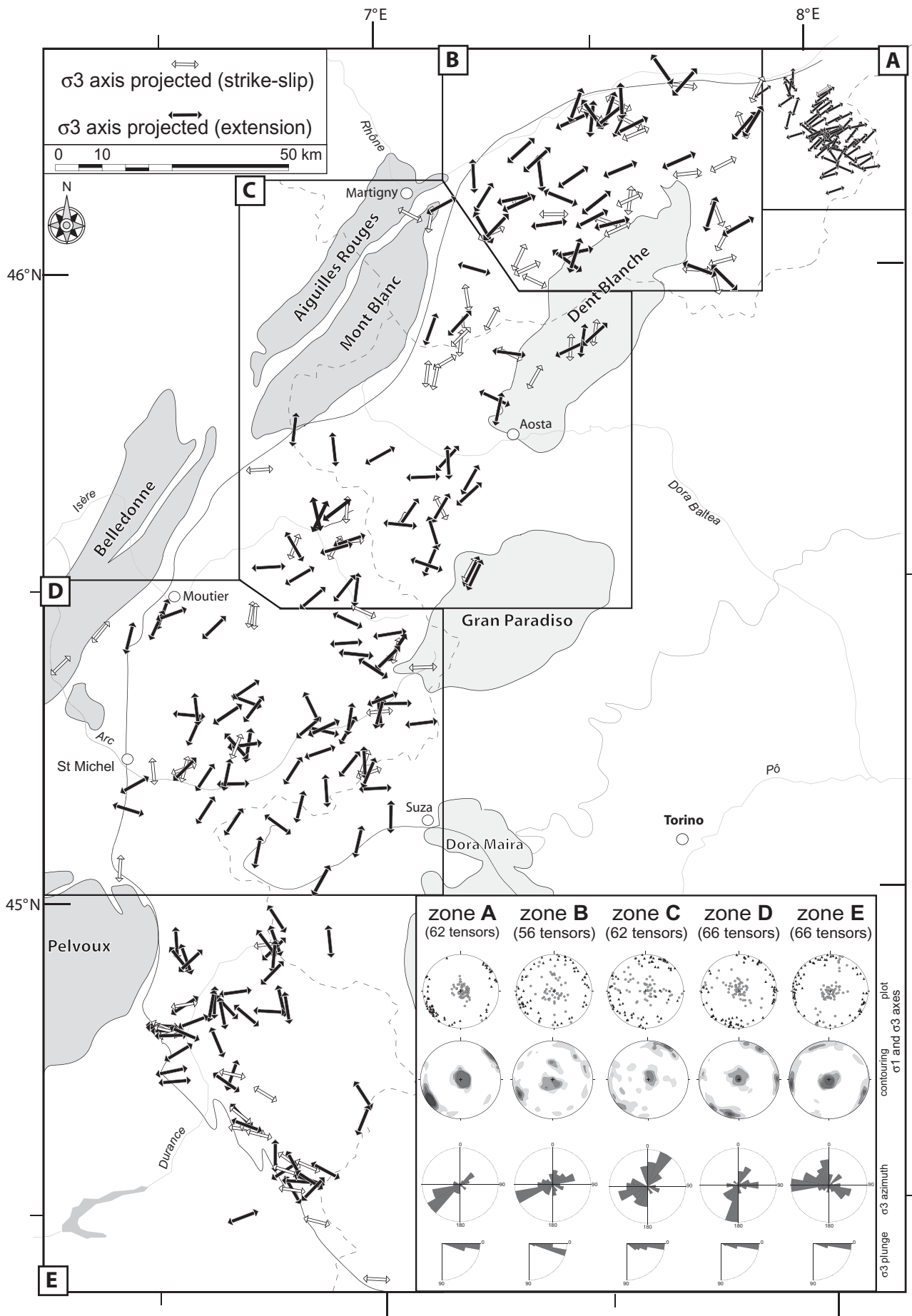


Figure 8: Paleostress field synthesis of the inner western Alps (see figure caption left page).

active during Miocene time [Mancktelow, 1985; 1990; Steck and Hunziker, 1994]. A total southwestward displacement of the hangingwall has been estimated to be 36 km, with a vertical offset of about 15 km [Mancktelow, 1985; 1990; 1992; Grasemann and Mancktelow, 1993; Steck and Hunziker, 1994; Zwingmann and Mancktelow, 2004]. Brittle deformation along the Simplon fault has been documented to be active during the Upper Miocene [Zwingmann and Mancktelow, 2004]. Its footwall is made of a metamorphic pile of nappes (Leontine dome), whereas its hangingwall is composed of upper Penninic nappes, overridden by the Austroalpine low metamorphic Dent-Blanche Klippe. Grosjean et al. [2004] examined the brittle deformation features associated with the Simplon fault and calculated a total of 62 paleostress tensors with form some 1000 faults / striation couples. The tensors are distributed in a relatively small area, providing a very high density of data (20 tensors / 100 km<sup>2</sup>); to keep an homogenous scale for the map, the arrows within this zone have been plotted smaller than the other one. All tensors are extensive (except N°246/SD), with a stable ENE-WSW direction of extension. This orientation is identical with the pervasive stretching lineation observed within the Simplon mylonites by Mancktelow [1985; 1990; 1992], indicating a temporal continuum of the kinematics from ductile to brittle conditions.

Zone B, South Valais: this zone is located immediately to the West of the Simplon area and is limited to the North by the major Rhône fault (which follows closely the present-day Basal Penninic Thrust and the Rhône valley) and to the West by the northern tip of the Mont-Blanc massif. The crestline of the Dent Blanche massif with many summits over 4000m altitude constitutes the southern border of this zone. The South Valais area belongs to the internal zones of the Alps and is made up of South dipping middle Penninic nappes, overridden by the main alpine Piémont suture zone and the lower Austroalpine Dent-Blanche nappe. The Briançonnais nappes consist of slices of pre-Carboniferous basement rocks, with their sedimentary cover. The Piémont suture zone is a melange of ophiolitic rocks and associated oceanic “Schistes lustrés” calcschists. The overriding Dent-Blanche nappe *s.l.* is the highest nappe in this part of the Western Alps. It is mainly a crystalline basement unit with some isolated remnants of sedimentary cover [Steck, 1984; Steck and Hunziker, 1994; Escher et al., 1997; Steck et al., 1997]. The metamorphic history of the Penninic units is complex. Parts of the Piémont suture zone have experienced high to ultrahigh pressure metamorphism, while most of the basement units have undergone only moderate pressure, middle to upper greenschist facies metamorphism [Desmons et al., 1999; Frey et al., 1999].

Brittle deformation within this area has been examined recently [Champagnac et al., 2003]. Paleostress tensors are mainly extensive, and the mean  $\sigma_3$  axis is oriented N065°, in a stable “Simplon-like” orientation. One third of the calculated tensors are transcurrent, with a coaxial orientation of  $\sigma_3$  axis. Relative chronologies indicate a transcurrent / transtensive stress field to be followed by a purely extensional stress field.

Zone C, Aosta: the geological structure of this area is very similar to the South Valais, with a general dip of structures to the SE. Nevertheless, slices of Valaisan units (cretaceous flyschs) and subbriançonnais units (Mesozoic marls) are squeezed between the penninic pile of nappes and the Mont-Blanc External Crystalline Massif. The southern part of this zone is made of internal crystalline basement of the Gran Paradiso metamorphic dome. This gneissic dome (derived from the European margin) has been metamorphosed under eclogite facies and retromorphosed under greenschist facies (see [Rolland et al., 2000] for details). In the core of this zone, the large N-dipping Aosta-Ranzola Oligocene normal fault [Dal Piaz et al., 1979; Diamond, 1990] extends from the Piccolo San Bernardo pass in the West to the Ranzola pass, more than 100 km to the east. Its vertical offset ranges from 0.5 to 2 km. This major fault seems

to act as a sinistral transcurrent system during quaternary times [Carraro et al., 1994].

Brittle deformation analyses of this area has been published and discussed in Champagnac et al. [2004]. The stress axes orientations are quite dispersed in space, but display a main NNE-SSW orientation of  $\sigma_3$  axis. This orientation of extension has been interpreted in terms of orogen-parallel extension. The ratio between transcurrent and extensive paleostress tensors is 1:4, but the relative chronology remains unclear. Note that the main extensional axis (NNE-SSW) is consistent with previous studies in the Aosta valley [Bistacchi et al., 2000; Bistacchi and Massironi, 2000; Bistacchi et al., 2001; Malusa, 2004], based on large scale normal faults observation, field work and remote sensing, but without paleostress inversion.

*Zone D, Vanoise*, is presented in the first part of this paper. The ratio between transcurrent and extensional tensors is about 1:4. The mean directions of  $\sigma_3$  axes for extensional and transcurrent stress field are coaxial, N-S oriented. A minor part of extensional axes are E-W oriented, and are interpreted as an orogen perpendicular stress field, according to Champagnac et al. [2004]. N-S extension is consistent with results of Malusa [2004] in the Val di Suza, further East

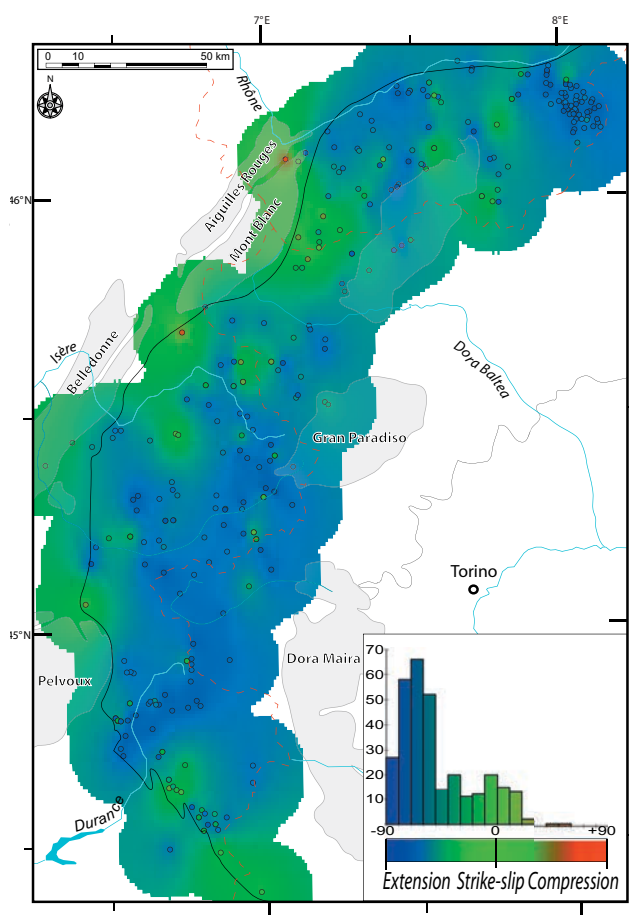
*Zone E, Briançon area*: first studies in this area highlighted the widespread occurrence of normal faulting in the Western Alps [Lazarre et al., 1994; Virlovvet et al., 1996]. The data used in this synthesis are from [Sue, 1998; Sue and Tricart, 2003], who performed the first large scale paleostress investigation in the western Alps. Calculated tensors and late normal faulting observations are located in the southwestern Alps, between Pelvoux and Argentera External Crystalline Massifs. Four major features of large scale brittle deformation have been observed in this area : the inversion as normal fault of the former BPT, the coexistence of transverse and longitudinal normal faults, linked to orogen-parallel and orogen-perpendicular extension, respectively, and a late dextral reactivation of NNW-SSE faults. 75% of the 66 computed paleostress tensors are extensive, the remaining 25% are transcurrent. The transcurrent stress field postdates the extensive one, as demonstrated by clear crosscutting relationships. The direction of extension is E-W (perpendicular to the BPT and the general trend of alpine structures) and N-S to NNW-SSE (parallel to the BPT and the alpine structures). Sue and Tricart interpreted both directions in terms of what they called a “multitrend extension”, based on field evidence for simultaneous faulting activity and low  $\Phi$  ratio of the calculated tensors [Sue, 1998; Sue and Tricart, 1999; 2002; 2003]. One of the more striking tectonic feature of this area is the large amount of orogen-perpendicular extension.

*Entire dataset* : Directional and statistical results of our synthesis around the alpine belt are presented in figure 8. We observe a continuous change in  $\sigma_3$  direction from N065° in the Simplon area, to N-S in the Vanoise area and to NNW-SSE in the Briançon area. The dispersion of the  $\sigma_3$  axes is very small in the Simplon area, probably because of the small size of the sector, and the kinematic control of the major Simplon fault zone. The dispersion of  $\sigma_3$  axes is greater in the Valais area, but the direction of extension is still very well constrained. The dispersion of the  $\sigma_3$  axes is increasing in the Aosta / Tarentaise valleys and decrease again further South. Another striking characteristic is the increasing amount of orogen-perpendicular  $\sigma_3$  axes from the North to the South; in the Briançonnais area, the inversion of the BPT [Sue and Tricart, 1999; 2002] seems to be the origin of the E-W to NE-SW oriented  $\sigma_3$ .

The  $\sigma_1$  axes are mainly distributed around the vertical axis. The dispersion of  $\sigma_1$  axes increase from zone A to zone C and decrease from zone C to zone E ; the  $\sigma_1$  axes dispersion in the Briançonnais area is comparable to the dispersion in the Simplon area.

### 3.2.2. Transcurrent vs. extensional tectonics

As summarised above, the percentage of transcurrent vs. extensive paleostress field varies from 2% (zone A) to 33 % (zone B), with a mean of 25% for the whole dataset. The amount of transcurrent faults is about 15% of the global data dataset (about 800 faults out of more than 5000). Accordingly, the transcurrent stress field appears to be a slighter signal recorded by the brittle deformation, superimposed through times to the first order extensional regime. In order to represent the relative importance of the transcurrent tectonics within the internal Alps, we calculated a variable “ $r$ ” depending of the plunges of the  $\sigma_1$  and  $\sigma_3$  axes ( $r = \text{plunge of } \sigma_1 \text{ minus plunge of } \sigma_3$ ) For each tensor, the “ $r$ ” parameter is calculated and varies linearly from -90 (red, purely compressive) to 0 (green, pure strike-slip) and +90 (blue, purely extensive). Intermediate values are represented by transpressive ( $-90 < r < 0$ ), and transtensive ( $0 < r < 90$ ) state of stress. We plot every tensors with its own colour code while areas inbetween observation points are filled with interpolation (GMT continuous curvature spline in tension [Smith and Wessel, 1990]). The map shown in figure 9 provides an overview of the prevailing faulting styles observed

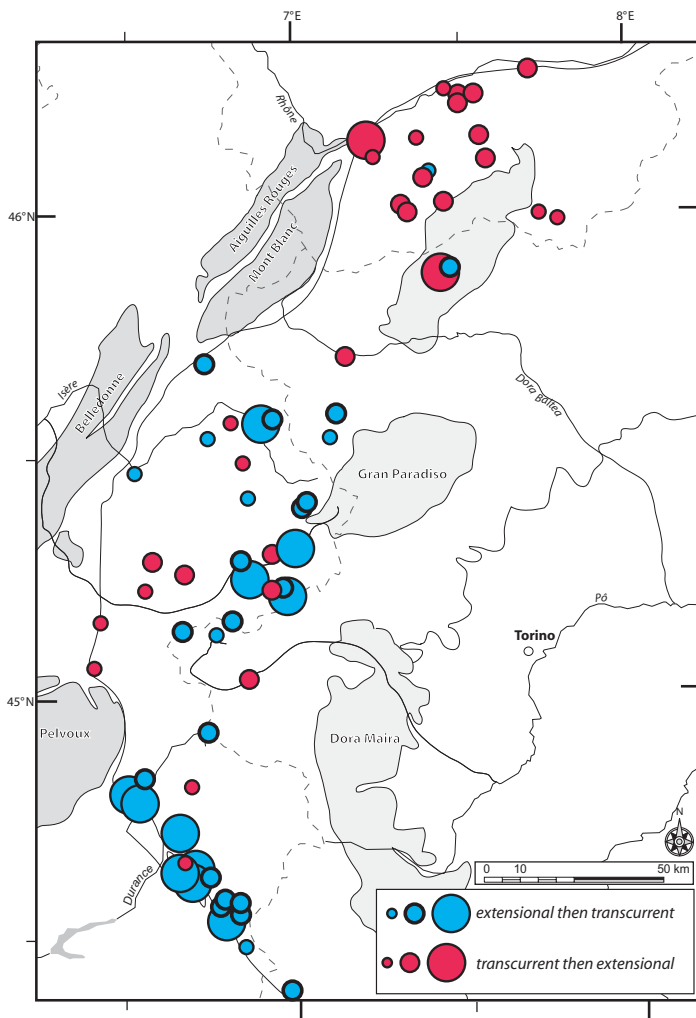


**Figure 9:** Regionalization of the stress tensor orientation in the inner western Alps, based on the plunge of  $\sigma_1$  and  $\sigma_3$  axes. Colour code correspond to the tectonic regime: (compression in red, extension in blue and strike-slip in green). Small circles locate the site where paleostress inversion was performed, with their own colour. The background colour comes from the interpolation between data points. The blue colour (extensional tectonics) largely prevails within our area of interest. The coloured histogram shows the repartition of deformation regime in the belt. See text for discussion.

all along the inner zone of the Western Alps. The most striking characteristic is the predominance of an extensional state of paleostress, shown in blue colour. Strike-slip (in green) is observed in some places, especially on the eastern side of the Mont-Blanc massif, close to the Gran San Bernardo pass. This zone of transcurrent deformation separates the western alpine belt into two extensive parts, the Simplon and Valais areas to the North, and the Vanoise and parts of Briançon area to the South. Southward of the Briançon area, the amount of transcurrent deformation gently increases again. Other transcurrent tensors are located on the external side of the belt, from the northern tip of the Mont-Blanc massif (site N°77) to the central parts of the Belledonne massif (site N°152). Nevertheless, site coverage in external zones is poor, and the interpolated green colours should be regarded with some caution here.

However, both transcurrent and extensional tectonic regime are recorded by brittle deformation. In the Valais area, an older transtensive stress field, with high  $\Phi$  ratio (*i.e.* close relative magnitudes of  $\sigma_1$  and  $\sigma_2$  axes, see next paragraph for details) is followed by a multitrend extensional stress field, with low  $\Phi$  ratio (*i.e.* similar  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  axes) [Champagnac et al., 2003]. In contrast, the Maurienne and Briançonnais areas are characterised

by younger transcurrent faults and horizontal striations superimposed on older normal faults [Sue and Tricart, 2002] ; in these areas, the transcurrent regime is clearly younger (*i.e.* figure 2c). To better understand the spatial pattern of these chronologies, we plotted every site with a known relative chronology onto a map (figure 10). Different circle sizes have been used to express the reliability of our observation (big circles indicate a well established chronology, small circles indicate a low degree of confidence). Light grey circles were used for sites in which the extensional faulting precedes the strike slip – transcurrent movement, while black circles were used for sites in which the strike slip - transcurrent faults are overprinted by a younger event of extensional faults / striations. This map confirms the intuitive observation of opposite chronologies between the Valais and all the surrounding areas. For most of the inner Western Alps, the chronology is clear : extensional deformation is older than transcurrent one. The Valais area, however, is an exception where strike slip movements are followed by extension.

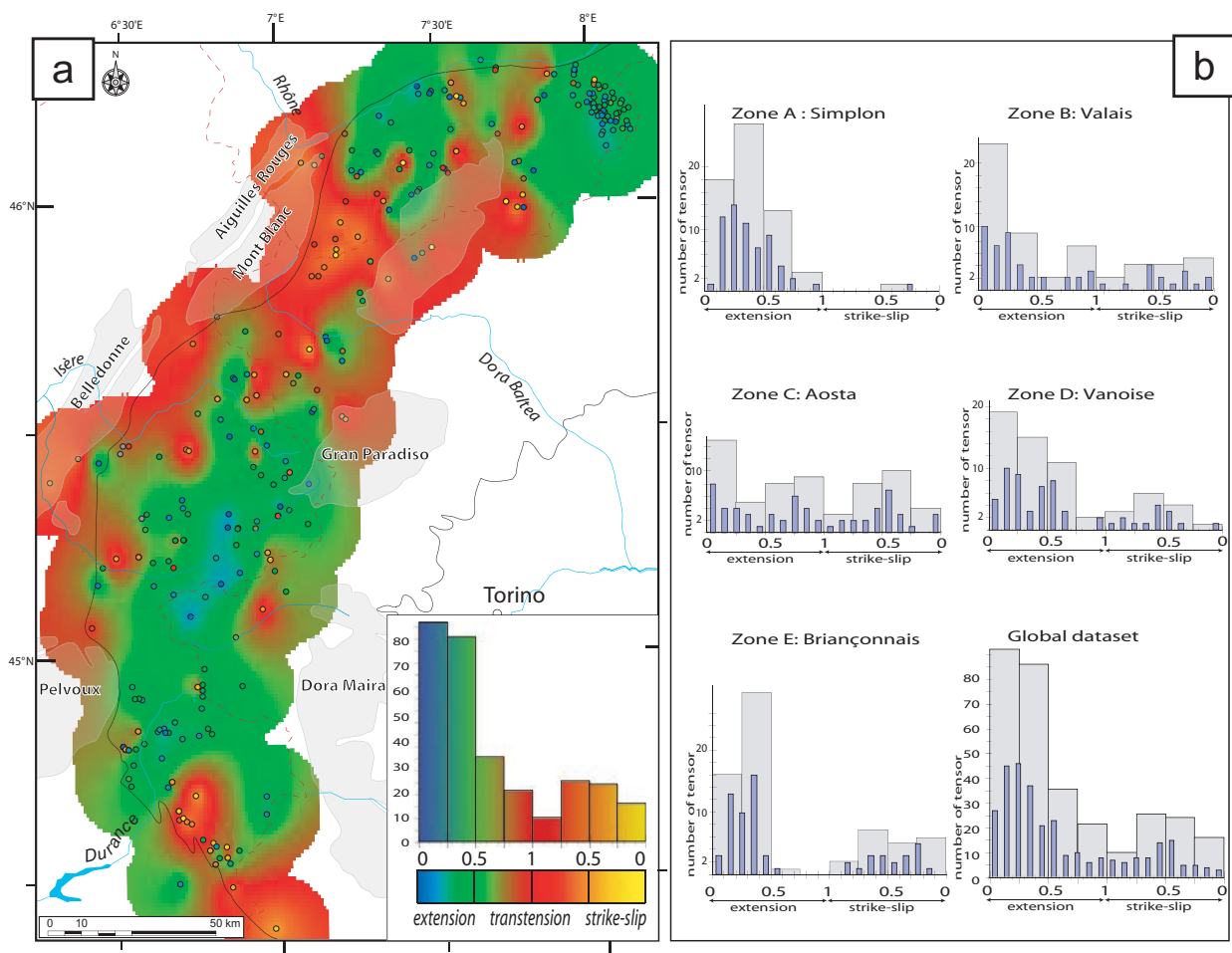


**Figure 10:** Chronological evidences based on field observations. The size of circles represents the reliability of the chronological proofs and clues (large circles for high quality chronology evidences, small circles for lower quality). Red circles symbolize locations where transcurrent deformation is older than extensional deformation. Blue circles symbolize location where transcurrent deformation is younger than extensional deformation. Roughly speaking, the chronological evidences are the opposite in the South Valais than elsewhere southward in the belt. Younger transcurrent motion are well developed in the southern branch of the arc (from the Gran-Paradiso southward).

The Valais area, however, is an exception where strike slip movements are followed by extension. The transition between the two regimes is located to the east side of the Mont-Blanc massif, an area characterized by a predominance of transcurrent paleostress tensors, as highlighted in figure 9. Despite these differences along strike, the  $\sigma_3$  axes orientations for extensional and transcurrent stress fields show no statistical differences ; moreover, an orientation analysis performed with the entire dataset of normal faults and transcurrent faults within zones B, C and D show less than  $10^\circ$  difference between transcurrent  $\sigma_3$  axis and extensional  $\sigma_3$  axis (*e.g.* figure 6c and 6d). Accordingly, swapping between as  $\sigma_1$  and  $\sigma_2$  axes in a single “deformation phase”, with only instabilities in space and time modifying the overall stress field could be suggested [Champagnac et al., 2003; Sue and Tricart, 2003; Champagnac et al., 2004]. A part of such stress axes permutations could also be induced by rock heterogeneity and anisotropy, as demonstrated by Hu and Angelier [2004] ; this phenomenon could be important, and needs to be considered. Nevertheless, chronological evidences (figure 10) indicate an opposite chronologies between the Valais and remaining parts of the inner western Alps remains somewhat enigmatic.

### 3.1.3. Ellipsoid shape form parameter $\Phi$

Beyond the stress orientation, paleostress inversion allows to determine the relative magnitude of  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  of the stress ellipsoid, the  $\Phi$  ratio;  $\Phi = [\sigma_2 - \sigma_3] / [\sigma_1 - \sigma_3]$  and  $0 < \Phi < 1$  [e.g. Angelier, 1979; Ritz, 1991]. In the case of extensional tensors (plunge of  $\sigma_1$  axis  $> 45^\circ$ ), a very low ratio ( $\Phi \approx 0$ ) i.e. a similar relative magnitude of  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  implies a multitrend extension ; in contrast, a very high ratio ( $\Phi \approx 1$ ) indicating a similar relative magnitude of  $\sigma_1$  and  $\sigma_2$ , implies transtension. In the case of transcurrent tensors (plunge of  $\sigma_1$  axis  $< 45^\circ$ ), a very low ratio ( $\Phi \approx 0$ ) means a similar relative magnitude of  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  and this implies transpression ; in contrast, a very high ratio ( $\Phi \approx 1$ ) involves a similar relative magnitude of  $\sigma_1$  and  $\sigma_2$ , indicating a transtensional stress field. To sum up, low  $\Phi$  ratio indicate a multitrend extension or transpression (for extensive or transcurrent tensor respectively), and high  $\Phi$  ratio indicate a transtensional stress field. According to our experiments, the  $\Phi$  parameter provides a powerful and sensitive tool to investigate subtle differences in paleostress data. We present this parameter on a map (figure 11a) and we further performed some statistical analyses (figures 11b). Given the fact that the significance of a low  $\Phi$  ratio is different for extensive or transcurrent tensors, we used a different colour coding scheme : a blue-green-red scale is used for extensional tensors  $\Phi=0$  (blue) and  $\Phi=1$  (red), via  $\Phi=0.5$  (green), whereas a red-orange-yellow scale is used for the



**Figure 11:** Map of the  $\Phi$  ratio in the inner western Alps.

(a) Map with interpolated  $\Phi$  ratio for the entire dataset. Colour code is used between  $\Phi=0$  (blue) and  $\Phi=1$  (red), via  $\Phi=0.5$  (green), for extensional tensors and between  $\Phi=1$  (red) and  $\Phi=0$  (yellow) via  $\Phi=0.5$  (orange) for transcurrent tensors. Coloured histogram gives the repartition of  $\Phi$  ratio of the inner western alpine belt.

representation of transcurrent tensors  $\Phi=1$  (red) and  $\Phi=0$  (yellow) *via*  $\Phi=0.5$  (orange).

Spatial interpolation has been performed in-between the documented sites (same interpolator than for “r” parameter). The map (figure 11a) appears with large green areas, revealing pure extension. Some zone appear with blue tones, especially the western Valais, the Simplon neighbourhood and in the Vanoise area. A striking feature is the large red area in the Aosta valley, at the backside of the Mont-Blanc massif. A large transtensive to transcurrent region has recorded strike slip rather than the extensional tectonics prevailing in surrounding areas. This transcurrent / transtensive area coincides with the transitions in the relative chronology described above (figure 10). The geodynamical origin of such a transcurrent domain remains open for debate. Other red / orange areas are located at the western flank of our studied area, along the ECM, and in the southernmost areas, close to the BPT. To better understand the spatial patterns and the relative values of the  $\Phi$  ratio, we also plotted them in histograms, one for each zone and one for the whole dataset (figure 11b). Histograms (number of observations *vs.*  $\Phi$ ) were again plotted separately for extensive and transcurrent tensors. We further arranged the abscisses of the histograms ( $\Phi$ ) such as to show a continuum between multitrend extension to transpressive tensor, *via* pure extension, transtension and pure strike-slip. The class size was chosen as 0.1 and 0.25 respectively. The histogram of the global dataset shows a peak for extensional low  $\Phi$  ratio ( $0 < \Phi < 0.5$ , multitrend extension) and a minimum for high  $\Phi$  ratio ( $0.75 < \Phi < 1$ , transtension) for both extensional and transcurrent tensors. A small second order mode appears for transcurrent medium  $\Phi$  ratio (close to 0.5). The analyses of each zone separately allow us to characterize the type of deformation regime within smaller areas. In the zone A (Simplon area), the tensors are exclusively extensional, and the  $\Phi$  ratio is close to 0.5 (pure extension). In zone B (Valais area), most of the tensors have low  $\Phi$  ratio (less than 0.3) implying multitrend extension, with a second order mode for high  $\Phi$  ratios (transtension). Zone C (Aosta area) is characterised by a wide range of  $\Phi$  ratios and with a small maximum for extensional low values and local maximum for high values and transcurrent low  $\Phi$  values (transpression). The Vanoise area (zone D) presents a relatively wide repartition for extensional tensors ( $0 < \Phi < 0.75$ ), with a peak for low values, and another ample maximum for transcurrent medium  $\Phi$  value (pure strike-slip). The southernmost area (Briançonnais area, zone E) is characterised by a bimodal histogram, with a first peak for medium to low  $\Phi$  ratio within extensional tensors ( $0.1 < \Phi < 0.4$ ) and a second, more diffuse maximum for transcurrent tensors ( $0.7 > \Phi > 0.2$ ); field evidences also indicate two step of brittle tectonics in this area.

To sum up, the  $\Phi$  ratio analysis shows mostly bimodal distributions, clearly visible for zone D, E and the whole zone together. For extensional tensors,  $\Phi$  ratios are shifted to minor values, excepted in the Simplon area. The most impressive shift is observed in the Valais area, with very low  $\Phi$  ratio.

### 3.3. Stress axes in “polar alpine” coordinates

Given the arcuate shape of the western alpine belt, the directional analyses of extensional axes, such as shown in figure 8, as well as the choice of subsets (areas) is always biased with respect to the continuously changing strike direction of the bend of the north-western Alps. For instance, a N-S direction in the Valais area has the same meaning as an E-W direction in the Vanoise area, if we consider the stress directions with respect to the strike of the Alps. In order to take this problem into account, we adopted a new coordinate system of polar coordinates. The shape of the northwestern alpine belt can indeed easily be approximated with a portion of a circle, matching closely the changes in strike observed both at internal and external side of the Alps, as well as all first order structures (ECM and BPT) as seen in map view. We have chosen a centre for our circle located South of Milano (figure 12 a), in the middle of the Pô plain

(lon=88°, lat = 8.87°). Polar coordinates have been determined for all paleostress measurement sites; “ $\rho$ ” is the radius in kilometres from the center and  $\tau$  is the angular position in the alpine belt, in degrees (table 1). The angle  $\tau$  has been measured positive in a clockwise sense from the West (N270°). Within this polar coordinate frame, our tensors occupy a space spanning  $\tau$  values from 69° (locality N° 236, footwall of the Simplon fault zone) to -19° (locality N°249, North to the Argentera massif) and the radius  $\rho$  ranges from 147.8 kilometers (tensor N° 122, zone D, Val di Suza) to 246.5 kilometer (tensor N° 135, zone D, internal side of the Belledonne Massif). In order to examine the angular relationships between the arc of the NW Alps and paleostress axis orientations, we considered the three following angles :

$\beta$  :  $\sigma_3$  axis azimuth, with  $0^\circ < \beta < 180^\circ$ .

$\tau$  : angular position of the tensor in the alpine belt with  $-19^\circ < \tau < 69^\circ$  for this study

$\gamma$  : the angular position of the  $\sigma_3$  axis with respect to the alpine belt with [ $\gamma = \text{abs}(\beta - \tau)$ ] and [if  $\gamma > 90^\circ$  then  $\gamma = 180 - \gamma$ ]. The angular results are provided in table 1 (columns  $\rho$  and  $\tau$ ), and the pattern of  $\sigma_3$  axes with respect to the alpine belt is plotted onto maps (figure 12).

Based on these angles, it is now possible to compare, for each tensor, the direction of the extensional axis with respect to its position within the alpine belt.

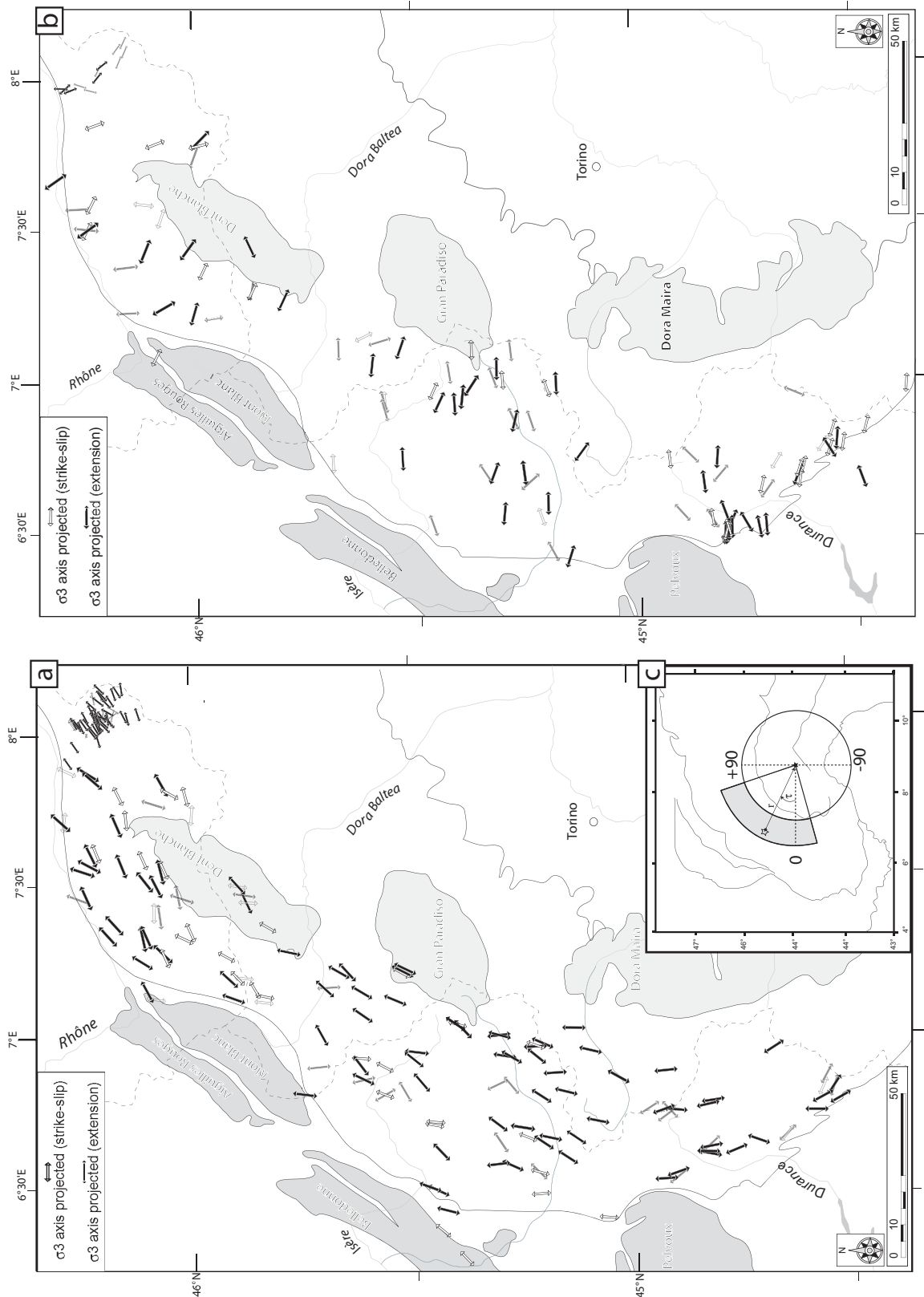
We adopt the following terminology :

“orogen-parallel extension” is characterized by  $0^\circ < \gamma < 30^\circ$ .

“orogen-perpendicular extension” is characterized by  $90^\circ > \gamma > 60^\circ$ .

“oblique extension” is characterized by  $30^\circ < \gamma < 60^\circ$ .

As shown in figure 12a the northwestern Alps are dominated by an orogen-parallel extension, prevailing within a wide belt of the inner Alps. Additionally, a large fan of orogen-perpendicular  $\sigma_3$  axes is obvious from figure 12b, this tendency is especially significant in the southern part of the belt (from the Vanoise area southward). Histograms (figure 13c) give details of the distribution of  $\sigma_3$  axes orientations with respect to the alpine structures for the complete dataset (top), for extensional (middle) and transcurrent (bottom) paleostress tensors. The distribution for all the tensors is roughly 50% for orogen-parallel extensional axes, 27% and 23% for oblique and orogen-perpendicular extensional axes respectively. With histogram classes of  $10^\circ$ , the mode is within the  $0^\circ$ - $10^\circ$  class (orogen-parallel) with more than 60 tensors (20%). The distribution for extensional tensors is almost the same, with a mode in the  $0^\circ$ - $10^\circ$  class. In contrast, there is a bimodal distribution for transcurrent tensors; a first mode lies in the  $0^\circ$ - $10^\circ$  class and a second one in the  $60^\circ$ - $70^\circ$  class ; the relative importance of orogen-perpendicular extensional axes is about 35%. In order to test the robustness of our tensor directions, we established an additional series of histograms (figure 13a) with the angular distribution of extensional axes for good tensors (quality criterion = 1 or =2) and for the best tensors exclusively (quality criterion =1). There is no noticeably change in the histogram shape, but the relative importance of orogen-perpendicular tensors increases whereas the number of oblique tensors gently decreases. This could lead us to consider some oblique tensors as orogen-parallel (or -perpendicular) shifted for measurement or calculation imprecision or block rotations. Of course, oblique tensors could be also regarded as true local direction of extension. The angle between the alpine structures and extensional axes distribution of the stress axes for the five alpine zone defined above is presented in figure 13b. The zone A (Simplon area) presents many orogen-parallel  $\sigma_3$  axes (more than 2/3) and very few orogen-perpendicular tensors ; zone B and C have almost the same distribution as the global dataset. As already seen in figure 8b, zone D presents a bimodal distribution with a small maximum for orogen-perpendicular extensional axes. The number of orogen-perpendicular extensional tensors is greater than for orogen-parallel ones within zone E; it is the only area with this distribution, and it has been interpreted by the normal reactivation of the Basal Penninic Thrust [Sue and Tricart, 1999; 2002]. From a global point of view, the relative amount of orogen-perpendicular paleostress tensors seems to increase from North to South.

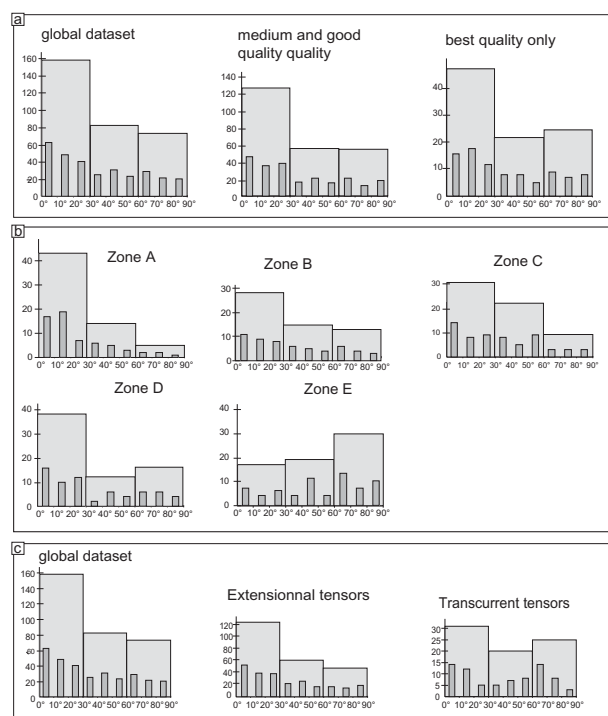


**Figure 12:** Spatial repartition of the extensional axes with respect to the alpine belt.

(a) Orogen-parallel extensional axes ( $\beta < 30^\circ$ , see text for details) plotted onto alpine map. White arrows for transcurrent and black arrows for extensional paleostress tensors. Also are plotted tensors with  $30 < \beta < 45^\circ$ , in pale grey.

(b) Orogen-perpendicular extensional axes ( $\beta > 60^\circ$ ) plotted onto alpine map, with the same colour code than figure 12a ( $90 > \beta > 60^\circ$  in pale grey).

(c) Outline of western Alps and circles used to convert geographical coordinates into polar coordinates. The grey bend represents the area where we performed paleostress calculation ( $-19^\circ < \gamma < 69^\circ$  and  $147.8 \text{ km} < r < 246.5 \text{ km}$ ).



**Figure 13:** histograms of the angular relationship between alpine trend and  $\sigma_3$  orientation.

0° = Orogen-parallel  $\sigma_3$  axes

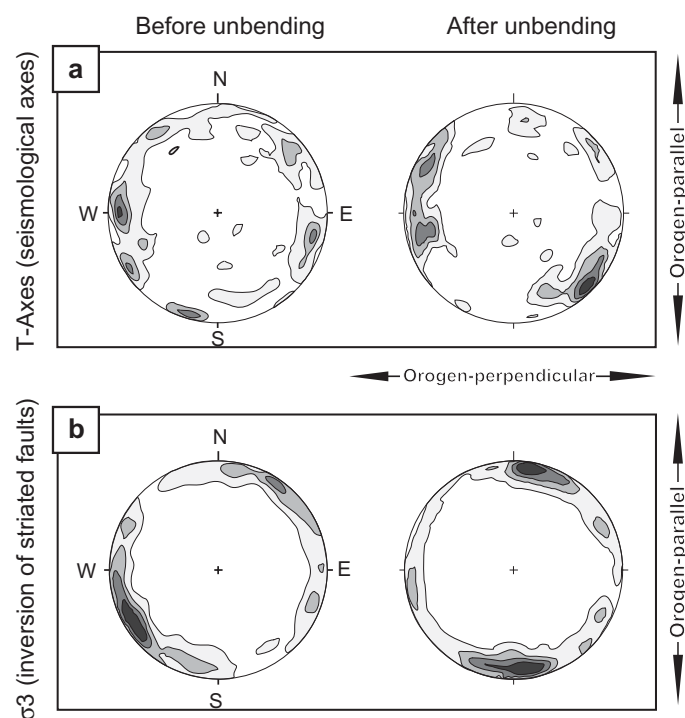
90° : Orogen-perpendicular  $\sigma_3$  axes.

(a) Angles are plotted within 10° and 30° class size for the whole dataset (left), medium and good quality criterion tensors (middle) and only best quality tensors (right). Despite the ever predominance of orogen-parallel tensors, best quality tensors appear to be slightly more “orogen-perpendicular” than lower quality.

(b) Histograms of  $\beta$  angle for each zone separately, within 10° and 30° class size. See text for discussion.

(c) Angular relationship between extensional axes ( $\sigma_3$ ) plotted into histograms with 10° and 30° class size histograms for global dataset (left), extensional tensors (middle) and transcurrent tensors (right). See text for details

In order to compare the paleostress results with the current direction of extension based on the inversion of focal plane mechanisms of earthquakes [Delacou et al., 2004], we used the same polar coordinates to analyse seismotectonic extensional axes. T-axes are from Delacou et al. [2004] and have been chosen only within the area of our fault analysis ( $-19^\circ < \tau < 69^\circ$  and  $147.8 \text{ km} < \rho < 246.5 \text{ km}$ ). We then plotted the orientation of T-axes (seismotectonics) and  $\sigma_3$  axes (brittle deformation) in geographic coordinates ( $\beta$ ) and in alpine angular coordinates ( $\gamma$ ), with N-S orientation corresponding to orogen-parallel extension and E-W orientation corresponding to orogen-perpendicular (figure 14). The seismotectonic T-axes contouring (figure 14a) shows no obvious direction of extension, because of the curved shape of the northwestern Alps; however, in polar coordinates, a systematic pattern appears, almost E-W to WNW-ESE oriented, that is to say perpendicular to the alpine structures. In contrast, the contouring of  $\sigma_3$  axes (figure 14b)



**Figure 14:** Contouring plot of seismotectonic T-axes and  $\sigma_3$  orientation calculated from fault measurements (Gauss counting method with  $k=100$  [Robin and Jowett, 1986], contour at 1, 2, 3 and 4).

(a) T-axes from Delacou et al. [2004] database within our area of interest (grey bend of the figure 12c). Left stereoplot is a classical contouring of T-axes, in the geographical coordinates. Right stereoplot is the orientation of T-axes with respect to the alpine structures (“alpine polar” coordinates). E-W to NW-SE orientation indicate an orogen-perpendicular direction of extensional axes.

(b)  $\sigma_3$  (this paper) contouring in geographical coordinates (left) and with respect to the alpine structures (“alpine polar coordinates”, right). The main orogen-parallel signal (“N-S”) clearly appear, whereas the orogen-perpendicular (“E-W”) is less expressed.

shows a NE-SW general trend of extension, which becomes “N-S” in polar coordinates, that is to say orogen-parallel, with a minor portion E-W oriented.

Clearly speaking, the polar representation of extensional axes in the western Alps indicates major orogen-parallel (and a minor orogen-perpendicular) extension for Neogene brittle deformation, whereas current seismotectonics T-axes are clearly orogen-perpendicular oriented.

## 4. Discussion

### 4.1. Overview of Present-day deformation

If convergence between Africa and Europe is now well established on the global scale, with a rate from 3 to 8 mm/year at the longitude of the western Alps [Demets et al., 1994; Nocquet et al., 2001], recent geodetic survey [Sue et al., 2000; Calais et al., 2002; Oldow et al., 2002; Vigny et al., 2002] failed to demonstrate any convergence within the western Alps. Oppositely, the strain vector along a Lyon-Torino baseline is very low (less than 1mm/yr), maybe in EW extension [Calais et al., 2002; Vigny et al., 2002]; furthermore, movement between the northern part of the Apulian microplate and the stable Europe appears to be insignificant [Oldow et al., 2002]. Then the large scale convergence seems to be consumed in other orogens (Dinarides, Magrebides, Eastern Alps, Appenines...) in a complex manner. Geodetic surveys often locally agree with seismotectonic deformations [Martinod et al., 1996; Calais et al., 2000; Sue et al., 2000; Martinod et al., 2001; Calais et al., 2002].

Seismological studies have been performed in the alpine belt from decades ago [Rothé, 1941; Pavoni, 1961; Fréchet, 1978; Pavoni, 1980; 1986; Béthoux et al., 1988; Deichmann and Rybach, 1989], but the extensional tectonics has been observed since 10 years only [Maurer, 1993; Eva et al., 1998; Sue et al., 1999; Baroux et al., 2001; Kastrup, 2002; Sue et al., 2002; Delacou et al., 2004]. This extensional regime is widely developed in the inner part of the alpine belt (roughly the internal zones) and determine a large bow of extensional deformation. As demonstrated by Delacou et al. [2004], this extensional deformation is located over overthickened crust. Furthermore, the direction of T-axes (tensional axes of earthquakes), as well as calculated  $\sigma_3$  axes (inversion of population of earthquakes) are fan-shaped oriented, perpendicular to the alpine belt (orogen-perpendicular extension, see figure 14 and Delacou et al. [Delacou et al.]). Only few compressional earthquakes has been recorded, and they are mainly located at the bottom of the alpine topography (and thick crust). The orogen-perpendicular extension is directionally consistent with the orogen-perpendicular extension we determined with faults analyses (figure 12b).

### 4.2. The neogene brittle deformation

In the present paper, we highlighted the large amount of brittle extensional tectonics in the inner western Alps. This is noticed with the amount of calculated extensional paleostress tensors *vs.* transcurrent paleostress tensors (almost 80% / 20%) as well as the amount of normal faults measured *vs.* transcurrent fault (almost 85% / 15 %). Fieldwork chronological evidences demonstrates an opposite chronology between the Valais area and the rest of the alpine belt : transcurrent tectonics is clearly younger in the south part of the inner western Alps, whereas it is older in the Valais area. The limit between these chronologies seems to be somewhere in the east side of the Mont-Blanc massif, in the Aosta area (figure 10). The orientation of extensional axes, however, is the same for transcurrent and extensive regimes and we observe only a swap between  $\sigma_1$  and  $\sigma_2$ .

The extensional tectonics is expressed in the whole inner western arc, from the Simplon

pass to the northern tip of the Argentera massif. Then, the main direction of extensional axes is parallel to the alpine structures (figure 5, figure 8 and figure 12), as observed in the eastern Alps. A minor part of  $\sigma_3$  axes are oriented perpendicularly to the alpine structures; this part of orogen-perpendicular extension is more significant for good quality tensors and / or transcurrent tensor. From a directional point of view, this orogen-perpendicular extensional axes could be linked to current seismological regime. It could also be locally related to older extensional structures induced by relative uplift of large alpine units : inversion as detachment of the major BPT behind the Pelvoux massif [Sue and Tricart, 1999], ductile to brittle E-W extension along the western flank of the Gran Paradiso metamorphic dome [Rolland et al., 2000] or large W-dipping normal fault in the west side of the Dora-Maira and Viso massif [Schwartz et al., 2004; Tricart et al., 2004b] during the Miocene. Regrettably, an important limit of our work is the lack of absolute chronology for faulting. Nevertheless, given the brittle nature of faults, this extension is clearly post-metamorphic. Faults clearly crosscut (and thus postdate) folds, shistosity and ductile nappe related structures, even if some movements occur early, at the ductile-brittle transition. Furthermore, the large diversity of fault plane mineralisations (calcite, quartz, hematite, talc, amphibole, chlorite...), the variety of movement-related lineations (slikenfibers, scratches, striations) and the aspect of rocks in the vicinity of the fault plane (cataclasite, unconsolidated cataclasite, fault breccia and fault gouges) suggest a very large variation of faulting conditions (temperature, depth, fluid pressure and composition) and therefore a long brittle history. Indeed, the fault population observed in the western Alps for this study are a temporal integration of all brittle deformation occurred in this area, from ductile-brittle transition to the present-day, with several P-T-t final exhumation paths.

#### 4.3. Geodynamical interpretations

Extensional processes are a common feature in evolved orogen and have been widely described [e.g. Wernicke and Burchfield, 1982; Dewey, 1988; Molnar and Lyon-Caen, 1988; Le Pichon and Chamot-Rooke, 1991; Doglioni, 1995; Rey et al., 2001]. Extension coaxial to the main direction of convergence as been observed in the Andes [Dalmayrac and Molnar, 1981; Sébrier et al., 1985; Deverchere, 1988], the Himalayans [Molnar and Tapponnier, 1978; Armijo et al., 1986; Herren, 1987; England and Houseman, 1989; Harrison et al., 1992] and the Basin and Range [Lister and Davis, 1989; Thatcher et al., 1999]. This coaxial extension (perpendicular to the trend of the belt) has mostly been interpreted in term of orogenic collapse. The beginning of such an extensional regime is due to subtle changes in a complex equilibrium, such as decreasing rate of convergence, increasing erosion rate, temperature / time-dependant internal strength variation or isostatic reequilibration due to slab behaviour [Avouac and Burov, 1996]. In the Western and Central Alps, the location of extensional tectonics, the orientation of extensional axes, as well as the lack of current convergence along the Lyon-Torino baseline have led to propose the western Alps deformation to be guided by buoyancy forces and then to be in a stage of post-orogenic collapse [Delacou et al., 2004; in press], driven by buoyancy and gravitational forces. This collapse involve extension perpendicular to the axis of maximal overthickness of the belt.

Oppositely, extensional deformation described in the eastern Alps [Selverstone, 1988; Ratschbacher et al., 1989; Peresson and Decker, 1997; Meyre et al., 1998; Frisch et al., 2000] and central Alps [Mancel and Merle, 1987; Mancktelow, 1992; Steck and Hunziker, 1994; Nievergelt et al., 1996] are interpreted in term of syncollisional extension, with a main direction of extension oriented along the strike of the belt, and perpendicularly to the main shortening direction. Thus, this orogen-parallel extension have been interpreted as lateral extrusion, from the Lepontine Dome toward the Pannonian basin. The back-arc extension behind the Carpatian

arc was proposed to be the main driving force for such mechanism [Seghedi et al., 1998]. As recently supported by numerical modelling [Seyferth and Henk, 2004], lateral extrusion largely prevails in an evolved orogen ; free boundary and overthickened crust are described as favoring factors, the plate convergence, however, remaining the principal cause.

In the western Alps, we have suggested the orogen-parallel extension to be due to lateral extrusion toward the South [Champagnac et al., 2004]. The opening of Ligurian sea during Lower and Middle Miocene [Vigliotti and Langenheim, 1995; Carminati et al., 1998a; 1998b; Rollet et al., 2002; Rosenbaum et al., 2002; Speranza et al., 2002] would be the free boundary for the development of large scale lateral extrusion. However, the passage between the inner extensional zones of the Alps and the Ligurian basin is not straightforward : the southernmost part of the alpine belt is highly arcuated, with the presence of the Argentera massif and Ligurian Alps. Nevertheless, as suggested by fission tracks studies, exhumation of the southern part of the W-alpine belt start in the late Miocene, with a rapid uplift since the Pliocene [Bigot-Cormier et al., 2000; Foeken et al., 2003]. This uplift began during the stop of the Ligurian sea opening (Upper Miocene). Therefore, the Lower Miocene alpine arc would be less arcuated than actually [c.f. Collombet et al., 2002], with a direct relationship between extensional inner Alps and the oceanic basin.

In the eastern Alps, lateral extrusion is accommodated by large conjugated dextral and sinistral faults. In the western Alps, large and long-lived dextral transcurrent faults are observed all along the belt, [e.g. Gurlay and Ricou, 1983; Ménard, 1988; Sartori, 1993; Tricart et al., 1996], but only few sinistral faults (except the Ospizio Sottile fault after Bistacchi et al. [2000] and within Schistes lustrés of the Queyras-Ubaye [Tricart et al., 2004a]). Several authors considered this curved and largely predominant dextral strike-slip to be due counterclockwise rotation of the northern tip of the Apulian indenter [Goguel, 1963; Gidon, 1974; Anderson and Jackson, 1987; Ménard, 1988; Vialon et al., 1989; Laubscher, 1991; Pavoni, 1991; Pavoni et al., 1997; Thomas et al., 1999; Collombet et al., 2002]. The scarcity of sinistral faults could therefore interpreted as a consequence of rotation of indenter.

Consequently, we propose in this paper that the inner western Alps suffered a large scale lateral extrusion toward the opening Ligurian sea, at least during Lower to Middle Miocene. This lateral extrusion is the origin of the main brittle deformation observed in the field, with large scale orogen-parallel extension.

A significant part of the extensional deformation, however differs significantly from orogen-parallel orientation : orogen-perpendicular or oblique extensional axes are observed all around the belt. The origin of orogen-perpendicular extension needs to be discussed: An important part of the extension previously observed in the western Alps is located in the hangingwall of large normal faults, and occurs under ductile-brittle transition and brittle conditions. This extension is induced by up-doming of basement nappe exhumation. It has been observed close to the Simplon pass [Mancktelow, 1992], in the vicinity of the Gran Paradiso and Ambin Dôme [Rolland et al., 2000; Ganne et al., 2004], and in the Viso and Dora-Maira massifs [Schwartz, 2002; Tricart et al., 2004b]. Extension has also been observed in the hangingwall of the reactivated BPT, in the Briançonnais area [Sue and Tricart, 2003] and in the east side of the Mont-Blanc massif [Seward and Mancktelow, 1994; Aillères et al., 1995; Cannic et al., 1999]. Because of the dynamics of such relative uplift, this extensional tectonics is intimately linked to large scale compressional deformation (“deep indenter” [e.g. Schwartz et al., 1999]). The orogen-parallel extrusion described above is also the consequence of shortening in-between the limits of the alpine orogeny. Therefore, Miocene extensional tectonics can be the results of the interaction between major alpine-scale orogen-parallel extension and regional-scale “dome-related” extension. The consequence could explain the local multitrend extension (low  $\Phi$  ratio) observed.