THESE DE DOCTORAT DE
L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE

Spécialité

Sciences de la Terre

Ecole doctorale : Géosciences et Ressources Naturelles

Présentée par

William GERBER

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR de l'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE (PARIS 6)

Sujet de la thèse :

Evolution tectono-métamorphique du Briançonnais interne (Alpes Occidentales, massifs de Vanoise Sud et d'Ambin) : comportement du socle et de sa couverture dans un contexte de subduction continentale profonde

Thèse soutenue publiquement le 1er juillet 2008

Devant le Jury composé de :

Yves LAGABRIELLE	Rapporteur
Christian CHOPIN	Rapporteur
Laurent JOLIVET	Directeur de thèse
Bruno GOFFE	Examinateur
Olivier VIDAL	Examinateur
Thierry BAUDIN	Examinateur
Bernard BEAUDOIN	Examinateur
Philippe AGARD	Invité

THESE DE DOCTORAT DE
L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE

Spécialité

Sciences de la Terre

Ecole doctorale : Géosciences et Ressources Naturelles

Présentée par

William GERBER

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR de l'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE (PARIS 6)

Sujet de la thèse :

Evolution tectono-métamorphique du Briançonnais interne (Alpes Occidentales, massifs de Vanoise Sud et d'Ambin) : comportement du socle et de sa couverture dans un contexte de subduction continentale profonde

Thèse soutenue publiquement le 1er juillet 2008

Devant le Jury composé de :

Yves LAGABRIELLE	Rapporteur
Christian CHOPIN	Rapporteur
Laurent JOLIVET	Directeur de thèse
Bruno GOFFE	Examinateur
Olivier VIDAL	Examinateur
Thierry BAUDIN	Examinateur
Bernard BEAUDOIN	Examinateur
Philippe AGARD	Invité

Remerciements

Quelle aventure ! Mais surtout quel plaisir d'achever un tel projet ! Cette satisfaction, je la dois avant tout à Laurent Jolivet et à Philippe Agard, qui m'ont accueilli dès la maîtrise au laboratoire de Tectonique. Ils ont été attentifs, et ont su m'écouter et comprendre mes choix lors des rebondissements qui ont rythmé ces dernières années.

Merci à Ronan Hébert pour m'avoir fait confiance très tôt, et pour m'avoir toujours encouragé dans mon travail. Je lui en suis très reconnaissant. Par la même occasion, je remercie les membres du laboratoire de Cergy, qui m'ont permis de faire naître et d'alimenter ma passion.

Je tiens à remercier les membres du jury, qui ont accepté de juger ce travail.

Ce travail (depuis le terrain jusqu'à la microsonde) a été rendu possible grâce au laboratoire de Tectonique de Paris VI et au centre de Géosciences de l'Ecole des Mines à Fontainebleau. Je remercie les litholamelleurs de Fontainebleau (Anne, Cyril), mais aussi Dominique, Sylvie et Dovy pour leur aide précieuse, Marco (merci pour les scans de lame et les découvertes musicales), Didier, Christophe (vélo-man), Marc, Sandrine. Merci également au Parc National de la Vanoise, pour avoir permis le travail de terrain et l'échantillonnage.

Merci à Thierry Baudin pour les quelques jours de terrain passés ensemble, Jérôme Ganne pour m'avoir accueilli à Besançon, et pour avoir communiqué autant de passion pour le sujet. Merci à Frédéric Couffignal et Michel Fialin pour les séances de microsonde, merci à Patrick Monié pour les datations.

Merci à tous les amis, potes et professeurs encore au labo, ou déjà partis faire leur vie ailleurs, voire carrément ailleurs :

Pipo (j'vais t'apprendre à pêcher, mon gars !), Matthieu (Professeur Angeli, bien Shop Suey Cheval Scolopendre !), Sunsea (merci pour tous ces très bons moments passés sur le terrain, nos discussions m'ont beaucoup aidé), Cédric (Professeur Pellan, plus !), Samuel (chuis s'per content !), Jafar et Marjan (merci pour tout Jafar), Louise (merci pour les ruses de word), Julia, Ben (bien chependre Youri gargarisme ! Merci pour ton aide à la fin de la rédaction), Thomas, Shokofeh, Kristell, Tahyebeh, toute la nouvelle fournée de thésard, Agnès, Khalid, Elia, Fred, Damien, Alireza, Alex (Caribou), Martin, Elodie, Abdul Karim, Aurore (pour tes encouragements), Gueorgui.

Merci aux thésards de Fontainebleau pour m'avoir accueilli et pour avoir partagé tous ces moments (le jeune papa Pierre-Yves (c'est fini abrutis.com !), Rosalie, Niagh, Hugo, Aurélie).

Merci aussi aux amis plus « lointains », qui m'ont toujours soutenu et encouragé :

Laurence de Brest, mon pote Francky (Riton ! Quelles rigolades ! Tous tes mails reçus les derniers samedis et dimanches m'ont bien fait marrer et vachement aidé à garder le moral. Bientôt la quille pour toi aussi !), mon voisin Greg (t'en fais pas… mouais…, merci pour toutes nos soirées guitare et SuperMario (p… de monde 8 !)), les deux voisins (Thomas et

Malo), Pauline, Christophe, Karine, Brice, Julien (Lady Writer !), Cédric Marion, Micky, Fabien, Emilie (et Emmbo !), Karine et Romain, Fabienne et Romain, LouisJ.

Merci à l'ensemble des artistes et groupes morts des années 60 et 70, pour avoir alimenté au quotidien ma soif musicale.

Je tiens sincèrement à remercier mes parents, qui m'ont encouragé pendant toutes ces longues études. Votre soutien constant m'a beaucoup aidé, et tout ça c'est grâce à vous.

Merci à ma sœur Hélène et à mon beauf' Pierre-Yves, qui même de loin m'ont toujours encouragé (bientôt bac + 36 !).

Merci aussi à ma grand-mère pour ses encouragements, et qui pense toujours que je ramasse des os dans les grottes.

Merci à toute la belle-famille de la Drôme et de l'Oise (Joëlle, Michel, Titi, Laurence, Gérald, Marc, Stéphanie), pour être venu si chaleureusement aux nouvelles.

Ma plus profonde et sincère pensée est pour Alexandra. Elle a partagé à mes côtés toutes les étapes de ce travail, dont les moments difficiles et les sacrifices. Ils ne sont rien comparés au bonheur qu'elle m'apporte au quotidien. Merci, Alex.

… et une spéciale-dédicaresse pour ma chienne Venga, fidèle compagne de terrain dans le massif d'Ambin.

TABLE DES MATIERES

Introduction et plan de la thèse

1. Objectifs de la thèse et méthodes utilisées : *2*

2. Organisation de la thèse : *2*

3. Limites géographiques de l'étude : *3*

Chapitre I : Contexte géologique de l'étude : les Alpes Occidentales

1. Schéma structural global des Alpes Occidentales : *5*

2. Reconstitution synthétique de l'évolution géodynamique des Alpes Occidentales, et problèmes soulevés : *9*

Chapitre II : Evolution lithostratigraphique régionale

1. Présentation des différentes unités briançonnaises et liguro-piémontaises : *14*

2. Présentation des différentes unités du massif de Vanoise Sud : *18*

2.1. Position du massif dans la chaîne : *18*

2.2. Le socle de Vanoise méridionale : *18*

2.2.1. Le groupe de la Clarea/V : *19*

2.2.2. Le groupe d'Ambin/V : *21*

2.3. Les métaconglomérats de Vanoise (ou le « Permien conglomératique de Vanoise » d'Ellenberger, 1958) : *22*

2.4. Le Permo-Trias de Vanoise méridionale : *22*

2.5. Les Quartzites scythiens (=werféniens) : *23*

2.6. La série triasique carbonatée de Vanoise méridionale : *24*

2.7. La série post-triasique de Vanoise méridionale : *24*

3. Présentation des différentes unités du massif d'Ambin : *25*

3.1. La position du massif dans la chaîne occidentale : *25*

3.2. Le socle d'Ambin : *27*

3.2.1. Le groupe de la Clarea/A. : *27*

3.2.2. Le groupe d'Ambin/A. : *28*

3.3. Le Permo-Trias du massif d'Ambin : *30*

3.4. Les quartzites scythiens du massif d'Ambin : *30*

3.5. La couverture méso-cénozoïque (post-scythienne) du massif d'Ambin : *32*

4. La « nappe des gypses » et les unités liguro-piémontaises dans les massifs de Vanoise Sud et d'Ambin : *33*

5. Synthèse lithostratigraphique succincte des deux massifs : *34*

Chapitre III : Evolution structurale des massifs de Vanoise Sud et d'Ambin

1. Aperçu des données de la littérature : *37*

2. Analyse structurale du massif de Vanoise Sud : *39*

2.1. La phase D-1 ou l'héritage anté-alpin dans le socle de Vanoise Sud : *40*

2.2. La phase D1 en Vanoise Sud : *42*

2.3. La phase D2 : plissements et cisaillements régionaux à vergence est et ouest : *46*

2.3.1. Les fabriques plicatives D2 : *46*

2.3.2. Les fabriques cisaillantes D2 : *60*

2.4. Les dernières déformations D2 à la transition fragile-ductile : *74*

2.5. Coupes sériées à travers le Fond d'Aussois : *75*

3. Analyse structurale du massif d'Ambin : *78*

3.1. La phase D-1 : *80*

3.2. La phase D1 : *81*

3.3. La phase D2 : plissements et cisaillements régionaux à vergence est et ouest : *86*

3.3.1. Les fabriques plicatives D2 : *86*

3.3.2. Les fabriques cisaillantes D2 à vergence est et ouest : *91*

3.4. Les déformations D2 tardives à la transition fragile-ductile : *98*

4. Synthèse structurale des massifs de Vanoise Sud et d'Ambin : *99*

Chapitre IV : Evolution tectono-métamorphique des massifs de Vanoise Sud et d'Ambin

1. Démarche adoptée et objectifs : *104*

2. Les minéraux métamorphiques alpins et anté-alpins :

répartition, habitus, position microstructurale et évolution chimique : *112*

2.1. Les phases minérales alpines : *112*

2.1.1. Micas blancs (phengite et paragonite) : *112*

2.1.2. Chlorites : *123*

2.1.3. Chloritoïdes : *129*

2.1.4. Amphiboles sodiques : *132*

2.1.5. Grenats : *139*

2.1.6. Epidotes : *140*

2.1.7. Pyroxènes omphacitiques : *141*

2.1.8. Feldspaths : *141*

2.1.9. Biotites : *143*

2.1.10. Autres minéraux accessoires alpins (et anté-alpins) : *144*

2.2. Les phases minérales anté-alpines : *145*

2.2.1. Micas blancs (muscovites) : *145*

2.2.2. Biotites : *146*

2.2.3. Grenats : *146*

2.2.4. Amphiboles calciques : *147*

2.2.5. Feldspaths : *147*

3. Synthèse des relations entre les textures et les évolutions chimiques des minéraux définition des paragenèses alpines D1 et D2 : 147

4. Données P-T de la littérature sur les massifs de Vanoise Sud et d'Ambin, et comparaison aux unités des Schistes Lustrés et du Grand Paradis : 149

4.1. Estimations P-T disponibles pour les unités de socle et de couverture dans les massifs de Vanoise et d'Ambin : 149

4.2. Estimations P-T disponibles dans les Schistes Lustrés et le Grand Paradis : 154

5. Nouvelles estimations P-T : 157

5.1. Choix et description des méthodes utilisées : 157

5.2. Sélection des échantillons pour les estimations P-T : 161

5.3. Nouvelles estimations P-T issues de TWEEQU et THERMOCALC : 162

5.4. Nouvelles Températures maximales issues de la Spectroscopie RAMAN : 171

6. Interprétation des nouvelles estimations P-T : 173

Chapitre V : Synthèse Géochronologique et nouveaux âges in situ

1. Remarques sur le choix de la méthode 40Ar/39Ar in situ sur phengite : 182

2. Etat des lieux sur les âges disponibles dans le secteur étudié : 183

3. La méthode de datation 40Ar/39Ar in situ sur phengite : 185

3.1. Principes de la méthode et corrections analytiques : 186

3.2. Protocole expérimental : 187

3.3. Température de fermeture du système phengitique : 189

3.4. Problèmes d'excès d'Argon : 189

3.5. Autres sources de contamination : 190

4. Sélection des échantillons et caractéristiques phengites : 190

4.1. Choix des échantillons : 190

4.2. Caractéristiques texturales et chimiques des phengites analysées : 192

4.3. L'événement D1 : *194*

4.4. L'événement D2 : *194*

5. Résultats des datations 40Ar/39Ar in situ sur phengite : *200*

5.1. L'événement D1 : *205*

5.2. L'événement D2 : *205*

6. Synthèse et interprétation des résultats radiométriques : *210*

7. Relations préliminaires entre les âges obtenus et les estimations P-T : *217*

Chapitre VI : Synthèse

1. Relations synthétiques entre les âges obtenus et les estimations P-T : *220*

2. Interprétation du saut métamorphique en Vanoise Sud : *221*

3. Synthèse sur l'exhumation des unités de haute-pression dans les massifs de Vanoise Sud et d'Ambin : *224*

Références bibliographiques *228*

Annexes *247*

TABLE DES ILLUSTRATIONS

Figure I- 1 : Répartition des chaînes alpines au sens large, depuis le détroit de Gibraltar jusqu'à l'Extrême Orient **5**
Figure I- 2 : Carte géologique simplifiée des Alpes Occidentales **6**
Figure I- 3 : Carte simplifiée du métamorphisme alpin, dans les Alpes Occidentales **7**
Figure I- 4 : (A) : profil sismique ECORS-CROP à travers les Alpes Occidentales ; (B) : interprétation du profil à l'échelle crustale **8**
Figure I- 5 : Coupes évolutives des Alpes Occidentales depuis le Crétacé supérieur **9**

Figure II- 1 : Carte géologique simplifiée des Alpes Graies méridionales **14**
Figure II- 2 : Carte géologique du massif de Vanoise Sud, depuis la vallée de l'Arc au Sud jusqu'au secteur du Fond d'Aussois au Nord **17**
Figure II- 3 : Log lithostratigraphique du massif de Vanoise Sud **18**
Figure II- 4 : Contact stratigraphique plissé entre les groupes de la Clarea et d'Ambin dans le secteur du Fond d'Aussois **20**
Figure II- 5 : Contact stratigraphique des métaconglomérats du Permo-Trias sur les micaschistes du groupe d'Ambin/V **22**
Figure II- 6 : Carte géologique de la partie nord du massif d'Ambin **25**
Figure II- 7 : Log lithostratigraphique du massif d'Ambin **26**
Figure II- 8 : Niveaux métaconglomératiques grossiers de la partie inférieure du groupe d'Ambin **29**
Figure II- 9 : Laminations entrecroisées dans les quartzites werféniens du Vallon d'Etache (massif d'Ambin) **31**
Figure II- 10 : Faciès sains et cataclastiques des quartzites werféniens du massif d'Ambin **32**

Figure III- 1 : Couleurs utilisées pour chaque unité dans les projections stéréographiques **36**
Figure III- 2 : Synthèse des phases de déformation publiées dans le secteur étudié (Vanoise Sud et d'Ambin) **38**
Figure III- 3 : Carte géologique du secteur du Fond d'Aussois (Vanoise Sud), et localisation des tracés des 10 coupes sériées **39**
Figure III- 4 : (A) : coupe géologique est-ouest synthétique du secteur du Fond d'Aussois (Vanoise Sud) ; (B) : coupe structurale schématique W-E à travers le Fond d'Aussois ; (C) : log simplifié de Vanoise Sud **40**
Figure III- 5 : Foliation anté-alpine hypothétique en Vanoise Sud **41**
Figure III- 6 : Bloc-diagramme synthétique illustrant les relations entre les fabriques anté-alpines (D-1) et alpines (D1 et D2) **41**
Figure III- 7 : Schistosité alpine S1 du groupe de la Clarea du Fond d'Aussois **42**
Figure III- 8 : Carte des trajectoires de schistosité S1 dans le secteur du Fond d'Aussois, et projections stéréographiques **43**
Figure III- 9 : Linéation minérale L1 (glaucophane) dans le groupe de la Clarea du Fond d'Aussois **44**
Figure III- 10 : Carte des trajectoires de linéation minérale L1 et des axes de plis P1 dans le secteur du Fond d'Aussois, et projections stéréographiques **45**
Figure III- 11 : Pli droit P2 et schistosité de plan axial PA2 dans le groupe d'Ambin de Vanoise Sud **47**
Figure III- 12 : Fabrique plicative D2 caractéristique des micaschistes du groupe de la Clarea (secteur du Fond d'Aussois) **47**
Figure III- 13 : Bloc-diagramme synthétique illustrant les relations entre les fabriques alpines D1 et D2 (plicatives) **48**

Figure III- 14 : Influence de la lithologie sur la localisation de la déformation D2, exemple des quartzites de Vanoise Sud **49**
Figure III- 15 : Carte des trajectoires des plans axiaux PA2 et des plans de schistosité S2 dans le secteur du Fond d'Aussois, et projections stéréographiques **50**
Figure III- 16 : Exemple de réfraction de schistosité S2 dans le Permo-Trias de Vanoise Sud **51**
Figure III- 17 : Carte des surfaces isoclinales des plans PA2 et S2, et allure moyenne des directions des plans PA2 et S2 dans le Fond d'Aussois, et projections stéréographiques **52**
Figure III- 18 : Evolution du pendage des plans S2 et PA2 le long de 6 coupes sériées W-E (coupes 3 à 5) à travers le secteur du Fond d'Aussois **53**
Figure III- 19 : Evolution du pendage des plans S2 et PA2 le long de 6 coupes sériées W-E (coupes 6 à 8) à travers le secteur du Fond d'Aussois **54**
Figure III- 20 : Plis P2 aux axes courbes affectant un niveau quartzo-carbonaté du groupe d'Ambin (Fond d'Aussois) **55**
Figure III- 21 : Carte des trajectoires des axes de plis A2, et projections stéréographiques **56**
Figure III- 22 : Linéation d'intersection entre les plans S1 et S2/PA2, groupe de la Clarea du Fond d'Aussois **57**
Figure III- 23 : Linéation d'étirement minéral L2 dans les quartzites du Fond d'Aussois **58**
Figure III- 24 : Panorama géologique interprété du flanc NE du Fond d'Aussois (vue sur la Dent Parrachée) **59**
Figure III- 25 : Contact tectonique cisaillé vers l'Est entre les groupes de la Clarea et d'Ambin (Plan de la Gorma, secteur du Fond d'Aussois) **61**
Figure III- 26 : Exemples de structures cisaillantes C2 / S2 à vergence est, à l'échelle de la lame mince **62**
Figure III- 27 : Exemple de linéation d'étirement minéral L2, dans le groupe d'Ambin du Fond d'Aussois **63**
Figure III- 28 : Carte des trajectoires des linéations d'étirement minéral L2 dans le Fond d'Aussois, associées aux cisaillements à vergence est, ouest et de sens indéterminé **64**
Figure III- 29 : Bloc-diagramme synthétique illustrant les relations entre les fabriques cisaillantes D2 et les fabriques D1 **65**
Figure III- 30 : Boudinage symétrique et asymétrique affectant les quartzites de la rive Est du lac de Plan d'Amont (Fond d'Aussois) **66**
Figure III- 31 : Carte des trajectoires des plans de cisaillement à vergence est et ouest, dans le secteur du Fond d'Aussois **67**
Figure III- 32 : Fabriques cisaillantes C2 à vergence ouest affectant les métaconglomérats de Vanoise **69**
Figure III- 33 : Niveaux chlorito-albitiques observés à la base des métaconglomérats de Vanoise, et microdéformations associées **70**
Figure III- 34 : Le pli du Fond d'Aussois : carte de détail des trajectoires des plans S1 et S2 (PA2), et photographie panoramique **71**
Figure III- 35 : Panorama sur le flanc « normal » du pli du Fond d'Aussois, et interprétations des structures **73**
Figure III- 36 : Cisaillements C2 conjugués tardifs, développés à la limite fragile-ductile dans le groupe d'Ambin de Vanoise Sud **74**
Figure III- 37 : Bloc-diagramme synthétique illustrant les relations entre les fabriques alpines ductiles (D1, D2) et les structures tardives développées à la limite fragile-ductile **75**
Figure III- 38 : Coupes sériées W-E (coupes 1 à 4), réalisées dans le Fond d'Aussois **76**
Figure III- 39 : Coupes sériées W-E (coupes 5 à 8), réalisées dans le Fond d'Aussois **77**
Figure III- 40 : Coupes sériées W-E (coupes 8 à 10), réalisées dans le Fond d'Aussois **78**

Figure III- 41 : Carte géologique de la partie septentrionale du massif d'Ambin, et localisation de la coupe synthétique **79**
Figure III- 42 : Coupe géologique NW-SE schématique à travers le massif d'Ambin **80**
Figure III- 43 : Fabriques anté-alpines (D-1) préservées au cœur du massif d'Ambin **81**
Figure III- 44 : Projection stéréographique des plans S1 et PA1 observés dans les unités de socle et de couverture d'Ambin **82**
Figure III- 45 : Linéation minérale L1 (glaucophane) de direction N-S, dans le groupe d'Ambin de l'extrémité nord du massif d'Ambin **83**
Figure III- 46 : Carte des trajectoires des linéations L1 et des axes de plis P1 dans la partie nord du massif d'Ambin **84**
Figure III- 47 : Rares critères de cisaillement vers le Nord, affectant la schistosité S1 dans le groupe de la Clarea d'Ambin **85**
Figure III- 48 : Plis plurimétriques P2 d'axe N-S affectant les micaschistes du sommet du groupe d'Ambin **87**
Figure III- 49 :Carte des trajectoires des axes de plis P2 dans la partie nord du massif d'Ambin **88**
Figure III- 50 :Fabriques plicatives D2 caractéristiques, observées dans les unités de socle et de couverture du massif d'Ambin **89**
Figure III- 51 : Projections stéréographiques associées aux surfaces PA2 et S2 **90**
Figure III- 52 : Exemples de fabriques cisaillantes à vergence est affectant le groupe d'Ambin du massif d'Ambin **92**
Figure III- 53 : Projection stéréographique des plans de cisaillement à faible pendage Ce, mesurés dans les unités de socle et de couverture du massif d'Ambin **93**
Figure III- 54 : Bandes de cisaillement plurimétriques à vergence est, affectant les métasédiments du groupe d'Ambin (près du Col d'Ambin) **93**
Figure III- 55 : Linéation d'étirement minéral L2 associée aux cisaillements à vergence est, dans le groupe d'Ambin au Nord du massif d'Ambin **94**
Figure III- 56 : Carte des trajectoires des linéations d'étirement L2 dans le massif d'Ambin, associées aux cisaillements à vergence est, ouest et de sens indéterminé **95**
Figure III- 57 : Fabriques cisaillantes à vergence ouest affectant les métaconglomérats du groupe d'Ambin (secteur du Plan d'Etache) **96**
Figure III- 58 : Bandes de cisaillement à vergence ouest affectant les micaschistes à glaucophane du groupe d'Ambin (secteur du Col du Petit Mont Cenis, au Nord du massif) **97**
Figure III- 59 : Projection stéréographique des plans de cisaillement Cw, mesurés dans les groupes de la Clarea et d'Ambin, et dans les Schistes Lustrés **98**
Figure III- 60 : Fabriques compressives tardives affectant les métaconglomérats du groupe d'Ambin (ruisseau d'Etache, massif d'Ambin) **99**
Figure III- 61 : Blocs-diagrammes synthétiques illustrant les relations entre les fabriques anté-alpines (D-1) et alpines (D1, D2 et D2 tardives) **100**
Figure III- 62 : Carte des trajectoires des linéations L2 associées aux cisaillements à vergence est et ouest dans les Alpes Graies méridionales (compilation) **101**

Figure IV- 1 : Inventaire minéralogique des échantillons analysés à la microsonde électronique **105**
Figure IV- 2 : Position structurale et répartition verticale des échantillons analysés, le long des logs lithostratigraphiques des deux massifs **106**
Figure IV- 3 : Localisation en carte des échantillons analysés dans les deux massifs (microsonde électronique, spectrométrie RAMAN et datations Ar-Ar in situ sur phengite) **107**

Figure IV- 4 : Localisation des échantillons analysés en Vanoise Sud sur une coupe schématique W-E à travers le Fond d'Aussois **107**
Figure IV- 5 : Relations entre minéraux et phases de déformations alpines et anté-alpines dans les deux groupes du socle de Vanoise Sud et d'Ambin **108**
Figure IV- 6 : Assemblages minéralogiques du faciès des schistes bleus et fabrique alpine caractéristiques de l'événement alpin D1 **109**
Figure IV- 7 : Bloc diagramme schématique illustrant les principales fabriques D1 et D2, avec les paragenèses associées **110**
Figure IV- 8 : Assemblages minéralogiques du faciès des schistes verts et fabrique alpine caractéristiques de l'événement alpin D2 **111**
Figure IV- 9 : Bloc diagramme schématique illustrant les principales fabriques D2 plicatives et cisaillantes, avec les paragenèses associées **111**
Figure IV- 10 : Compositions chimiques des micas blancs analysés, dans le triangle Muscovite-Celadonite-Pyrophyllite (présentées par unité structurale) **113**
Figure IV- 11 : Distinction chimique entre les phengites des fabriques D1 et D2, dans le triangle Muscovite-Celadonite-Pyrophyllite **114**
Figure IV- 12 : Relations entre la composition chimique des phengites et leur position microstructurale, et mise en évidence des générations D1 et D2 **115**
Figure IV- 13 : Sélection de 6 échantillons montrant les relations entre la position microstructurale et la composition chimique des phengites alpines des fabriques D1 (schistosité S1) et D2 (schistosité S2 et bandes de cisaillement C2 à vergence est ou ouest) **117**
Figure IV- 14 : Composition chimique des phengites développées dans les bandes de cisaillement à vergence est et ouest **119**
Figure IV- 15 : Variation du degré de substitution en silicium des phengites dans les échantillons analysés, et détermination de la valeur transitionnelle D1/D2131 **120**
Figure IV- 16 : Evolution du rapport XMg vs. Si des phengites analysées dans les différentes unités **121**
Figure IV- 17 : Evolution du rapport Si vs. Na des phengites analysées dans les différentes unités **122**
Figure IV- 18 : Relations entre la composition chimique des chlorites analysées et les unités d'appartenance **125**
Figure IV- 19 : Relations entre la composition chimique des chlorites analysées et leur position microstructurale **126**
Figure IV- 20 : Relations entre la position microstructurale et la composition des chlorites alpines (diagrammes XMg vs. Si) **128**
Figure IV- 21 : Relations de déstabilisation entre l'amphibole sodique, le chloritoïde et la chlorite dans des diagrammes FeO vs. MgO **129**
Figure IV- 22 : Habitus en rosette et en tablette du chloritoïde maclé **130**
Figure IV- 23 : Evolution chimique des chloritoïdes alpins analysés **131**
Figure IV- 24 : Composition des amphiboles sodiques des groupes d'Ambin et de la Clarea **133**
Figure IV- 25 : Evolution chimique des amphiboles sodiques entre les événements D1 et D2 **134**
Figure IV- 26 : Relations texturales et chimiques entre les deux générations d'amphiboles sodiques **136**
Figure IV- 27 : Relations texturales et chimiques entre les deux générations d'amphiboles sodiques **137**
Figure IV- 28 : Evolution du degré de préservation des amphiboles sodiques au cours de la phase D2 **138**
Figure IV- 29 : Composition des Grenats alpins et anté-alpins du groupe de la Clarea de Vanoise Sud et d'Ambin **139**
Figure IV- 30 : Compositions chimiques des épidotes analysées **140**
Figure IV- 31 : Composition des clinopyroxènes du groupe de la Clarea **141**

Figure IV- 32 : Composition chimique des feldspaths analysés **142**
Figure IV- 33 : Relations texturales entre les plagioclases albitiques et les fabriques D1 et D2 **143**
Figure IV- 34 : Composition chimique des biotites alpines et anté-alpines **144**
Figure IV- 35 : Composition des carbonates analysés **145**
Figure IV- 36 : Composition des muscovites anté-alpines **146**
Figure IV- 37 : Liste des paragenèse successives dans chaque échantillon microsondé **148**
Figure IV- 38 : Principales paragenèses retenues pour les 3 épisodes métamorphiques alpins **149**
Figure IV- 39 : Compilation des estimations P-T publiées et soumises dans les unités de socle et de couverture des massifs de Vanoise Sud et d'Ambin **150**
Figure IV- 40 : Précisions sur les estimations THERMOCALC de l'événement D1 de Ganne, 2003 et Ganne et al., 2007, et mise en évidence des incertitudes ΔP et ΔT **151**
Figure IV- 41 : Compilation des chemins P-T publiés, dans les unités de socle et de couverture des massifs de Vanoise Sud et d'Ambin **152**
Figure IV- 42 : Compilation des estimations P-T et des chemins associés (publiés et soumis) dans les unités Liguro-Piémontaises (Schistes Lustrés et Monviso) et dans le massif du Grand Paradis **156**
Figure IV- 43 : Principes de la spectroscopie RAMAN (Beyssac et al., 2002), pour la détermination des températures maximales **160**
Figure IV- 44 : Carte géologique du secteur du Canyon de l'Arc, et localisation des échantillons analysés par spectroscopie RAMAN **162**
Figure IV- 45 : Résultats graphiques des estimations P-T ($\pm 1\sigma$) obtenues à l'aide des logiciels TWEEQU et THERMOCALC, et portions de chemins P-T associés (partie 1/2) **164**
Figure IV- 46 : Idem, partie 2/2 **165**
Figure IV- 47 : Résultats détaillés des estimations P-T (paragenèses utilisées, pôles purs pris en compte ou rejetés, systèmes chimiques considérés), partie 1/4 **166**
Figure IV- 48 : Idem, partie 2/4 **167**
Figure IV- 49 : Idem, partie 3/4 **168**
Figure IV- 50 : Idem, partie 4/4 **169**
Figure IV- 51 : Températures maximales ($\pm 1\sigma$) issues de la spectroscopie RAMAN, données avec le détail des calculs **172**
Figure IV- 52 : Compilation des chemins P-T synthétiques calculés dans les unités de couverture et de socle de Vanoise Sud et d'Ambin, et nouvelles températures maximales issues de la spectroscopie RAMAN **174**
Figure IV- 53 :Relation entre l'allure des chemins P-T et la position des échantillons dans la pile structurale de Vanoise Sud **176**
Figure IV- 54 : Relations entre la position des échantillons de Vanoise Sud dans la pile structurale, et le pic thermique D2 issu des calculs TWEEQU et RAMAN **177**
Figure IV- 55 : Position des nouveaux chemins P-T calculés pour les unités supérieures de Vanoise Sud et inférieures des massifs de Vanoise Sud et d'Ambin, et comparaison aux chemins publiés **179**

Figure V- 1 : Schéma de la démarche adoptée pour les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ in situ et les estimations thermobarométriques sur un même échantillon **183**
Figure V- 2 : Compilation des données radiométriques et stratigraphiques publiées dans les Alpes Occidentales, présentées d'Ouest en Est depuis le domaine Valaisan jusqu'à la zone de Sezia **184**
Figure V- 3 : Compilation des principales données radiométriques sur le métamorphisme de haute pression dans les Alpes Occidentales **185**
Figure V- 4 : Schéma synthétique de la « ligne argon » utilisée (dispositif d'extraction et de purification) **188**

Figure V- 5 : Cartes de localisation des échantillons datés par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ in situ sur phengite **191**
Figure V- 6 : Position des échantillons datés sur les colonnes lithostratigraphiques de Vanoise Sud et d'Ambin **191**
Figure V- 7 : Relations macrostructurales synthétiques entre les 3 principales fabriques alpines **192**
Figure V- 8 : Relations entre la composition chimique des phengites datées, et leur position microstructurale. (A) : répartition des phengites datées par unité d'appartenance dans le diagramme Si/Al_{total} ; (B) : répartition des phengites datées D1 et D2 dans le diagramme Si/Al_{total} ; (C) : répartition des phengites datées par unité d'appartenance dans le diagramme Si/Na ; (D) : répartition des micas blancs D2 (Phg S2, Phg Ce et Prg) datés dans le diagramme Si/Al_{total} **193**
Figure V- 9 : Transect d'évolution chimique réalisé à travers l'échantillon daté WPA05.39 **195**
Figure V- 10 : Comparaison des compositions chimique des Phg S1 et des Phg Cs dans l'échantillon daté WVS05.55B **196**
Figure V- 11 : Transects d'évolution chimique réalisés à travers l'échantillon daté WVS05.55B **196**
Figure V- 12 : Transects d'évolution chimique réalisés à travers l'échantillon daté WPA05.37D **197**
Figure V- 13 : Transects d'évolution chimique réalisés dans l'échantillon daté WPA06.35A **198**
Figure V- 14 : Transects d'évolution chimique réalisés dans l'échantillon daté WPA06.100A **199**
Figure V- 15 : Planche regroupant les âges obtenus par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ in situ sur phengite, leurs relations avec la position microstructurale, la composition chimique des phengites, les surfaces ablatées au laser et les microstructures visibles en lame mince (échantillons WVS05.55B et WVS05.53) **201**
Figure V- 16 : idem (échantillons WPA05.06 et WPA05.39) **202**
Figure V- 17 : idem (échantillons WPA06.100A et WPA05.16A) **203**
Figure V- 18 : idem (échantillons WPA05.37D et WPA06.35A) **204**
Figure V- 19 : Résultats analytiques des datations radiométriques $^{40}Ar/^{39}Ar$ in situ sur phengite **208**
Figure V- 20 : Fréquence des âges radiométriques absolus calculés **209**
Figure V- 21 : Relations entre l'ensemble des âges obtenus ($\pm 1\sigma$) et la position microtexturale des phengites analysées **211**
Figure V- 22 : Compilation des âges obtenus dans cette étude, présentés par échantillon **211**
Figure V- 23 : (A) : chemin T-t modélisé par Malusà et al. (2005) pour un échantillon du Permo-Trias d'Ambin ; (B) : évolution depuis l'Oligocène du volume sédimentaire détritique issu des Alpes Occidentales et des Alpes Suisses (d'après Kuhlemann & Kempf, 2002) **215**
Figure V- 24 : Relations entre les âges Ar-Ar in situ sur Phg et les estimations P-T (TWEEQU et THERMOCALC) obtenus sur les mêmes échantillons du groupe d'Ambin (massifs de Vanoise Sud et d'Ambin) **216**

Figure VI- 1 : Chemins P-T-t synthétiques retenus pour les unités supérieures (de Vanoise Sud) et inférieures (de Vanoise Sud et d'Ambin) **220**
Figure VI- 2 : Modèle hypothétique simple, expliquant le contraste métamorphique entre les unités supérieures et inférieures dans le massif de Vanoise Sud. (A') : chemins P-T calculés dans les échantillons des deux unités de Vanoise Sud ; (B') : chemins P-T synthétiques redessinés pour les unités supérieures et inférieures, à partir des échantillons de Vanoise Sud ; (C') : log très simplifié montrant la position relative des deux unités ; (D') : position hypothétique et très simplifiée des deux unités, à la fin de l'événement D1 (environ 50 Ma) et au cours de la phase cisaillante C2 (vers 30 Ma) **222**
Figure VI- 3 : Compilation des données géochronologiques (et stratigraphiques) dans les massifs de Vanoise Sud et d'Ambin, et nouveaux âges Ar-Ar in situ **225**
Figure VI- 4 : Diagrammes température-temps et profondeur-temps, calculés pour les unités supérieures (couverture + sommet du socle) et inférieures (socle) du massif de Vanoise Sud, et comparaison aux **226**

données de traces de fission sur apatite de Malusà (2004) et Malusà et al. (2005) pour le massif d'Ambin (socle et couverture)

Annexe Figure- 1 : Carte de localisation des échantillons prélevés dans le massif de Vanoise Sud **249**
Annexe Figure- 2 : Carte de localisation des échantillons prélevés dans le massif d'Ambin **250**
Annexe Figure- 3 : Liste des échantillons analysés (microsonde électronique, spectroscopie RAMAN, datations Ar-Ar in situ sur Phg) **251**
Annexe Figure- 4 : Inventaire minéralogique des lames minces (1/5) **252**
Annexe Figure- 5 : Inventaire minéralogique des lames minces (2/5) **253**
Annexe Figure- 6 : Inventaire minéralogique des lames minces (3/5) **254**
Annexe Figure- 7 : Inventaire minéralogique des lames minces (4/5) **255**
Annexe Figure- 8 : Inventaire minéralogique des lames minces (5/5) **256**
Annexe Figure- 9 : Coordonnées GPS des échantillons prélevés (1/5) **257**
Annexe Figure- 10 : Coordonnées GPS des échantillons prélevés (2/5) **258**
Annexe Figure- 11 : Coordonnées GPS des échantillons prélevés (3/5) **259**
Annexe Figure- 12 : Coordonnées GPS des échantillons prélevés (4/5) **260**
Annexe Figure- 13 : Coordonnées GPS des échantillons prélevés (5/5) **261**
Annexe Figure- 14 : Evolution du rapport Si vs. Al total des Phg alpines analysées : analyses personnelles présentées par échantillon, comparées aux analyses triées de Ganne (2003) **262**
Annexe Figure- 15 : Evolution du rapport XMg vs. Si des Phg alpines analysées, présentées par échantillon et comparées aux analyses triées de Ganne (2003) **262**
Annexe Figure- 16 : Evolution du rapport Si vs. Na des Phg alpines analysées, présentées par échantillon et comparées aux analyses triées de Ganne (2003) **263**
Annexe Figure- 17 : Evolution du rapport Si vs. Al total des chlorites alpines analysées, présentées par échantillon puis par unité. **263**
Annexe Figure- 18 : Composition des amphiboles sodiques présentées par échantillon, et comparaison aux analyses de Ganne (2003) et de Gay (1972) **264**
Annexe Figure- 19 : Etude des deux générations d'amphiboles sodiques dans l'échantillon WPA05.18A (groupe de la Clarea/V) **265**
Annexe Figure- 20 : Composition des amphiboles calco-sodiques analysées par Ganne (2003) **266**
Annexe Figure- 21 : Histogrammes des variations du degré de substitution en Si des phengites dans les échantillons datés **267**
Annexe Figure- 22 : Carte des trajectoires des plans de schistosité S1 dans le secteur du Canyon de l'Arc **268**
Annexe Figure- 23 : Carte des trajectoires des linéations de haute pression L1 dans le secteur du Canyon de l'Arc **268**
Annexe Figure- 24 : Carte des trajectoires des plans de schistosité S2 (et des plans axiaux PA2) dans le secteur du Canyon de l'Arc **269**
Annexe Figure- 25 : Carte des trajectoires des bandes de cisaillement à vergence ouest (Cw) et des linéations associées (Lw) dans le secteur du Canyon de l'Arc **269**

CD-rom : résultats des analyses de microsonde électronique

Abréviations et conventions utilisées dans le texte et les figures :

Minéraux et associations minérales :

Ab : albite
Act : actinote
Amp : amphibole
An : anorthite
Ank : ankérite
Ap : Apatite
Ar : aragonite
Bt : biotite
Cal : calcite
Car : carpholite
Cel : céladonite
Chl : chlorite
Ctd : chloritoïde
Czo : clinozoïsite
Ep : épidote
FK : feldspath potassique
Fsp : feldspath
Gln : glaucophane
Grt : grenat
Hbl : hornblende
Hem : hématite
Jd : jadéite
Mcr : microcline
Mu : muscovite
Or : Orthose
Phg : phengite
Plg : feldspath plagioclase
Prg : paragonite
Prl : pyrophyllite
Qz : quartz
Ru: rutile
Sph : sphène
Stp : stilpnomélane
Tur : tourmaline
Zrc : Zircon

Unités structurales et paléogéographiques :

GA : groupe d'Ambin
GC : groupe de la Clarea
Z(U)D : zone (ultra)dauphinoise
Z(S)B : zone (sub)briançonnaise
ZH : zone houillère
MCE : massifs cristallins externes
MCI : massifs cristallins internes

Structures et métamorphisme :

HP-BT : haute pression – basse température
SV : schistes verts
SB : schistes bleus
S-1 : schistosité anté-alpine de la phase D-1
S1 : schistosité alpine de la phase D1
S2 : schistosité alpine de la phase D2
C2 : bande de cisaillement de la phase D2
Ce : bande de cisaillement à vergence est
Cw : bande de cisaillement à vergence ouest
OP Ab : ombre de pression de l'albite
Phg1, Phg2 : phengite de l'événement D1, D2
Phg S2/C2/Ce/Cw : phengite de la schistosité S2/de la bande de cisaillement C2/Ce/Cw

Divers :

LP(N)A : Lumière Polarisée (Non) Analysée
AFT : Traces de Fission sur Apatite
Tf : température de fermeture
Les projections stéréographiques proposées sont réalisées sur le canevas de Wulf (projection équiangulaire) en hémisphère inférieur, à l'aide du logiciel Stereonett (Duyster, 2000).

Sur les cartes structurales les mesures ont été réalisées à la base des flèches, au centre des segments non fléchés ainsi qu'au centre des figurés de pendage (┤).

INTRODUCTION ET PLAN DE LA THESE

1. Objectifs de la thèse et méthodes utilisées :

Les zones internes des chaînes de montagnes sont constituées d'unités fortement déformées, issues de contextes variés (socle ou couverture sédimentaire, origine continentale ou océanique, …). L'imbrication tectonique de ces différentes unités, résulte des processus de raccourcissement/convergence (subduction océanique, subduction continentale, collision). Afin de comprendre la géométrie actuelle souvent complexe des zones internes, et dans la perspective de reconstituer leur histoire géodynamique, nous devons adopter une démarche multiscalaire, et utiliser des méthodes transdisciplinaires de manière complémentaire.

L'objectif majeur de ce travail est de caractériser les principales étapes de structuration de la chaîne alpine dans la zone briançonnaise interne. En utilisant de manière interactive l'analyse structurale, la pétrologie métamorphique, les estimations thermobarométriques et les datations radiométriques in situ, nous caractérisons les épisodes successifs associés aux mécanismes de subduction, de formation et d'exhumation d'unités de haute pression.

Notre attention se porte sur les massifs de Vanoise Sud et d'Ambin, qui occupent une position-clef dans la zone interne des Alpes Occidentales. Ces massifs renferment des unités de socle et de couverture, d'origine continentale et océanique. Ils ont enregistré successivement, au cours de l'orogenèse alpine, les processus de subduction et de collision. Ils présentent aujourd'hui les indices de formation et d'exhumation de roches métamorphiques de haute pression.

Les travaux récents de Ganne (2003) et Ganne et al. (2003 à 2007), portant sur les deux massifs, ont laissé en suspend des questions majeures pour la compréhension de l'évolution tectono-métamorphique des massifs de Vanoise Sud et d'Ambin. Notre travail s'inscrit dans ces récentes perspectives de recherche, et vise à répondre aux interrogations suscitées.

Cette étude a bénéficié d'une bourse ministérielle, et de la participation du Laboratoire de Tectonique de l'Université Pierre et Marie Curie (UPMC, Paris VI) et de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris à Fontainebleau. Les analyses à la microsonde électronique ont été réalisées au service Camparis de l'UPMC, les datations radiométriques Ar-Ar au Laboratoire de Dynamique de la Lithosphère à Montpellier II, et les mesures par Spectroscopie Raman au Laboratoire de Géologie de l'Ecole Normale Supérieure de Paris.

2. Organisation de la thèse :

Les 6 chapitres de la thèse répondent à un souci d'organisation globale, mais ils doivent être appréhendés de manière interactive et complémentaire. Par exemple, les informations structurales du 3ème chapitre sont régulièrement utilisées et mises à profit dans la description des événements métamorphiques du 4ème chapitre.

Dans le premier chapitre, nous présentons les principaux domaines alpins, et proposons une reconstitution synthétique de l'évolution géodynamique des Alpes Occidentales.

Le second chapitre vise tout d'abord à présenter les principales successions lithostratigraphiques observées dans les massifs de Vanoise Sud et d'Ambin. La description des faciès rencontrés dans les unités de socle et de couverture, permet d'établir une base de

travail commune entre les deux massifs. Elle sera utilisée dans la suite du manuscrit dans les comparaisons d'ordre tectonique, métamorphique et géochronologique.

Le troisième chapitre porte principalement sur notre travail de terrain. L'analyse structurale détaillée, réalisée dans les deux massifs, nous permet tout d'abord de comprendre les géométries actuelles complexes, puis de proposer un schéma d'évolution structurale à travers différentes étapes de déformation. Cette synthèse tectonique constitue la base de notre travail.

Le quatrième chapitre repose directement sur les observations structurales précédentes. Nous décrivons dans un premier temps l'évolution chimique des phases minérales, développées au cours des différentes étapes de déformation. Puis nous interprétons ces évolutions métamorphiques en termes de variations des conditions de pression et de température, dans les unités de socle comme dans les unités de couverture.

La cinquième partie apporte de nouvelles datations radiométriques, inédites par la méthode (Ar-Ar in situ sur phengite). Elles permettent de construire le calendrier précis des différentes étapes de déformation décrites précédemment.

Le sixième chapitre fait office de synthèse. Nous utilisons l'ensemble des données obtenues et replaçons l'évolution des massifs de Vanoise Sud et d'Ambin dans un espace pression-température-temps-déformation. La projection de nos résultats à l'échelle géodynamique et permet d'apporter de nouvelles contraintes pour la compréhension de l'évolution des Alpes Occidentales.

3. Limites géographiques de l'étude :

Le domaine étudié s'étend sur une échelle régionale, depuis le Sud du massif de Vanoise, jusqu'au Nord du massif d'Ambin. Il est situé dans le domaine des Alpes Graies méridionales.

La **Vanoise Méridionale** correspond à la limite géographique entre la Tarentaise au Nord et la Maurienne au Sud. Le massif est bordé au Sud par l'Arc et à l'Est par le Doron de Termignon. Nous avons principalement travaillé dans le secteur du Fond d'Aussois, où les lacs artificiels de Plan d'Amont et Plan d'Aval, disposés en cascade, sont alimentés par le ruisseau de Saint-Benoît. La zone de transition entre le massif de Vanoise Sud et celui d'Ambin correspond à la vallée de l'Arc, dont les profondes entailles développent localement un véritable canyon.

Le massif d'**Ambin** est limité au Nord par le lac du Mont-Cenis, à l'Est par la vallée de la Cenischia, et au Sud-Est par la Dora Riparia. Notre étude concerne la partie Nord du massif, où les ruisseaux de Savine et d'Etache creusent de profondes vallées, avant de se jeter dans le ruisseau d'Ambin.

Chapitre 1

CONTEXTE GEOLOGIQUE DE L'ETUDE :

LES ALPES OCCIDENTALES

La chaîne alpine appartient aux chaînes péri-téthysiennes, qui s'étendent sur plus de 15000 km, depuis le détroit de Gibraltar jusqu'à la Nouvelle Zélande. Ce long segment orogénique résulte de la fermeture progressive des bassins océaniques du système téthysien, puis de la collision cénozoïque de l'Eurasie avec les plaques africaine et indienne (Figure I-1).

La région étudiée est localisée dans l'extrémité occidentale de la chaîne alpine, qui au sens strict résulte de la convergence du bloc eurasiatique et de la microplaque apulienne (promontoire septentrional de la plaque africaine). La fermeture progressive des domaines océaniques liguro-piémontais et valaisan, par des mécanismes de subduction et d'obduction, a laissé place, depuis la fin du mésozoïque, à la subduction puis à la collision des paléomarges continentales de l'Eurasie et de l'Apulie.

Les reliefs qui résultent de la collision, s'étendent sur près de 1000 km entre Gênes et Vienne, avec une largeur variant de 100 à 400 km. Ils constituent une frontière naturelle entre la France (à l'Ouest), l'Italie (au Sud), l'Allemagne, la Suisse et l'Autriche (au Nord).

La chaîne alpine présente une orientation E-W dans les parties orientale et centrale, puis s'arque fortement dans sa partie occidentale, pour atteindre une direction NE-SW près de la Mer Méditerranée.

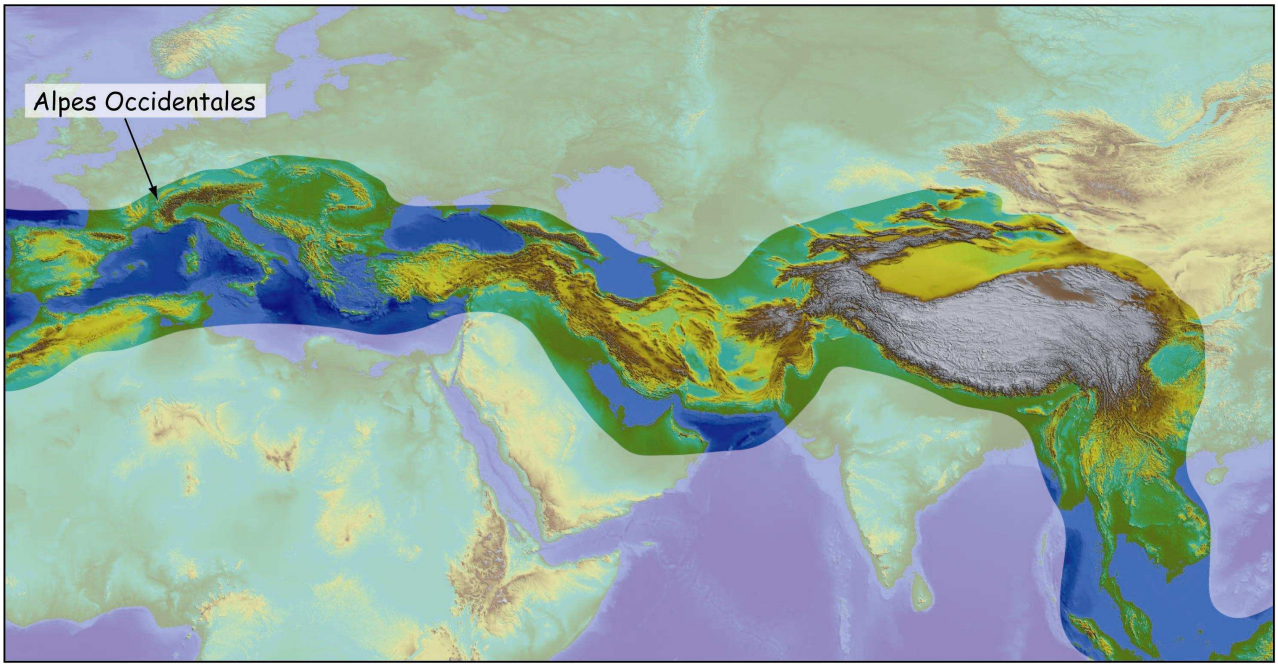


Figure I- 1

Répartition des chaînes alpines au sens large, depuis le détroit de Gibraltar jusqu'à l'Extrême Orient. Elles résultent de la fermeture des bassins téthysiens, puis de la collision entre la plaque eurasiatique et les plaques africaine et indienne (carte topographique et bathymétrique).

1. Schéma structural global des Alpes Occidentales :

Les Alpes Occidentales sont constituées d'un ensemble d'unités fortement déformées, charriées les unes sur les autres depuis l'Est vers l'Ouest. On retrouve les mêmes déversements dans les Alpes Centrales et Orientales, où les unités sont empilées du Sud vers le Nord. Des arguments tectoniques (contacts majeurs), métamorphiques (degrés

métamorphiques contrastés) et bio-litho-stratigraphiques, permettent de distinguer les différentes unités paléogéographiques (Figure I- 2).

C'est ainsi qu'on divise classiquement les Alpes Occidentales en deux domaines structuraux, séparées par un accident majeur : le Front Pennique (FP) :

La Zone Externe (à l'Ouest) : elle renferme la Zone Dauphinoise (équivalent de la Zone Helvétique plus au Nord), avec ses Massifs Cristallins Externes, et la Zone Ultra-Dauphinoise (à l'Ouest), représentée par les flyschs éocènes. Elle correspond à l'ancienne marge continentale européenne amincie.

La Zone Interne, qui renferme d'Ouest en Est : la Zone Valaisanne (océanique) la Zone Sub-Briançonnaise, la Zone Houillère Briançonnaise (Gignoux & Moret, 1934), la Zone Briançonnaise Interne (comprenant les massifs de Vanoise et d'Ambin), la Zone Piémontaise et Liguro-Piémontaise (représentée par les Schistes Lustrés).

Dans les Alpes Occidentales les zones internes d'affinité européenne sont dites Penniques, par opposition aux zones internes Austroalpine et Sudalpine. Ces dernières appartiennent au bloc continental Apulien (ou Adriatique), et sont représentées dans la partie occidentale de la chaîne par la Zone de Sesia et par la klippe de la Dent Blanche.

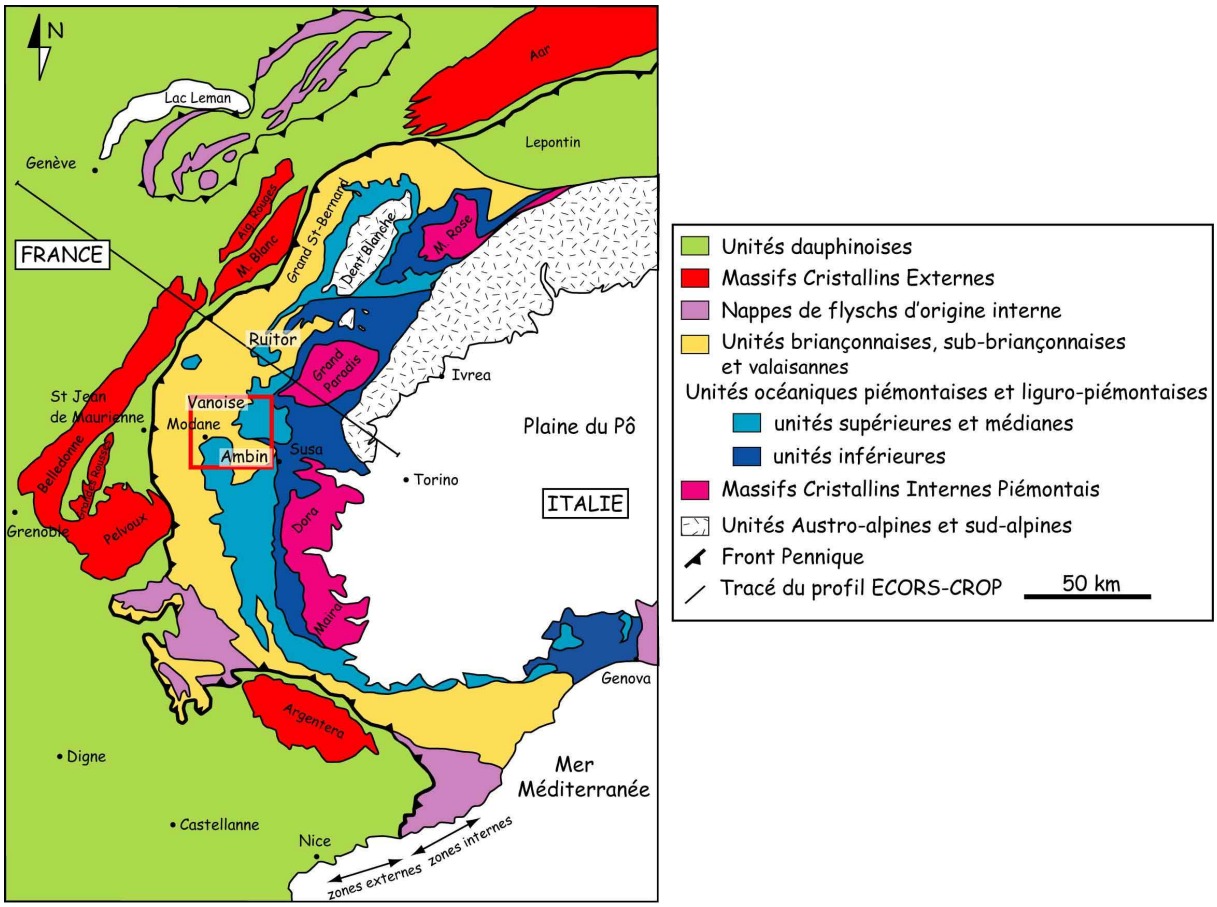


Figure I- 2

Carte géologique simplifiée des Alpes Occidentales (modifiée d'après Deville et al. (1992) et Agard (1999). La zone étudiée est encadrée en rouge (massifs de Vanoise Sud et d'Ambin). Le segment NW-SE correspond au tracé du profil ECORS-CROP (Figure I- 4).

Dans les parties internes des Alpes Occidentales, les roches métamorphiques renferment des minéraux développés dans les faciès des Schistes bleus et des Eclogites. Elles témoignent ainsi de l'enfouissement des unités dans des conditions de haute pression-basse température, voire d'ultra haute pression, qui sont caractéristiques des zones de subduction.

Dans les zones plus externes, les unités ont été enfouies à des profondeurs beaucoup plus faibles, et le pic de métamorphisme ne dépasse pas le faciès des Schistes Verts de bas grade.

Il en résulte une zonation des pics du métamorphique dans les Alpes Occidentales (Figure I- 3), depuis les zones internes (enfouies à grande profondeur) jusqu'aux zones externes (moins métamorphiques). Cette répartition est en accord avec l'imagerie sismique d'une zone de subduction plongeant vers Est, entraînant successivement les unités de la plaque européenne sous la plaque apulienne (Figure I- 4).

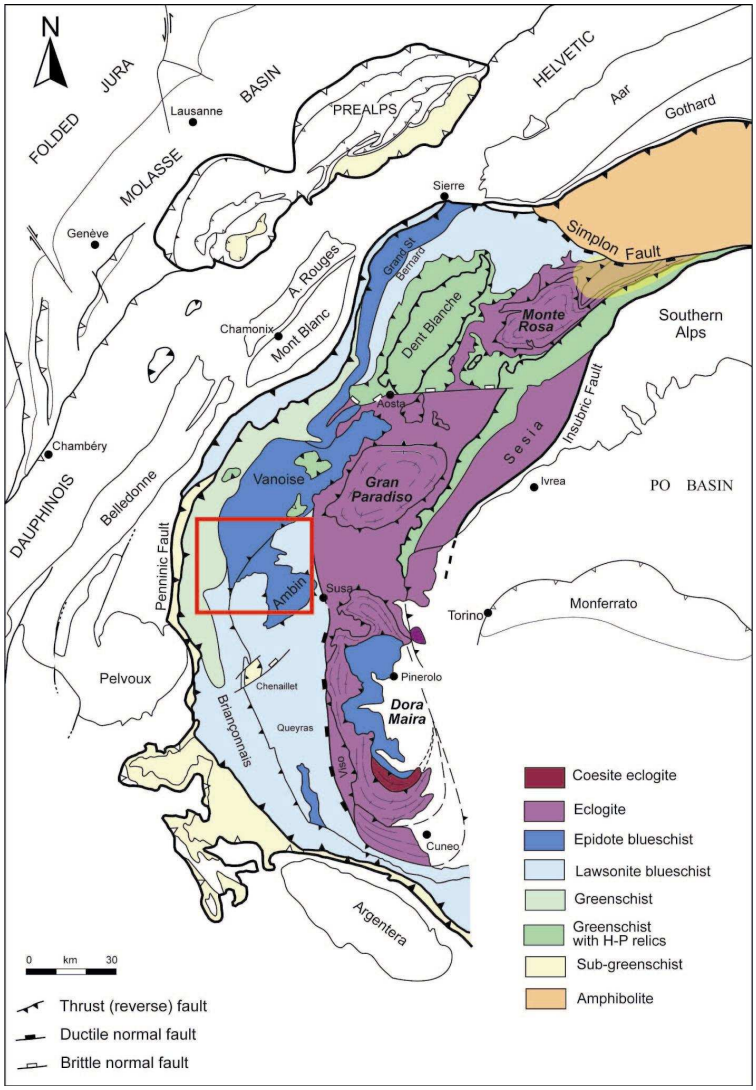


Figure I- 3

Carte simplifiée du métamorphisme alpin, dans les Alpes Occidentales (Le Bayon (2005), modifiée d'après Öberhansli et al (2004)). C'est le pic du métamorphisme qui est représenté. Il correspond au maximum de pression atteint par les différentes unités au cours de la subduction. Les stades plus tardifs du métamorphisme, caractérisés par un gradient plus chaud, ne sont donc pas représentés sur ce type de carte. Dans les massifs de Vanoise Sud et d'Ambin, les unités ont atteint le faciès des Schistes Bleus à épidote (haute pression et basse température). Les travaux récents de Ganne (2003) repoussent même ce pic de pression jusqu'au faciès éclogitique (assemblages à grenat + pyroxène jadéitique).

Le profil sismique ECORS-CROP obtenu à la fin des années 1980, permet ainsi d'imager les structures profondes (Figure I- 4) :

A l'Ouest, les réflecteurs sismiques situés sous le massif subalpin des Bornes et le massif cristallin externe de Belledonne, permettent de localiser le Moho européen à 37 km de profondeur, sous une croûte inférieure fortement litée (sismiquement). Le chevauchement frontal pennique est nettement souligné par un étroit couloir de 10 km, constitué de réflecteurs à faible pendage vers l'Est. Dans les zones internes, l'absence de réflecteurs marquants ne permet pas d'imager les structures avec précision, ni la position du Moho. Les interprétations du profil sont souvent divergentes (Polino et al., 1990 ; Roure et al., 1990 ; Tardy et al., 1990; Schmid & Kissling, 2000). Il faut cependant remarquer le fort épaississement crustal (jusqu'à 50 km) à l'aplomb du Grand Paradis, interprété comme le résultat d'un écaillage important.

Entre le massif du Grand Paradis et la zone de Sesia-Lanzo, l'étroite bande verticalisée de matériel océanique piémontais, correspond à la ligne de suture entre les blocs européen et adriatique. Côté apulien, le Moho est masqué par les réflecteurs des épais dépôts molassiques de la plaine du Pô.

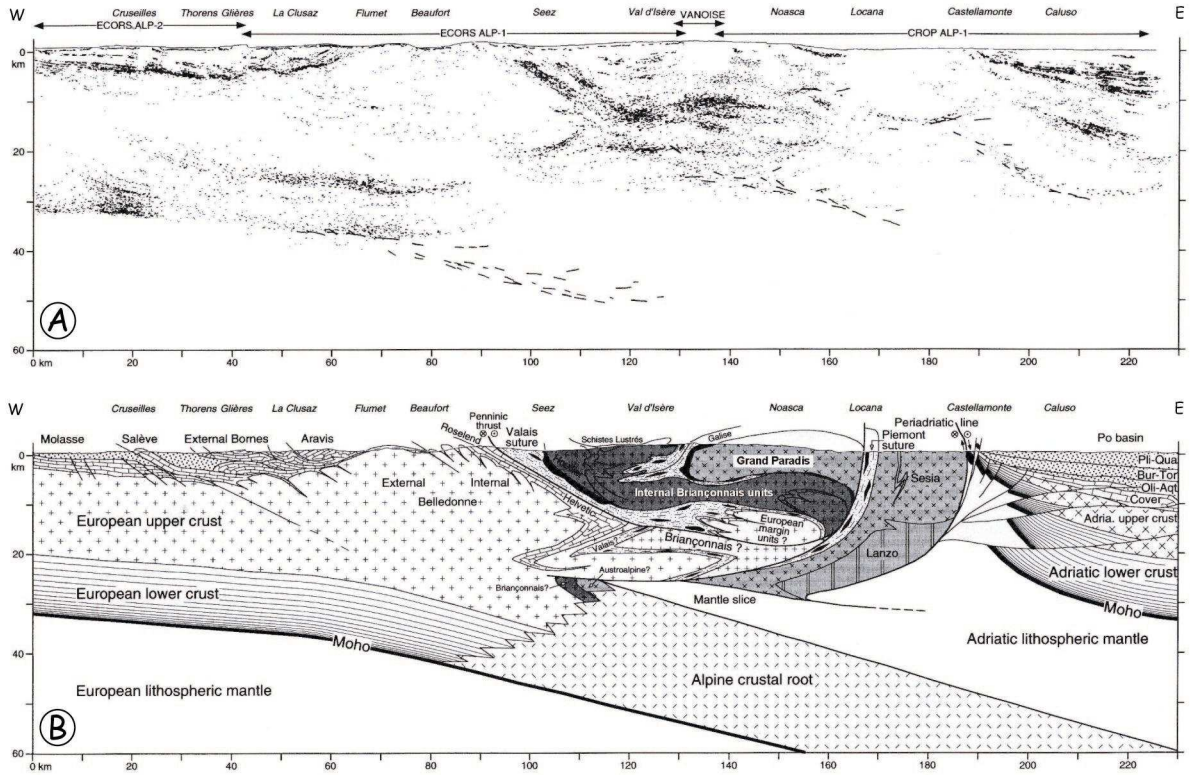


Figure I- 4

A : Profil sismique ECORS-CROP à travers les Alpes Occidentales (depuis le massif des Bornes jusqu'à la plaine du Pô). Dans cette partie de l'arc alpin, le tracé recoupe perpendiculairement les structures des zones externes et internes.

B : Interprétation du profil à l'échelle crustale (Valasek & Mueller, 1997). Les grandes géométries sont décrites dans le texte.

La sédimentation détritique enregistrée au cours de la formation des reliefs alpins (flyschs et molasses), est de plus en plus jeune vers les zones externes. Cette répartition montre la migration des déformations, depuis les zones internes vers les zones externes (de l'Est vers l'Ouest).

2. *Reconstitution synthétique de l'évolution géodynamique des Alpes Occidentales, et problèmes soulevés :*

Nous présenterons ici les lignes majeures de l'évolution géodynamique des Alpes Occidentales. Pour des reconstitutions plus complètes, le lecteur pourra se référer aux synthèses de Lemoine & de Graciansky, 1988 ; Vuichard, 1989 ; Fudral, 1996 ; Schwartz, 2002 et Schmid et al., 2004.

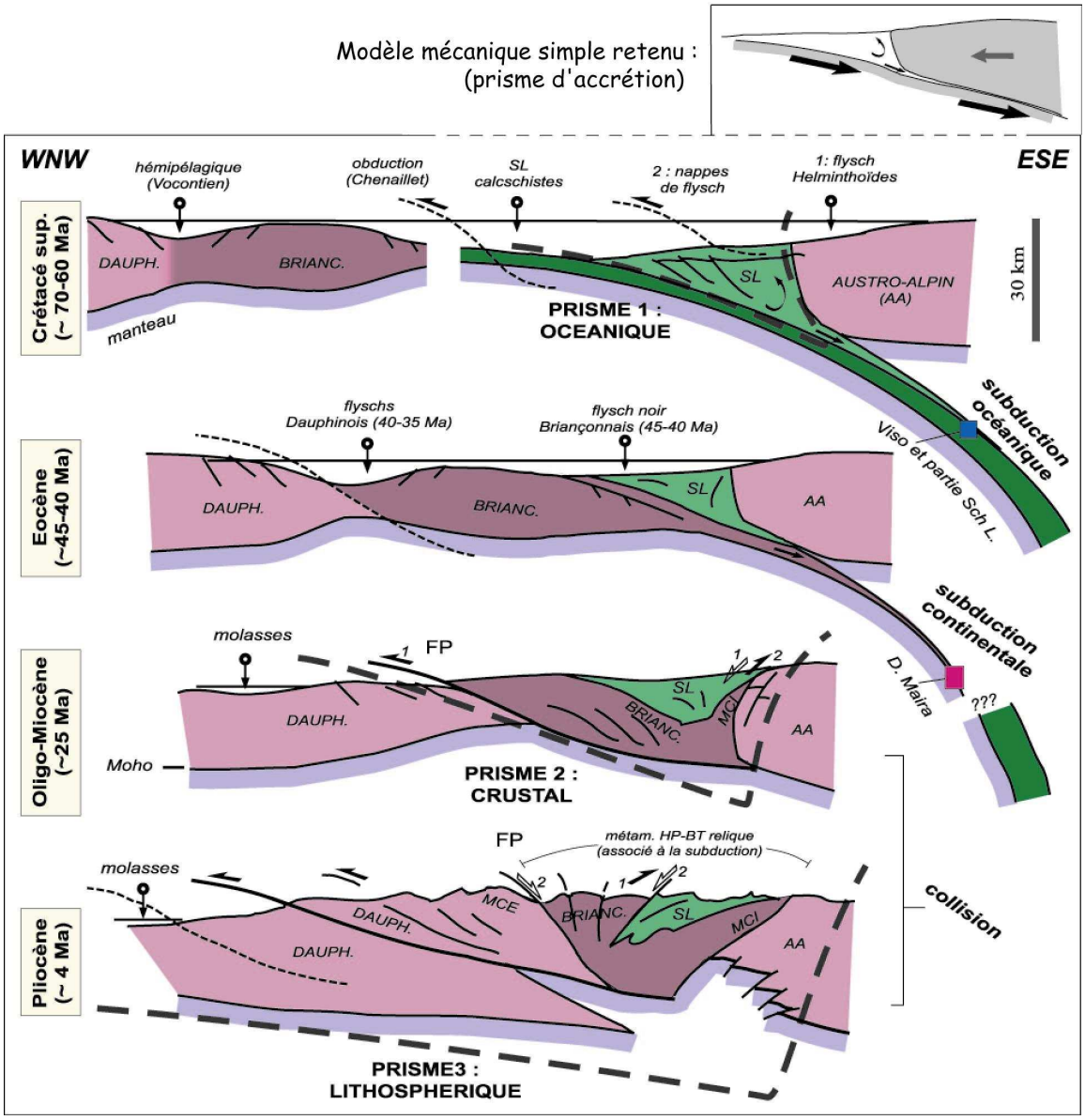


Figure I- 5

Coupes évolutives des Alpes Occidentales, montrant depuis le Crétacé supérieur, la formation successive des prismes océanique, continental puis orogénique (Agard & Lemoine, 2003).

A l'issue de l'orogenèse hercynienne, un méga-continent (**la Pangée**) se forme par l'**accrétion** successive de cratons. L'érosion modèle ce continent en une vaste pénéplaine, et les mouvements décrochants tardi-hercyniens permettent la structuration et le remplissage de bassins continentaux, comme la série carbonifère supérieure et permienne inférieure de la Zone Houillère Briançonnaise.

Au cours du **Permo-Trias**, la **transgression** marine du cycle alpin débute et les premiers sédiments continentaux se déposent en discordance sur le socle du continent pénéplané. Une véritable plate-forme carbonatée va ensuite se développer avec le dépôt de la série carbonatée triasique. La **subsidence triasique** est traduite dès la fin du Trias moyen par les dépôts évaporitiques (gypse et anhydrite). La fin du Trias est marquée par un large bassin marin, qui s'étend sur l'ensemble des Alpes.

A la **fin du Trias** une phase extensive de direction NW-SE entraîne l'individualisation progressive des futures marges européenne au NW et adriatique au SE (Lemoine et al., 2000). Le **rifting liasique** entraîne le développement de géométries en **blocs basculés** dans le socle, et d'une **sédimentation syntectonique**. (*Les failles normales jouent un rôle fondamental dans le devenir de la chaîne, car elles seront réutilisées en failles inverses lors des régimes compressifs postérieurs. Elles dessinent donc précocement les grands traits structuraux des Alpes occidentales).* L'amincissement lithosphérique permet dans le cœur du bassin de rift la **remontée du manteau lithosphérique**, et l'apparition d'une **anomalie thermique** importante.

La paléogéographie des Alpes Occidentales s'individualise alors : l'amincissement crustal est plus important dans la zone dauphinoise, qui enregistre une **forte subsidence** et une série sédimentaire épaisse et continue. Au contraire, les **épaulements de la zone de rift** (Zone Briançonnaise) sont parfois émergés, et enregistrent une sédimentation incomplète de type plateforme. La Zone Briançonnaise présente ainsi de nombreuses lacunes stratigraphiques (Ellengerger, 1958 ; Trümpy, 1960) (Vanoise, Ambin et Dora Maira), et la Vanoise témoigne de périodes d'émersions (karsts, bauxites, sédiments lacustres). Le cœur du bassin téthysien (Zone Piémontaise) enregistre une sédimentation continue et profonde.

L'origine paléogéographique de la Zone Briançonnaise est toujours débattue : provient-elle de la marge européenne passive (Lemoine & de Graciansky, 1988), ou dérive-t-elle d'un microbloc, initialement rattaché à la marge du Gondwana, puis accrété à l'Eurasie après une longue migration jurassique (Stampfli, 1993 ; Marchant & Stampfli, 1995 et Bertrand et al., 2000).

La **fin du Dogger** marque la transition entre rifting et accrétion, et les premiers lambeaux de **croûte océanique** se mettent en place. Le coulissement des marges apulienne et européenne permet la véritable **ouverture de l'océan Liguro-Piémontais (= océan Sud Pennique)** au cœur du bassin téthysien. L'ouverture de cet océan est cinématiquement liée à l'ouverture de l'Atlantique Central au Jurassique moyen (Frisch, 1979 ; Stampfli, 1993).

Au Crétacé inférieur s'ouvre l'**océan valaisan** (Trümpy, 1955 ; Florineth & Froitzheim, 1994 ; Loprieno, 2001), entre la Zone Dauphinoise et la Zone Briançonnaise. Il communique par l'intermédiaire des actuelles Pyrénées avec le Golfe de Gascogne, ouvert à l'Aptien (Boillot & Capdevila, 1977). L'origine précise de l'océan Valaisan est aujourd'hui débattue.

Au **Crétacé supérieur** une sédimentation de type pélagique se met en place dans l'ensemble des zones internes. Les bassins à caractère océanique (futures unités liguro-piémontaises) sont localisés en bordure de la marge européenne (futures unités piémontaises au sens stricte). Ils formeront les futurs **Schistes Lustrés**, à microfaune planctonique cénomano-turonienne (Marthaler et al., 1986 ; Deville, 1987 ; Fudral et al., 1987).

A la fin du **Crétacé supérieur**, **l'ouverture de l'Atlantique Sud** entraîne la rotation antihoraire du bloc africain, et annonce ainsi le début de la fermeture de l'océan téthysien. La

convergence des marges européenne et apulienne (Dal Piaz, 1971 et 1974 ; Ernst, 1971) entraîne une inversion structurale. La **phase alpine** débute dès la fin du Crétacé inférieur, et le raccourcissement lithosphérique entraîne la fermeture de l'océan téthysien, par le biais d'une **subduction** de la marge SE du plancher téthysien sous la marge adriatique active (pourtant exempte de volcanisme). Un **prisme d'accrétion océanique** se met en place, principalement constitué par les Schistes Lustrés (Figure I- 5). Les premières zones de convergence enregistrent à la même période une sédimentation de type flysch, associée à la formation des premiers reliefs. Une partie des Schistes Lustrés est exhumée dès le début de la formation du prisme (Agard et al., 2001a ; Schwartz, 2002).

L'océan ligure est progressivement réduit, tandis que sa marge orientale subside et enregistre le dépôt des flyschs à Helminthoïdes. Ils ne seront pas incorporés au prisme d'accrétion océanique, et seront charriés sur les zones externes (Lemoine et al., 2000 ; Lallemand et al., 2005).

A l'Eocène, la marge briançonnaise est à son tour subductée. Un **prisme continental** se forme alors, tandis que les unités océaniques (Schistes Lustrés) sont progressivement exhumées (Figure I- 5). Les massifs cristallins internes de la paléomarge européenne sont incorporés dans le canal de subduction. Le métamorphisme de haute-pression dans le massif de Dora Maira est daté au plus tard entre 45 et 35 Ma (Rosenbaum et al., 2005). L'**accrétion continentale** se propage vers les zones externes suivant un « effet dominos », et l'empilement des différentes unités permet d'épaissir la colonne crustale. L'âge du métamorphisme lié à la subduction est contraint par les derniers dépôts sédimentaires briançonnais métamorphisés à haute pression. Ces « schistes de Pralognan » sont datés (avec imprécision) entre 53 et 46 Ma (Yprésien). A la fin de l'**Eocène** la mer quitte définitivement le domaine Briançonnais.

A l'Oligo-Miocène, les massifs cristallins internes et les unités briançonnaises sont exhumés. Le **surépaississement du prisme crustal** entraîne progressivement le ralentissement puis le quasi-blocage de la subduction continentale. La **collision continentale** débute alors, et permet d'accommoder une partie du raccourcissement lithosphérique (la subduction continentale ne cessant pas totalement). L'accrétion atteint la zone Dauphinoise, et toutes les unités ont été transportées vers le NW (pro-charriages). Cette superposition s'observe aujourd'hui d'Est en Ouest : Schistes Lustrés / Zone Briançonnaise (Interne) / Zone Sub-Briançonnaise / Zone Ultra-Dauphinoise. La **propagation du front de déformation** depuis les zones internes vers les zones externes, est associée au rajeunissement des déformations vers l'Ouest. Le blocage des unités permet la remontée des isothermes. Nous discuterons les liens éventuels avec le pic thermique enregistré dans la région (voir 4ème chapitre).

Le **désépaississement crustal** oligocène qui suit les premières étapes de la collision, est un phénomène majeur et encore beaucoup débattu à l'heure actuelle. Le jeu complexe de l'érosion, des structures extensives et des déformations intrasèques aux unités est à l'origine de l'exhumation des unités profondes. De nombreux modèles ont récemment proposé comme facteur prépondérant la tectonique extensive, qui permet l'effondrement gravitaire progressif de la chaîne alpine. Fügenschuh & Schmid (2003) montrent ainsi que l'ensemble de la zone pennique est soumis depuis 35 Ma à une constante extension. Bertrand et al., 2000, Ganne, 2003 et Ganne et al., 2007 ont montré l'existence de cisaillements extensifs dans les massifs de Vanoise et d'Ambin, responsable du désépaississement crustal.

A l'oligocène supérieur (environ 25Ma) le système dans son ensemble se débloque pour permettre la **reprise de la subduction de la lithosphère continentale européenne** sous

le prisme pennique. C'est la seconde et dernière phase de collision qui fonctionne depuis le Miocène. Il en résulte l'extrusion (symétrique) du prisme pennique, responsable des structures à vergence interne (les rétro-charriages vers l'Est) et à vergence externe. La Zone Briançonnaise montre ainsi une géométrie en éventail.

Au Pliocène, la construction du **prisme** atteint l'**échelle lithosphérique** (Figure I- 5), comme en témoignent les décalages du Moho, visibles sur l'imagerie des structures profondes (Figure I- 4). Les anciennes structures compressives sont ultérieurement reprises en extension dans les Alpes internes, comme en témoigne le Front Pennique réactivé en faille normale depuis environ 5Ma (traces de fission sur apatite et zircon de Fügenschuh et al., 1999), ou encore le contact entre la Zone Houillère et la Zone SubBriançonnaise (Sue & Tricard, 1999).

La seconde conséquence morphologique majeure de la reprise de la convergence et de l'extension récente est la surrection des massifs cristallins externes (par exemple Crouzet, 1997 pour le massif de Belledonne).

Chapitre 2

EVOLUTION LITHOSTRATIGRAPHIQUE REGIONALE :

LES UNITES BRIANCONNAISES ET LIGURO-PIEMONTAISES

1. *Présentation des différentes unités briançonnaises et liguro-piémontaises (au sens large) :*

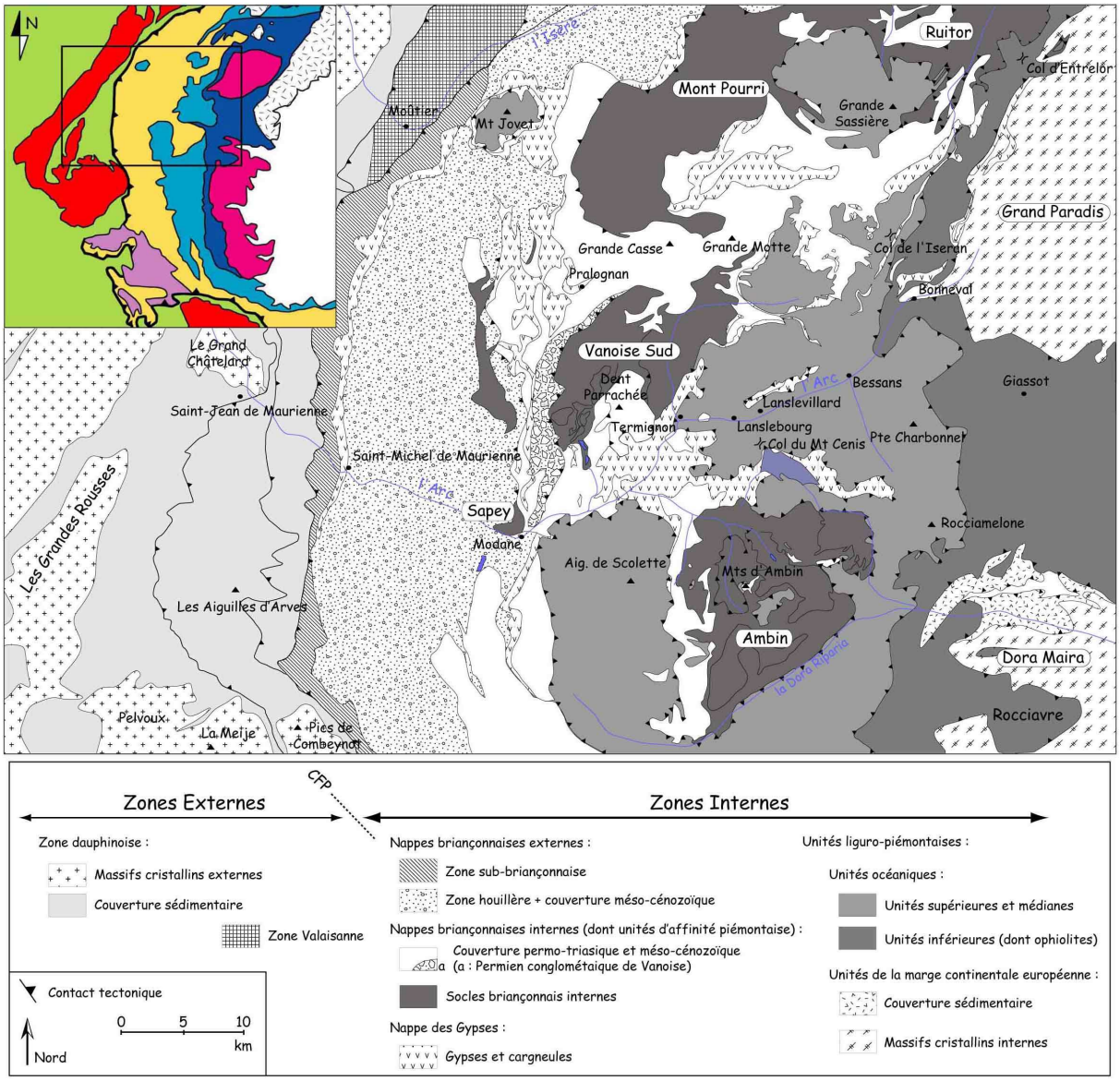


Figure II- 1

Carte géologique simplifiée des Alpes Graies méridionales. Les socles briançonnais internes sont mis en évidence (du Sud au Nord : Ambin, Sapey, Vanoise, Mont Pourri et Ruitor). Ils sont recouverts par une couverture méta-sédimentaire parfois allochtone. La nappe des Schistes Lustrés (unités océaniques) repose d'Est en Ouest sur les massifs cristallins internes (Grand Paradis et Dora Maira) et sur l'ensemble du domaine briançonnais, jusqu'à la klippe du Mont Jovet qui représente la limite occidentale (apparente) de la propagation de la nappe. Les barbillons correspondent aux contacts cisaillants majeurs.

La **zone briançonnaise** (ZB), prolongement septentrional des nappes du Grand St Bernard, s'étend dans les Alpes Occidentales depuis le col du Petit St Bernard jusqu'à la Méditerranée (région des Alpes Ligures), sous une forme arquée.

Partie intégrante des Alpes internes, elle est structuralement positionnée entre la zone (Ultra-) Dauphinoise (via le Front Pennique) et la zone Liguro-piémontaise (largement représentée par les Schistes Lustrés) qui le recouvre (Caron, 1977). D'Ouest en Est elle renferme la ZSB (séries sédimentaires du Trias inférieur à l'Eocène), la ZHB (Carbonifère supérieur et Permien) et la ZBI (zone Vanoise–Ambin (Deville, 1987)) formée par des unités de socle anté-alpins (Vanoise Sud et Ambin, voir Figure II- 1), coiffées par une couverture permienne à cénozoïque inférieur, qui apparaît largement décollée dans la région étudiée. Les ZHB et ZBI sont séparées par un accident tectonique : la cicatrice de Modane-Chavière (du nom du col qu'il traverse)-Pralognan.

La **zone houillère briançonnaise** (ZHB, Gignoux & Moret, 1934) présente une couverture mésozoïque très réduite, et ne renferme aucune déformation ou relique minérale anté-alpine. Son contenu faunistique et floristique la date du Namurien au Stéphanien (Gréber, 1965).
Son sous-bassement cristallin anté-namurien n'affleure pas, soit en raison de la puissante série sédimentaire, soit à cause des charriages qui l'auraient désolidarisé de sa « couverture » houillère. Structuralement elle appartient à l'ensemble de nappes écaillées du Grand St. Bernard.

La **couverture permienne à éocène** présente une épaisseur variable de quelques dizaines de mètres à plus de 2000m (dans la partie ouest du massif de Chasseforêt et dans le Briançonnais externe). Les séries triasiques présentent une sédimentation à tendance siliceuse, puis calcaréo-dolomitique.

Le **domaine liguro-piémontais** (au sens large) est formé par deux ensembles majeurs :

Un domaine proprement piémontais, formé de métasédiments océaniques déposés en bordure de marge. Ce sont les Schistes Lustrés exempts de lambeaux basiques, localement transgressifs sur le socle du Grand Paradis.

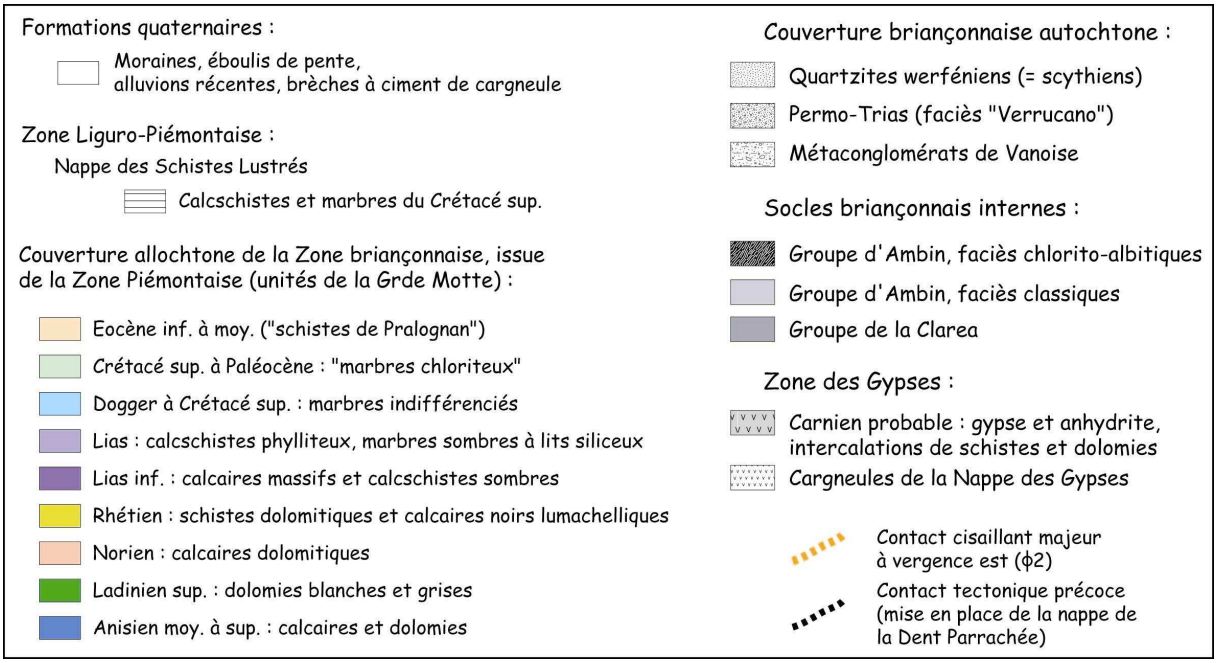
Un domaine liguro-piémontais, celui des Schistes Lustrés. Ils ont été charriés par-dessus le domaine briançonnais au cours de vastes mouvements chevauchants vers l'Ouest. L'extension occidentale maximale apparente est localisée dans la zone houillère, grâce à la klippe du Mont Jovet.

A sein du domaine liguro-piémontais, réapparaissent sous la forme de fenêtres tectoniques les **massifs cristallins internes** (Dora Maira, Grand Paradis et Mont Rose).

Face aux difficultés d'établir une stratigraphie précise dans des unités métamorphiques déformées, et dans le but d'uniformiser les dénominations utilisées par les auteurs, nous proposons de redéfinir les unités de socle et de couverture dans les massifs de Vanoise Sud et d'Ambin. Nous présentons les principaux faciès rencontrés, les protolites associés et nous précisons les transitions entre chacune des unités.

Dans ce chapitre nous montrons que les unités de Vanoise Sud et d'Ambin présentent des successions lithologiques très semblables. Les études structurales, pétrologiques, radiométriques et les évolutions de pression et de température présentées dans les chapitres suivants viennent conforter les ressemblances entre les deux massifs.

Nous présentons dans ce chapitre les différentes unités rencontrées en Vanoise Sud puis dans le massif d'Ambin : leur répartition cartographique et stratigraphique, leur faciès lithologiques et les protolites associés, ainsi que la nature des transitions entre chacune d'elles.



Légende de la carte géologique du massif de Vanoise Sud (Figure II- 2), depuis la vallée de l'Arc au Sud jusqu'au secteur du Fond d'Aussois au Nord. La légende correspondante est présentée sur la page précédente. Les unités de socle (groupes de la Clarea et d'Ambin, respectivement en gris sombre et en gris clair) affleurent largement dans le secteur du Fond d'Aussois, sous leur couverture briançonnaise, et sous la couverture allochtone d'affinité piémontaise (nappe de la Dent Parrachée). L'extrémité Ouest de la carte est dominée par les métaconglomérats de Vanoise. Dans la vallée de l'Arc (au Sud), la nappe des Schistes Lustrés repose sur le domaine briançonnais par l'intermédiaire d'une semelle d'évaporites et de cargneules. Dans ce secteur, le gypse est remobilisé et il s'accumule sous d'épaisses quantités tout le long de l'Arc.

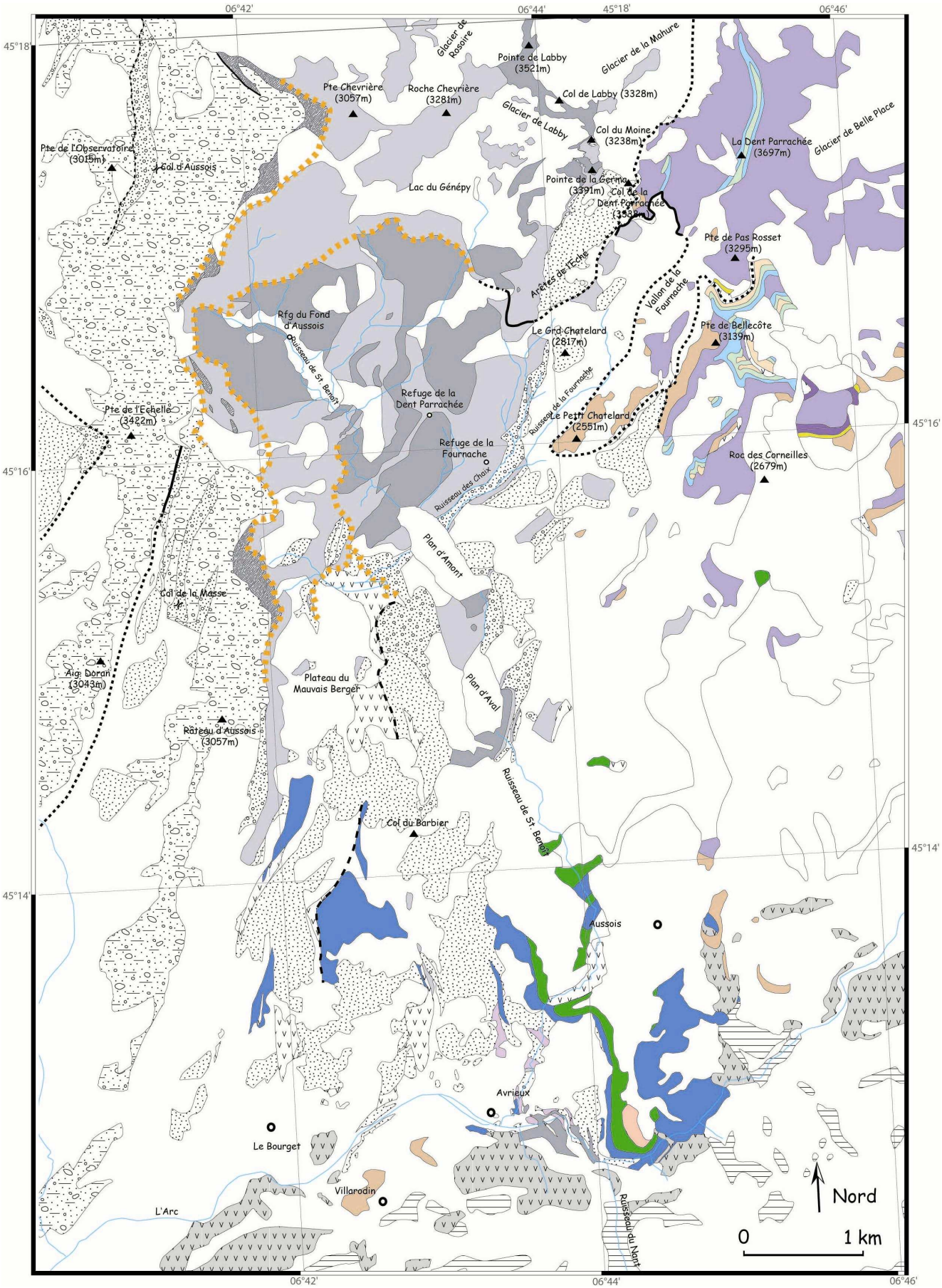

06°42'
06°44'
45°18'
06°46'
45°18'
45°16'
45°14'
Glacier de Rasoire
Pointe de Labby (3521m)
Glacier de la Mahure
Pte Chevrière (3057m)
Roche Chevrière (3281m)
Col de Labby (3328m)
Glacier de Labby
Col du Moine (3238m)
La Dent Parrachée (3697m)
Glacier de Belle Place
Pte de l'Observatoire (3015m)
Col d'Aussois
Lac du Génépy
Pointe de la Gerina (3391m)
Col de la Dent Parrachée (3538m)
Pte de Pas Rosset (3295m)
Arêtes de l'Echelle
Vallon de la Fournache
Rfg du Fond d'Aussois
Ruisseau de St Benoît
Le Grd Chatelard (2817m)
Pte de Bellecôte (3139m)
Refuge de la Dent Parrachée
Ruisseau de la Fournache
Pte de l'Echelle (3422m)
Le Petit Chatelard (2551m)
Refuge de la Fournache
Roc des Corneilles (2679m)
Ruisseau des Chaix
Plan d'Amont
Col de la Masse
Aig. Doran (3043m)
Plateau du Mauvais Berger
Plan d'Aval
Rateau d'Aussois (3057m)
Ruisseau de St. Benoît
Col du Barbier
Aussois
Avrieux
Le Bourget
Villarodin
L'Arc
Ruisseau du Nant
Nord
0
1 km

Figure II- 2

2. Présentation des différentes unités du massif de Vanoise Sud :

2.1. Position du massif dans la chaîne :

Du Nord au Sud, les massifs du Ruitor, du Mont Pourri, de Vanoise Sud et d'Ambin constituent les socles briançonnais internes (Figure II- 1). Comme la totalité des unités briançonnaises, le massif de Vanoise est considéré comme le prolongement de l'ensemble des nappes du Grand St. Bernard.

Les successions lithostratigraphiques retenues dans le massif de Vanoise Sud sont présentées sur la Figure II- 3. Elles sont basées sur nos propres observations et sur les travaux d'Ellenberger (1958) et de Mégard-Galli & Baud (1977)

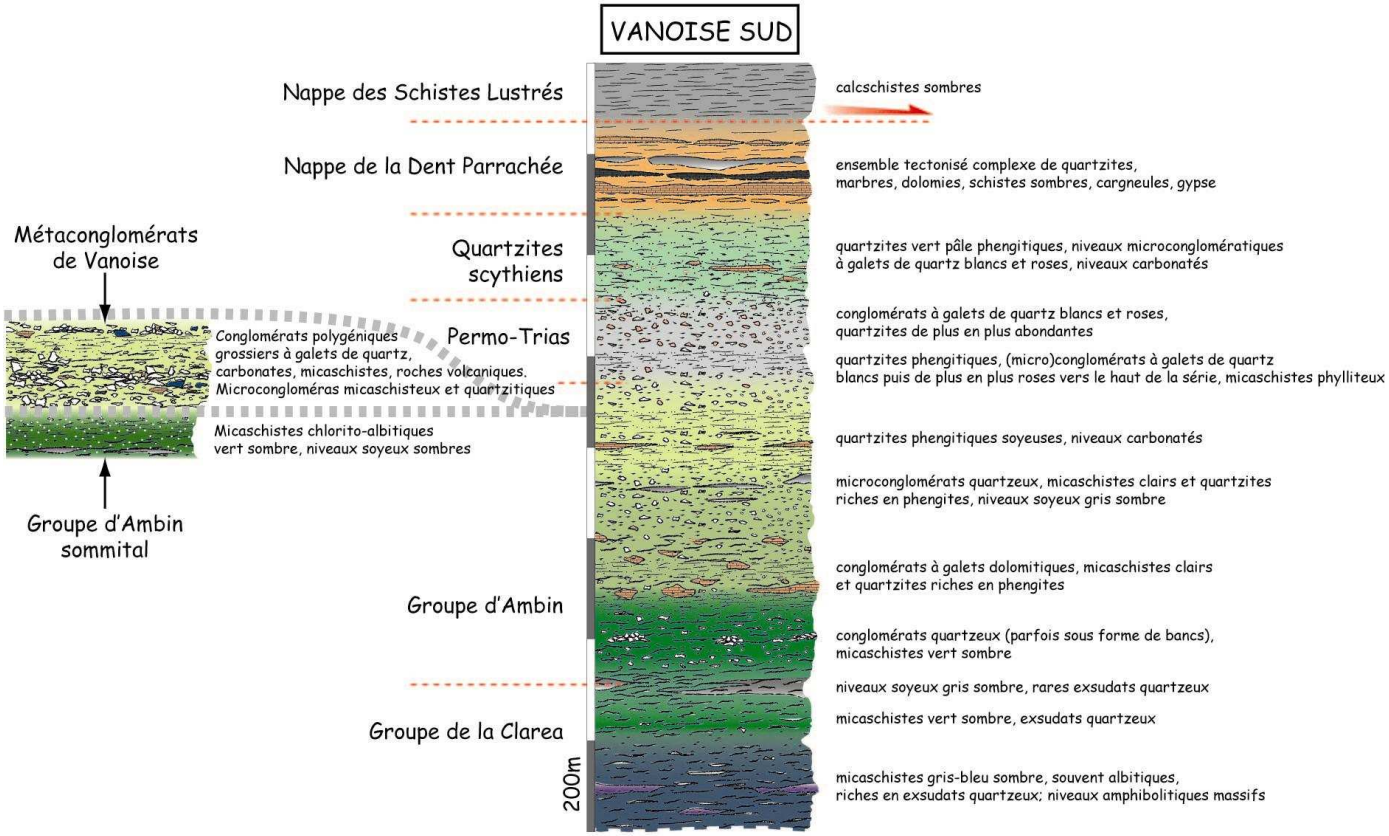


Figure II- 3

Successions lithostratigraphiques retenues pour le massif de Vanoise Sud (d'après nos observations personnelles, celles d'Ellenberger (1958) et de Ganne (2003). L'échelle verticale et les épaisseurs relatives des unités sont très approximatives.

2.2. Le socle de Vanoise méridionale :

Définition du socle de Vanoise sud :

Le socle de Vanoise Sud est traditionnellement défini comme le soubassement paléozoïque de la série mésozoïque siliceuse et carbonatée à faciès briançonnais interne de la Vanoise Méridionale (Ellenberger, 1958). Il affleure sous la forme d'un dôme recouvert par la couverture alpine méso-cénozoïque. Ce socle a été longtemps divisé en deux unités :

Le socle « ancien » : représenté par les **micaschistes de l'Arpon**, seule unité ayant enregistré un métamorphisme polyphasé anté-alpin (Desmons & Fabre, 1988 ; Bocquet (Desmons), 1974a) et alpin.

Le socle « récent » : il repose structuralement sur le premier, et correspond aux « **micaschistes supposés permiens** » (Ellenberger, 1958), strictement monométamorphiques.

Les importantes ressemblances lithologiques que nous avons observées entre les unités de socles des massifs de Vanoise Sud et d'Ambin, confortées par notre étude structurale, pétrologique, radiochronologique, et par les travaux de Ganne (2003), nous ont précocement amenés à utiliser les équivalences suivantes :

Micaschistes de l'Arpon ⇔ groupe de la Clarea

Micaschistes supposés permiens ⇔ groupe d'Ambin

Nous utiliserons ces dénominations tout au long de cette étude, ainsi que les suffixes abrégés /V ou /A pour préciser le massif de référence (**/V pour Vanoise Sud** et **/B pour Ambin**).

2.2.1. Le groupe de la Clarea/V :

Ils affleurent de manière continue au Sud du massif de la Vanoise (dans le secteur étudié du Fond d'Aussois), où ils forment les terrains les plus profonds, directement recouverts par le groupe d'Ambin/V. L'épaisseur apparente de la formation est de l'ordre de 800m dans le secteur des gorges du Doron de Termignon.

Description des faciès dans le groupe de la Clarea/V :

Les lithologies rencontrées sont dominées par des métapélites et de plus rares métabasites (entre lesquelles se développe un éventail de faciès intermédiaires) :

Les micaschistes renferment du quartz, de la phengite, de la muscovite, de la chlorite, du glaucophane, du grenat et plus rarement le pyroxène jadéitique. Ils présentent d'abondantes veines de quartz (figure III-5 dans le 3ème chapitre), souvent utilisées comme critère de distinction avec les micaschistes du groupe d'Ambin/V sus-jacents. Ces exsudats de quartz (ou *rods*) sont très souvent étirés, tournés, transposés par les déformations alpines (et anté-alpines, voir 3ème chapitre). L'ilménite et la pyrite sont également des minéraux abondant dans cette unité. Enfin quelques niveaux quartzitiques de teinte claire viennent compléter la série métasédimentaire.

Les secondes lithologies (minoritaires) sont représentées par des roches plus sombres de compositions plus basiques, interstratifiées dans les micaschistes : ce sont des glaucophanites (souvent massives, malgré leur nette foliation concordante avec celle des métasédiments voisins), des schistes chlorito-albitiques (les *prasinites* de la littérature) et plus rarement des épidotites.

Notons à titre anecdotique la présence dans la zone du Lac de l'Arpon de métagranitoïdes peu développés (Saliot dans Goffé, 1975, Platt & Lister, 1985a). Leur minéralogie est constituée de quartz, d'albite, de microcline, de micas blancs et en moindres proportions de carbonates, de biotite, de zircon et de jadéite.

Protolite du groupe de la Clarea/V :

Les micaschistes de l'Arpon dérivent de pélites et de grès plus ou moins arkosiques. Les métabasites peuvent provenir de basaltes, d'andésites à quartz d'affinité alcaline. Pour leur part les amphibolites du type prasinite témoignent d'une origine volcano-sédimentaire (anciens tuffs).

Transition entre les groupes de la Clarea/V et d'Ambin/V :

Le contact entre ces deux unités peut être continu et stratigraphique (Platt & Lister, 1985a ; Debelmas et al., 1988 et 1989 ; Ganne, 2003), comme le montrent quelques affleurements du Fond d'Aussois (Figure II- 4). Des observations similaires ont été faites au Nord du massif de Vanoise, où l'équivalent du groupe d'Ambin repose de manière concordante sur le groupe de la Clarea (Guillot & Raoult, 1984).

La plupart des affleurements montrent que le contact initialement stratigraphique a été affecté postérieurement par les déformations régionales D2 (voir le 3ème chapitre) : le contact entre les deux groupes est alors soit plissé par les plis P2 (Figure II- 4), soit affecté par les bandes de cisaillement C2 à vergence Est (figure III- 25 dans le 3ème chapitre). Dans ce dernier cas l'intensité du cisaillement peut varier, et le contact peut apparaître totalement transposé dans les fabriques cisaillantes.

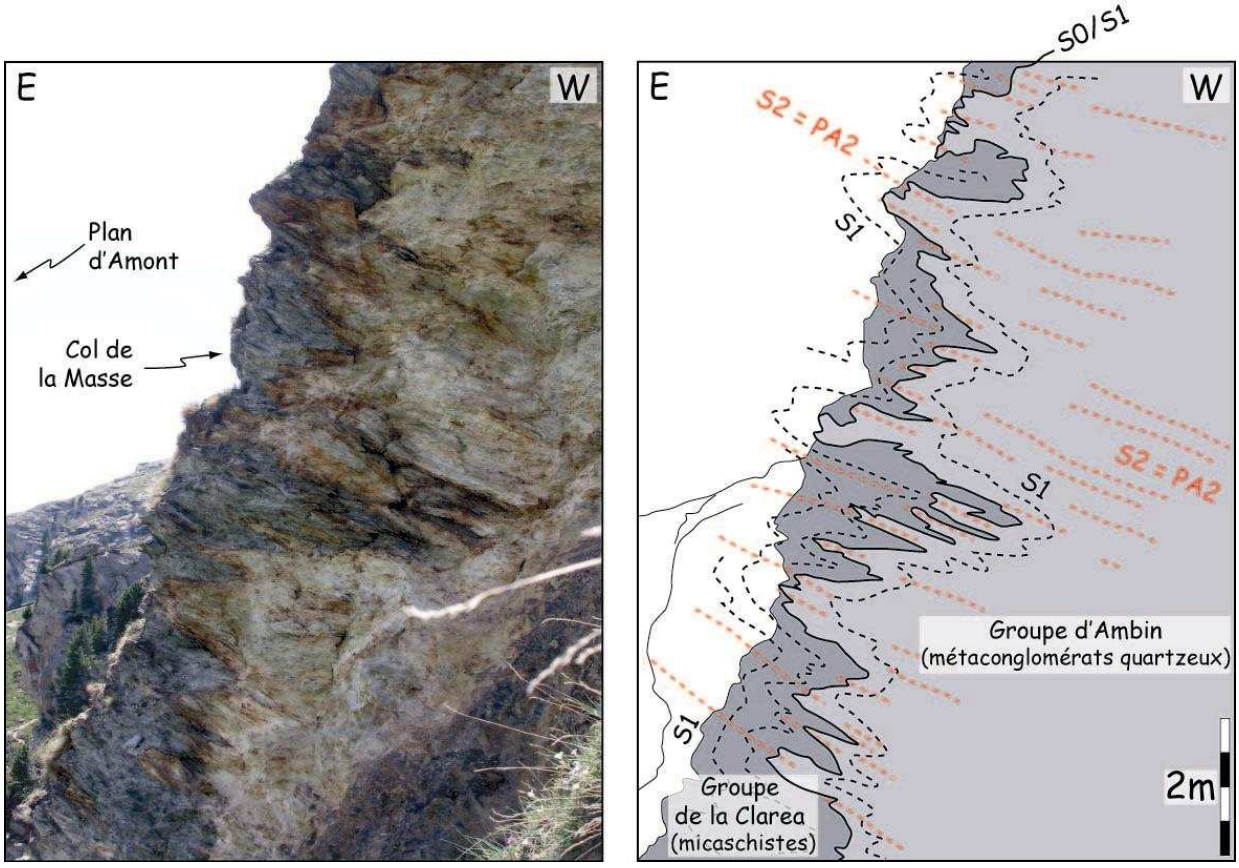


Figure II- 4

Contact « stratigraphique » plissé entre les groupes de la Clarea et d'Ambin dans le secteur du Fond d'Aussois. Les plis droits et serrés P2 affectent l'ensemble, en développant une schistosité de plan axial S2. Le contact S0/S1 est ici verticalisé par les plis P2 de plus grande échelle.

2.2.2. Le groupe d'Ambin/V :

Description des faciès dans le groupe d'Ambin/V :

Sa position stratigraphique est mal connue et peu contrainte, cependant le groupe est classiquement rattaché au Permien.

Les faciès rencontrés en Vanoise Sud sont strictement d'origine détritique, mais les successions lithologiques observées sont moins complètes que dans le massif d'Ambin (les logs lithostratigraphiques de la Figure II- 3 et de la Figure II- 7 sont à comparer) :

On peut ainsi souligner en Vanoise Sud l'absence d'intercalation basique (micaschiste à glaucophane et amphibolite) au sommet de la série, pourtant largement développées dans le second massif. Soulignons à ce titre l'absence apparente d'amphiboles sodiques dans le groupe d'Ambin/V, qui le distingue fortement de son équivalent d'Ambin. Les conglomérats grossiers de la partie intermédiaire du groupe d'Ambin/A manquent également en Vanoise.

Notons cependant l'existence d'un faciès particulier à la Vanoise Sud : un niveau de schistes chlorito-albitiques vert-sombre (figure III- 33 dans le 3ème chapitre), dont l'épaisseur varie de plusieurs mètres à plusieurs dizaines de mètres, s'observe de manière discontinue entre l'unité des métaconglomérats de Vanoise et les faciès classiques du groupe d'Ambin/V (voir sa localisation en carte sur la Figure II- 2). Cartographié comme un faciès lithologique particulier lors du levé de la feuille de Modane (Debelmas et al., 1988), il a ensuite été interprété comme un niveau mylonitique associé à une zone de cisaillement à vergence Est (Ganne, 2003). Nos propres observations structurales et pétrologiques nous amènent à ré-interpréter ce niveau comme un faciès lithologique particulier, et non pas comme un marqueur cinématique de la zone de cisaillement à vergence est (voir les explications dans le 3ème et le 4ème chapitre).

Protolite du groupe d'Ambin :

Le caractère clairement détritique et parfois grossier de ces métasédiments, et les variations latérales de faciès observées traduisent une origine fluviatile voire torrentielle, entraînant de fortes irrégularités dans la sédimentation. Ce même caractère a été avancé pour les dépôts permo-triasiques du massif d'Ambin (Gay, 1970).

Transition entre le groupe d'Ambin/V et le Permo-Trias :

Dans la plupart des cas le contact entre les deux unités est stratigraphique et continu, avec l'augmentation de la fraction siliceuse et l'apparition progressive de galets de quartz roses (caractéristiques du Permo-Trias) au sein des métaconglomérats. Le contraste lithologique est parfois brusque et semble privilégier un contact sédimentaire érosif (Figure II- 5). La transition s'observe parfois au sein d'une zone de cisaillement à vergence est, où les différents faciès sont fortement déformés et où le contact est totalement transposé dans les bandes de cisaillement C2. Seuls les galets de quartz roses nous permettent alors de différencier les unités.

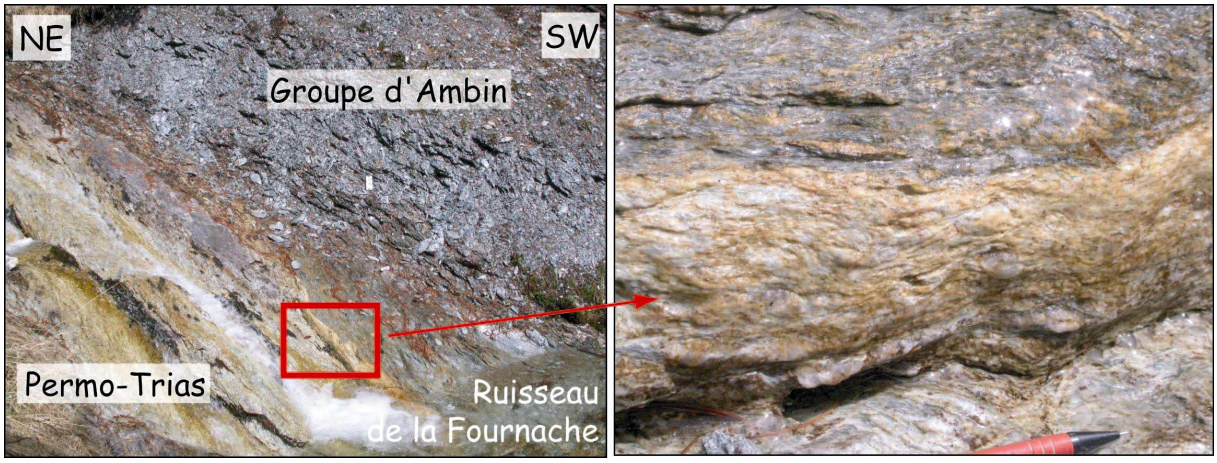


Figure II- 5

Contact stratigraphique des métaconglomérats du Permo-Trias sur les micaschistes du groupe d'Ambin/V. Le contact est ici renversé par les structures plicatives à vergence Est. Ruisseau de la Fournache, Fond d'Aussois

2.3.Les métaconglomérats de Vanoise (ou le « Permien conglomératique de Vanoise » d'Ellenberger, 1958) :

Le « Permien conglomératique de Vanoise » (Ellenberger, 1958), que nous nommerons dans ce travail « métaconglomérats de Vanoise » se concentre le long d'une large bande subméridienne qui borde la limite occidentale du massif de Vanoise Sud, où il arme les hauts anticlinaux de l'Aiguille Doran, du Râteau d'Aussois et la Pointe de l'Echelle (Figure II- 2). Il est totalement absent dans la partie est du massif, où le Permo-Trias repose directement sur le groupe d'Ambin/V.

Stratigraphiquement les métaconglomérats sont recouverts par le Permo-Trias via un contact sédimentaire, et ils reposent sur le groupe d'Ambin/V par l'intermédiaire d'un contact tectonique, sous lequel le groupe d'Ambin/V montre un faciès chlorito-albitique vert sombre.

L'unité des métaconglomérats est donc désolidarisée de sa position originale, et nous l'interprétons comme une écaille tectonique dont l'origine est méconnue (Ganne, 2003). En effet sa lithologie singulière ne nous permet pas de l'attribuer au Permo-Trias ni au groupe d'Ambin/V, même si c'est avec ce dernier que les affinités lithologiques sont les plus importantes.

Les faciès lithologiques sont dominés par des conglomérats polygéniques grossiers, dont la taille des éléments peut atteindre plusieurs décimètres. On observe des galets de quartz laiteux, de carbonates, de micaschistes et de roches volcaniques sombres. La série renferme également des passées de quartzites et des microconglomérats quartzeux.

2.4.Le Permo-Trias de Vanoise méridionale :

C'est une série siliceuse pouvant atteindre 100 mètres d'épaisseur, qui est principalement constituée de métasédiments détritiques (métaconglomérats) renfermant des galets de quartz roses. Ces derniers sont classiquement utilisés comme marqueurs stratigraphiques du Permo-Trias (Ellenberger, 1966), bien qu'on les retrouve également dans

les quartzites du Trias inférieur (Scythien). On attribue plus précisément cette unité au Permien supérieur-Trias inférieur.

Dans la partie ouest du secteur étudié la série repose sur l'unité des métaconglomérats, mais partout ailleurs elle surmonte directement le groupe d'Ambin/V.

La série du Permo-Trias, souvent qualifiée par son faciès « Verrucano », est discordante sur la zone houillère briançonnaise (à l'ouest de la zone étudiée), et sur les groupes d'Ambin/V et de la Clarea/V.

L'équivalent du Permo-Trias dans le massif d'Ambin est le groupe d'Etache (Gay, 1970 ; Debelmas & al ; 1989 ; Ganne, 2003), qui est décrit dans le paragraphe II-3-5.

Description des faciès dans le Permo-Trias :

Les lithologies rencontrées sont dominées par des métaconglomérats souvent grossiers, à galets de quartz blancs à roses, renfermant des feldspaths détritiques, accessoirement de la tourmaline et de l'ankérite. On observe également des faciès schisteux, à la patine très soyeuse (phyllites abondantes). La série admet également des nodules ou des bancs individuels de nature carbonatée (ankérite), ainsi que des quartzites riches en phengite.

Ces faciès traduisent une origine paradérivée, et les protolites pourraient correspondre à des conglomérats quartzeux, des boues argileuses et des sables. La texture microscopique de certains grains de quartz roses leur confère une origine rhyolitique, ce qui montre la contribution magmatique à la sédimentation.

Transition entre le Permo-Trias et les quartzites scythiens :

Le passage entre les deux unités apparaît progressif et continu (Platt & Lister, 1985a) : les métaconglomérats à galets de quartz roses évoluent peu à peu vers des termes beaucoup plus phylliteux, dont la teinte verdâtre est due aux phengites. Puis la proportion de quartz augmente progressivement au détriment de la phengite, pour former de véritables niveaux quartzitiques, caractéristiques de l'unité suivante.

2.5.Les Quartzites scythiens (=werféniens) :

Les terrains d'âge scythien (= werfénien) sont majoritairement constitués de quartzites azoïques aux teintes variables (blanche, verte, rosée vers le sommet de la série). Leur épaisseur apparente maximale peut atteindre 250m, mais la formation est parfois réduite à quelques mètres. La préservation des figures sédimentaires (*ripple marks*, stratifications entrecroisées, fentes de dessiccation, granoclassements) permet souvent de retrouver la polarité des strates, lorsque les déformations alpines ne les ont pas effacées. D'un point de vue minéralogique les quartzites renferment du quartz, des phengites (donnant parfois une couleur verdâtre), des feldspaths potassiques d'origine détritique (microcline et orthose partiellement remplacés par l'albite) et accessoirement du zircon, de l'épidote et de l'apatite.

Le second faciès correspond à des niveaux phylliteux sombres et riches en phengites (Figure III- 14 dans le 3ème chapitre). Ces niveaux épars ne dépassent pas 20 cm d'épaisseur, présentent un comportement très différent des faciès quartzitiques vis à vis des déformations, et renferment une minéralogie plus riche. C'est pourquoi nous avons volontiers concentré notre échantillonnage dans ces niveaux. Les derniers faciès correspondent à des niveaux carbonatés discontinus et peu développés.

Protolite des quartzites scythiens :

L'origine éolienne (Twenhofel, 1950) des quartzites est traduite par un tri important, une fine granulométrie (diamètre moyen <0.1mm), le fort émoussé et la dimension des grains de quartz. Cependant les stratifications régulières, les figures de courant, les traces d'évaporites dans les niveaux les plus superficiels montrent que la sédimentation de l'unité est à la fois éolienne et marine (faible profondeur). Les quartzites représenteraient alors les premiers témoins de la transgression triasique marine (Gignoux & Moret, 1938 ; Petitjohn, 1957 ; Ellenberger, 1958 ; Gay, 1970).

2.6.La série triasique carbonatée de Vanoise méridionale :

La série siliceuse du Werfénien est surmontée par une séquence supérieure de nature évaporitique et surtout carbonatée, formée depuis le Trias moyen jusqu'au Trias supérieur. Son épaisseur varie entre 450 et 750m, et elle est dominée par un puissant Trias moyen calcaréo-dolomitique (jusqu'à 300m). La stratigraphie complète de la série n'est pas détaillée dans ce travail, mais le lecteur peut consulter les travaux d'Ellenberger (1958) et ceux de Mégard-Galli & Baud (1977).

2.7.La série post-triasique de Vanoise méridionale :

L'important travail d'Ellenberger (1958) a permis de décrire toute la série sédimentaire post-triasique d'affinité briançonnaise (la séquence de type « Val d'Isère-Ambin »). Nous présentons ici les terrains post-triasiques de manière succincte, et pour plus de détail le lecteur pourra consulter les travaux d'Ellenberger (1958) et de Baud & Mégard-Galli (1977).

Les terrains post-triasiques rencontrés en Vanoise Sud présentent des affinités soit briançonnaises, soit piémontaises :

Les **terrains d'affinité briançonnaise** sont caractérisés par des successions lithostratigraphiques très variables et souvent incomplètes (comme dans le reste de la zone briançonnais) :

Les dépôts du Jurassique et du Crétacé inférieur sont souvent condensés et de nature brèchique. Ils admettent des lacunes au sein du Dogger, et le Lias est totalement absent. La série se poursuit dans le Paléocène et s'achève par les schistes noirs de Pralognan, d'âge Eocène inférieur à moyen.

Les **terrains d'affinité piémontaise** se présentent sous la forme de lambeaux reposant en contact tectonique sur le domaine briançonnais : ce sont les unités rattachées à la nappe de la Grande Motte (Ellenberger, 1958 ; Raoult, 1980) : la Dent Parrachée, la Grande Casse, la Grande Motte et les Rochers de Pierre Brune.

Ces unités sont principalement caractérisées par un épais Lias calcaréo-argileux, qui recouvre en parfaite continuité stratigraphique les dolomies noriennes sous-jacentes à caractère briançonnais franc. Puis se succèdent les termes du Dogger, du Malm, du Crétacé, du Paléocène et de l'Eocène, présentant tous une affinité briançonnaise.

L'origine de ces lambeaux d'affinité piémontaise est toujours discutée, on s'accorde pourtant à les rattacher à un sillon intra-briançonnais développé sur la crête d'un éventuel hémigraben (Jaillard et al., 1986), localisé à l'extrême Est de la zone de dépôt de la couverture briançonnaise réduite.

3. *Présentation des différentes unités du massif d'Ambin :*

3.1.La position du massif dans la chaîne occidentale :

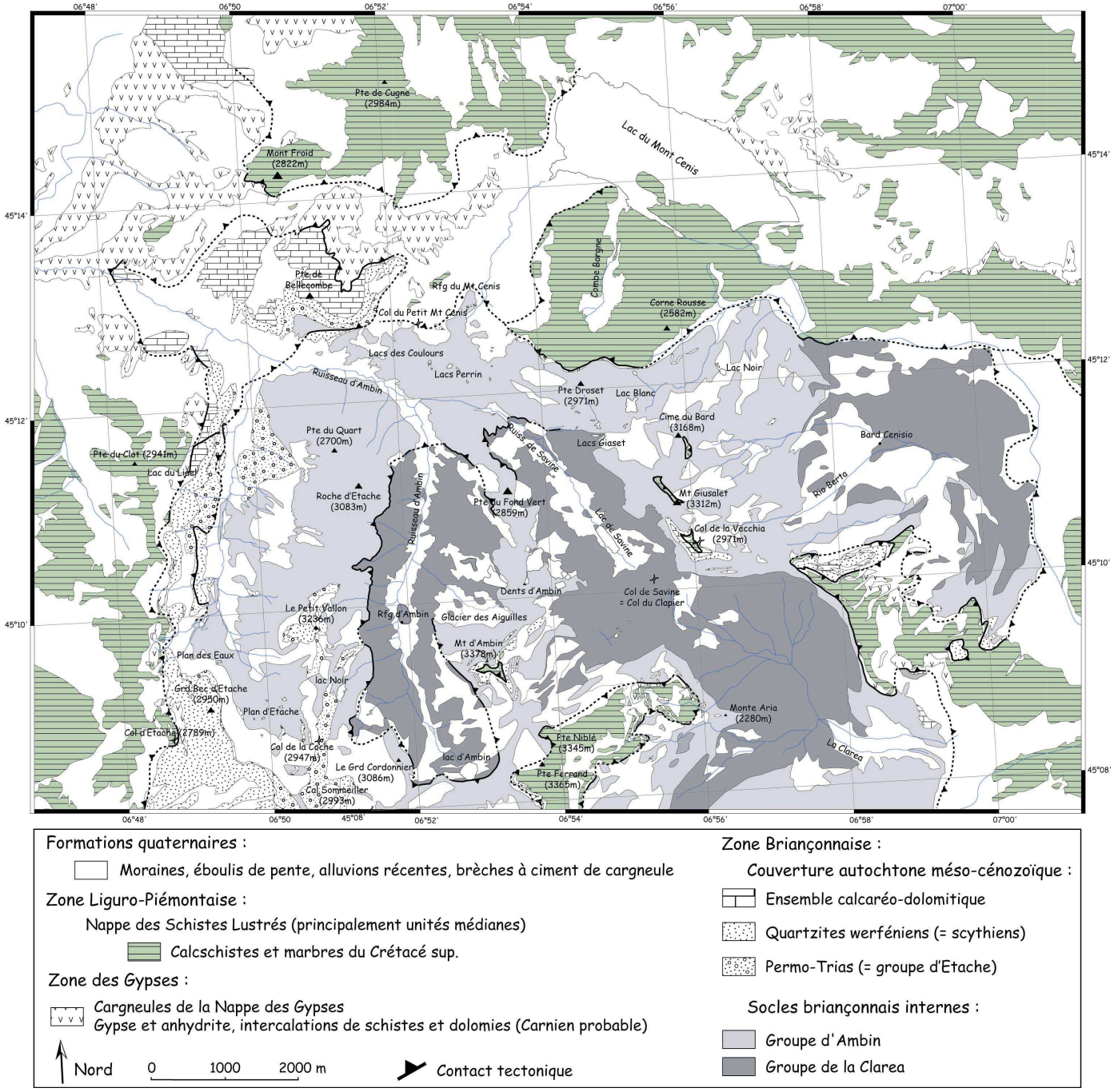


Figure II- 6

Carte géologique du massif d'Ambin, centrée sur la partie septentrionale (d'après nos levés personnels et la compilation des travaux de Gay, 1971, Fudral et al., 1994 et Ganne, 2003).

Les unités de socle (groupes de la Clarea et d'Ambin) affleurent sous la forme d'une fenêtre tectonique, recouverte par l'Unité Médiane de la nappe des Schistes Lustrés. Les contacts cisaillants majeurs sont soulignés par les barbillons. Le contact entre les deux groupes du socle, est fortement cisaillé vers l'Est dans la partie ouest du massif, alors qu'il apparaît plissé dans la partie orientale. L'étude et la signification de ces contacts sont détaillées au cours de notre étude.

Le massif d'Ambin fut longtemps rattaché aux massifs cristallins internes de la zone Mont Rose-Grand Paradis-Dora Maira, en raison des similarités d'ordre lithologique (Argand, 1911 ; Hermann, 1938 ; Michel, 1956). Le domaine séparant le massif d'Ambin du Grand Paradis fut interprété comme une vaste dépression tectonique comblée par les Schistes Lustrés (Argand, 1916).

C'est la comparaison stratigraphique et structurale des couvertures des socles qui permet de rapprocher le massif d'Ambin de la zone Briançonnaise (Staub, 1942), pour enfin l'interpréter comme le prolongement des nappes du Grand St. Bernard (Termier, 1927 ; Goguel, 1955 ; Laffitte & Goguel, 1952), partie intégrante de la zone briançonnaise interne.

Les successions lithostratigraphiques retenues pour le massif d'Ambin sont présentées sur la Figure II- 7. Elles synthétisent nos propres observations, ainsi que les études lithostratigraphiques de Lorenzoni (1965, 1968) sur le territoire italien, celles de Michel (1956, 1957), Gay (1970, 1971, 1972) puis Ganne (2003) et Ganne et al. (2004) sur l'ensemble du massif d'Ambin.

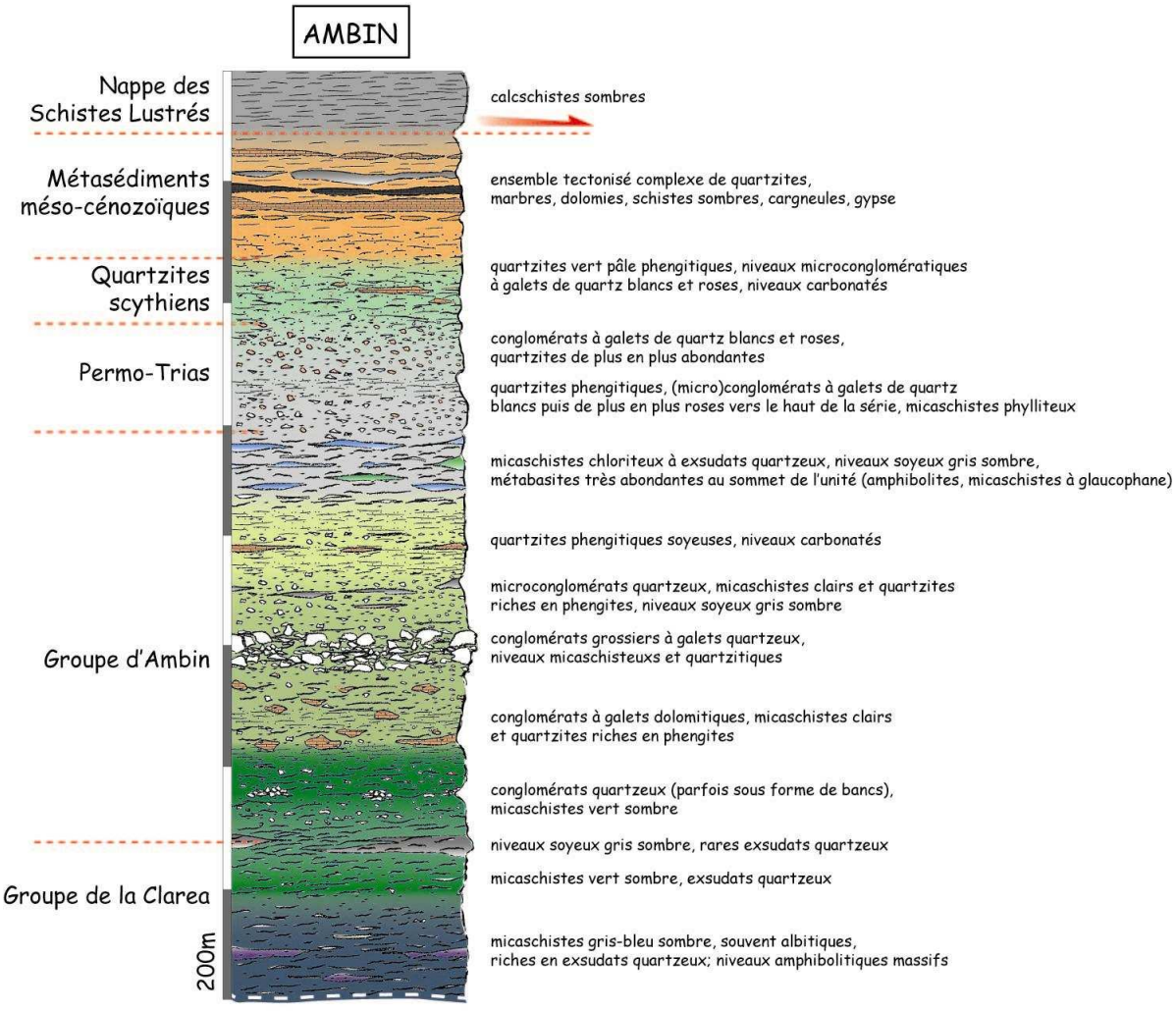


Figure II- 7

Successions lithostratigraphiques retenues pour le massif d'Ambin. D'après nos propres observations, celles de Gay (1970, 1971, 1972) et de Ganne (2003). L'échelle verticale et les épaisseurs relatives des unités sont très approximatives.

3.2.Le socle d'Ambin :

Comme dans le massif de Vanoise Sud, les unités de socle sont représentées par le groupe de la Clarea/A et le groupe d'Ambin/A. Elles occupent une position centrale dans le massif (au cœur du dôme).

3.2.1. Le groupe de la Clarea/A. :

Il a été défini par Michel (1956), et son nom provient de la vallée italienne qui l'entaille profondément, sans jamais atteindre sa base. Cartographiquement le groupe affleure au centre du massif, et occupe la position de noyau dans le dôme tardif d'Ambin (Lorenzoni, 1965 et 1968 ; Fudral et al., 1994). Son épaisseur maximale apparente atteint 1400m (Gay, 1970 ; Desmons & Mercier, 1993 ; Fudral et al., 1994), certainement exagérés par les déformations alpines D2 (détaillées dans le 3ème chapitre).

Description des faciès dans le groupe de la Clarea/V :

Les faciès lithologiques sont dominés par des micaschistes et des gneiss de couleur gris sombre à gris bleuté. L'abondance des exsudats de quartz donne aux roches un aspect zébré caractéristique déjà évoqué dans la même unité de Vanoise Sud. La minéralogie globale se compose de micas blancs (phengites, muscovites, paragonites), d'albite (micaschistes albitiques), d'amphibole bleutée (responsable de la teinte sombre à bleutée), de grenat, de biotite et d'épidote.

Les faciès les moins développés sont représentés par des marbres (à amphibole et épidote), et des niveaux basiques de type amphibolite (glaucophanites et prasinites), souvent dénommés « lentilles vertes » (Gay, 1971).

Aucune intrusion de granitoïde n'a été observée ni décrite. Les seuls filons basiques sont concordants avec la foliation principale du cœur du massif (Fudral et al., 1994, Ganne, 2003).

Les parties les plus profondes du groupe sont généralement plus massives, et renferment des niveaux riches en grenats, en paillettes de muscovite et de biotite.

Au contraire les parties plus superficielles sont formées par faciès plus clairs, plus phylliteux, plus albitiques. Les exsudats de quartz y sont beaucoup moins abondants.

Protolite du groupe de la Clarea/A :

Le groupe de la Clarea a tout d'abord été considéré comme dérivant d'une série strictement sédimentaire (Lorenzoni, 1968). La description des faciès basiques a par la suite permis de distinguer dans le protolite du groupe deux fractions (Gay, 1970) : la première est principalement pélitique (de type flysch), et admet quelques passées carbonatées (actuels marbres). La seconde correspond aux produits d'un magmatisme basique (actuelles amphibolites), mis en place sous la forme volcano-sédimentaire (tufs) ou effusive (coulées basiques). La signature géochimique de type *low Ti-tholéiites* des métabasites du groupe vient conforter ces affirmations (Desmons & Mercier, 1993). La nature du protolite est depuis largement admise (Gay, 1971 ; Pognante et al. ; 1984 ; Polino et al., 1999 ; Ganne, 2003).

Transition entre les groupes de la Clarea/A et d'Ambin/A :

Comme dans le massif de Vanoise, le contact entre les deux groupes peut être stratigraphique ou tectonique. Dans le premier cas la transition est nette, et les fragments de micaschistes présents dans les conglomérats basaux du groupe d'Ambin laissent à penser que le groupe de la Clarea est remanié, au moins localement (Vallon de Savine).

Le second cas est le plus fréquent, et le contact initial entre les deux groupes est transposé dans les zones de cisaillement à vergence Est (Figure III- 25 dans le 3ème chapitre).

A l'approche du contact avec le groupe sus-jacent, les faciès du groupe de la Clarea présentent un aspect beaucoup plus folié et luisant, car la fraction de phyllites augmente fortement. Dans les zones fortement cisaillées il devient très difficile de distinguer les deux groupes, et la transition se noie au sein d'une mylonite de couleur vert sombre (due à l'abondance de la chlorite), associée à des niveaux soyeux sombres. Les conglomérats quartzeux que l'on retrouve au-dessus du contact nous rappellent les faciès caractéristiques du groupe d'Ambin (Figure II- 8).

Il faut préciser que les zones de cisaillement à vergence Est se développent préférentiellement entre les groupes de la Clarea et d'Ambin. La zone de transition offre une moindre résistance, ce qui permet de mieux accommoder la déformation cisaillante.

Notons enfin que le groupe d'Ambin peut être totalement absent de la colonne lithologique, comme à l'extrémité NE du massif, où la nappe des Schistes Lustrés repose directement sur le groupe de la Clarea.

3.2.2. Le groupe d'Ambin/A. :

Initialement défini par Michel (1956), le groupe d'Ambin forme autour du groupe de la Clarea une carapace siliceuse plus ou moins érodée, dont l'épaisseur moyenne varie beaucoup et peut atteindre 150m (Gay, 1970 ; Desmons & Mercier, 1993).

Description des faciès lithologiques :

Le groupe d'Ambin diffère fortement du groupe précédent, de part sa couleur claire, son caractère fortement détritique, sa granulométrie plus grossière et sa signature chimique plus siliceuse. Sa minéralogie globale ressemble à celle du groupe de la Clarea : quartz, phengite, paragonite, chlorite, albite, microcline détritique, amphiboles bleutées (sodiques), chloritoïde, biotite, épidote, ankérite, hématite. Le pyroxène omphacitique a été signalé par Gay (1970, 1972), mais aucun grenat n'a été observé.

Les faciès du groupe sont représentés par des métaconglomérats, des micaschistes souvent albitiques, des métabasites (micaschistes à glaucophane) et des niveaux carbonatés. Les successions lithologiques retenues sont présentées sur la Figure II- 7, et on observe de la base vers le sommet :

Un faciès transitionnel entre les groupes de la Clarea et d'Ambin, constitué de micaschistes vert sombre, admettant des exsudats quartzeux et des niveaux soyeux gris sombres.

L'apparition de niveaux conglomératiques à galets quartzeux puis dolomitiques, traduit l'entrée dans le véritable groupe d'Ambin. Les bancs massifs de conglomérats

grossiers à galets de quartz blanc, décrits par Michel (1956), représentent un faciès facilement repérable dans le massif (Figure II- 8).

Puis la fraction grossière est remplacée par des lithologies plus fines (microconglomérats, quartzites phengitiques, micaschistes, niveaux carbonatés).

Le quart supérieur du groupe renferme des niveaux basiques (micaschistes à glaucophane, amphibolites) d'épaisseur centimétrique à décimétrique, et d'extension latérale limitée. Ces métabasites ont été repérées lors du levé de la première édition de la carte géologique de Lanslebourg (Raguin & Hermann, 1931), puis remarquées par Michel (1957), Lorenzoni (1968) et enfin cartographiées sur l'ensemble du massif par Gay (1970). On les observe préférentiellement au Nord (entre le Col du Petit Mont Cenis et le Lac Noir) et au Sud du massif (secteurs de Salbertrand et d'Exilles, le long de la Doire), intercalées de manière concordante dans la matrice micaschisteuse riche en quartz. Ces niveaux basiques sont propres au massif d'Ambin et n'apparaissent pas en Vanoise Sud.

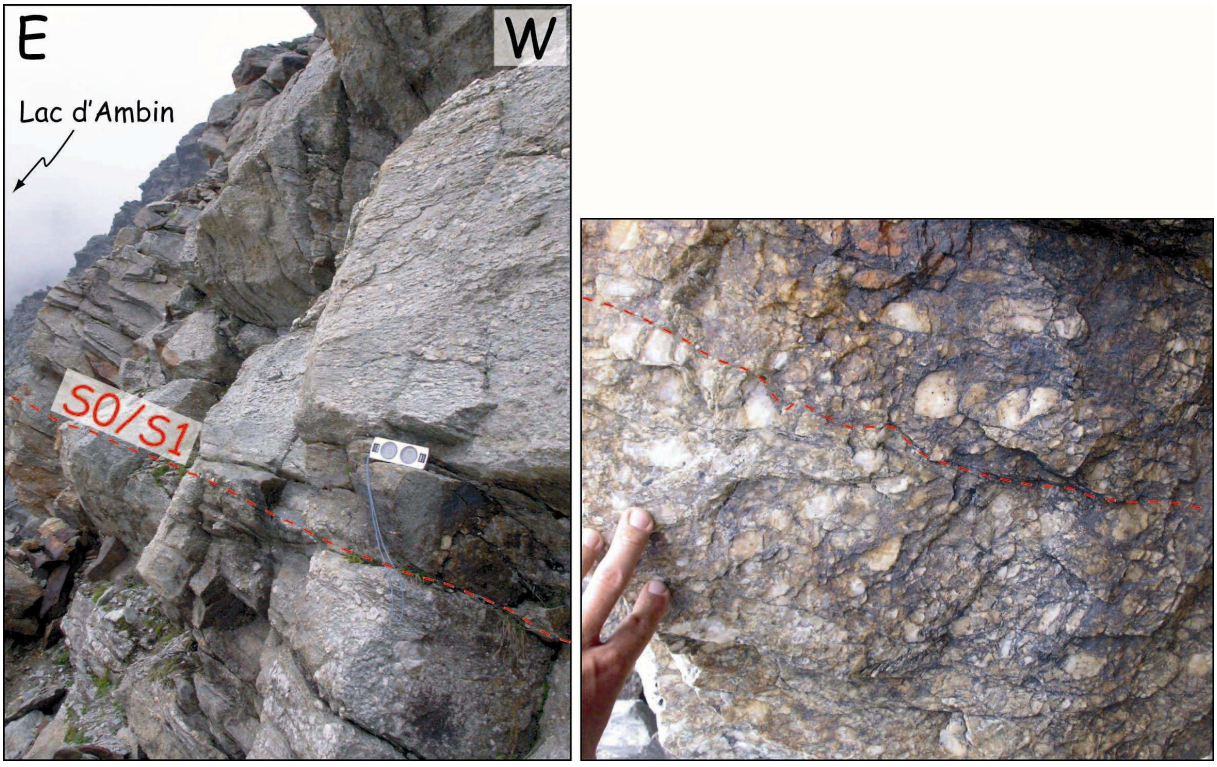


Figure II- 8

Niveaux métaconglomératiques grossiers de la partie inférieure du groupe d'Ambin. L'affleurement se localise près du lac d'Ambin, à quelques mètres au-dessus du contact entre les groupes de la Clarea et d'Ambin. Le débit principal de la roche correspond à une surface composite S0/S1, sur laquelle la schistosité S2 se surimpose dans les faciès les plus phylliteux.

Protolite du groupe d'Ambin :

Initialement considérée comme strictement paradérivée (Lorenzoni, 1965), les études postérieures ont montré la double origine du groupe (paradérivée et orthodérivée). Les protolites correspondent en majorité à une ancienne série détritique terrigène, représentée par des conglomérats plus ou moins grossiers. Les métabasites fréquentes au sommet du groupe sont attribuées à des dépôts volcano-sédimentaires (tufs et coulées volcaniques).

De plus les rapides variations faciès détritiques au sein du groupe renforcent le caractère irrégulier de la sédimentation.

Enfin que le groupe d'Ambin peut être totalement absent des coupes (notamment au NE du massif d'Ambin, dans le lit de la Cenischia, en amont de Moncenisio), amenant ainsi le groupe de la Clarea directement sous la nappe des Schistes Lustrés. Cette lacune pourrait être sédimentaire, ou résulter de l'érosion comme Ellenberger (1958) le proposait en Vanoise ?

Transition entre le groupe d'Ambin/A et le Permo-Trias :

Le passage entre les deux unités peut paraître suffisamment net si les déformations alpines D2 cisaillantes ne sont pas trop intenses. Dans ce cas le contact est seulement plissé par les fabriques P2, et les contrastes lithologiques sont souvent conservés. Lorsque le contact est fortement cisaillé vers l'Est, les limites entre les deux unités sont transposées dans les structures S2/C2. Dans les deux cas l'augmentation progressive de la fraction siliceuse, et surtout l'apparition des galets de quartz roses marque la limite inférieure du Permo-Trias.

3.3.Le Permo-Trias du massif d'Ambin :

Il a été défini dans le massif d'Ambin par le groupe d'Etache (Gay, 1970), qui est considéré comme l'équivalent du Permo-Trias de Vanoise méridionale, en raison de leurs faciès analogues.

L'unité est constituée d'une alternance irrégulière de schistes clairs à patine satinée et à teinte verte (phengite abondante), de métaconglomérats à galets centimétriques de quartz laiteux et roses (marqueurs stratigraphiques classiques du Permo-Trias, selon Ellenberger (1966)), et de niveaux quartzitiques verdâtres (phengitiques) à grains fins.

Les alternances entre les lithologies s'observent à l'échelle décimétrique et métrique, et les transitions latérales de faciès sont fréquentes. L'épaisseur moyenne de la formation est de 30m, mais elle est sûrement exagérée par les replis tectoniques D2. L'irrégularité de la sédimentation est renforcée par la répartition hétérogène de l'unité en carte. On peut ainsi suivre le Permo-Trias du Nord vers le Sud depuis le Col du Petit Mont-Cenis jusqu'au Col Sommeiller, mais au-delà de ce segment il n'en reste que des lambeaux isolés. L'amincissement de la série permet de mettre en contact stratigraphique les quartzites werféniennes sur le groupe d'Ambin (au Mont Giusalet).

La minéralogie est réduite, et plus de 90% du volume de la roche sont composés de quartz et de micas blancs. Les minéraux accessoires sont le rutile, la tourmaline, le feldspath potassique, le zircon, l'apatite et l'hématite.

Transition entre le Permo-Trias/A et les quartzites scythiens/A :

Comme dans le massif de Vanoise Sud, le contact stratigraphique entre les deux unités est marqué par une évolution progressive de la sédimentation : la taille des grains s'affine, le quartz devient de plus en plus abondant, la proportion de micaschistes diminue et les termes détritiques évoluent vers de véritables quartzites verdâtres (Gay, 1970, 1971), qui admettent encore quelques dragées de quartz à leur base.

3.4.Les quartzites scythiens du massif d'Ambin :

Ils présentent à première vue les mêmes caractéristiques lithologiques que leur équivalent de Vanoise Sud. Leur épaisseur varie entre 130m (sur la bordure ouest du massif où leur développement est maximal) et quelques mètres (au-delà du Col Sommeiller au sud du massif). Au cœur du massif les quartzites affleurent dans les synclinaux du Mont d'Ambin (15

à 60m d'épaisseur) et du Col de la Vecchia (20m d'épaisseur). En dehors de ces zones la formation s'amincie fortement, jusqu'à laisser les calcaires triasiques reposer directement sur le groupe d'Ambin (absence du Permo-Trias et des quartzites).

Les faciès rencontrés, ainsi que les protolites associés, sont identiques à ceux décrits en Vanoise Sud (paragraphe II-2-5). Seul un faciès à ciment d'aegyrine (clinopyroxène alcalin) a été signalé dans deux affleurement (Gay, 1970). Les quartzites renferment également de nombreuses figures sédimentaires, utilisées dans la détermination des polarités (Figure II- 9).

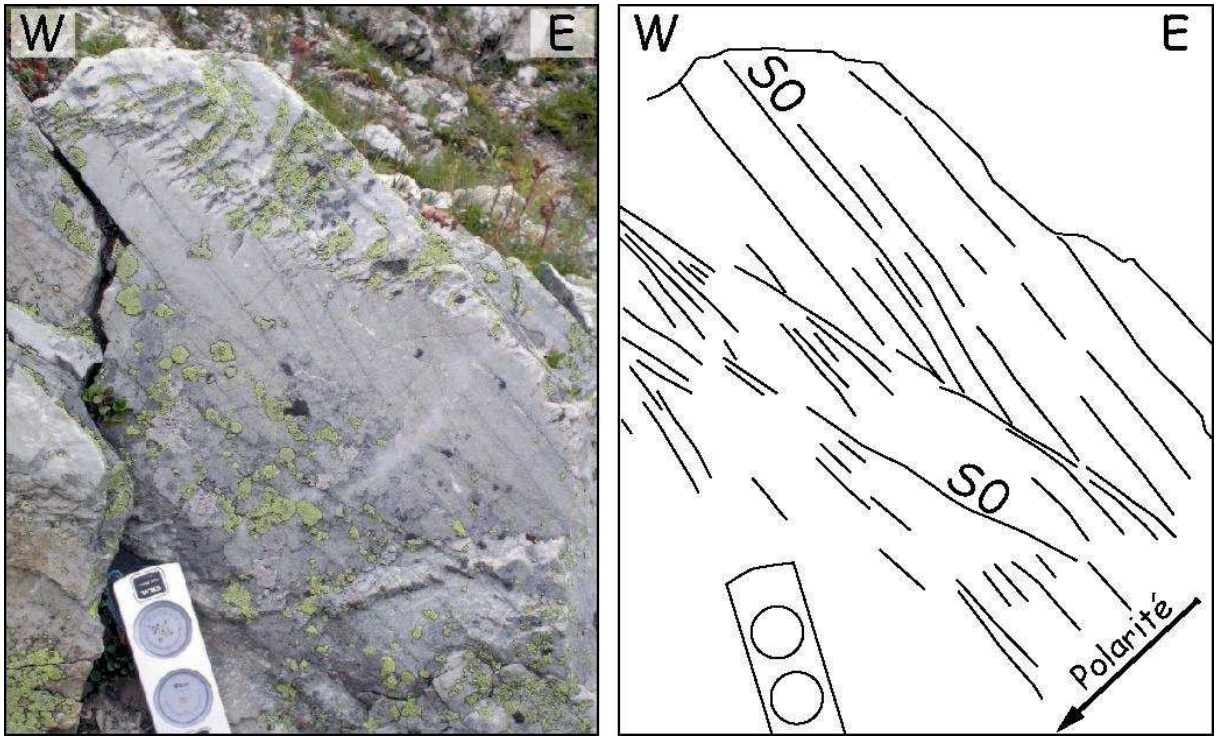


Figure II- 9

Laminations entrecroisées développées dans les quartzites werféniens du flanc Ouest du Vallon d'Etache (massif d'Ambin). La polarité sédimentaire est inverse, l'affleurement se localise sur le flanc inverse d'un pli pluridécamétrique P2 d'axe N-S, renversé vers l'Est.

Dans les zones fortement affectées par les déformations D2 cisaillantes, les quartzites peuvent être broyées et présenter un aspect cataclastique et saccharroïde (Figure II- 10).

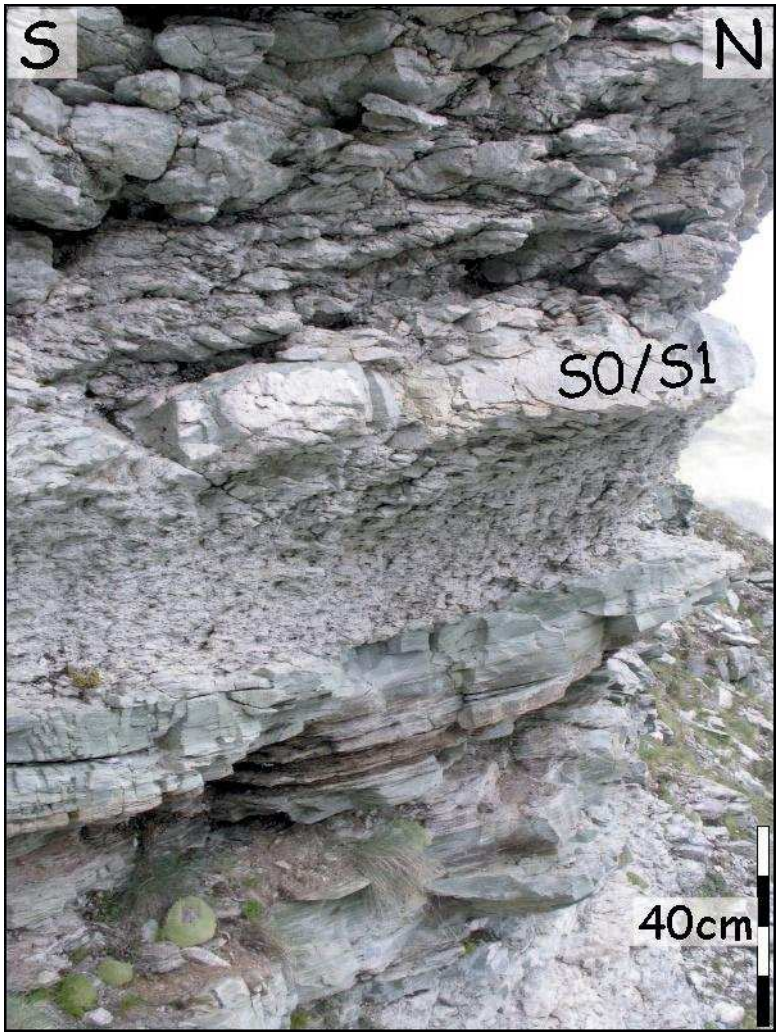


Figure II- 10

Coexistence de bancs quartzitiques sains (de couleur verte) et de niveaux cataclastiques. Le débit principal correspond à la surface composite S0/S1, à laquelle se surimpose la schistosité S2 dans les faciès plus micaschisteux. Dans les niveaux broyés clairs on devine un débit sigmoïdal, du aux cisaillements C2 à vergence Est. Ici la déformation D2 cisaillante à vergence Est est préférentiellement localisée dans les niveaux les plus broyés. Plan d'Etache, massif d'Ambin.

La transition entre les quartzites et la couverture post-scythienne d'Ambin :

Vers le sommet de la série quartzitique, la fraction détritique grossière diminue et on voit apparaître des niveaux schisteux, des nodules ou des lits carbonatés (ankérite). Ils correspondent à un niveau repère dans la falaise Sud de Bellecombe – Carlina (au nord-ouest du massif).

3.5.La couverture méso-cénozoïque (post-scythienne) du massif d'Ambin :

La séquence siliceuse du Permien et du Trias inférieur laisse place à une sédimentation calcaréo-dolomitique s'étendant du Trias moyen jusqu'à l'Eocène. La couverture mésozoïque est bien représentée dans la partie occidentale du massif, et sa description détaillée a été réalisée par Goguel & Ellenberger (1952) puis Gay (1970) dans le vallon de Carlina (falaise de Bellecombe). Le lecteur pourra consulter ces travaux pour plus d'information.

4. La « nappe des gypses » et les unités liguro-piémontaises dans les massifs de Vanoise Sud et d'Ambin :

Le rôle de la « nappe des Gypses » :

A l'échelle régionale, la nappe des Schistes Lustrés recouvre les massifs de Vanoise Sud et d'Ambin par le biais d'un contact tectonique majeur (Figure II- 1). Il est souligné par des évaporites et des cargneules, pouvant atteindre une épaisseur apparente de 100m. La « nappe des gypses » (Ellenberger, 1958) a joué le rôle de niveau de décollement lors de l'avancée de la nappe.

Les évaporites proviennent initialement du Trias supérieur (Carnien supposé), mais elles ont été fortement dissoutes et remobilisées. La vallée de l'Arc présente ainsi de vastes volumes de gypses triasiques. On retrouve ces évaporites jusqu'au col du Mont Cenis, où les entonnoirs de dissolution sont fréquents.

L'avancée de la nappe des Schistes Lustrés sur la couverture mésozoïque des deux massifs a entraîné le broyage mécanique des unités permiennes et triasiques, ainsi que la cargneulisation par bréchification hydraulique des niveaux d'anhydrite initialement présents dans les couvertures. On retrouve ainsi au sein des cargneules du massif d'Ambin un mélange tectonique de lambeaux de marbres triasiques, de schistes et de quartzites à Equisetum (datés du Carnien), de quartzites scythiens, de micaschistes du groupe d'Ambin et de calcschistes issus des Schistes Lustrés (Lorenzoni, 1968). Dans la vallée de l'Arc on observe aussi des blocs d'affinité briançonnaise, emballés dans la nappe des Gypses (le Roc du Bourget, le Roc tourné et les Rochers du Châtel).

Les nappes de Schistes Lustrés :

Les Schistes Lustrés appartiennent aux domaines Piémontais et Liguro-Piémontais, aujourd'hui fortement imbriqués :

Le domaine Piémontais renferme *sensu stricto* les métasédiments mésozoïques de l'ancienne marge continentale distale de l'océan Ligure. Ces calcschistes sont d'âge liasique à Crétacé supérieur, et se déposent sur les dolomies du Trias supérieur et du Rhétien.

Le domaine Liguro-Piémontais représente des matériaux à caractère franchement océanique : les métasédiments sont datés du Dogger-Malm au Crétacé supérieur, et se déposent sur un substratum ophiolitique (croûte océanique ligure).

La nappe des schistes lustrés repose sur les unités briançonnaises par l'intermédiaire de contacts tectoniques. La limite d'extension occidentale de la nappe est marquée par la klippe du Mont Jovet (Figure II- 1), où les Schistes Lustrés reposent sur la Zone Houillère Briançonnaise..

Description des unités de Schistes Lustrés :

Le domaine liguro-piémontais a été divisé en 3 unités superposées, sur la base d'arguments lithologiques (Fudral et al., 1987; Deville et al., 1992) :

Les unités inférieures :

Elles reposent directement sur les unités de socle de la paléomarge piémontaise (Dora Maira, Grand Paradis et Mont Rose), avec lesquelles elles ont été déformées. Elles se

distinguent des autres unités par sa partie basale, qui renferme des roches basiques et ultra-basiques (principalement des péridotites serpentinisées) issues du plancher océanique de l'océan Ligure. Ce sous-bassement océanique est surmonté d'une couverture complexe, renfermant des produits basiques remaniés (brèches ophiolitiques), recouverts par une épaisse formation de marbres et de calcschistes à intercalations détritiques. Cette couverture représente ainsi un mélange entre les produits océaniques et continentaux, dont l'âge serait Jurassique supérieur (Weber & Caby, 1981) à Crétacé (Fudral, 1996). Le secteur de Bonneval permet d'observer ces unités inférieures.

Les unités médianes :

Elles sont largement représentées dans la vallée de l'Arc. Leur base est constituée d'un mélange tectonisé de fragments de roches basiques et ultrabasiques, attribuées au Jurassique supérieur). La base est surmontée d'une alternance plus ou moins régulière de calcschistes, de marbres impurs, de niveaux détritiques d'origine continentale. Ce sont les « gneiss de Charbonel » décrits par Michel (1953). Les foraminifères planctoniques qu'on y trouve datent du Cénomano-Turonien (Marthaler dans Fudral et al., 1987; Deville, 1987).

Les unités supérieures :

Elles se distinguent des unités sous-jacentes par l'absence de substratum ophiolitique. La série est uniquement constituée de métasédiments turbiditiques, datés du Maastrichtien supérieur par les Globotruncana (Deville, 1986). Elles forment l'unité de la Pointe du Grand Vallon.

5. Synthèse lithostratigraphique succincte des deux massifs :

- *Les successions lithologiques décrites dans les unités de socle et de couverture des deux massifs sont très proches. En dépit de quelques lacunes lithostratigraphiques, nous considérons le massif de Vanoise Sud comme le prolongement septentrional du massif d'Ambin.*
- *Nous retenons dans la suite de l'étude les unités suivantes : le groupe de la Clarea, le groupe d'Ambin, les métaconglomérats de Vanoise, le Permo-Trias, les quartzites scythiens, dans une moindre mesure la couverture carbonatée triasique et post-triasique, et les schistes lustrés.*
- *Les approches structurales, pétrologiques, thermobarométriques et radiométriques viennent, tout au long de ce travail, renforcer les ressemblances entre les massifs.*

Chapitre 3

EVOLUTION STRUCTURALE DES MASSIFS DE VANOISE SUD ET D'AMBIN

Cette étude est basée sur nos mesures personnelles acquises au cours des deux saisons de terrain 2005 et 2006 (soit plus de 2560 mesures dans le massif de Vanoise Sud, et 1100 dans le massif d'Ambin). Elles sont complétées par les données structurales de Platt & Lister, (1985b) et Dondey (1986) pour la Vanoise Sud, Gay (1971) et Malavieille et al. (1984) pour le massif d'Ambin, et Ganne (2003) et Ganne et al. (2004) pour les deux régions. Nous avons principalement travaillé dans les unités de socle (groupes de la Clarea et d'Ambin), et dans les unités inférieures de la couverture briançonnaise (Métaconglomérats de Vanoise, Permo-Trias, quartzites scythiens). Le reste de la couverture méso-cénozoïque et les Schistes Lustrés n'ont été étudiés qu'au niveau des zones de transition avec les unités sous-jacentes, et dans un moindre détail.

Dans une logique d'interactivité entre les informations d'ordre structural et métamorphique, nous n'apportons dans ce 3ème chapitre que les informations pétrologiques indispensables à la compréhension des événements tectoniques. Le 4ème chapitre est entièrement consacré à l'étude du métamorphisme.

L'objectif étant de préciser l'évolution structurale des deux massifs, nous avons décrit l'évolution du champ de déformation finie, en cartographiant de manière systématique les marqueurs suivants : plans de schistosité (ou foliation), plans axiaux des plis, linéations minérales, linéations d'étirement, bandes de cisaillement. Les principaux contacts tectoniques ont également été étudiés, car leur cinématique et leur signification en terme de phase de déformation sont cruciales pour comprendre l'évolution tectonique des massifs.

Nous réalisons systématiquement des transferts d'échelle, en vérifiant si les déformations observées à l'échelle de l'affleurement, sont cohérentes avec les microstructures observées en lame mince, et avec les déformations à plus grande échelle (kilométrique).

Précisons que les directions des objets structuraux sont celles mesurées dans l'ellipsoïde de déformation finie (XYZ). Les couleurs utilisées dans des projections stéréographiques, pour différencier les différentes unités de Vanoise Sud et d'Ambin, sont présentées sur la Figure III- 1 :

	VANOISE SUD	AMBIN
Couverture	Trias moyen (calcaires et dolomies) Quartiztes werféniens Permo-Trias Métaconglomérats de Vanoise	Schistes Lustrés Quartzites werféniens Permo-Trias (groupe d'Etache inf.)
Socle	Groupe d'Ambin Groupe de la Clarea	Groupe d'Ambin Groupe de la Clarea

Figure III- 1

Couleurs utilisées pour chaque unité dans les projections stéréographiques.

1. Bref aperçu des données de la littérature :

La synthèse des phases de déformation publiées dans la région étudiée, est présentée sur la Figure III- 2. La majorité des auteurs reconnaît une première phase de déformation, réalisée dans des conditions de haute pression et de basse température (HP-BT, faciès des Schistes Bleus), caractéristiques des zones de subduction. La cinématique associée à cet événement est controversée, et sera discutée au cours de ce travail.

L'événement de haute-pression est suivi par une ou plusieurs phases de déformation, dont la chronologie et les effets divergent selon les auteurs. Seule la phase de « rétrocharriage » apparaît comme une étape de déformation majoritairement reconnue. Elle est matérialisée par des cisaillements vers l'Est et le Sud-Est, s'exprimant à l'échelle régionale. Cette phase (que nous nommons D2) se développe dans le faciès des Schistes Verts, et accompagne les unités de haute-pression au cours de leur exhumation.

La multiplicité des phases de déformation D1, D2, D3, D4 (etc.) entraîne des confusions entre les objets structuraux, et rendent difficile la description et la compréhension des géométries dans leur ensemble. Les raisons de ce problème sont multiples :

- Puisque les rhéologies des matériaux de la couverture et du socle sont différentes, la chronologie des déformations qui leur est propre n'est quasiment jamais la même. C'est pourquoi certaines phases déterminées dans la couverture ne sont pas reconnues dans le socle, et réciproquement.
- Au cours d'une déformation progressive, on peut observer des superpositions de structures qui n'ont aucune raison de se répéter à l'identique d'une région à l'autre, car la déformation ductile est en général hétérogène.
- Puisque la déformation ductile est localisée, on observe des gradients de déformation, et des structures contemporaines peuvent avoir des géométries très différentes.

La notion de phase tectonique est donc à manier avec précaution, car sans l'aide de critères métamorphiques et/ou radiométriques, elle peut être très délicate à interpréter. Il apparaît donc nécessaire de coupler à l'approche microstructurale une étude métamorphique, en décrivant avec précision les relations texturales entre les minéraux métamorphiques et les différents événements alpins.

Synthèse des phases de déformation publiées dans le secteur étudié (Vanoise Sud et d'Ambin). La numérotation des différentes phases a été préservée. Face aux séquences de déformations souvent divergentes entre les auteurs, l'événement cisaillant vers l'Est (le « rétrocharriage » de la littérature) est utilisé comme outil de corrélation à l'échelle de la région étudiée.

Cette étude			Strzerzynski (2006)	Ganne (2003) et Ganne et al., 2005	Goffé (1975 et 1977)	Dondey (1986)	Platt & Lister (1985a,b)
Ages	Vanoise Sud (socle + couverture)	Ambin (socle + couverture)	Secteur Modane-Aussois (Vanoise Sud), couverture (± socle)	Vanoise Sud et Ambin, socle	Vanoise Nord et Ouest, couverture	Vanoise, socle + couverture	Dent Parrachée, Arpon (Vanoise Sud et Est), socle et couverture
23-18 (AFT)	conditions cassantes	conditions cassantes	Basculement vers le Sud du secteur Modane-Aussois 18-20 Ma (Malusa et al., 2005)	D3, effondrement des massifs (doming), failles normales conjuguées		D4, surrection et charriage du socle vers le NW	D4, bombement dôme axe N-S, fracturation
28 Ma	transition cassant-ductile	transition cassant-ductile	D4 Failles normales ductiles 31,2 Ma				
37-28 Ma	D2, cisaillements vers l'E/SE (Ce faible pendage) et localement vers l'W (Cw fort pendage), L2 N110 couverture : 6 à 3 kbars - 350 à 300°C ; socle : 6 à 3 kbars - 520 à 300°C	D2, cisaillements vers l'E/SE (Ce faible pendage) et localement vers l'W (Cw fort pendage), L2 N110 couverture : ? kbars - 490 à 300°C ; socle : 6 à 3 kbars - 520 à 300°C	D3 Cisaillements vers l'Est - 5,7kbars - 430°C 35-42 Ma	D2, cisaillements vers l'Est, faciès SB de bas grade puis largement SV, 10kbars - 400°C, 34-45 Ma	D2, faciès SB, L1, plis NE-SW, charriage vers l'E	D3, rétrocharriage et plis déversés vers l'E-SE	D3, plis NE-SW, cisaillements locaux vers l'E ou SE, faciès SV, 4 kbars - 360°C Inter D2-D3, faciès SV, pic thermique, porphyroblastes d'albite), 6 kbars - 410°C D2, plis "post-nappes" E-W, S2 pendage Sud, faciès SV de bas grade, 8 kbars - 390°C
43 Ma	D2, S2 pendage NW, plis NE-SW, faciès SV couverture : 8 kbars - 330°C socle : 9 kbars - 520°C	D2, S2 pendage NW, plis NE-SW, faciès SV couverture : ? kbars - 490°C socle : 9 kbars - 530°C	D2 plis NE-SW déversés vers le NW	D1, L1 NW-SE (Vanoise Sud) et N-S (Ambin), cisaillements vers le N, 15kbars - 500°C, entre 46 (?) et 50 Ma	D1, plis NW-SE déversés vers SW	D2, plis E-W déversés vers N	D1, faciès SB, L1 E-W à SE-NW, mise en place nappes (Dent Parrachée), 11 kbars - 380°C
50 Ma	D1, L1 NW-SE, cisaillement pur dominant, faciès SB couverture : 11 kbars - 300°C socle : 16 kbars - 450°C	D1, L1 NW-SE, cisaillement pur dominant, faciès SB couverture : ? socle : 17 kbars - 480°C	D1 empilement des nappes de quartzites, charriage des Schistes Lustrés 10,5 kbars - 350°C 37,12 Ma			D1, charriage nappe Dent Parrachée sur socle	"anté-D1" pic de pression, faciès SB, 12 kbars - 300°C

Figure III- 2

2. *Analyse structurale du massif de Vanoise Sud :*

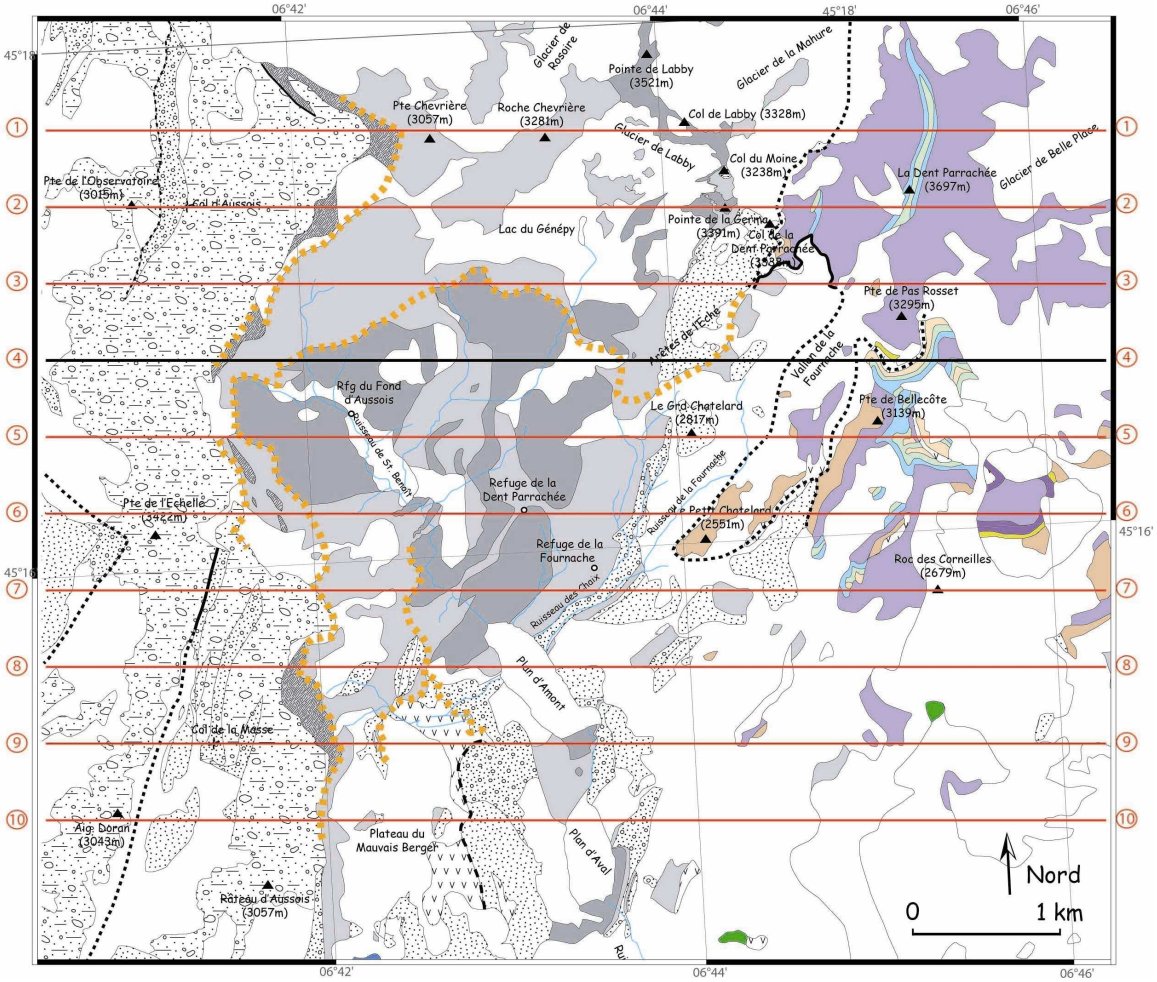
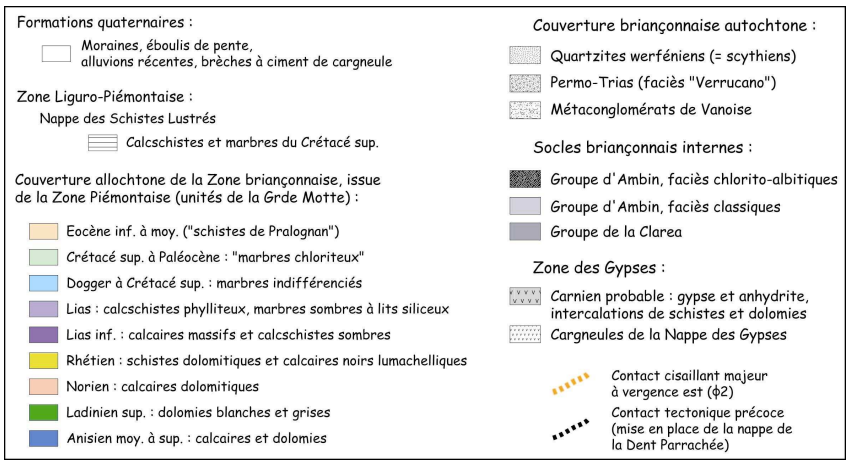


Figure III- 3



Carte géologique centrée sur le secteur du Fond d'Aussois (Vanoise Sud), d'après nos levés personnels, et la compilation des travaux de Platt & Lister, 1985b et Ganne, 2003. Les unités de socle (groupes de la Clarea et d'Ambin) affleurent sous la forme d'une fenêtre, sous la couverture briançonnaise autochtone et à l'Est sous la nappe de la Dent Parrachée (par l'intermédiaire d'un contact tectonique précoce D1). Les unités de socle présentent des structures d'interférences entre les déformations D1 et D2, responsables des alternances observées en carte. Les zones de cisaillement majeur D2 à vergence est (Φ2) se concentrent préférentiellement entre les deux unités de socle, mais également à la base des métaconglomérats de Vanoise. Les tracés des 10 coupes sériées ont été repérés, dont celui de la coupe représentative de la Figure III- 4 (le tracé noir n°4).

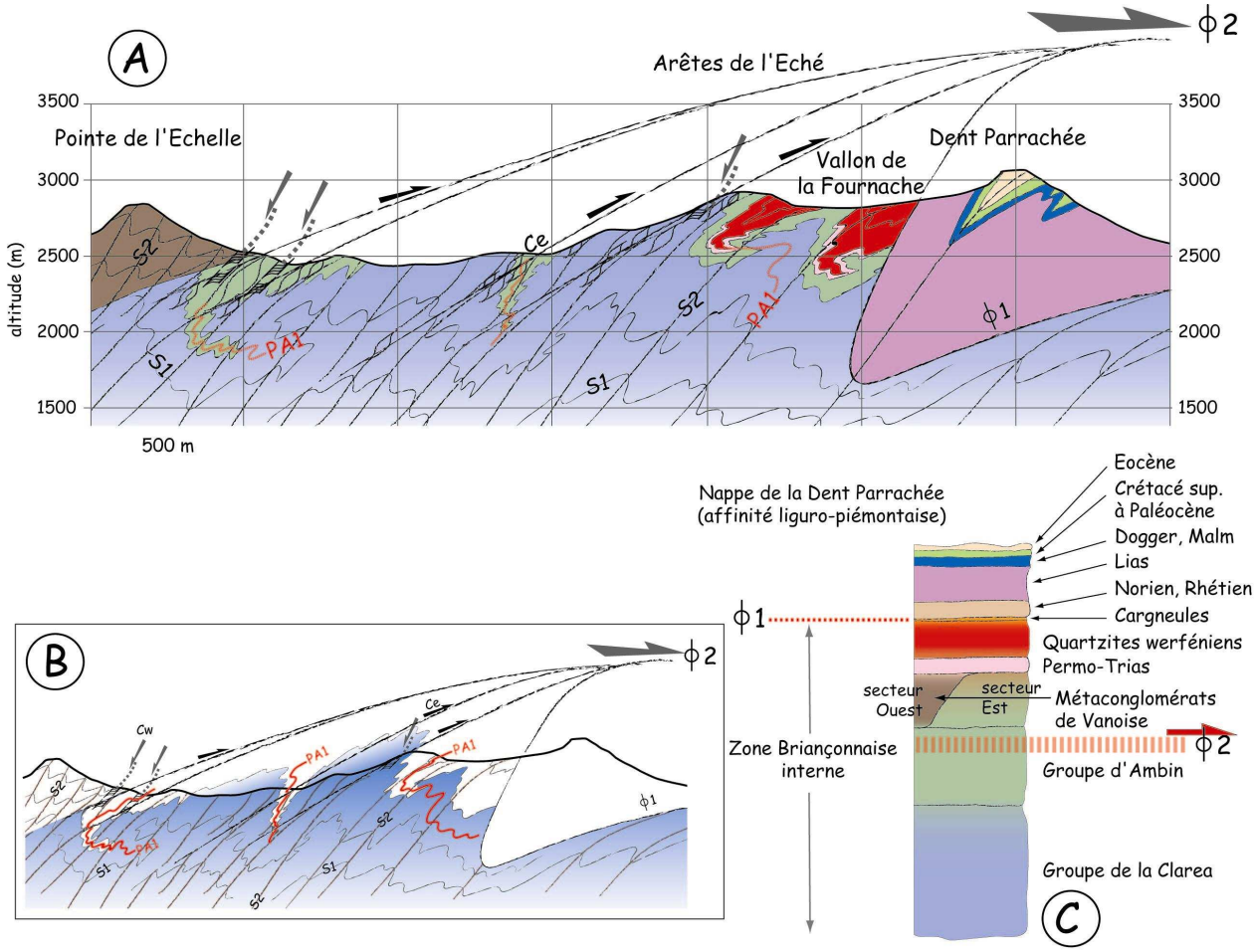


Figure III- 4

A : Coupe géologique est-ouest synthétique du secteur du Fond d'Aussois (Vanoise Sud). Elle est issue des 10 coupes sériées E-W réalisées dans le Fond d'Aussois (Figure III- 3). Les plis précoces P1 s'expriment à travers les alternances entre les groupes de la Clarea et d'Ambin. La schistosité S1, qui correspond au plan axial PA1 des plis P1, est fortement plissée par les plis P2 et souvent déversée vers l'Est par les déformations cisaillantes D2. La schistosité S2 présente un pendage caractéristique vers l'Ouest, et tend à se paralléliser aux zones de cisaillement à vergence Est. A plus grande échelle (régionale), les cisaillements sont cohérents avec une vaste zone de cisaillement Φ2 à vergence Est. La géométrie de toute la pile structurale est fortement influencée par la phase de déformation D2 cisaillante vers l'Est. Les déformations représentées dans la nappe de la Dent Parrachée sont très simplifiées, et proviennent des travaux de Platt & Lister, 1985a.

B : Coupe structurale schématique W-E à travers le Fond d'Aussois, visant à montrer la transposition des plis P1 et de la schistosité S1 dans les structures cisaillantes à vergence est. Les plans axiaux PA1 des plis P1 sont plissés par les plis D2, et déversés vers l'Est. Seul le groupe de la Clarea a été coloré, afin de mettre en évidence les structures précoces P1.

C : Le log simplifié rappelle que les métaconglomérats de Vanoise sont présents uniquement à l'extrémité ouest du Fond d'Aussois. La nappe de la Dent Parrachée renferme des successions lithostratigraphiques d'affinités liguro-piémontaises.

2.1.La phase D-1 ou l'héritage anté-alpin dans le socle de Vanoise Sud :

Les seules reliques anté-alpines préservées dans le socle de Vanoise Sud sont beaucoup plus très discrètes que dans le massif d'Ambin. Les rares foliations anté-alpines (S-1) s'observent que sous la forme de microlithons entre les plans de schistosité alpine S1.

La fabrique S-1 est représentée par des minéraux du faciès des amphibolites : lamelles de muscovite et de biotite brune, grenat calcique portant souvent une couronne alpine, et rares pseudomorphoses de staurotide (Ganne, 2003).

Nous avons également observé dans le groupe de la Clarea du Fond d'Aussois des niveaux quartzo-carbonatés pincés dans des plis fermés admettant la schistosité S1 comme plans axiaux (Figure III- 5). Il est probable que ces structures n'étaient pas initialement parallèles aux fabriques S-1, et elles pourraient correspondre à des exsudats obliques au débit principal. Notons enfin que certains auteurs proposent plusieurs phases anté-alpines en Vanoise Sud (Platt & Lister, 1985a). Les fabriques anté-alpines étant trop peu représentées, nous ne pouvons conforter cette hypothèse.

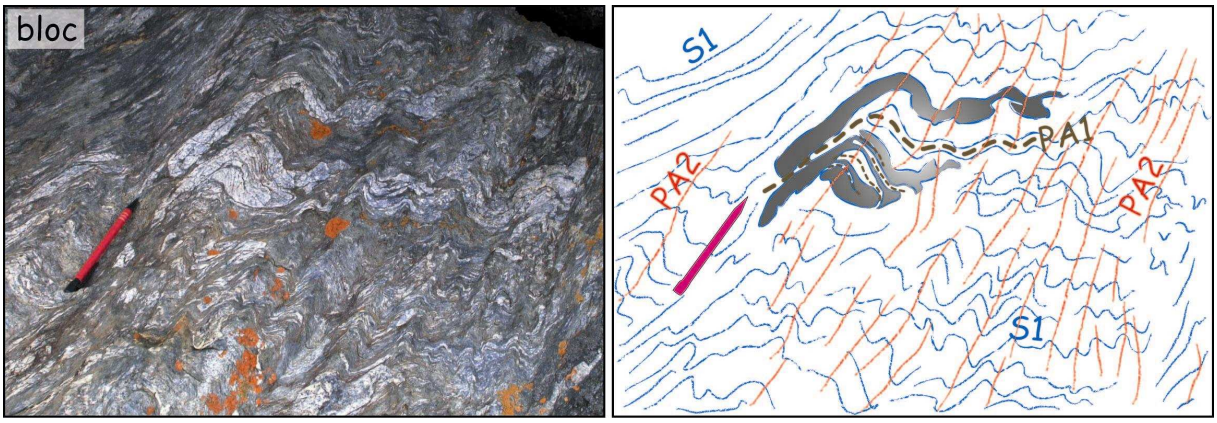


Figure III- 5

Foliation anté-alpine hypothétique : les exsudats quartzeux caractéristiques du groupe de la Clarea soulignent une schistosité S1, qui est déformée par des plis droits P2 responsables de la schistosité de plan axial S2. Les exsudats de quartz supposés parallèles à S1 soulignent eux-même des plis P1, dont les plans axiaux PA1 sont parallèles à la schistosité S1. Les observations réalisées sur ce bloc du secteur du Fond d'Aussois sont cohérentes avec celles affectant les roches en place environnantes. Secteur du Fond d'Aussois, près du refuge de la Fournache.

Les relations géométriques entre les fabriques anté-alpines D-1 et les fabriques alpines D1 et D2, sont représentées sous la forme d'un bloc-diagramme synthétique (Figure III- 6).

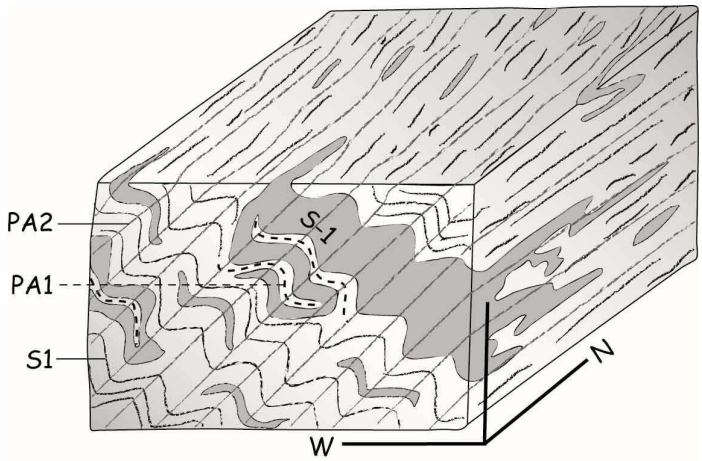


Figure III- 6

Bloc-diagramme dérivant des observations de terrain et illustrant les relations entre les fabriques anté-alpines (D-1) et alpines (D1 et D2). La foliation anté-alpine S-1 est préservée sous la forme de niveaux quartzeux (en gris), qui admettent la schistosité alpine S1 comme plan axial des plis P1. La phase D2 se manifeste ici par des plis droits P2, dont les plans axiaux PA2 présentent un pendage caractéristique vers l'Ouest.

2.2.La phase D1 en Vanoise Sud :

La première phase alpine D1 est représentée par une **foliation S1** pénétrative, développée dans des conditions de haute- pression / basse température (HP/BT). S1 est très bien préservée dans les micaschistes du groupe de la Clarea, où elle constitue la foliation majeure (Figure III- 7). Dans le groupe d'Ambin, les métaconglomérats de Vanoise, le Permo-Trias et le reste de la couverture mésozoïque, la schistosité S1 apparaît bien plus déformée par les événements postérieurs alpins D2 et D3. Elle est alors réduite dans les lithologies phylliteuses à des microlithons préservés entre les plans de schistosité S2 (Figure III- 13). Dans les lithologies plus compétentes telles que les quartzites, elle est parfois confondue avec la stratification sédimentaire.

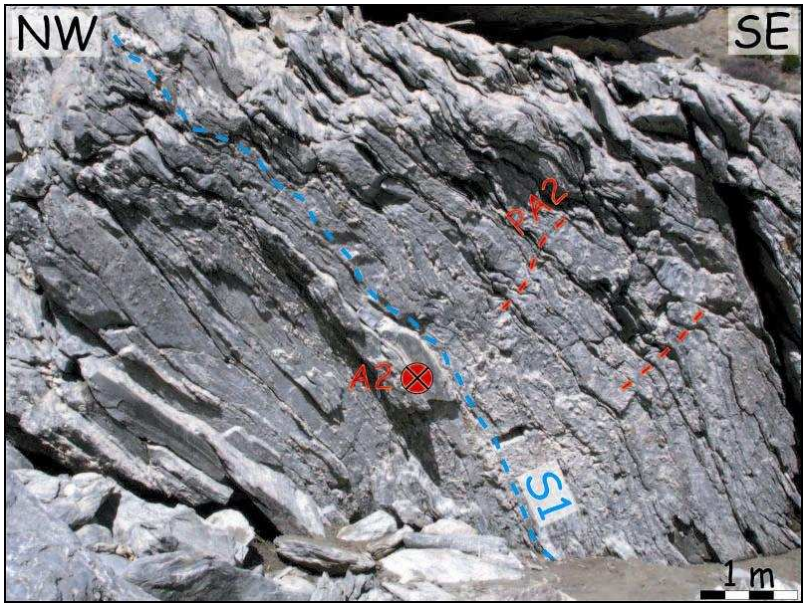


Figure III- 7

Schistosité alpine S1 bien préservée dans les micaschistes du groupe de la Clarea du Fond d'Aussois (ruisseau de St. Benoît). Les plans ondulent légèrement sous l'effet des plis P2, responsables à plus grande échelle de leur redressement. Les plans axiaux PA2 correspondant plongent vers le NW, comme dans l'ensemble du secteur étudié.

La foliation alpine S1 est caractéristique de l'événement de HP-BT. Dans les unités de socle elle est soulignée par les amphiboles sodiques (uniquement dans le groupe de la Clarea), le chloritoïde, les phengites fortement substituées (Si > 3,35) et parfois le grenat et le pyroxène jadéitique, tous deux restreints au groupe de la Clarea.

D'un point de vue cartographique les surfaces S1 présentent un pendage relativement élevé (50° en moyenne), et une direction moyenne NE-SW (azimut N048, Figure III- 8). Elles soulignent les plis affectant les groupes de la Clarea et d'Ambin, développés au cours de la phase D1 puis replissés et cisaillés par les événements D2. Les plans S1 sont alors dispersés par les plis cylindriques P2, autour d'un axe plongeant de 10° vers le SW (azimut exact : N215). La direction moyenne des plans S1 est cohérente avec celle proposée par Platt & Lister (1985a) dans la zone du glacier de l'Arpon, au NE de la zone étudiée.

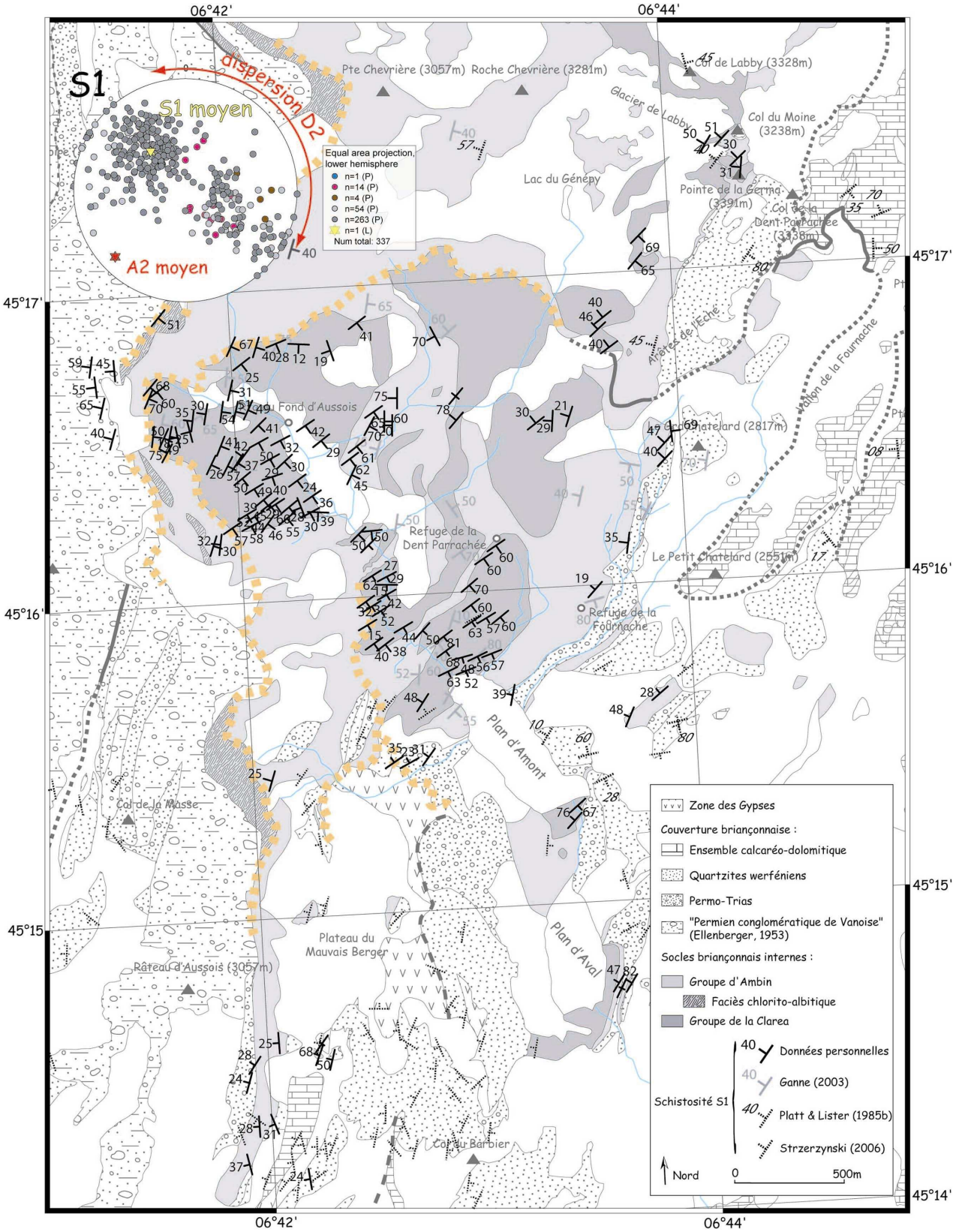


Figure III- 8

Carte des trajectoires de la schistosité S1 dans le secteur du Fond d'Aussois (données personnelles, complétées par celles de Platt & Lister (1985b), Ganne (2003) et Strzerzynski (2006)), et projection stéréographique des pôles des plans S1. La forte dispersion des valeurs de pendage est due aux plis P2. La cartographie des plans S1 dans le secteur du Canyon de l'Arc est présentée en annexe (Figure annexe- 22).

Les plans S1 portent une **linéation minérale L1**, préservée préférentiellement dans le groupe de la Clarea. Elle se matérialise par l'alignement des baguettes d'amphiboles, de chloritoïde et des lamelles de phengite (Figure III- 9). Entre ces minéraux cristallisent des granoblastes d'épidote, de sphène et parfois de pyroxène jadéitique.

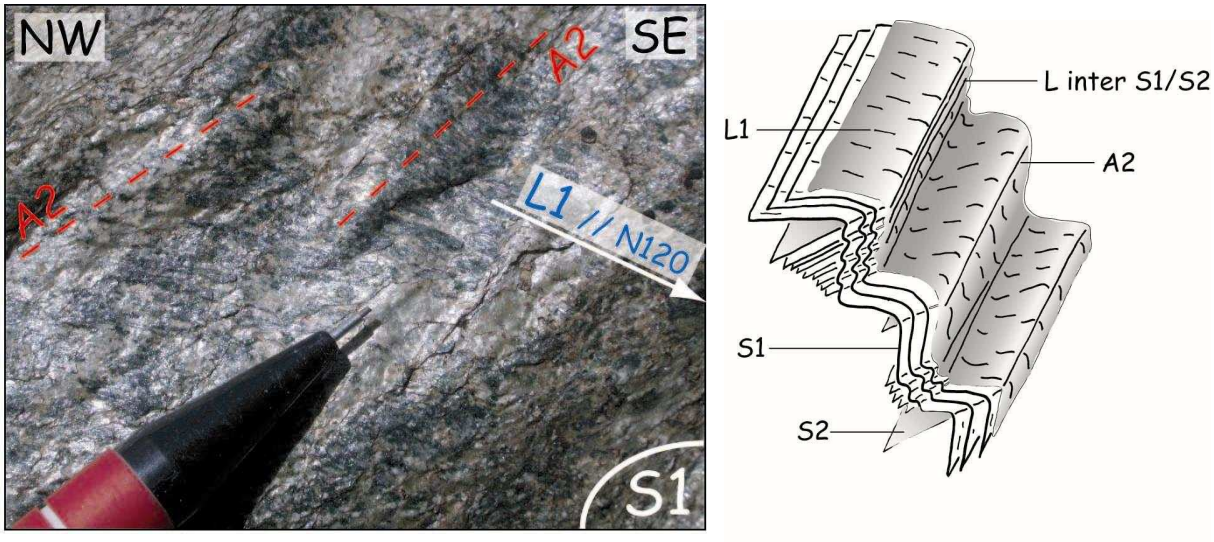


Figure III- 9

La photographie montre la linéation minérale L1, soulignée par l'allongement des baguettes d'amphiboles sodiques D1 plus ou moins rétromorphosées en chlorite lors de la phase D2. La schistosité S1, qui porte la linéation L1, ondule sous l'effet des plis P2, dont les axes A2 sont marqués en pointillés rouges. Groupe de la Clarea du Fond d'Aussois.

Le diagramme associé schématise les observations de terrain et montre l'ondulation de la linéation L1 sous l'effet des plis P2.

L1 montre un azimut moyen d'allongement fini de N115, mesurée sur les plans S1 les moins inclinés (Figure III- 10). La dispersion est là-encore due aux déformations postérieures D2, comme le confirment Platt & Lister (1985a) dans la zone du glacier de l'Arpon.

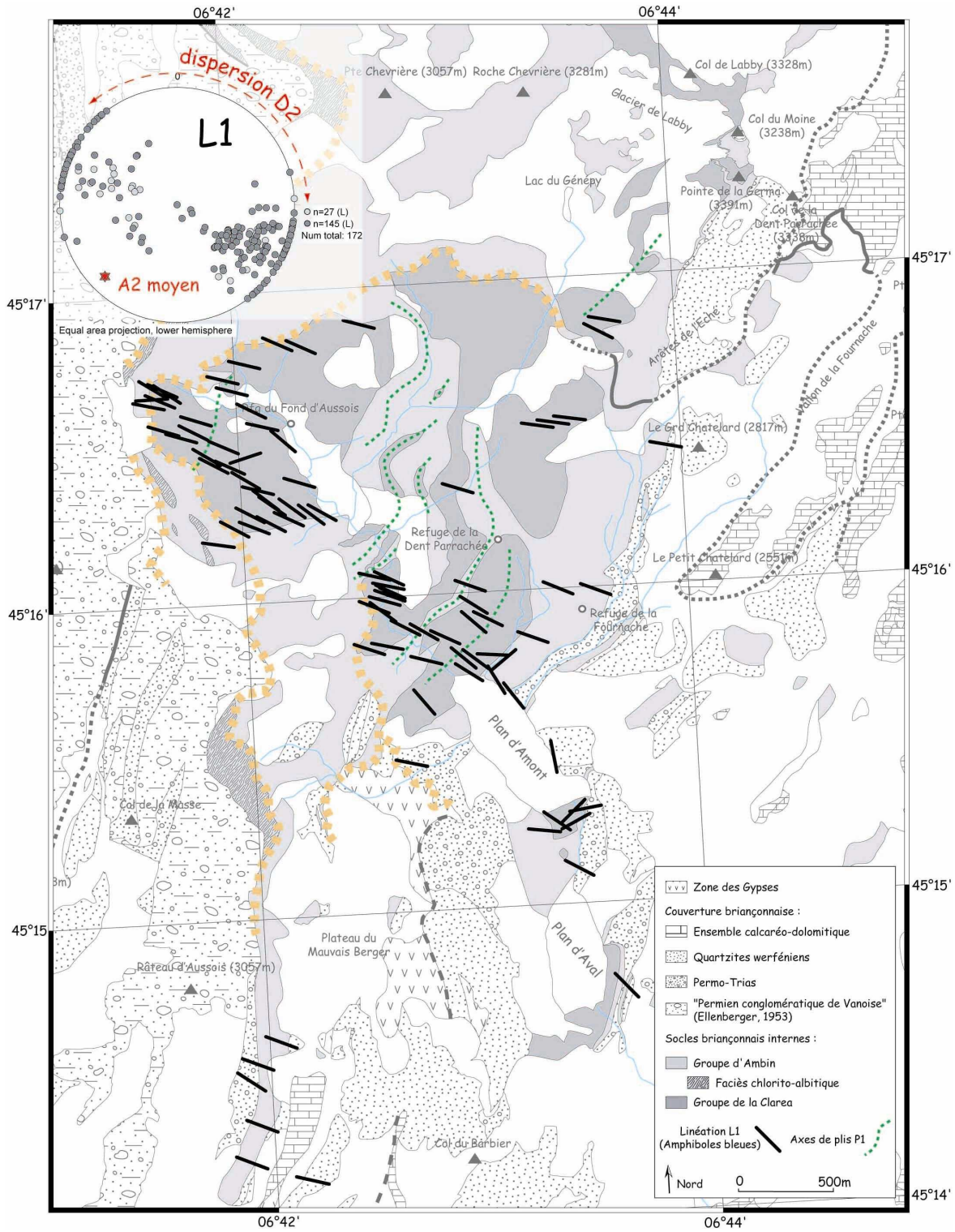


Figure III- 10

Carte des trajectoires de linéation minérale L1 et des axes de plis P1 dans les groupes d'Ambin et de la Clarea du secteur du Fond d'Aussois (données personnelles), et projection stéréographique des linéations L1. Les linéations sont dispersées autour d'un axe plongeant de 12° en direction de l'azimut 23, qui est subparallèle aux axes de pli P2. Les axes de pli P1 montrent des trajectoires courbes, dues aux interférences avec la phase D2. La cartographie des linéations L1 dans le secteur du Canyon de l'Arc est présentée en annexe (Figure annexe- 23).

Cette linéation L1 qui marque l'événement de HP-BT ne possède pourtant pas la même direction moyenne dans toute la Zone Briançonnaise Interne. Cette remarque est développée dans le paragraphe III-3-2, après la présentation de l'événement D1 dans le massif d'Ambin.

Nous n'avons pas observé à l'échelle de l'affleurement ni à l'échelle de la lame mince un sens de déplacement associé aux linéations L1. Les études précédentes (Platt & Lister, 1985a ; Platt et al., 1989a ; Goffé, 1975 et Ganne, 2003) ont associé ces linéations à un déplacement vers le N ou le NW, ce qui nous semble vraisemblable compte tenu de la structure d'ensemble. Cependant ces hypothèses reposent sur l'étude statistique de rares critères de cisaillement, et la cinématique de l'événement D1 reste mal contrainte.

La phase D1 est également associée à des **plis droits P1** : on retrouve leur trace à l'échelle de l'affleurement (Figure III- 5), mais ils s'expriment davantage en carte à l'échelle kilométrique (Figure III- 10) : le Fond d'Aussois montre ainsi une succession d'alternances entre les groupes de la Clarea et d'Ambin, qui correspondent à des plis P1, admettant la schistosité S1 comme plan axial. La dispersion des axes P1 entre les directions NE-SW et NW-SE est due aux interférences avec la phase D2, qui déforme à son tour les contacts entre les deux groupes.

A plus grande échelle les surfaces S1 sont parallèles aux contacts tectoniques Φ1, définis par exemple entre la Nappe de la Dent Parrachée et les quartzites de la Pointe de l'Eché (Ganne, 2003). Nous pouvons tout de même rappeler la difficulté à relier les déformations D1 mésoscopiques aux objets de plus grande ampleur (Platt & Lister, 1985a).

2.3.La phase D2 : plissements et cisaillements régionaux à vergence est et ouest :

L'architecture actuelle du massif de Vanoise Sud est façonnée par la seconde phase alpine. Sa foliation principale S2 et ses structures cisaillantes C2 à pendage ouest découpent les reliefs et confèrent au paysage ses formes caractéristiques.

L'événement D2 est caractérisé par deux styles majeurs de déformation, développés dans un continuum : le premier est plicatif et prend naissance dans les zones où la composante principale de la déformation est l'aplatissement. Ces domaines aplatis sont limités par des zones de cisaillement à vergence majeure Est, au sein desquelles le cisaillement simple domine.

Cette géométrie permet d'observer des gradients de déformation depuis les zones plicatives jusqu'aux domaines fortement cisaillés. L'hétérogénéité des déformations D2 est associée au développement d'un éventail de fabriques minérales D2.

2.3.1. Les fabriques plicatives D2 :

Les **fabriques D2 plicatives** sont mieux préservées dans le groupe de la Clarea, dont seule la périphérie de son toit est affectée par d'intenses cisaillements. En règle générale les fabriques D1 sont mieux préservées dans les zones exemptes de cisaillement, où la circulation de fluides métamorphiques est moindre, et dans lesquelles la déstabilisation des assemblages de HP-BT est plus réduite.

Dans les zones plissées l'événement D2 est représenté par des plis droits P2, admettant une **schistosité de plan axial S2** à pendage ouest (Figure III- 11 et Figure III- 12). La foliation S1 est plus ou moins crénulée, et s'observe sous la forme de microlithons entre les plans S2 (les franges de phengites D1 sont très fréquentes).

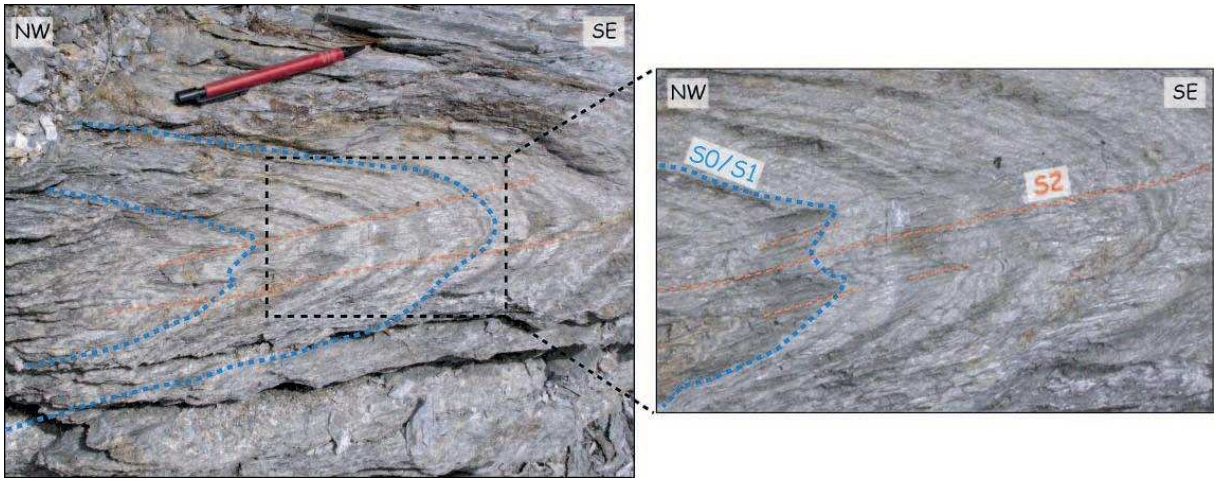


Figure III- 11

Exemple de pli droit P2, associé à une schistosité de plan axial PA2. On reconnaît les surfaces composites S0/S1, matérialisées par les alternances de lithologies claires et sombres. La schistosité S2 présente un pendage ouest caractéristique, malgré une légère réfraction depuis le cœur vers la charnière du pli. Groupe d'Ambin de la rive gauche du lac de Plan d'Amont.

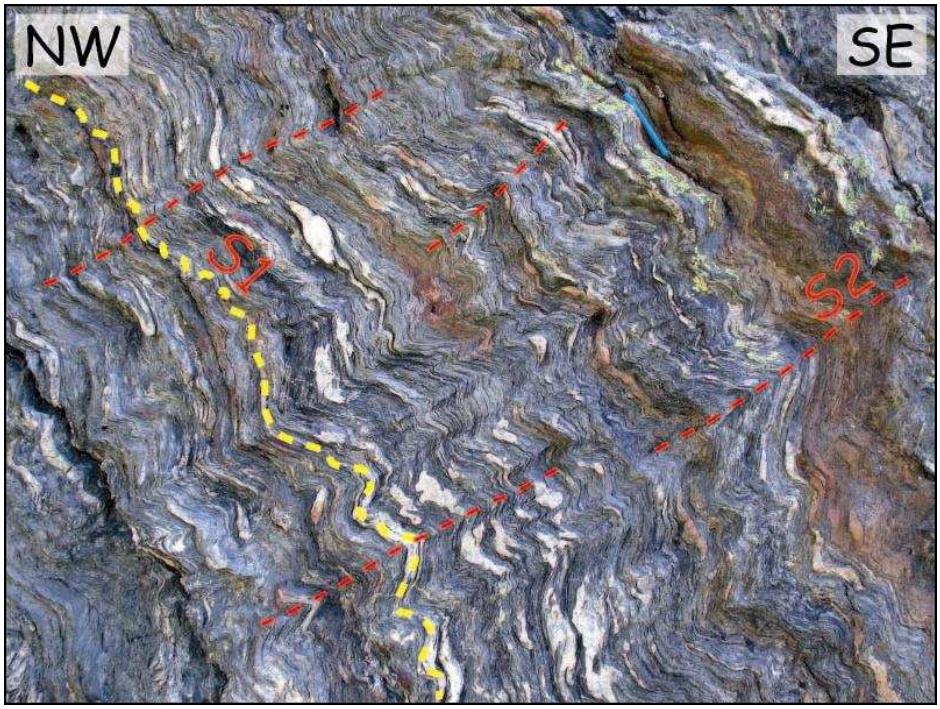


Figure III- 12

Fabrique plicative D2 caractéristique des micaschistes du groupe de la Clarea (secteur du Fond d'Aussois). La schistosité S1 est ici fortement crénulée par les plis P2, et la schistosité S2 à pendage NW devient très pénétrative. L'échelle est donnée par le stylo bleu situé dans le quart supérieur droit du cliché.

Les relations observées entre les fabriques plicatives D2 et les fabriques D1, sont représentées sous la forme d'un bloc-diagramme synthétique (Figure III- 13).

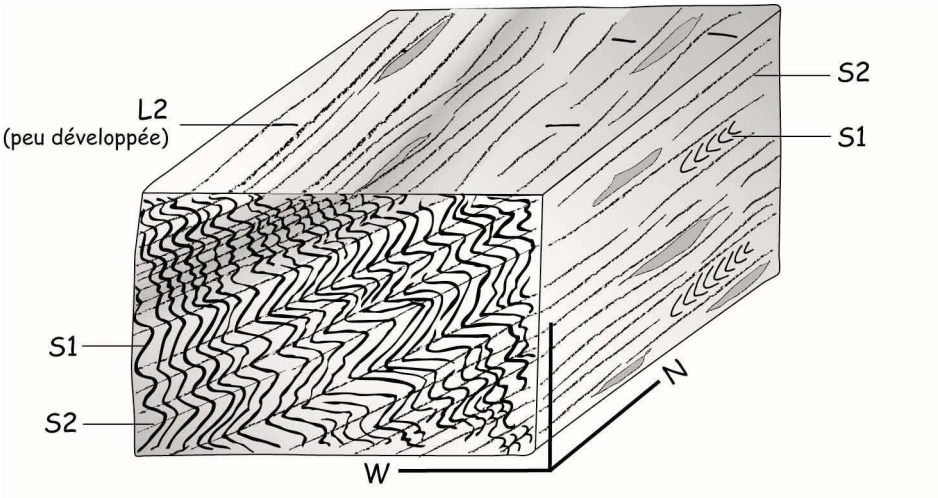


Figure III- 13

Bloc-diagramme dérivant des observations de terrain et illustrant les relations entre les fabriques alpines D1 et D2 (plicatives) : la schistosité S1 est affectée par les plis droits P2 plus ou moins serrés, et peut apparaître totalement crénulée entre les plans de schistosité S2.

L'intensité de la déformation plicative D2 est également contrôlée par les la nature des roches : la foliation S2 est plus pénétrative dans les lithologies phylliteuses telles que le groupe d'Ambin et le Permo-Trias, tandis qu'elle peine à envahir les métaconglomérats grossiers. Dans l'unité de quartzites, seuls quelques niveaux phylliteux permettent le développement de la seconde schistosité alpine (Figure III- 14).

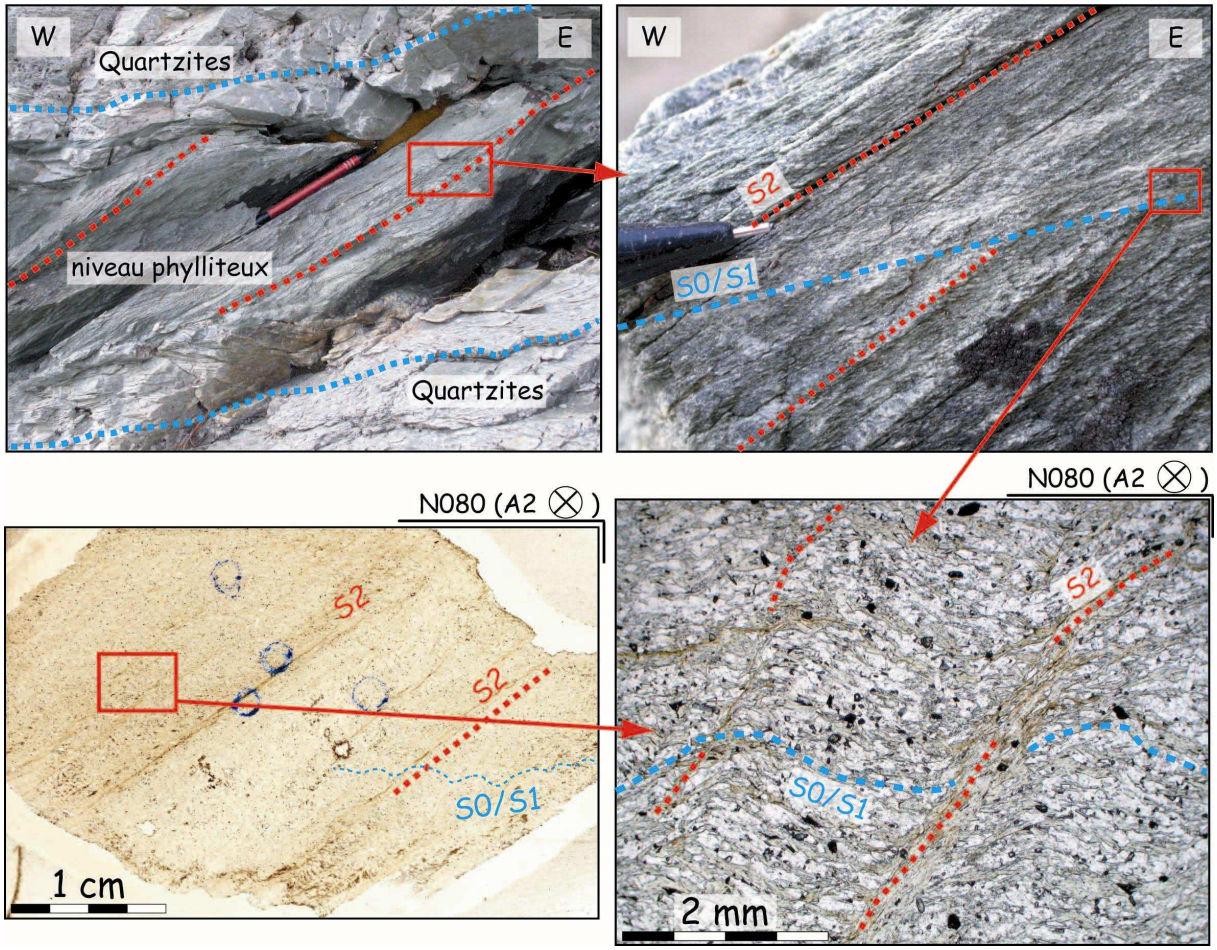


Figure III- 14

Influence de la lithologie sur la localisation de la déformation D2 : dans les quartzites de la rive Est du lac de Plan d'Amont, seuls les niveaux phylliteux permettent à la schistosité S2 de se développer. Dans les niveaux quartzitiques environnants, S2 est très discrète voire invisible. A l'échelle de la lame mince la schistosité S1 apparaît crénulée entre les plans S2, qui présentent un pendage ouest caractéristique. Echantillon WPA05.09, cliché pris en LPNA.

La foliation S2 est soulignée par des minéraux typiques du faciès des schistes verts : chlorite, phengites moyennement ou peu substituées, plagioclase albitique. Seul le pli du Fond d'Aussois fait exception, car les plans axiaux PA2 renferment des minéraux du faciès des schistes bleus (amphiboles sodiques, phengites moyennement substituées). Cette observation majeure est discutée dans le paragraphe III-2-3-2 (Figure III- 34 et Figure III- 35).

Il est important de souligner la forte transposition des fabriques D1 dans la schistosité S2, notamment lorsque D2 devient très pénétrative. Il est parfois difficile de différencier visuellement les surfaces S1 de la foliation principale S2, d'autant plus que les phases minérales D1 sont souvent rétromorphosées, et le mimétisme minéralogique D1 / D2 devient alors parfait.

Nos mesures structurales réalisées dans le secteur du Fond d'Aussois montrent que les plans axiaux PA2 et les plans de schistosité S2 présentent une direction moyenne NE-SW, et un pendage quasi-systématique vers le NW (Figure III- 15). La cartographie des trajectoires moyennes des surfaces PA2 et S2 montre que leur direction varie relativement peu, sauf à l'ouest du secteur du Fond d'Aussois (Figure III- 17) : la courbure dessinée par les trajectoires S2 est due aux intenses cisaillements à vergence est, qui affectent les parties superficielles du pli P2 du Fond d'Aussois (paragraphe III-2-3-2, Figure III- 34 et Figure III- 35).

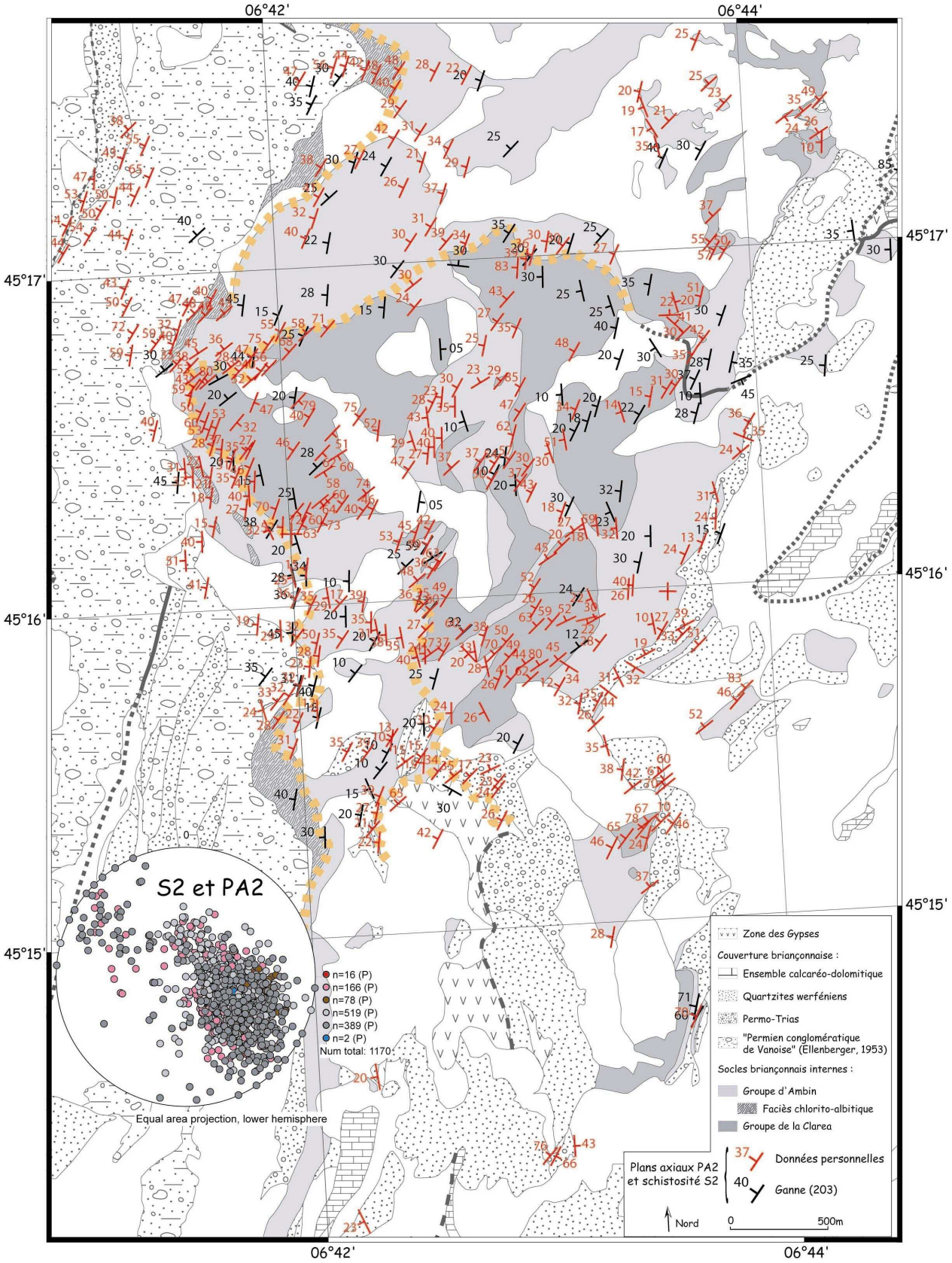


Figure III- 15

Carte des trajectoires des plans axiaux PA2 et des plans de schistosité S2 dans le secteur du Fond d'Aussois (données personnelles, complétées par celles de Ganne (2003)), et projection stéréographique commune des pôles des plans PA2 et S2. La cartographie des plans S2 et PA2 dans le secteur du Canyon de l'Arc est présentée en annexe (Figure annexe- 24).

La dispersion des valeurs de pendage est due à deux raisons principales :

La première concerne la vaste gamme de lithologies, dont le comportement rhéologique lors du plissement D2 est très variable. On observe ainsi de nombreux phénomènes de réfraction de schistosité entre des niveaux de compositions minéralogiques différentes (Figure III- 16). Les valeurs de pendage sont alors contrôlées en partie par la nature du matériau étudié.

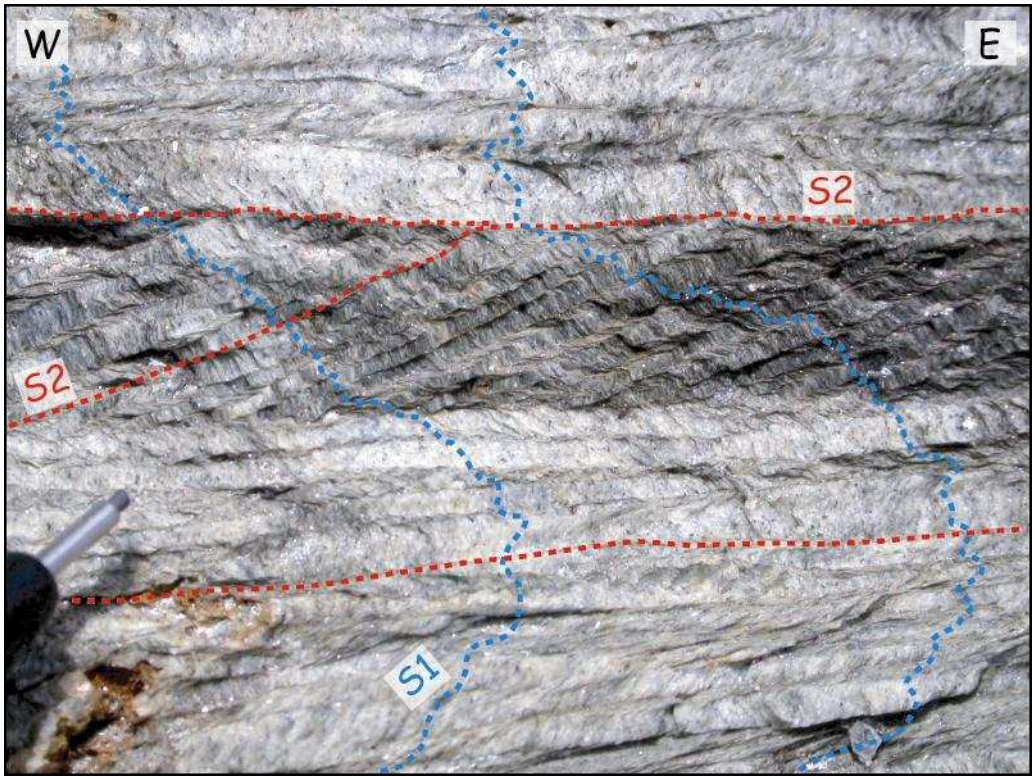


Figure III- 16

Influence de la lithologie sur le pendage de la schistosité S2 : les variations de faciès lithologiques au sein du Permo-Trias entraînent parfois de remarquables phénomènes de réfraction de schistosité. Dans les niveaux les plus quartzeux (en clair sur l'image) S2 est subhorizontale, alors que dans le niveau intermédiaire plus sombre et très riche en phyllites, la même schistosité se redresse de 45°. Noter également le moindre espacement des plans S2 dans le niveau le moins compétent. Dans les deux cas S1 apparaît crénulée entre les plans de foliation S2. Rive gauche du lac de Plan d'Amont, secteur du Fond d'Aussois.

La seconde raison révèle la distinction qui doit être faite entre les plans axiaux PA2 et les véritables plans de schistosité S2 : nous avons mis en évidence un écart de 12° entre les pendages moyens vers l'Ouest des deux surfaces. Cette différence est due à la position structurale où se développe chacune des structures. Les plans axiaux PA2 sont plus précoces et naissent obliquement voire perpendiculairement aux plans S1 préexistants, relativement loin des zones cisaillées à faible pendage. Au contraire les véritables plans de schistosité S2 se développent préférentiellement à proximité des zones cisaillées, là où la circulation de fluides métamorphiques est plus importante et où la mobilisation chimique est plus effective. Les plans S2 vont progressivement se paralléliser aux bandes de cisaillement à faible pendage ouest.

La cartographie des surfaces isoclinales dans l'ensemble des unités illustre cette répartition (Figure III- 17). En comparant cette carte à la Figure III- 3, on remarque que les zones les plus cisaillées se localisent à la transition entre les domaines à fort (couleurs sombres) et à faible pendage (teintes claires).

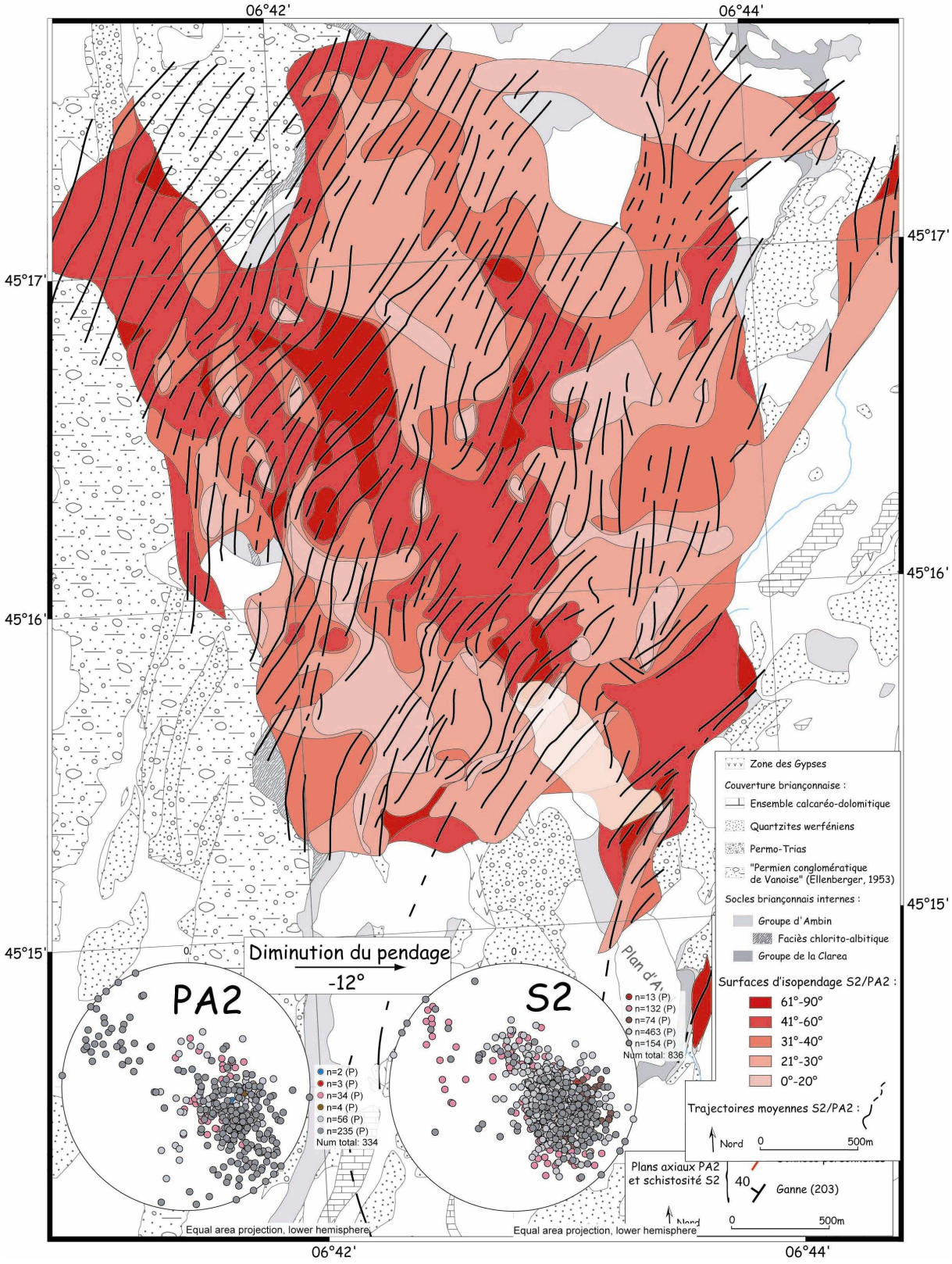


Figure III- 17

Carte des surfaces isoclinales des plans PA2 et S2, allure moyenne des directions des plans PA2 et S2, et projection stéréographique des plans PA2 et S2. Sur l'ensemble du secteur du Fond d'Aussois, ces plans ont un pendage ouest quasi-systématique. Les zones à faible pendage correspondent aux zones cisaillées vers l'Est. A l'approche des zones de cisaillement, les plans S2 et PA2 se parallélisent aux bandes Ce. Cette observation est complétée par les variations du pendage S2 le long de 6 coupes sériées W-E (Figure III- 18 et Figure III- 19).

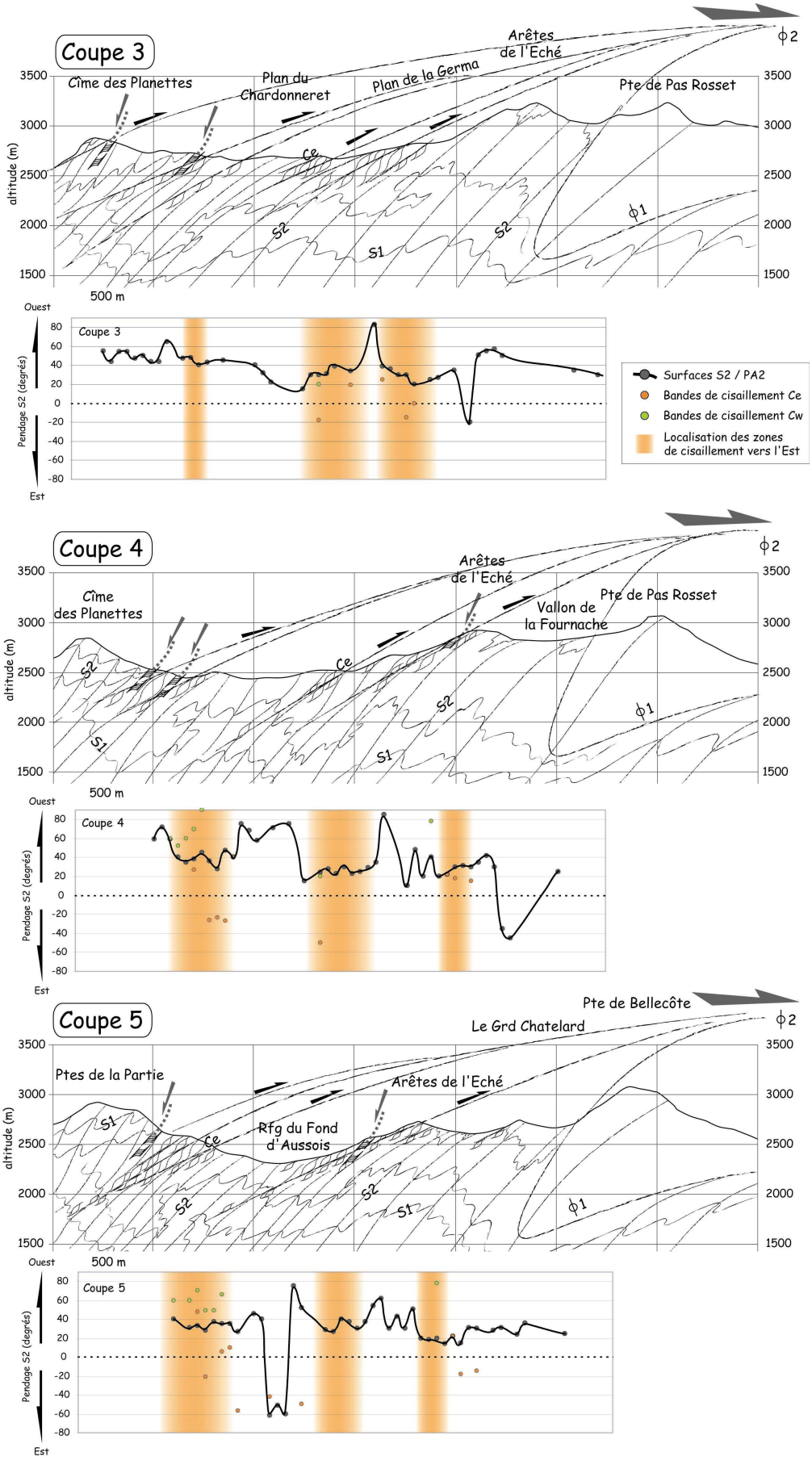


Figure III- 18

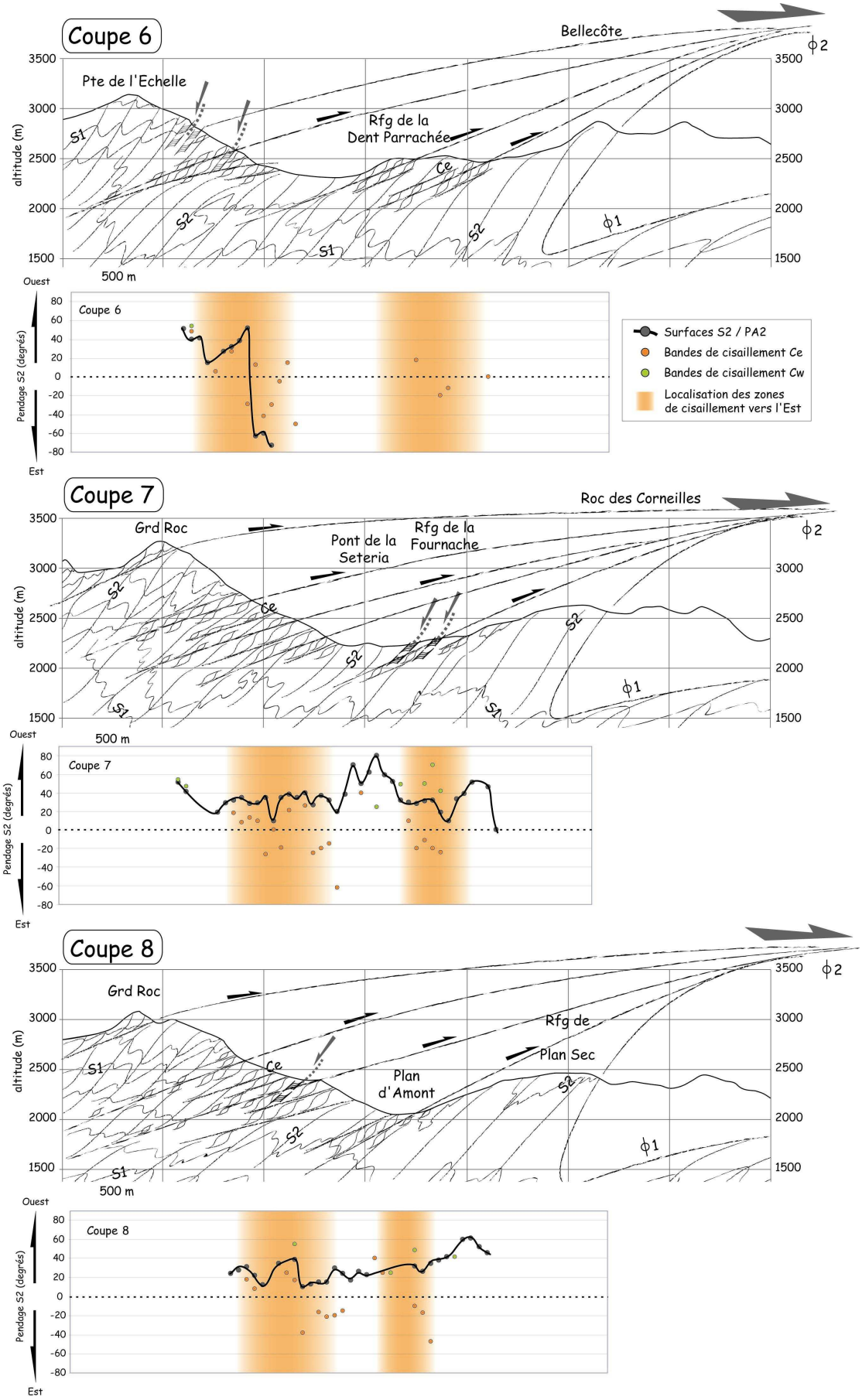


Figure III- 19

Evolution du pendage des plans S2 et PA2 le long de 6 coupes sériées W-E (coupes 3 à 8) à travers le secteur du Fond d'Aussois (Vanoise Sud), et relations avec la localisation des zones de cisaillement à vergence Est. Sur toutes les coupes les plans S2 et PA2 présentent un pendage vers l'Ouest caractéristique. La diminution du pendage coïncide avec la localisation des zones de cisaillement à vergence Est (matérialisées sur les graphiques par les bandes verticales orangées). Les valeurs sont celles mesurées le long des tracés des coupes, dont la localisation est précisée sur la Figure III- 3. Le tracé des surfaces S1 a été simplifié, afin d'alléger les coupes.

Les **plis P2** ont une direction axiale moyenne NE-SW (exactement N050), et un faible plongement axial de 18° vers le SW. Leur cartographie montre tout comme les plans S2 une faible dispersion (Figure III- 21). Ils affectent toutes les unités de socle et de couverture, et s'observent depuis l'échelle de la lame mince (microplis inframillimétriques, Figure III- 14) jusqu'à l'échelle hectométrique (Figure III- 24). Les plis P2 sont droits dans les zones plissées (Figure III- 12), puis évoluent progressivement à proximité des zones cisaillées vers les plis asymétriques déversés vers l'Est. On observe sur quelques affleurements des axes P2 courbes (Figure III- 20).

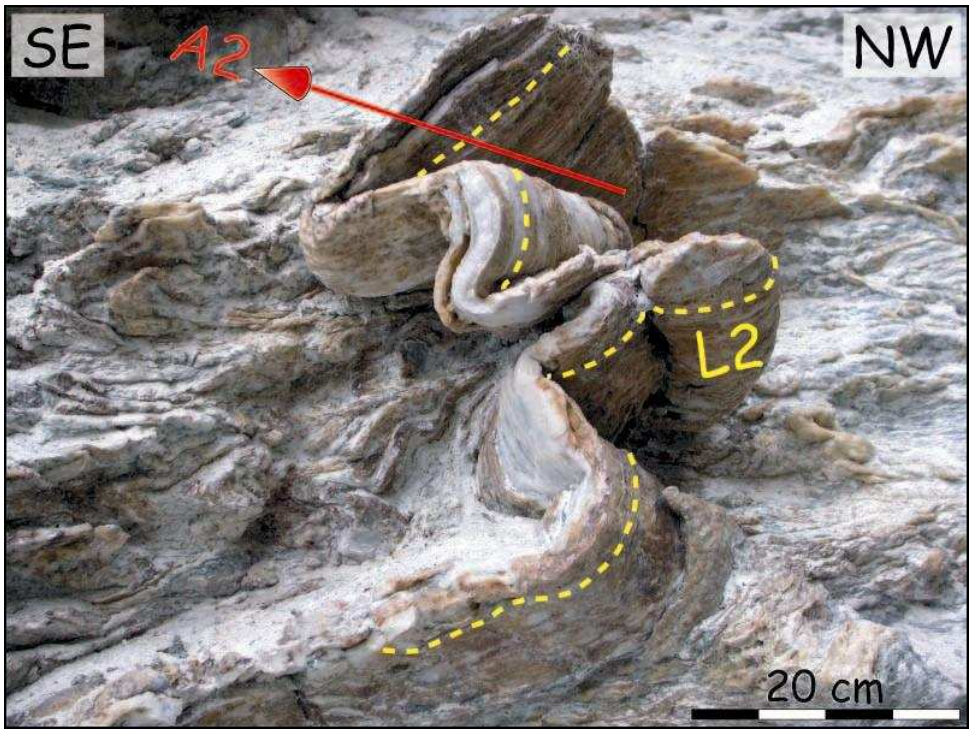


Figure III- 20

Plis P2 aux axes courbes affectant un niveau quartzo-carbonaté du groupe d'Ambin (Fond d'Aussois). Le même niveau porte une linéation d'étirement minéral L2 très marquée, matérialisée par des fibres de quartz et de calcite. La schistosité principale environnante S2 à léger pendage ouest est parallèle aux plans axiaux des plis P2. La linéation L2 étant déformée par les plis P2, l'étirement s'est donc produit avant et pendant le plissement.

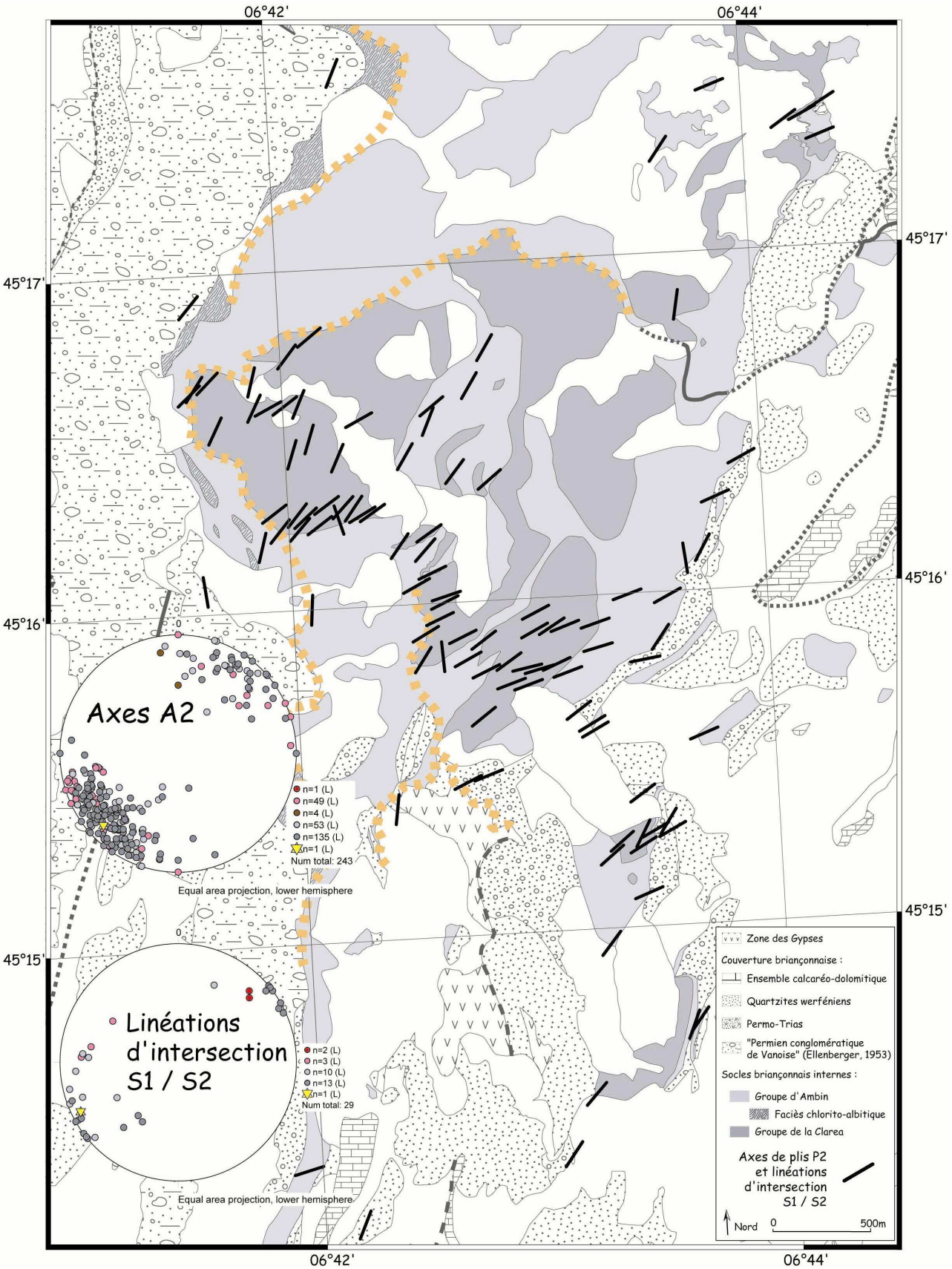


Figure III- 21

Carte de trajectoire des axes de plis A2, et projections stéréographiques des axes A2 et des linéations d'intersection S1/S2. Secteur du Fond d'Aussois.

Les **linéations d'intersection** entre les plans S1 et S2/PA2 sont parallèles et cohérents avec les axes de plis P2, et plongent en moyenne de 9° vers le SW (azimut exact : N243) (Figure III- 22).

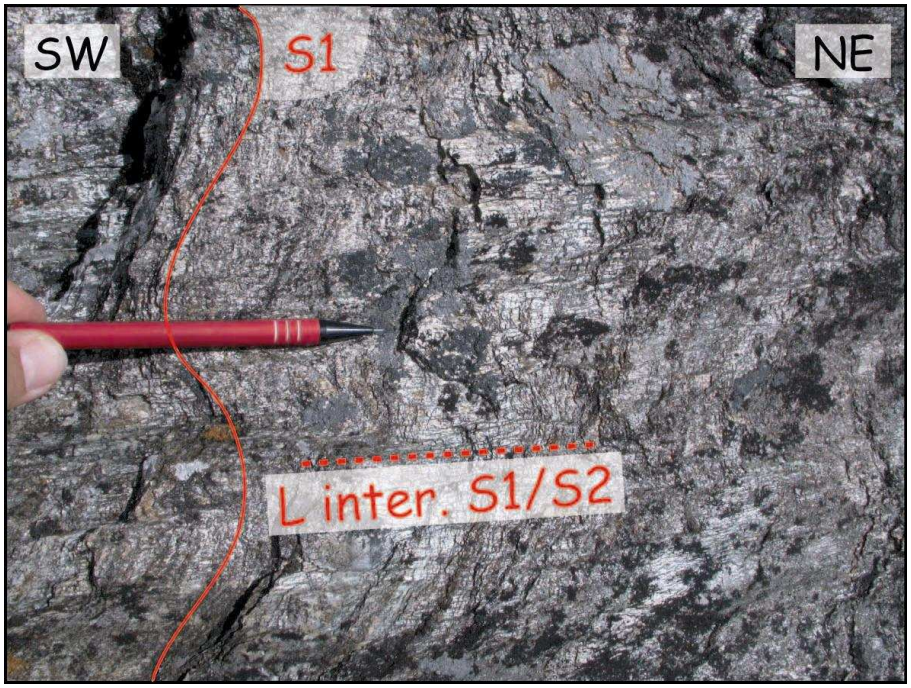


Figure III- 22

Linéation d'intersection entre les plans S1 et S2/PA2, développée dans le groupe de la Clarea du Fond d'Aussois. La surface S1 est ici peu ondulée, mais la schistosité S2 est déjà fortement développée, comme en atteste le rapprochement plurimillimétrique entre les linéations d'intersection.

Dans les zones plissées les surfaces S2 montrent parfois une **linéation minérale L2**, soulignée par l'allongement de grains de quartz, de feuillets de chlorite et de phengite (Figure III- 20 et Figure III- 23). Cette linéation minérale se différencie des linéations d'intersection S1/S2 parallèles aux axes A2. Cette observation montre que les surfaces S2 ont été affectées par une composante de cisaillement simple vers l'Est, notamment à proximité des zones franchement cisaillantes Φ2. La cartographie des linéations L2 est présentée dans le paragraphe suivant.

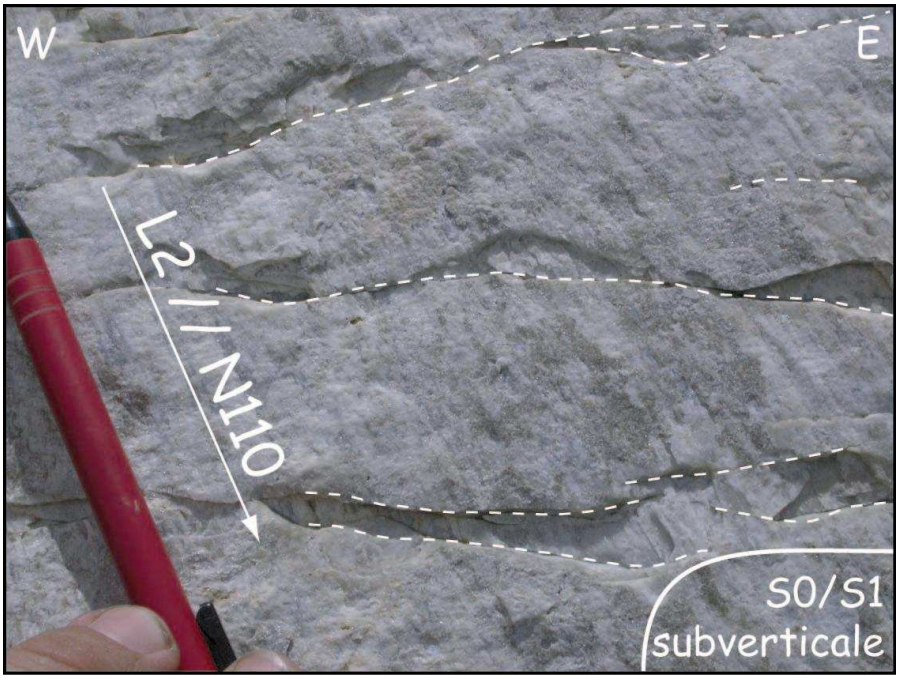


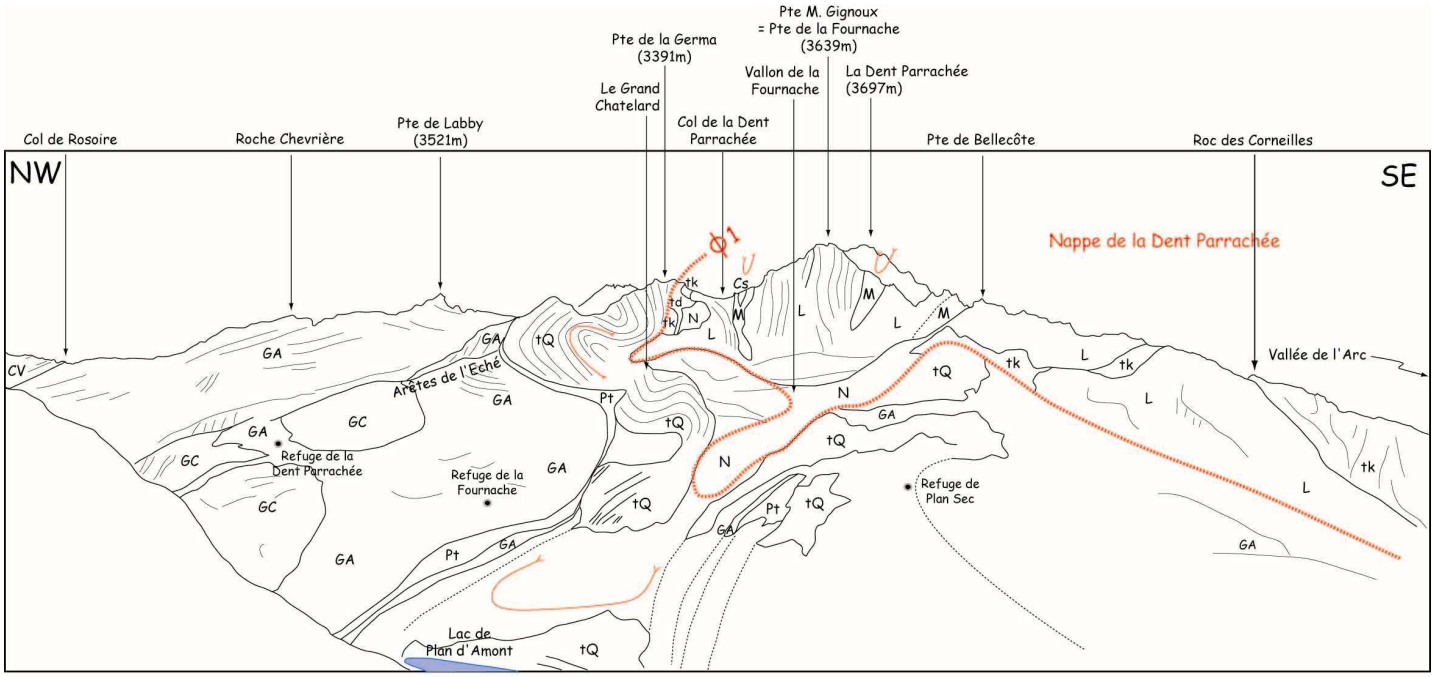
Figure III- 23

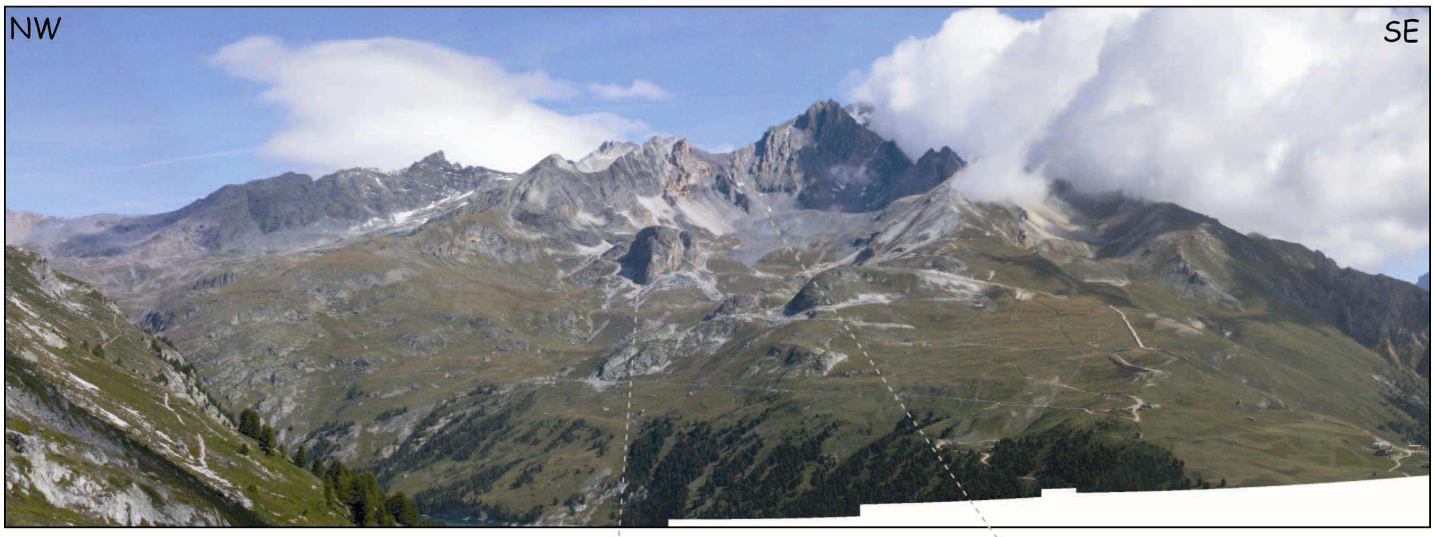
Linéation d'étirement minéral L2 portée par les surfaces composites S0/S1 des quartzites du Fond d'Aussois. La linéation est soulignée par l'étirement des grains de quartz et par l'allongement de fines paillettes de micas blancs. Les plans S0/S1 sont verticalisés par des plissements P2, l'affleurement se situe dans les zones plissées exemptes de cisaillement simple.

Les plis P2 se développent également à plus grande échelle, comme en témoignent les plis pluridécamétriques affectant la couverture siliceuse du socle de Vanoise Sud, ou la structure synclinale de la Dent Parrachée (Figure III- 24).

Panorama géologique interprété du flanc NE du Fond d'Aussois (vue sur la Dent Parrachée), et photographies de détail sur le Grand Chatelard et le Col de la Dent Parrachée :

*Le **Col de la Dent Parrachée** vu depuis le Col du Moine (3228m) : le col souligne le contact tectonique majeur Φ1 de la base de la Nappe de la Dent Parrachée, ici sécante sur les quartzites werféniens verticalisés de la Pointe de la Germa. Au NE du contact on retrouve les terrains plissés de la Nappe de la Grande Motte : les dolomies ladiniennes, les dolomies noriennes et les calcaires lités sombres du Lias. Ces derniers forment avec une étroite bande de Jurassique et de Crétacé supérieur le synclinal pincé du Col de la Dent Parrachée. Les cargneules ocres, qui soulignent la limite stratigraphique entre le Trias inférieur et moyen, apparaissent intimement associées à des brèches cataclastiques, et semblent souligner les limites entre les formations triasiques. Le synclinal perché que forment les quartzites du **Grand Chatelard**, témoigne des plis P2 d'axe NE-SW affectant toute la pile structurale. Lors de la mise en place précoce de la nappe de la Dent Parrachée, la couverture briançonnaise est localement substituée.*





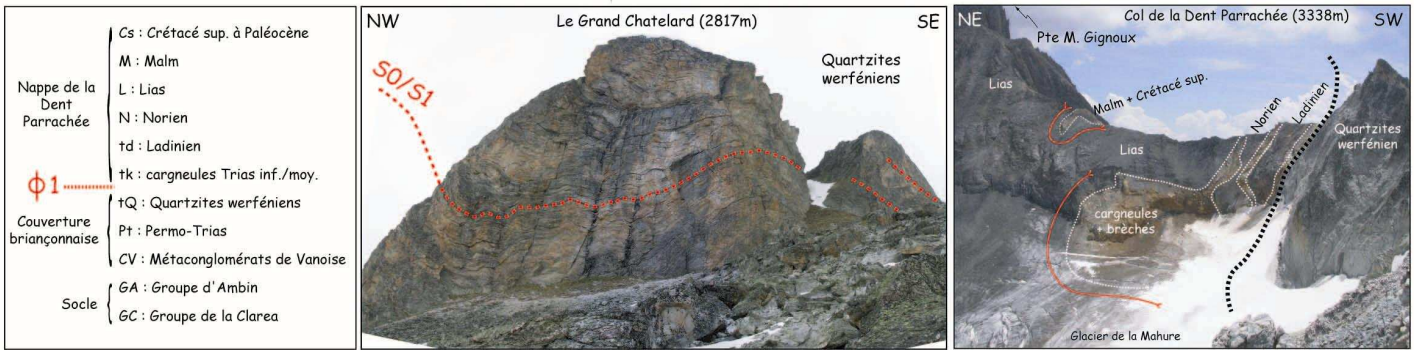


Figure III- 24

2.3.2. Les fabriques cisaillantes D2 :

Les **fabriques D2 cisaillantes** sont très fréquentes, et représentent le mieux l'événement alpin D2. Les cisaillements à vergence est sont largement dominants, et ce sont les mieux documentés. Nous avons également porté notre attention sur les cisaillements discrets à vergence ouest, rarement décrits dans la littérature, et dont le rôle structural doit être précisé.

Les cisaillements D2 à vergence est :

Ils sont largement dominants vis à vis des structures cisaillantes à vergence ouest. Ils caractérisent l'événement D2 en Vanoise Sud mais aussi en Ambin (voir paragraphe III-3-3-2), et s'observent depuis l'échelle microscopique jusqu'à l'échelle kilométrique.

Ces cisaillements ductiles C2 réalisés dans le faciès des schistes verts se développent préférentiellement dans les lithologies les plus phylliteuses, telles que le groupe d'Ambin et le Permo-Trias. Elles se localisent également au contact entre les unités, comme en témoigne la transition entre les groupes de la Clarea et d'Ambin (Figure III- 25). Certains niveaux phylliteux de couleur verte dans les quartzites montrent aussi des structures C2 à vergence est, mais elles sont bien plus rares dans les métaconglomérats de Vanoise (où les cisaillements vers l'Ouest dominent).

Contact tectonique cisaillé vers l'Est entre les groupes de la Clarea et d'Ambin (Plan de la Gorma, secteur du Fond d'Aussois). La schistosité principale S2, elle est parallèle aux plans axiaux des plis droits et serrés P2 affectant les deux groupes La schistosité S1 n'est plus visible, elle est totalement transposée dans la schistosité principale, et ne subsiste plus qu'à l'état de microlithons entre les plans S2. La déformation cisaillante est très pénétrative, les bandes de cisaillement C2 à vergence est recoupent indifféremment les métaconglomérats quartzeux du groupe d'Ambin et les micaschistes du groupe de la Clarea. La géométrie sigmoïdale des structures C2/S2 indique clairement un sens de transport vers l'Est.

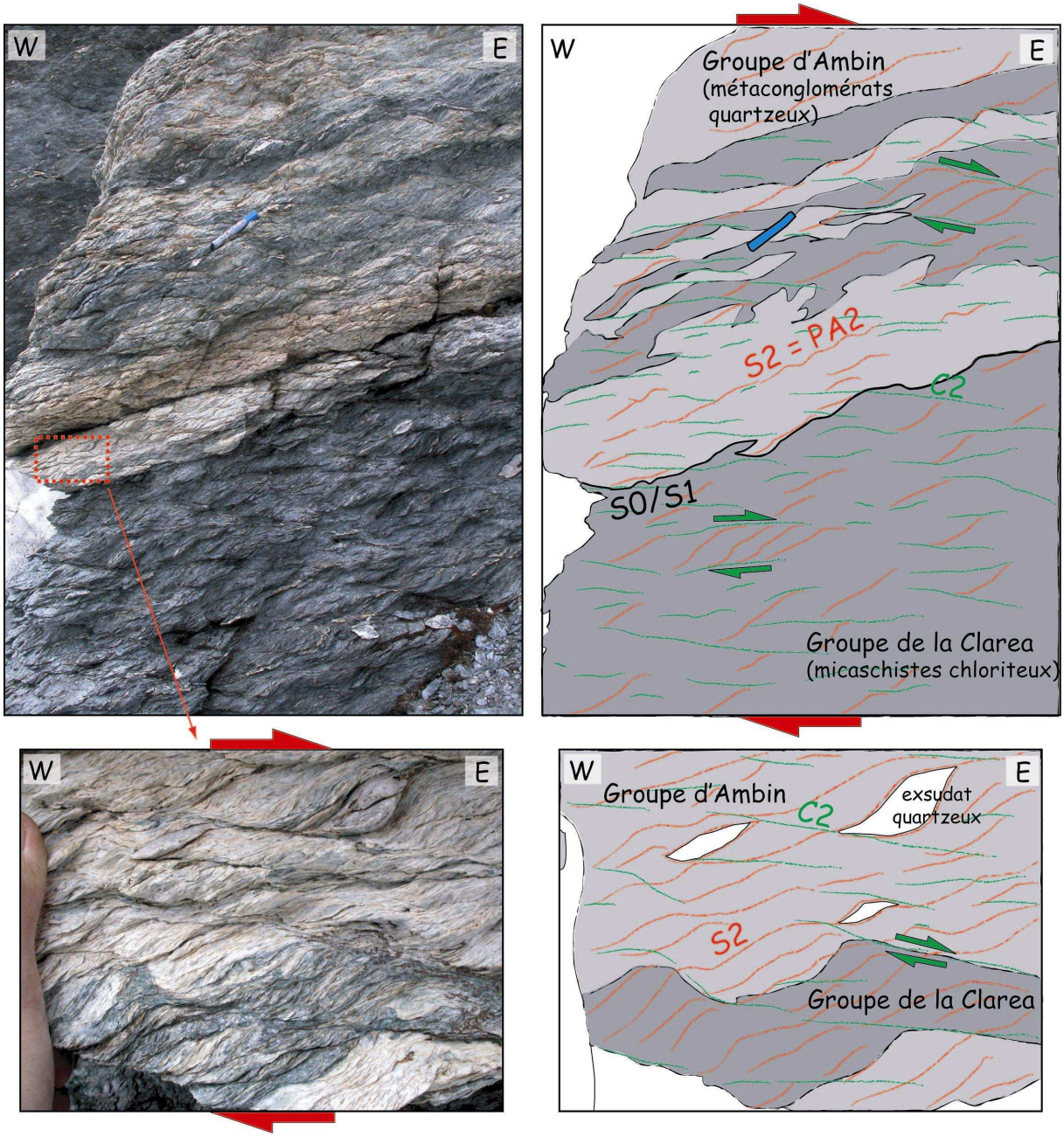


Figure III- 25

A l'échelle de la lame mince et de l'affleurement la déformation cisaillante s'exprime sous la forme de structures C2/S2 sigmoïdales, indiquant toutes clairement un sens de déplacement vers l'Est ou le SE (Figure III- 26). Les plans S2 à pendage ouest, entre lesquels peuvent subsister quelques microlithons S1, sont recoupés et réorientés par les bandes de cisaillements C2 de moindre pendage.

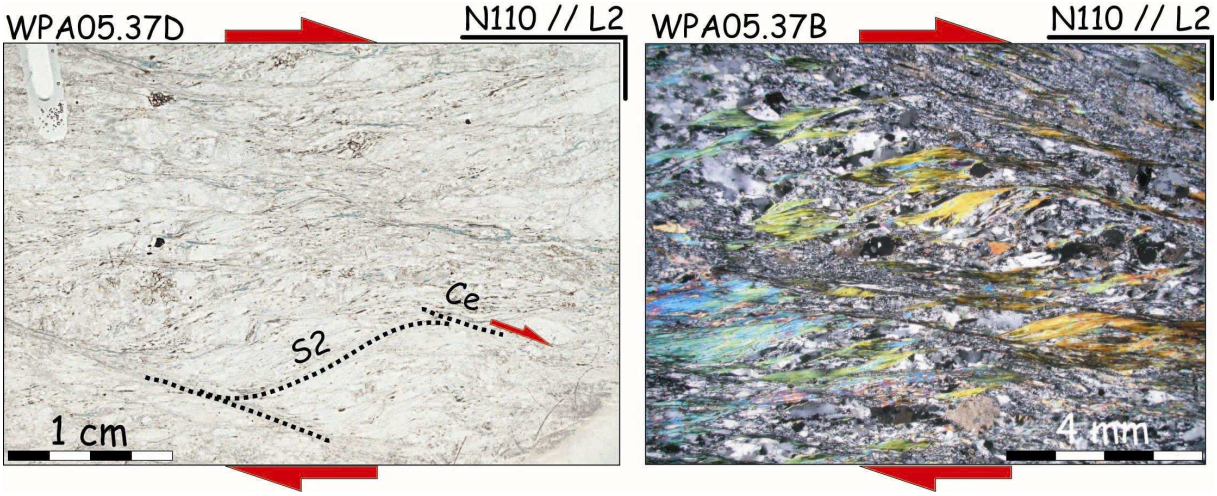


Figure III- 26

Exemples de structures cisaillantes C2 / S2 à vergence est, à l'échelle de la lame mince. L'échantillon provient d'une zone de cisaillement à vergence est du Fond d'Aussois (groupe d'Ambin). La schistosité principale notée S2 est une surface composite entre les plans S2 et la foliation S1 ici totalement transposée. Les bandes de cisaillement C2 affectent les surfaces S2 et développent des sigmoïdes dont la forme indique clairement un sens de cisaillement vers l'Est (parallèlement à la linéation d'étirement L2). Les minéraux observés sur les plans S2 et C2 correspondent au faciès des schistes verts (phengite, chlorite, albite). Le cliché de droite montre clairement une diminution de la taille des grains à l'approche des bandes de cisaillement C2, ainsi que la forme sigmoïde donnée aux amas colorés de phengite. Le premier cliché est pris en LPNA, le second en LPA.

Les **plans C2** renferment très souvent des feuillets de chlorite et de phengites, mais aussi des grains aplatis de quartz, et des porphyroblastes d'albite. Dans les micaschistes albitiques du groupe d'Ambin les plagioclases sont souvent entraînés dans les bandes de cisaillement, et leurs ombres de pression deviennent clairement asymétriques (figure IV- 8 au début du chapitre 4). La forte concentration en phyllites confère à ces surfaces un aspect savonneux très reconnaissable. On remarque également une diminution de la taille des grains à l'approche des bandes de cisaillement C2.

Ces structures ductiles peuvent être discrètement disséminées dans la roche ou alors se concentrer jusqu'à former de véritables zones de cisaillement Φ2 (Ganne, 2003) subhorizontales, dont l'épaisseur varie entre plusieurs mètres et plusieurs décamètres. Les critères cinématiques indiquent sans exception un cisaillement de plus grande échelle vers l'Est ou le SE.

Les plans C2 et S2 portent une **linéation d'étirement L2** bien marquée, notée dans ce cas **Le** (Figure III- 27). Sa direction moyenne E à SE (coordonnées moyennes Le : N112-18NW) est compatible avec un sens de transport vers l'E à SE (Figure III- 28). L2 est soulignée par l'étirement de grains de quartz, de lamelles de chlorite, de phengite et parfois de baguettes de chloritoïde. Certains exsudats quartzeux sont étirés parallèlement à L2, tout comme des galets de quartz laiteux ou rose dans le Permo-Trias et les quartzites.

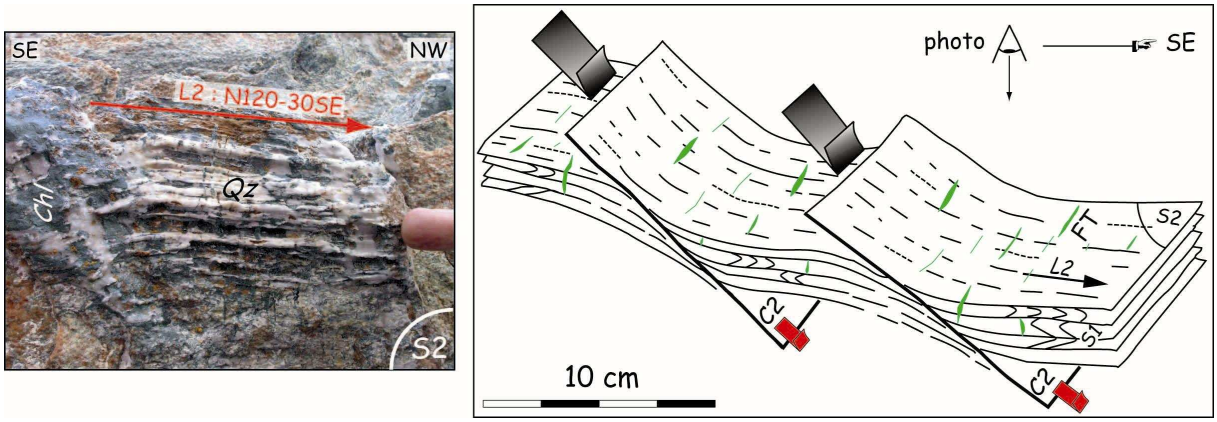


Figure III- 27

Linéation d'étirement minéral L2, portée par les lamelles de chlorite verte et les exsudats de quartz tous deux étirés sur le plan S2. Dans la partie droite du cliché pris de dessus, on voit que le plan qui porte L2 est plus incliné : c'est une bande de cisaillement C2 à vergence est. Noter également l'ouverture plus tardive de fentes de tension, remplies de chlorite. Elles se développent perpendiculairement à la direction d'étirement, et recoupent les linéations L2. Le schéma associé récapitule les différentes fabriques D2 observées sur le cliché. On y retrouve la schistosité S1 sous la forme de microlithons plus ou moins préservés entre les plans S2. Groupe d'Ambin du Fond d'Aussois.

La cartographie des linéations d'étirement minéral L2 montre une direction moyenne de transport vers l'E-SE, dans les unités de socle et la couverture (Figure III- 28). Les linéations associées à des cisaillements ductiles vers l'Ouest sont décrites par la suite.

Carte des trajectoires des linéations d'étirement minéral L2 associées aux cisaillements à vergence est, ouest et de sens indéterminé (données personnelles, complétées par celles de Ganne, 2003 et de Platt & Lister 1985b). Projections stéréographiques associées aux trois types de linéations L2. Les coordonnées moyennes des linéations Le et Lw sont données par les étoiles jaunes. Secteur du Fond d'Aussois. La cartographie des linéations Lw dans le secteur du Canyon de l'Arc (au Sud du Fond d'Aussois) est présentée en annexe (Figure annexe- 25).

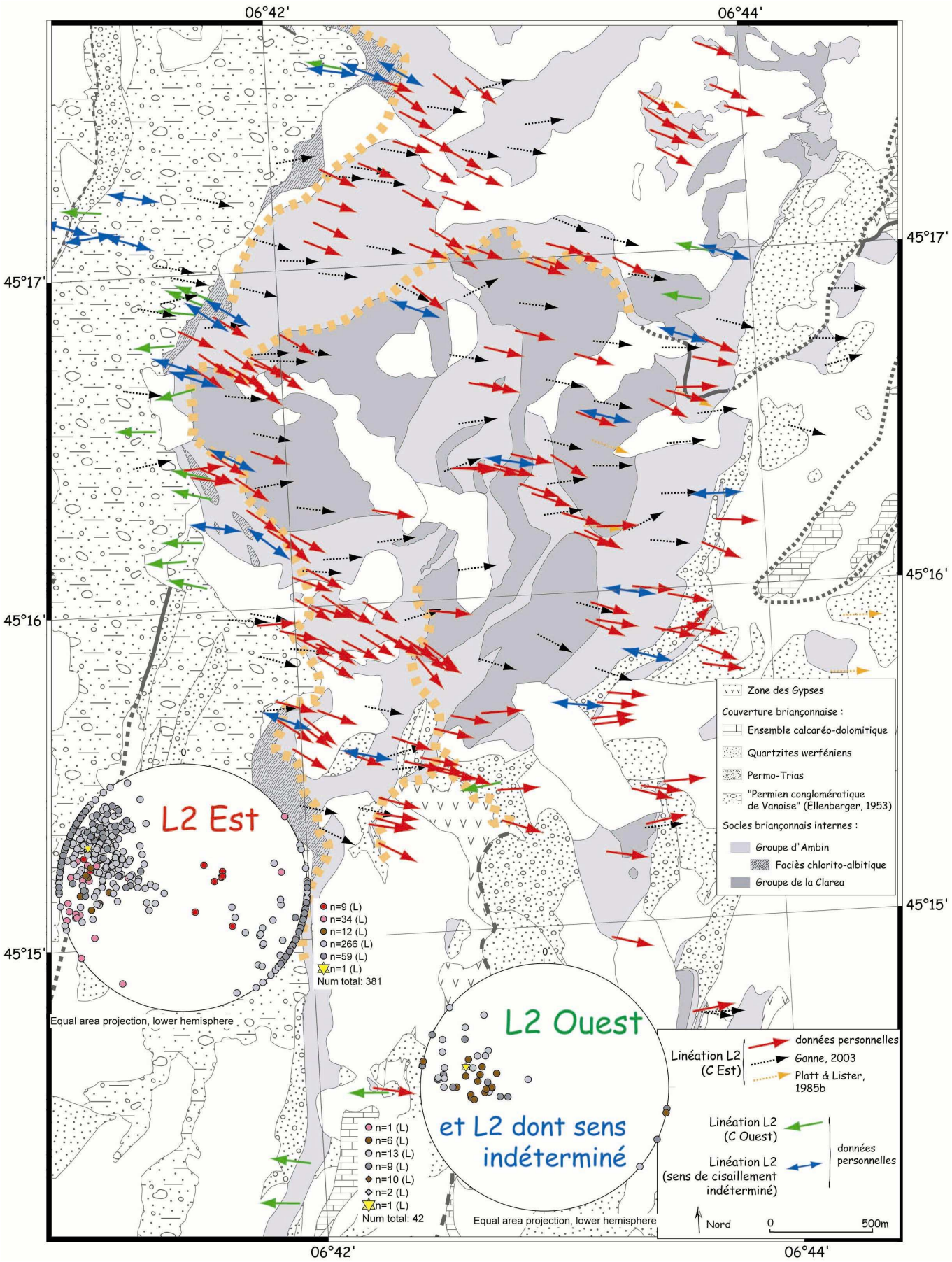


Figure III- 28

Les différentes fabriques cisaillantes D2 observées, et leurs relations géométriques avec les fabriques D1, sont représentées sous la forme d'un bloc-diagramme synthétique (Figure III- 29).

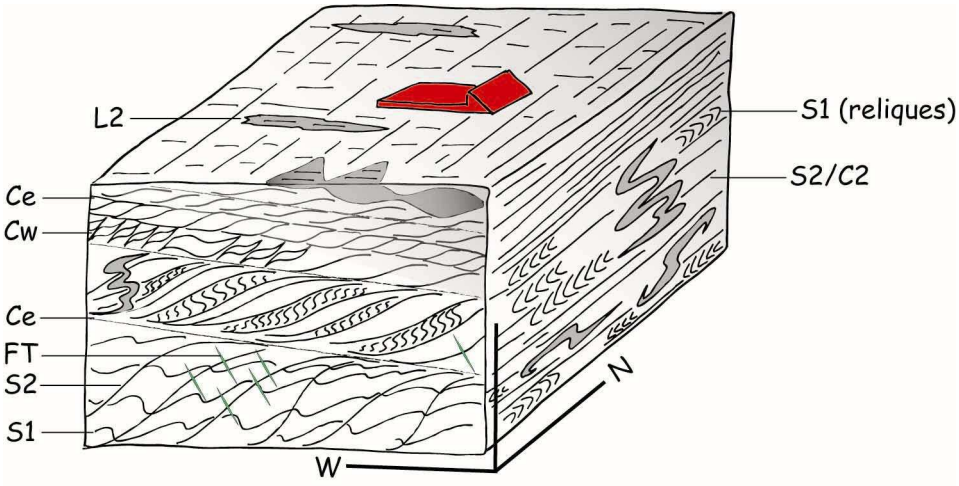


Figure III- 29

Bloc-diagramme dérivant des observations de terrain et illustrant les fabriques cisaillantes D2, ainsi que leurs relations avec les fabriques D1. Du bas vers le haut du bloc la déformation cisaillante est de plus en plus pénétrative : les bandes Ce à faible pendage déforment les plans S2, qui adoptent une forme sigmoïdale caractéristique des structures C2/S2. Les plans S2 et C2 portent une linéation d'étirement L2 de direction régionale E-W. La schistosité relictuelle S1 apparaît souvent crénulée entre les plans S2 à pendage ouest caractéristique. Les bandes de cisaillement Cw à vergence ouest (décrites dans la suite du manuscrit) ont été représentées, ainsi que les fentes de tension plus tardives, cohérentes avec la direction d'étirement.

Notes sur les critères de distinction entre les linéations minérales L1 et L2 :

Il est intéressant de noter que les linéations L1 et L2 possèdent des directions semblables NW-SE, et que les produits de la rétromorphose des minéraux soulignant L1 peuvent être identiques à ceux marquant L2. La confusion entre ces deux objets doit être écartée en précisant que L1, qui est initialement soulignée par des minéraux de HP-BT, est strictement portée par les plans de schistosité S1, et que L2 s'observe sur les surfaces S2 et les plans de cisaillement C2.

L'étirement associé à l'événement D2 affecte également les lithologies les plus compétentes telles que les quartzites. Ces dernières offrent sur la rive gauche du lac de Plan d'Amont quelques exemples de boudinage (Figure III- 30). Ces métasédiments détritiques qui conservent quelques figures sédimentaires, sont étirés parallèlement à L2 (NW-SE), et de véritables boudins d'épaisseur pluridécimétrique se développent. Ils peuvent être symétriques ou asymétriques, les plans de cisaillement C2 et les linéations L2 qu'ils portent indiquant alors un sens de transport vers le SE. Des fentes de tension quartzeuses se développent systématiquement entre les boudins.

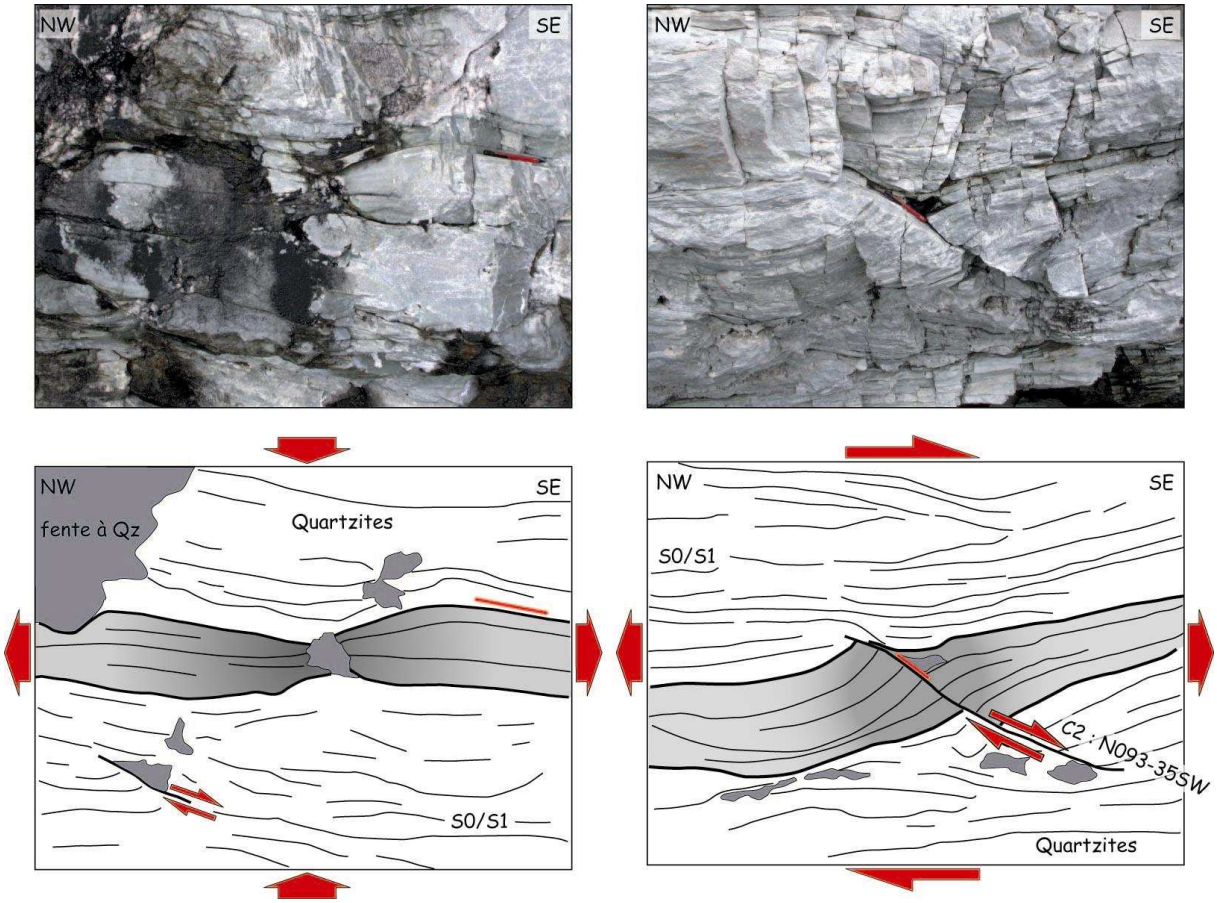


Figure III- 30

Boudinage symétrique et asymétrique affectant les quartzites de la rive Est du lac de Plan d'Amont. La direction d'allongement des boudins, ainsi que les linéations d'étirement portées par les plans de cisaillement des boudins asymétriques, sont compatibles avec la direction d'étirement régionale L2 (NW-SE). La flexuration des bancs entraîne le développement de flanking structures *de part et d'autre du plan de cisaillement, dont les extrémités semblent se paralléliser aux surfaces S0/S1. Ces dernières sont directement affectées par les cisaillements C2, la schistosité S2 ne s'exprimant que dans les lithologies plus phylliteuses, et moins compétentes (Figure III- 14). Aux inter-boudins se développent des fentes de tension à quartz, qui s'ouvrent parallèlement à la direction d'étirement.*

La cartographie des zones de cisaillement a conduit Ganne (2003) à mettre en évidence trois écailles tectoniques principales dans le secteur du Fond d'Aussois, séparées les unes des autres par des zones Φ2 à vergence est, dont le tracé en carte nous paraît trop localisé. Nous avons cartographié les structures cisaillantes dans le même secteur, et elles apparaissent bien plus dispersées (Figure III- 31). Nous avons tout d'abord remarqué un gradient positif de déformation par cisaillement simple à l'approche des zones Φ2. Ces dernières apparaissent en effet préférentiellement au contact entre le groupe d'Ambin et celui de la Clarea, mais nous pouvons les étendre au cœur du secteur, notamment au niveau du lac de Plan d'Amont.

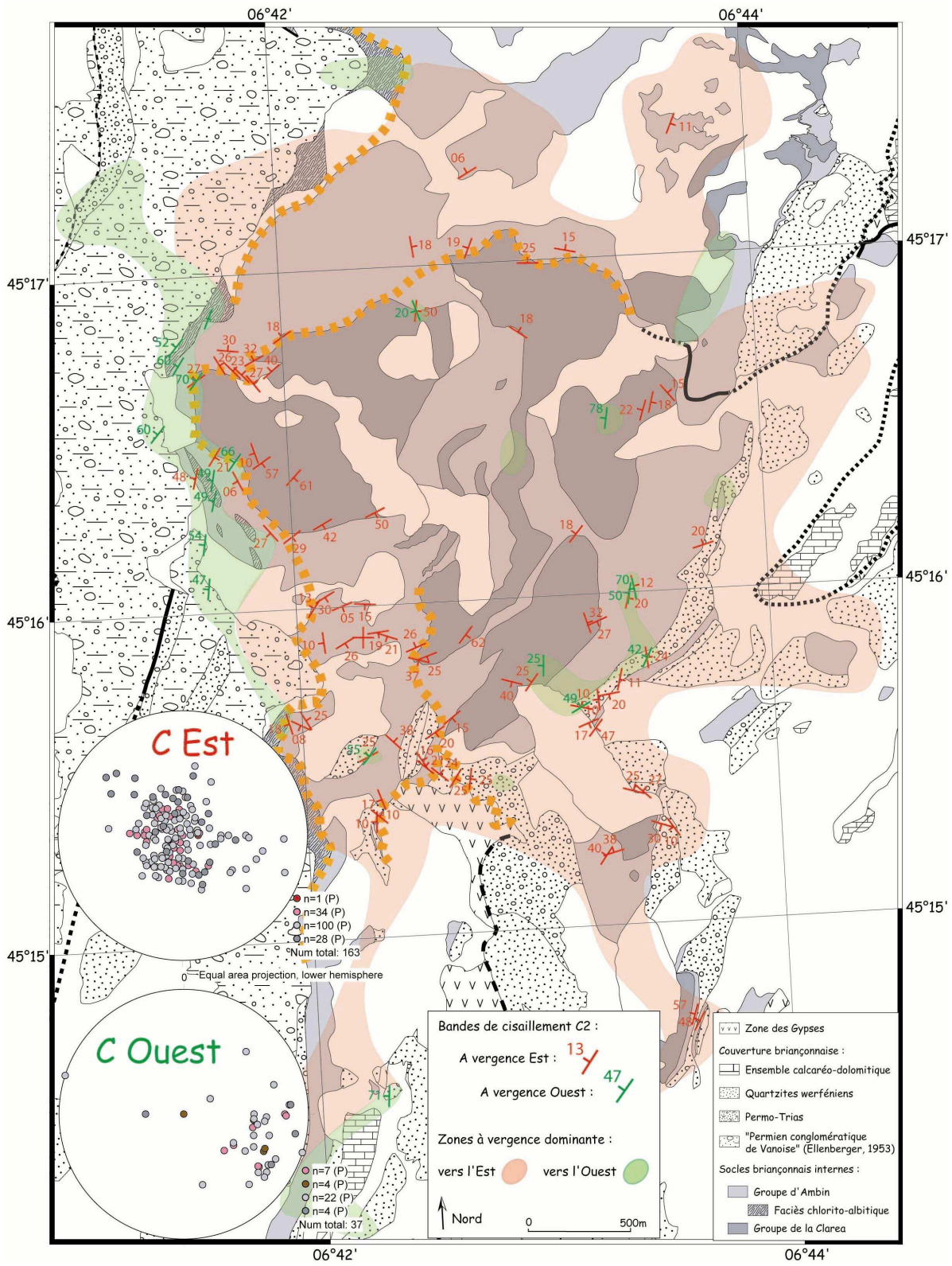


Figure III- 31

Carte des trajectoires des plans de cisaillement à vergence est (faible pendage) et ouest (plus fort pendage vers l'Ouest), obtenue à partir de nos données personnelles. Les zones à vergence dominante ont été individualisées, en regroupant les affleurements par vergence dominante. Il apparaît que les cisaillements vers l'Ouest se concentrent préférentiellement à la base des métaconglomérats de Vanoise, bien qu'on les observe localement au sein des autres unités. Le reste du secteur du Fond d'Aussois est dominé par les cisaillements à vergence Est, qui se concentrent sous la forme de zones de cisaillement (Figure III- 38, Figure III- 39 et Figure III- 40).

On peut également souligner qu'en dépit d'un pendage moyen de 5° vers l'Est, les plans C2 présentent localement de fortes variations de pendage et de direction, indépendamment des critères cinématiques qui indiquent toujours un sens de transport vers l'Est. L'hétérogénéité des lithologies affectées est peut-être responsable des variations observées. Ces remarques visent à mieux représenter cartographiquement les zones cisaillantes à vergence est, dont les contours sont assez diffus.

Les cisaillements D2 à vergence ouest :

Ils sont beaucoup moins représentés que leurs homologues à vergence interne, mais méritent toutefois notre attention. On les observe principalement à l'extrémité ouest du secteur du Fond d'Aussois, systématiquement à la base des métaconglomérats de Vanoise, mais également au sommet du groupe d'Ambin sous-jacent. Ils apparaissent sporadiquement dans le groupe de la Clarea et le Permo-Trias, où ils restent le plus souvent discrets et toujours plus localisés que les structures cisaillantes Ce/S2.

Tout comme les cisaillements C2 à vergence est, ils se développent dans un continuum de déformation D2, et s'expriment le plus souvent sous la forme de structures Cw/S2 sigmoïdales (Figure III- 32). La schistosité principale S2 est alors recoupée et entraînée par les plans Cw plus pentés, soulignés par des phengites et de la chlorite. Les bandes Cw de direction globale N018, plongent en moyenne de 56° vers le NW, alors que les cisaillements à vergence est sont globalement subhorizontaux. Cette distinction géométrique, épaulée par le développement beaucoup plus localisé des structures, confère aux cisaillements vers l'Ouest un caractère plus tardif que les mouvements vers l'externe. Il faut souligner que les structures Cw/S2 présentent parfois des géométriques totalement symétriques aux fabriques Ce/S2. La diminution de la taille des grains s'observe également à l'approche des bandes Cw.

Aucune superposition géométrique n'a été observée entre les bandes Ce et Cw. Ces structures antithétiques cohabitent parfois à quelques centimètres de distance, ce qui laisse à penser à une déformation locale à double vergence.

A la différence des cisaillements vers l'Est, les structures Cw ne se concentrent pas sous la forme de zones de cisaillement, et semblent rester confinées dans des niveaux décimétriques à métriques. La nature conglomératique des lithologies affectées est peut-être responsable de cette rétention. On peut également noter le caractère moins pénétratif des cisaillements Cw.

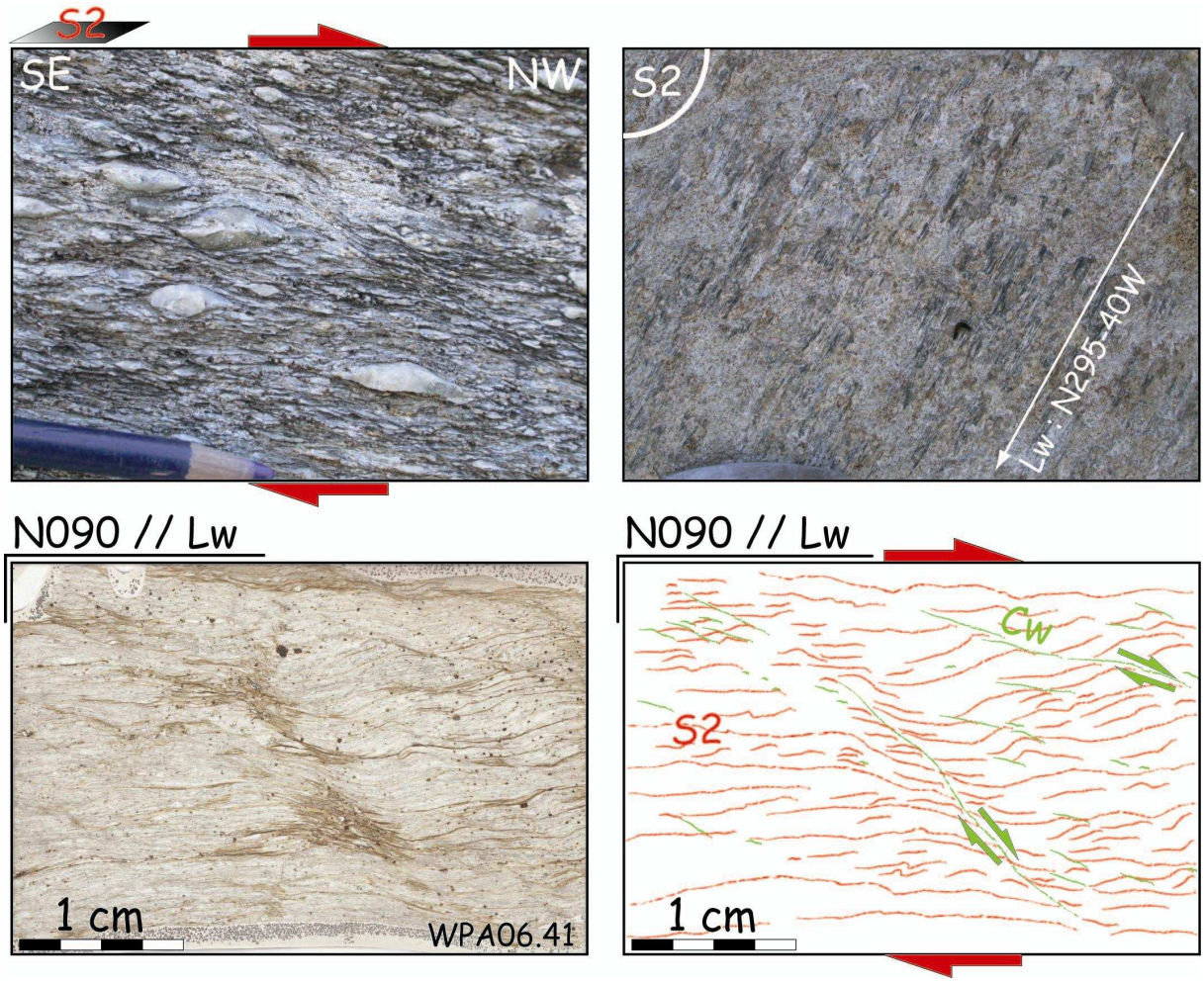


Figure III- 32

Fabriques cisaillantes C2 à vergence ouest affectant les métaconglomérats de Vanoise. La schistosité principale S2 est affectée par les bandes de cisaillement Cw. Les structures Cw/S2 isole les galets et exsudats de quartz, qui adoptent progressivement une forme sigmoïdale. La linéation d'étirement minéral Lw associée aux cisaillements Cw est ici portée par la phengite, la chlorite et le quartz sur les plans S2. Lw présente une direction E-W. En lame mince les microstructures sont identiques aux observations à l'échelle de l'affleurement (cliché en LPNA).

Les structures Cw sont associées à une **linéation d'étirement minéral Lw**, portée sur les plans S2 et Cw par des lamelles de phengite et de chlorite, et soulignée par l'allongement des grains de quartz (Figure III- 32). Dans les faciès conglomératiques les galets lithiques ou de quartz laiteux sont étirés parallèlement à Lw. Cette linéation est compatible avec les structures C2/S2 et indiquent clairement un sens de déplacement vers l'Ouest.

La cartographie des linéations d'étirement L2 (Figure III- 28), montre que Lw est parallèle à Le (coordonnées moyennes de Lw : N104-34NW).

Remarques sur les faciès chlorito-albitiques du secteur du Fond d'Aussois :

On observe au sommet du groupe d'Ambin, juste sous les métaconglomérats de Vanoise, un faciès chlorito-albitique singulier de couleur vert sombre, dont l'épaisseur varie de plusieurs mètres à plusieurs dizaines de mètres (Figure III- 33). Son extension latérale est discontinue et cartographiquement il présente une forme de chapelet, dont les lambeaux peuvent être incorporés au sein des faciès micaschisteux habituels du groupe d'Ambin, ou

plus rarement dans la série conglomératique sus-jacente (Figure III- 3). Lors du levé de la carte géologique de Modane (Debelmas et al., 1988), ce niveau est considéré comme un faciès lithostratigraphique particulier. Récemment Ganne (2003) l'interprète comme une zone mylonitique soulignant le contact cisaillant à vergence est entre une écaille supérieure (les métaconglomérats de Vanoise) et une écaille médiane.

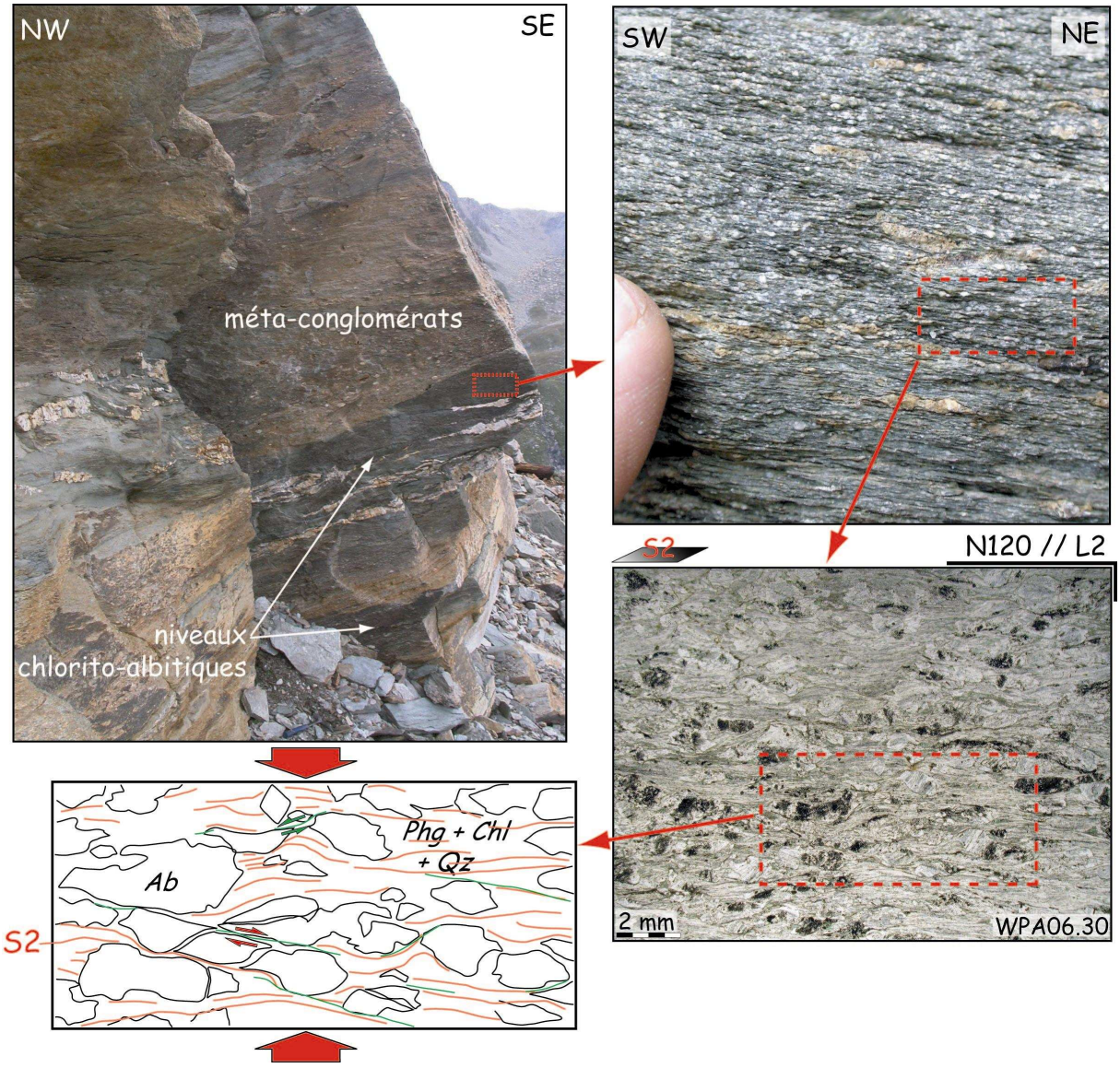


Figure III- 33

Niveaux chlorito-albitiques d'épaisseur pluri-décimétrique, incorporés dans la sédimentation détritique grossière des métaconglomérats de Vanoise. Noter la concentration de veines quartzo-carbonatées dans les niveaux les plus sombres. La circulation de fluides métamorphiques y est plus aisée que dans les faciès conglomératiques. Le marteau en bas de l'image donne l'échelle.

Photographie en LPNA du faciès chlorito-albitique : les porphyroblastes d'albite sont entraînés et déformés dans les microbandes de cisaillement à vergence est et ouest. La coexistence de la double vergence indique que la composante coaxiale de la déformation est la plus visible.

Nous avons échantillonné ce faciès particulier, qui est composé de porphyroblastes de plagioclases albitiques infra-millimétriques à pluri-millimétriques, apparaissant sur un fond phylliteux fait de chlorites et de phengites. Les plagioclases se sont développés sur la schistosité S2 principale, comme en témoignent l'orientation des inclusions qu'ils renferment. Ces mêmes porphyroblastes sont systématiquement cisaillés vers l'Est et vers l'Ouest, par l'intermédiaire de microbandes de cisaillement C2 à double vergence (Figure III- 33), parfois clairement conjuguées. Aucun argument textural n'a pu établir de relation chronologique entre les cisaillements antithétiques, qui semblent s'être développés au cours de la même phase D2.

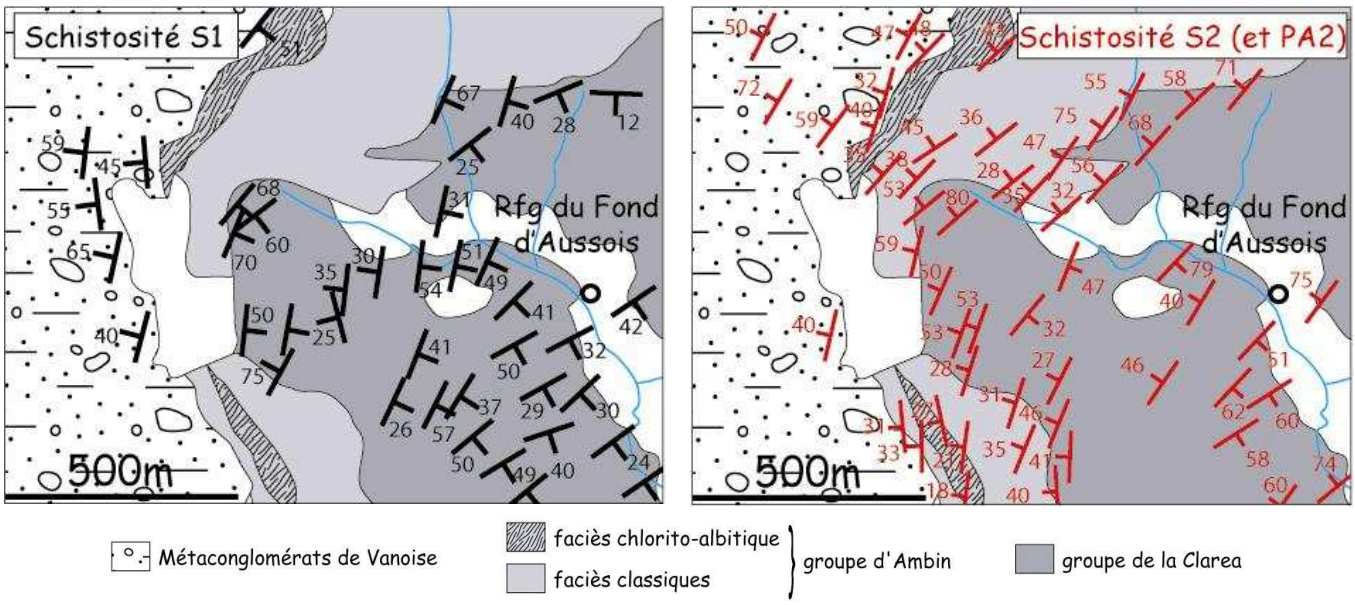
On ne peut donc pas considérer ce faciès comme une zone de cisaillement Φ2 à vergence est. Ce niveau correspond davantage à une zone de transition entre les unités sous-jacentes cisaillées vers l'Est, et les métaconglomérats sommitaux cisaillés vers l'Ouest.

La comparaison chimique des phases minérales des cisaillements Cw et Ce, ainsi que les estimations thermobarométriques associées viennent étoffer nos hypothèses dans le 4ème chapitre.

Remarques sur les structures D2 précoces (exemple du « pli du Fond d'Aussois ») :

Près du refuge du Fond d'Aussois, le « pli du Fond d'Aussois » apparaît sous la forme d'une tête de pli P1 affectant le groupe de la Clarea. La partie supérieure du pli est rebroussée et tronçonnée par une zone de cisaillement Φ2 à vergence est (Ganne, 2003). Une cartographie détaillée du secteur (Figure III- 34) nous permet de suivre la trajectoire des plans S1 : ils présentent une direction moyenne NE-SW, et les variations de leur pendage dessinent la charnière du pli P1, courbée en raison des interférences avec les déformations D2.

Carte de détail des trajectoires des plans S1 et S2 (PA2) dans le secteur du refuge du Fond d'Aussois, d'après nos données personnelles. Photographie panoramique du pli du Fond d'Aussois (cliché de Ganne, 2003)



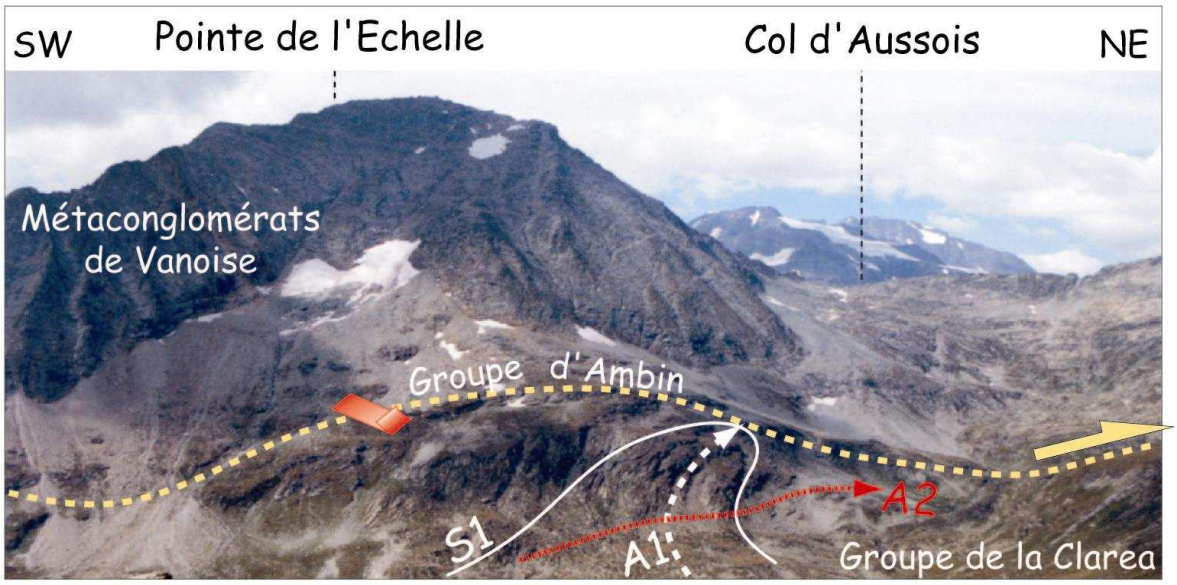


Figure III- 34

S1 est soulignée par des minéraux du faciès des Schistes Bleus, et apparaît déformée par des plis D2, dont les plans axiaux plongent vers le NW (comme dans tout le secteur étudié). L'examen au microscope montre que les plans axiaux PA2 sont soulignés par des minéraux du faciès des Schistes Bleus (notamment l'amphibole bleue), qui cristallisent sur les fabriques D1. Cette observation majeure montre que l'événement D2 a débuté dans le faciès des Schistes Bleus (de bas grade), alors que toutes les observations précédentes attribuaient la phase D2 au faciès des Schistes Verts.

Le pli P1 a donc été renversé vers le SE au cours des premiers stades D2, permettant ainsi le développement des plis P2. La charnière de ce pli est tronçonnée à son sommet par une zone de cisaillement Φ2 à vergence est, qui transpose totalement le contact entre les groupes de la Clarea et d'Ambin. Les bandes de cisaillement sont cette fois soulignées par des assemblages du faciès des Schistes Verts, qui montrent que la phase cisaillante D2 vers l'Est a fonctionné dans le faciès des Schistes Verts, à la suite de stades précoces de plus haute pression. A l'approche de la zone de cisaillement, les plans S1 sont rebroussés vers l'Est (Figure III- 35).

Ces structures D2 précoces étaient restreintes au pli du Fond d'Aussois (Ganne, 2003), mais nous avons réalisé les mêmes observations (présence d'Amp2) sur d'autres affleurements du Fond d'Aussois (figure IV- 3 au début du 4ème chapitre). Ils concernent tous le groupe de la Clarea, et se localisent au cœur des plis P1. L'examen pétrologique détaillé des assemblages D2 précoces est présenté dans le 4ème chapitre.

L'hypothèse du fonctionnement précoce des cisaillements vers l'Est dans le faciès des Schistes Bleus, a été proposée par Goffé (1975 et 1977) au Nord et à l'Ouest de la Vanoise. Dans le massif d'Ambin, toutes les déformations D2 nous sont apparues contemporaines du faciès des Schistes Verts, contrairement à Ganne (2003)

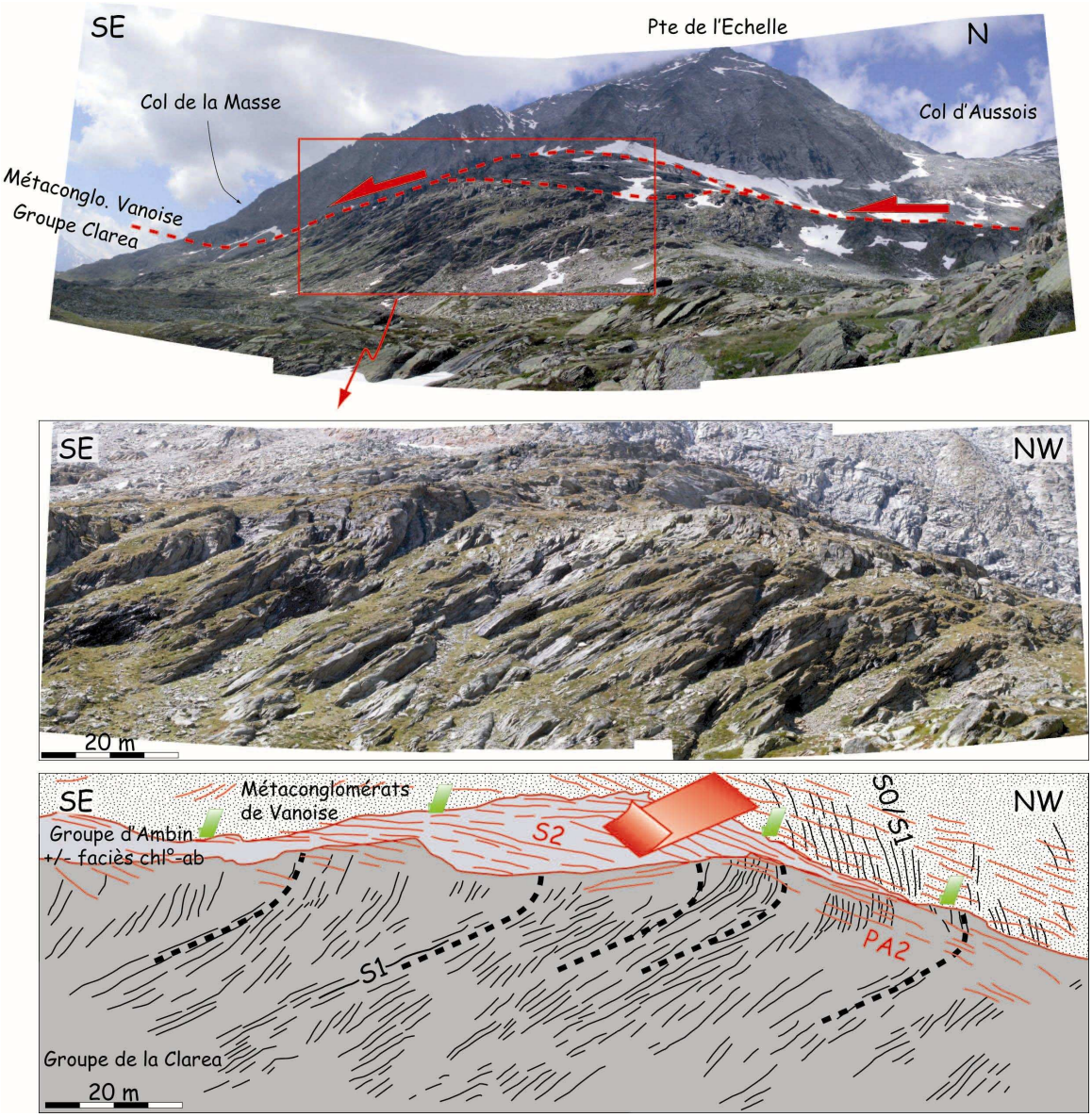


Figure III- 35

Panorama sur le flanc « normal » du pli du Fond d'Aussois, et interprétations des structures :

Dans la partie inférieure du cliché la schistosité principale S1 des micaschistes du groupe de la Clarea plonge régulièrement vers le SE, et présente quelques plis P2 peu visibles à cette échelle d'observation. A l'approche de la zone de cisaillement, S1 est rebroussée vers le SE, et son pendage est localement inversé (voir la cartographie des trajectoires des plans S1 à la Figure III- 34).

Le contact entre les groupes de la Clarea et d'Ambin est totalement cisaillé vers le SE, et la schistosité S2 à faible pendage ouest traverse à l'emporte-pièce les deux unités. Le groupe d'Ambin présente une épaisseur fortement réduite, et renferme parmi les faciès habituels des lambeaux de micaschistes chlorito-albitiques de couleur vert-sombre. La schistosité S2 est très pénétrative dans le groupe d'Ambin, et reste subparallèle aux plans axiaux PA2 affectant le groupe de la Clarea sous-jacent. Au contraire les fabriques D1 ont totalement disparu sous l'effet des transpositions et de l'intense rétromorphose dans le faciès des schistes verts. Seule la partie inférieure du groupe d'Ambin présente des structures cisaillantes C2/S2 à vergence est. Le reste de l'unité, et notamment les faciès chlorito-albitiques, ne montre que des critères de cisaillement à double vergence (Figure III- 33).

Le contact entre le groupe d'Ambin et les métaconglomérats de Vanoise sus-jacent est parallèle à S2. A partir de la base des métaconglomérats on voit apparaître des critères de cisaillement vers l'Ouest très nets (bandes Cw à fort pendage vers l'Ouest, figurées en vert). La surface composite S0/S1 est verticalisée par les plis P2 de plus grande échelle, mais la schistosité S2 à pendage ouest se reconnaît facilement.

2.4.Les dernières déformations D2 à la transition fragile-ductile :

L'événement D2 s'achève dans les conditions du faciès des Schistes Verts, et il est suivi par des déformations beaucoup plus localisées, qui se développent à la transition ductile-fragile dans toutes les unités. Les structures correspondantes sont dominées par des bandes de cisaillement, qui recoupent les fabriques antérieures sous un fort angle (Figure III- 36). Leur cinématique est parfois compatible avec les déformations ductiles D2 (plicatives et cisaillantes). On observe également des fentes de tensions remplies de chlorite, d'albite, de carbonates et de quartz (. Ces structures cassantes peuvent alors être interprétées comme les dernières déformations D2, réalisées dans des conditions plus « froides ». Dans le secteur du Fond d'Aussois, la majorité des structures tardives observées ne montrent pas de direction préférentielle, et sont parfois conjuguées (Figure III- 36).

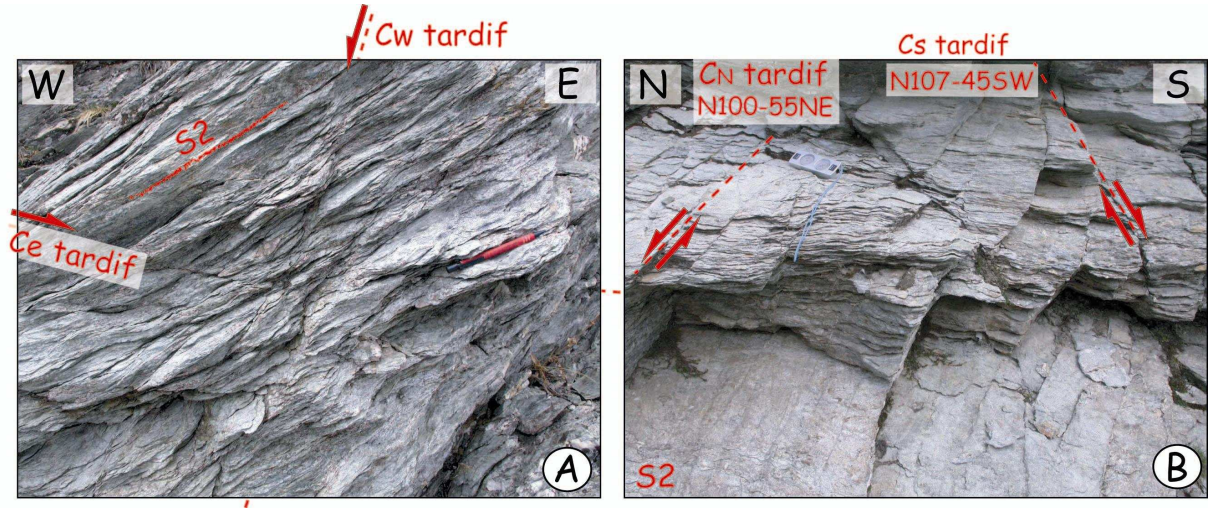


Figure III- 36

Cisaillements C2 conjugués tardifs, développés à la limite fragile-ductile. Les micaschistes du groupe d'Ambin présentent une schistosité principale S2 à pendage ouest caractéristique. Les bandes de cisaillement conjuguées à vergence est et ouest (photo A) ou nord et sud (photo B) recoupent S2 avec un fort angle. Ces structures traduisent le caractère plus localisé des déformations D2 tardives, dont la composante coaxiale s'exprime majoritairement à l'échelle du Fond d'Aussois. Les affleurements des photos A et B sont respectivement localisés dans le vallon de la Fournache et dans le Plan du Chardonneret (Fond d'Aussois).

Les différentes fabriques cisaillantes D2 observées, et leurs relations géométriques avec les fabriques D1, sont représentées sous la forme d'un bloc-diagramme synthétique (Figure III- 29).

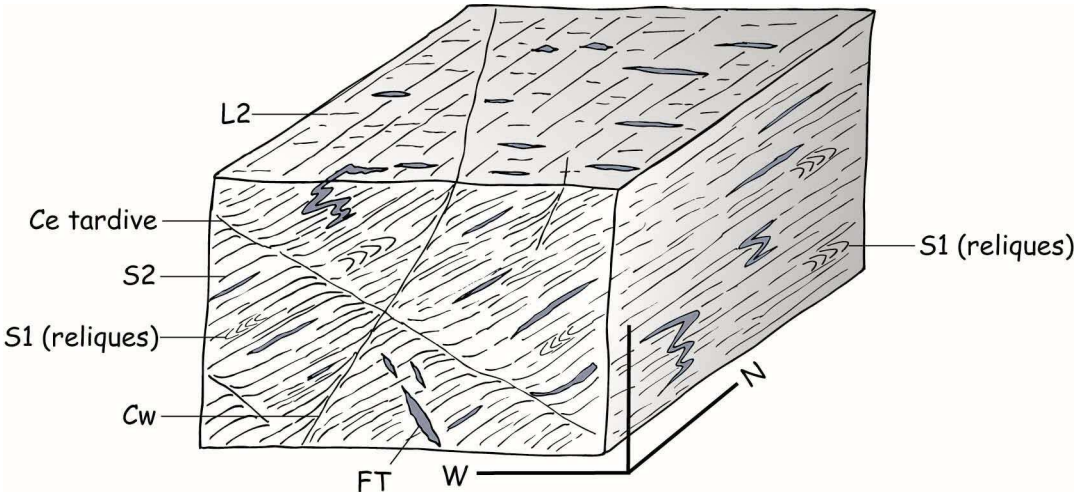


Figure III- 37

Bloc-diagramme dérivant des observations de terrain, et illustrant les relations entre les fabriques alpines ductiles (D1, D2) et les structures tardives développées à la limite fragile-ductile : la schistosité S1 relictuelle apparaît localement, crénulée entre les plans S2. La schistosité principale S2, qui présente un pendage ouest caractéristique, est recoupée selon un angle fort par des bandes de cisaillement à vergence est ou ouest. Ces structures tardives sont beaucoup plus localisées que les bandes C2 ductiles, et elles sont parfois conjuguées.

Au sud du secteur du Fond d'Aussois, Ganne (2003) observe des ondulations hectométriques déformant les zones de cisaillement Φ2. En approchant de la Vallée de l'Arc, l'auteur note également le développement croissant de failles normales à fort pendage sud, qui confèrent à l'ensemble une géométrie en « marches d'escalier ».

2.5. Coupes sériées à travers le Fond d'Aussois :

Les 3 planches ci-dessous (Figure III- 38**,** Figure III- 39 et Figure III- 40) renferment les 10 coupes sériées W-E, réalisées dans le Fond d'Aussois. La localisation des tracés est précisée sur la carte de la Figure III- 3.

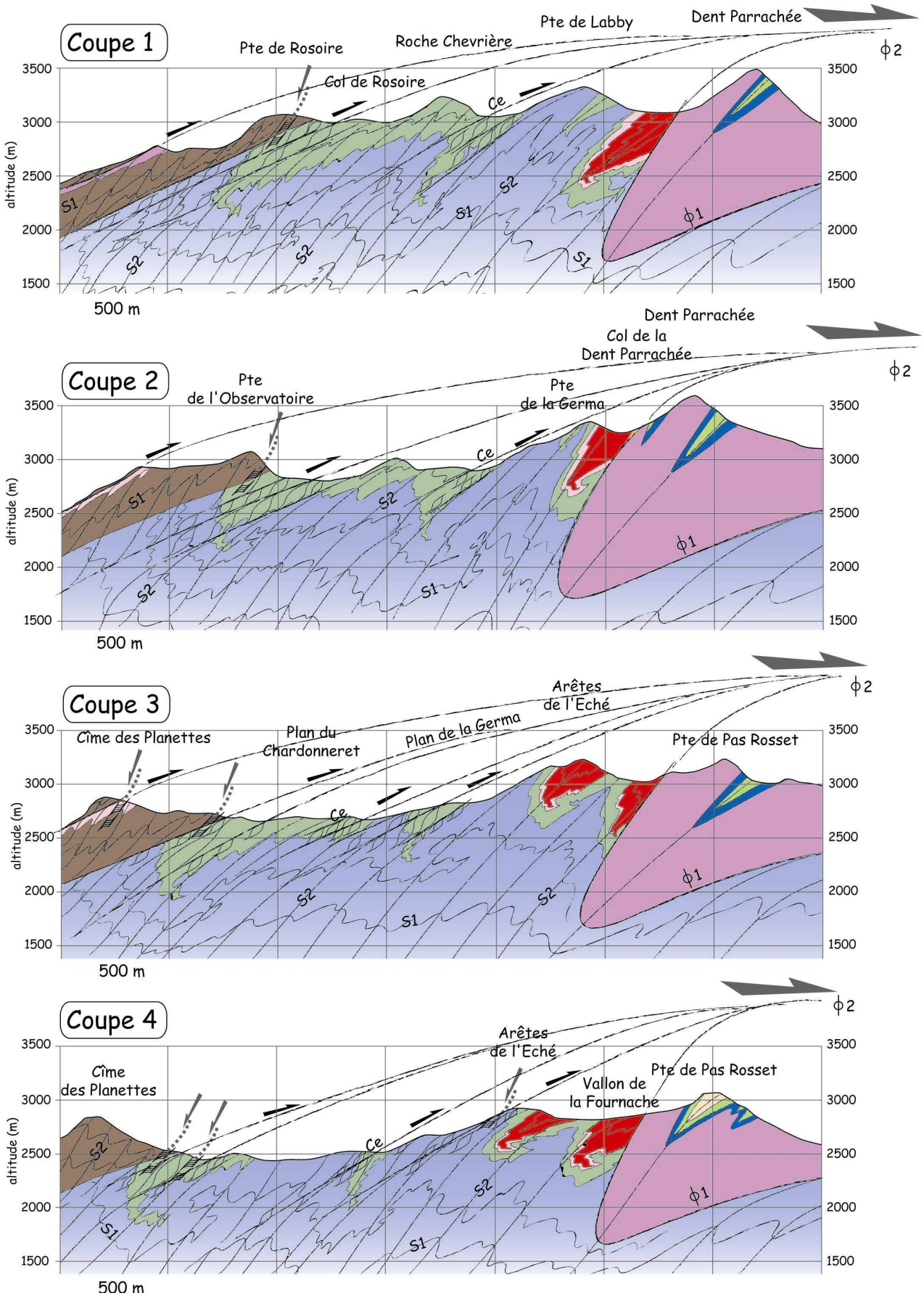


Figure III- 38

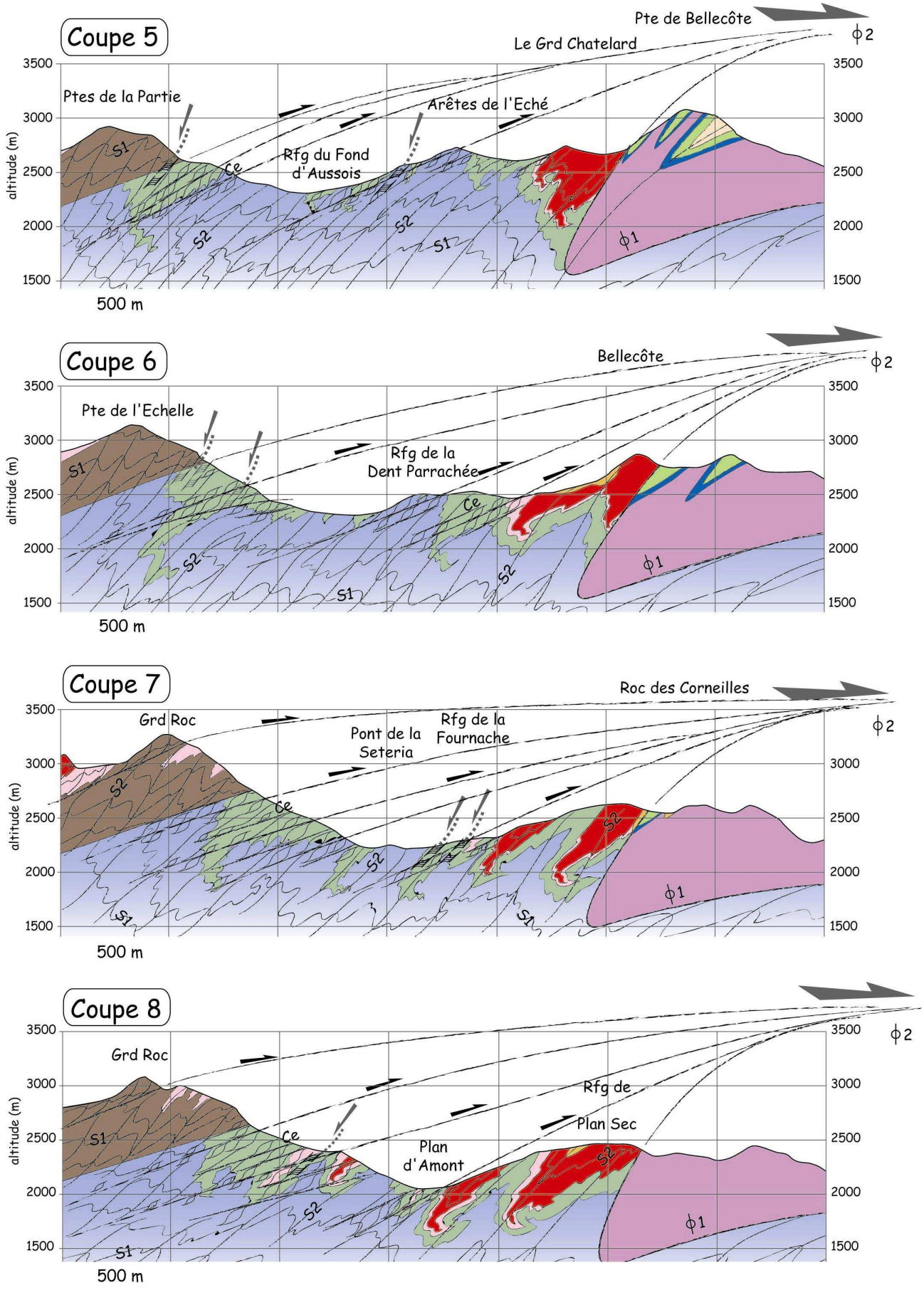


Figure III- 39

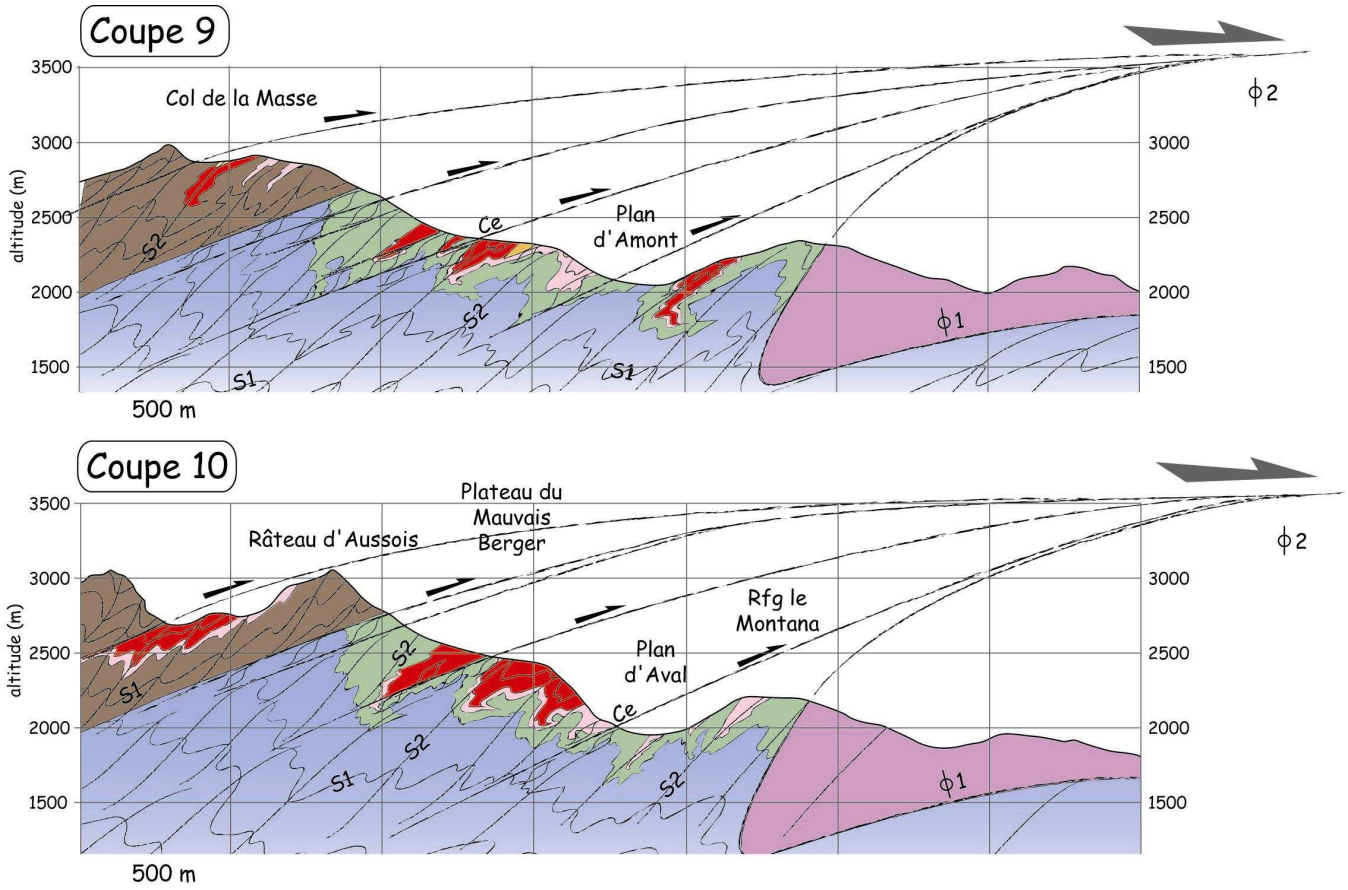


Figure III- 40

3. Analyse structurale du massif d'Ambin :

Le massif d'Ambin possède une forme de dôme allongé selon un axe de direction NE-SW, sur une longueur de 25 km. Sa géométrie de coupole a été signalée précocement (Goguel & Ellenberger, 1952 ; Lorenzoni, 1968), et semble due aux événements tectoniques tardifs ayant affecté les unités de socle, et de manière moins démonstrative les unités de couverture.

Notre étude structurale du massif d'Ambin repose principalement sur nos propres observations réalisées dans les unités de socle (groupes de la Clarea et d'Ambin), que nous complétons et comparons aux travaux de Gay (1970, 1971, 1972), Malavieille & Etchecopar (1981), Malavieille (1982), Ganne (2003) et Ganne et al. (2004 et 2005). Nous avons volontairement consacré moins de temps à l'étude de terrain du massif d'Ambin, déjà bien documenté, pour nous concentrer davantage sur le massif de Vanoise Sud.

Nous présentons ici les résultats synthétiques de la cartographie de la déformation finie (plans de foliation, plans de cisaillement, linéations minérales, d'étirement et d'intersection, axes de plis), réalisée dans des zones-clefs. Tout comme dans le secteur du Fond d'Aussois en Vanoise Sud, chaque étape tectonique est illustrée par des exemples de terrain, et nous établissons régulièrement des comparaisons entre les deux massifs.

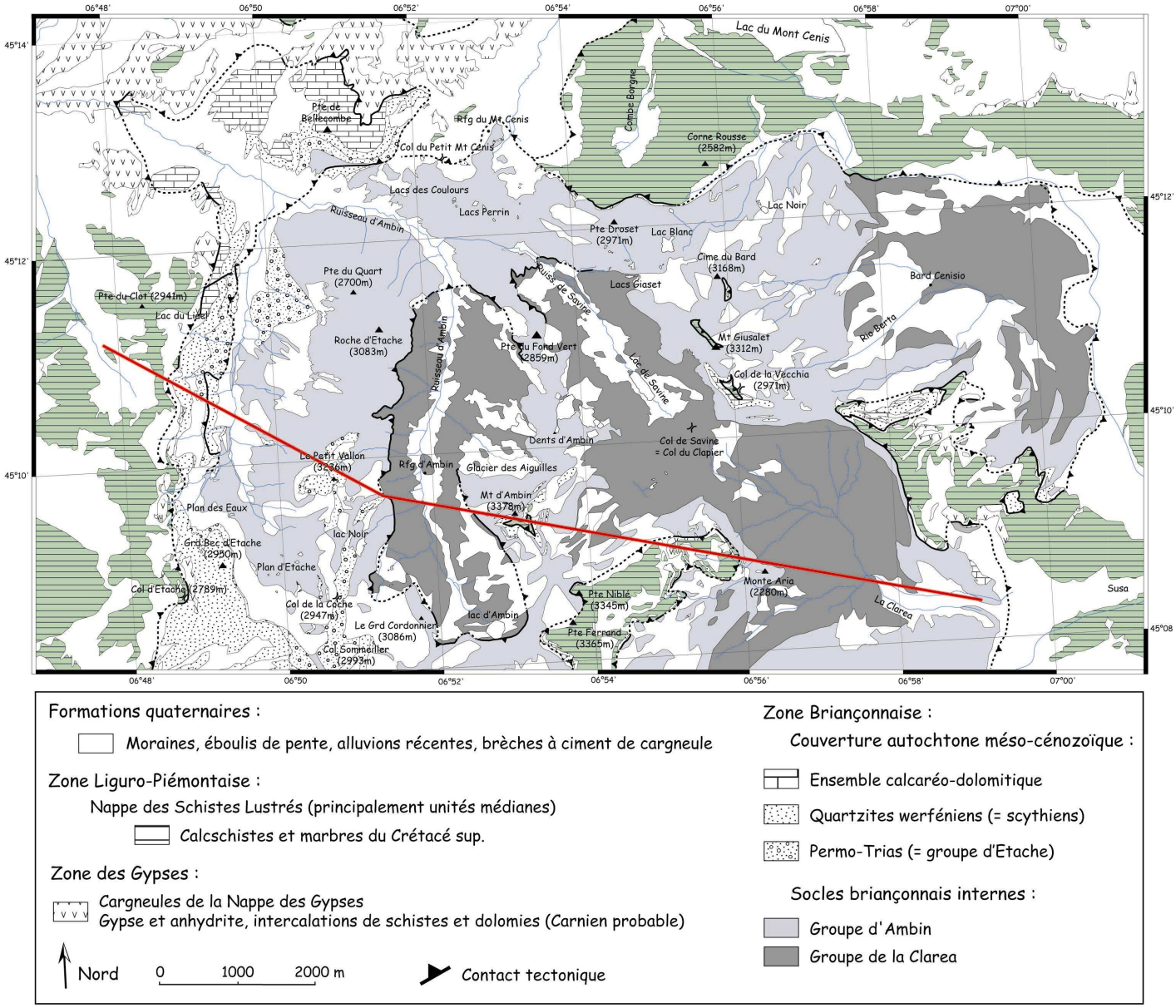


Figure III- 41

Carte géologique de la partie septentrionale du massif d'Ambin, et localisation de la coupe de la Figure III- 42.

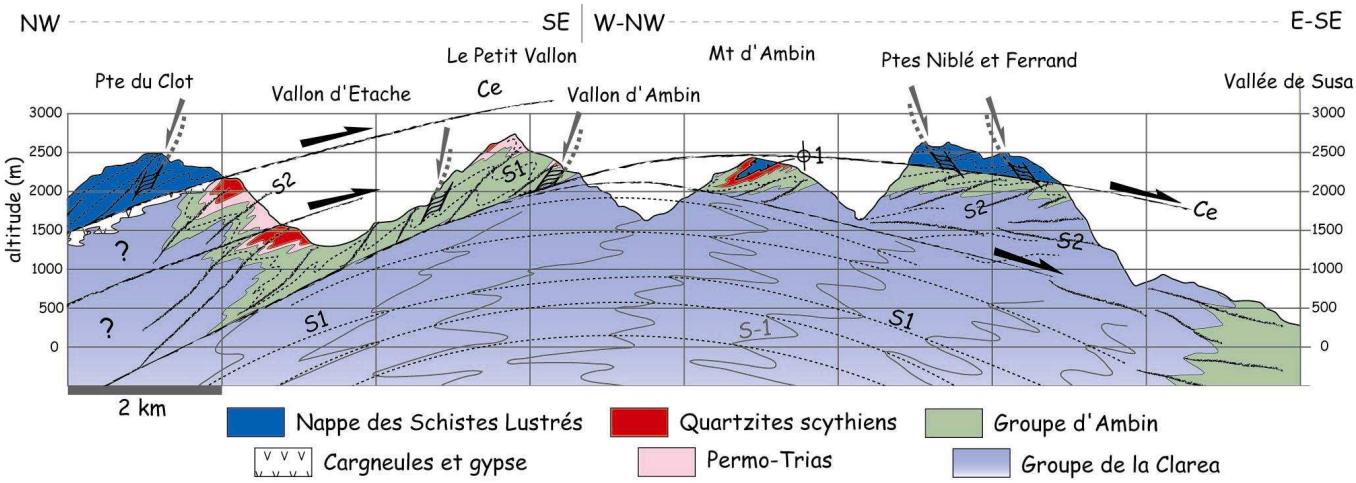


Figure III- 42

Coupe géologique NW-SE schématique à travers le massif d'Ambin, modifiée d'après Ganne et al., 2007. Le groupe de la Clarea occupe une position de noyau au cœur du massif, et renferme les fabriques anté-alpines (foliation S-1 sub-verticale). Il est recouvert par le groupe d'Ambin, qui localise préférentiellement les zones de cisaillement à vergence est. La forme en dôme est soulignée par les fabriques D2 (schistosité S2 et bandes de cisaillement C2), plus pénétratives dans les parties superficielles du massif. Les bandes de cisaillement tardives à vergence est et ouest Dans la partie NW de la coupe, la géométrie des structures sous la nappe des Schistes Lustrés restent hypothétique. Les successions stratigraphiques sont identiques à celles de la coupe synthétique de Vanoise Sud (Figure III- 4).

3.1.La phase D-1

Peu d'études structurales ont intéressé les fabriques anté-alpines du socle d'Ambin (Callegari et al., 1980 ; Borghi et al., 1999 ; Ganne, 2003), pourtant mieux préservées que dans le massif de Vanoise Sud. Dans le cœur du massif d'Ambin, seul le groupe de la Clarea renferme ces fabriques précoces. Elles sont représentées par une foliation S-1 sub-verticale, intensément plissée par la première foliation alpine S1, qui est parallèle aux plans axiaux PA1 (Figure III- 43).

A l'échelle de l'affleurement la **foliation S-1** est soulignée par des exsudats quartzeux, mais l'étude de lames minces révèle l'existence de reliques minérales anté-alpines : de larges lamelles de micas blancs incolores (muscovites) et parfois de biotites brunes soulignent la foliation, qui renferme également selon les lithologies des grenats ou des amphiboles calciques. Le plus souvent ces phases précoces sont rétromorphosées par les événements alpins postérieurs. Les produits de la rétromorphose sont présentés dans le 4ème chapitre sur l'évolution métamorphique des massifs.

En approchant des zones de cisaillement majeures situées vers le sommet du groupe de la Clarea, la transposition de la foliation S-1 dans les fabriques alpines est fréquente, et les assemblages anté-alpins sont systématiquement déstabilisés.

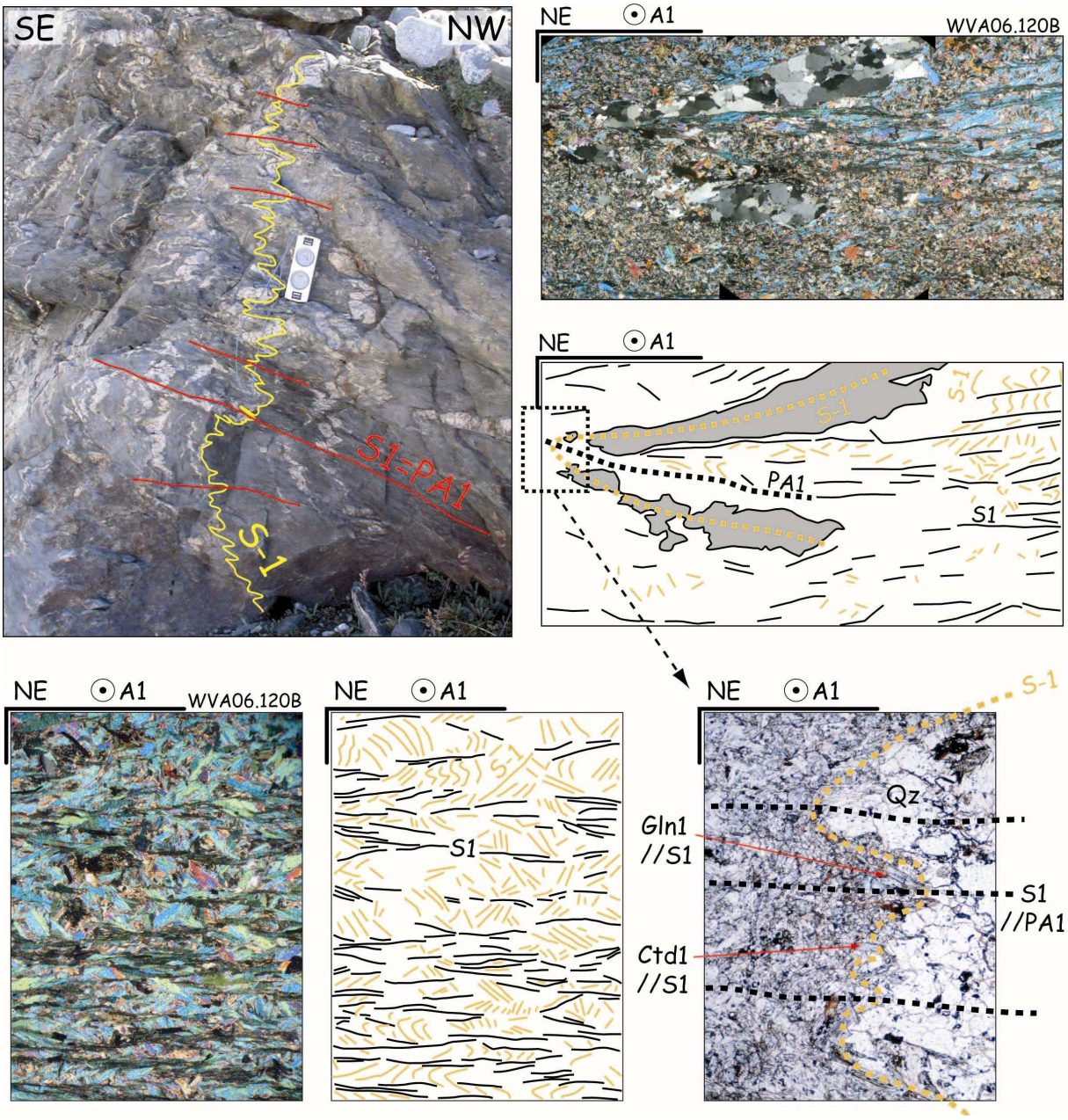


Figure III- 43

Fabriques anté-alpines préservées au cœur du massif d'Ambin : la schistosité S-1 sub-verticale est intensément plissée par la foliation alpine S1. Sous le microscope les surfaces S-1 sont préservées entre les plans S1 sous la forme de microlithons infra-millimétriques. Ces derniers renferment soit des microcharnières P1, soit des plages de micas blancs (muscovites anté-alpines) plus ou moins enchevêtrées. Là encore les fabriques S-1 subissent de fortes transpositions dans la schistosité S1. Les plans S1 sont soulignés par des lamelles de phengite, des tablettes de chloritoïde et des baguettes d'amphibole bleues. Echantillon WVA06.120B, groupe de la Clarea du Vallon d'Ambin.

3.2.La phase D1 :

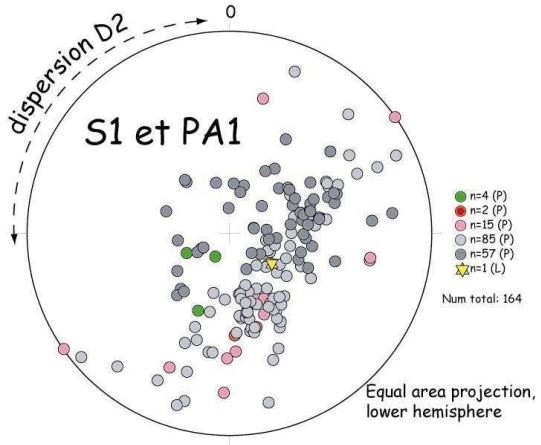
La première phase alpine D1 est mieux préservée dans le groupe de la Clarea, où l'intensité des déformations et de la rétromorphose associées aux événements postérieurs est plus limitée que dans les parties superficielles du massif. La foliation S1 est toutefois préservée dans le groupe d'Ambin, préférentiellement dans les zones peu affectées par les

déformations cisaillantes D2 (secteur du Col du Petit Mont Cenis par exemple). Dans les zones fortement cisaillées, S1 apparaît communément sous la forme de microlithons entre les plans S2 très pénétratifs. Dans la couverture la surface S1 est souvent confondue avec la stratification sédimentaire, comme en attestent les nombreuses figures sédimentaires et les nettes variations granulométries. On utilise alors le terme de surface composite S0/S1.

A l'échelle du massif la surface de référence associée à l'événement D1 est donc une foliation S1 à faible pendage et relativement pénétrative, qui suit la forme du dôme (Ganne, 2003 et Ganne et al., 2004). S1 est également schistosité de plan axial de plis P1, déformant les surfaces S-1 antérieures (Figure III- 43).

D'un point de vue minéralogique la **foliation S1** est soulignée par des assemblages de HP-BT, principalement représentés dans le groupe de la Clarea par l'amphibole sodique, la phengite fortement substituée (Si>3,35), le chloritoïde, le grenat, l'épidote, et plus rarement la chlorite et le pyroxène jadéitique. Dans le groupe d'Ambin, S1 renferme l'amphibole sodique, la phengite fortement substituée, le chloritoïde, l'épidote. La chlorite est rare, la jadéite exceptionnelle (Gay, 1970), et le grenat n'a jamais été observé en Vanoise. Dans la couverture la minéralogie des surfaces S1 est plus pauvre, et elles sont le plus souvent réduites à des niveaux chlorito-phengitiques, sauf dans les métasédiments carbonatés où Gay (1972) note la présence d'amphiboles bleues.

Nos mesures structurales concernant les plans S1 et PA1 montrent une direction moyenne NW-SE, ainsi qu'une forte dispersion des pendages due aux plissements D2 (Figure III- 44). Les plans S1 se répartissent autour d'un axe de coordonnées N125-21NW, tout à fait compatible avec les axes de pli A2.



Projection stéréographique des plans S1 et PA1 observés dans les unités de socle et de couverture. Ils présentent une direction moyenne NW-SE et une forte dispersion des pendages autour d'un axe parallèle aux axes de pli P2. L'étoile jaune correspond à la valeur moyenne.

Figure III- 44

Les plans S1 portent une **linéation minérale L1** (Figure III- 45, soulignée par l'allongement des minéraux caractéristiques du faciès des schistes bleus, tels que des baguettes d'amphiboles sodiques et de chloritoïdes, des lamelles de phengites fortement substituées (Si>3,35) et plus rarement des prismes de pyroxène jadéitique. Le développement de formes minérales en éventail ou en rosette sur les surfaces S1 perturbe parfois l'orientation globale de la linéation L1.

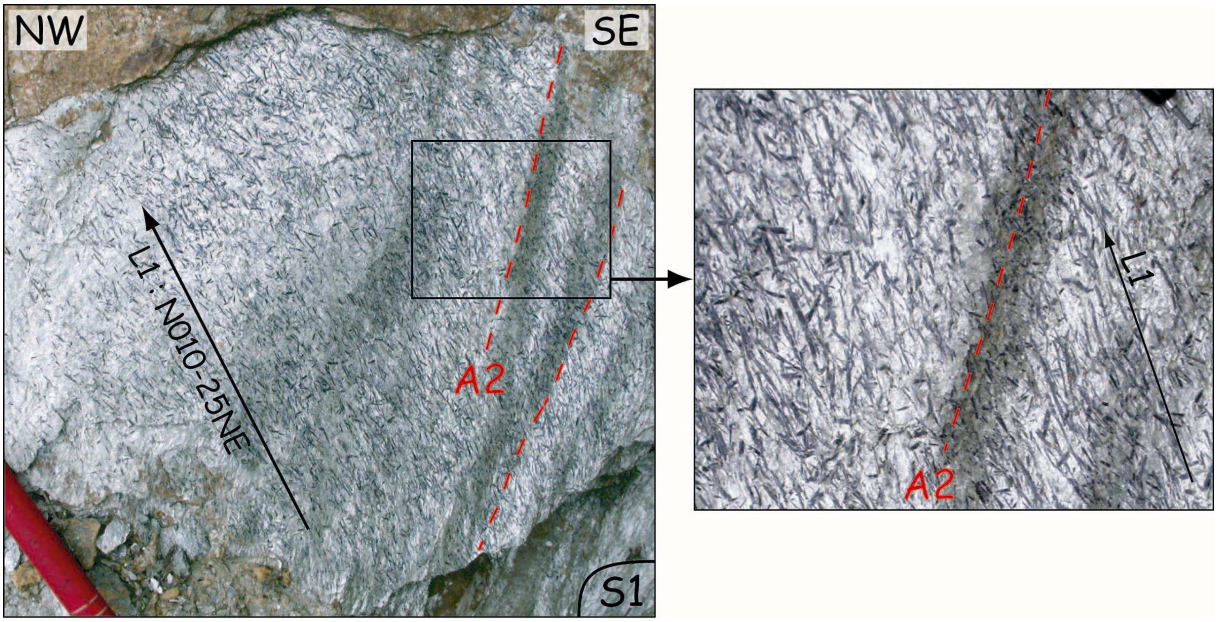


Figure III- 45

Linéation minérale L1 de direction Nord-Sud, soulignée par l'orientation préférentielle des amphiboles sodiques sur les plans S1 des micaschistes du sommet du groupe d'Ambin (secteur du Col du Petit Mont-Cenis, au Nord du massif). Les plans S1 ondulent légèrement sous l'effet des plis P2, dont les axes de direction NE-SW sont soulignés en pointillés.

A l'échelle du massif, L1 présente une direction moyenne sub-méridienne, malgré d'importantes réorientations (Figure III- 46). Elles sont dues aux déformations D2, et montrent une fois de plus les interférences entre les phases D1 et D2. On observe cependant une légère dispersion des linéations L1, qui possèdent une direction NNW-SSE dans la partie nord du massif (secteur étudié), et une direction NNE-SSW dans la partie sud.

A la différence des études antérieures sur les fabriques D1, qui se sont concentrées sur le groupe de la Clarea, nous avons étendu la cartographie des linéations L1 jusque dans le groupe d'Ambin à l'extrémité nord du massif. Les trajectoires observées sont en moyenne sub-méridiennes, mais montrent une forte dispersion en raison des plis et des cisaillements D2 vers l'Est.

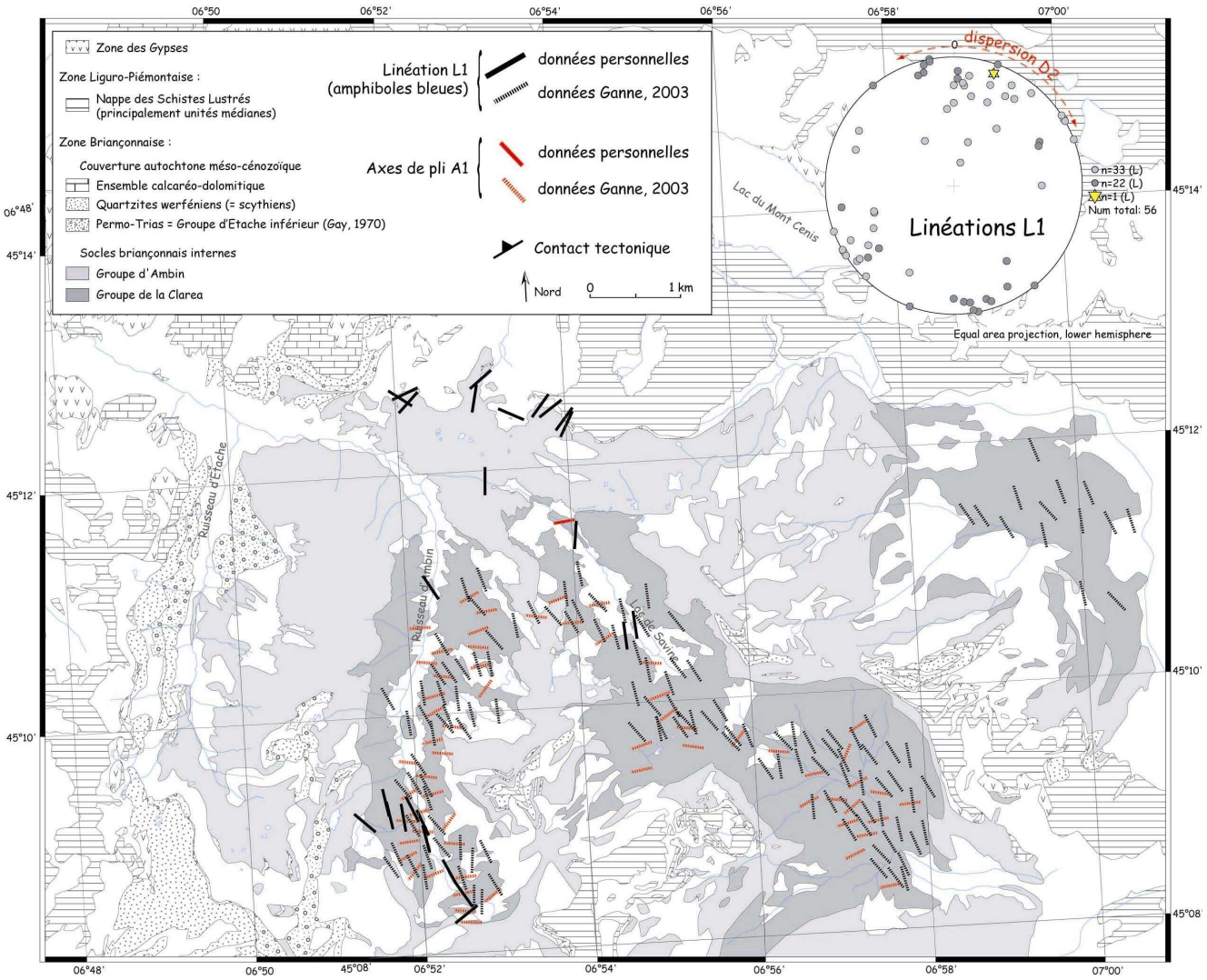


Figure III- 46

Carte des trajectoires des linéations alpines L1 et des axes de plis P1 (données personnelles et données de Ganne, 2003) et projections stéréographiques associées (données personnelles). Dans cette partie nord du massif, la direction moyenne des linéations L1 est NNW-SSE. Les linéations L1 et les plis P1 sont davantage préservés dans le groupe de la Clarea (unité en gris sombre). Nos relevés réalisés à l'extrémité nord du massif, montrent que les linéations L1 sub-méridiennes sont très bien préservées dans les micaschistes à glaucophane du sommet du groupe d'Ambin (les coordonnées moyennes de L1 est donnée par l'étoile jaune : N020-08NE).

Les critères de cisaillement simple à l'échelle de l'affleurement et de la lame mince sont très rares, et se résument à quelques bandes de cisaillement à vergence nord (*Figure III-47*). Dans la majorité des cas les observations dans le plan XZ de l'ellipsoïde de déformation finie ne montrent aucune asymétrie : les minéraux développés sur les plans S1 semblent uniquement étirés parallèlement à L1, et les plis droits P1 ne montrent aucun déversement. Pourtant Ganne (2003) affirme l'existence de structures cisaillantes C1/S1, statistiquement compatibles avec un sens de transport vers le Nord (direction de raccourcissement précoce N-S), et considère ainsi la phase D1 comme non-coaxiale dans le groupe de la Clarea. Nos propres observations ne nous permettent pas de préciser la cinématique de l'événement D1.

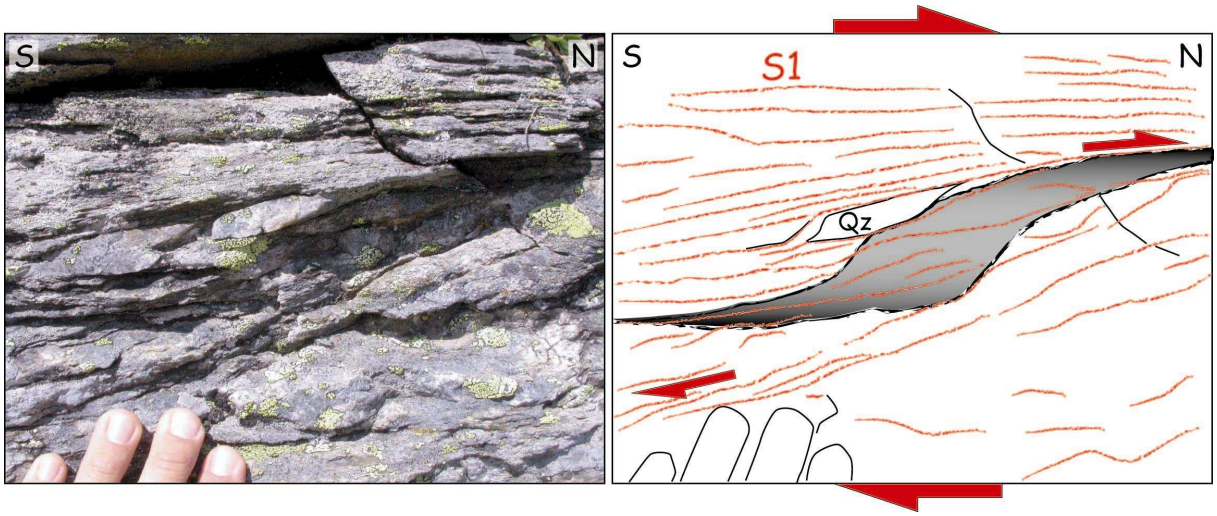


Figure III- 47

Rares critères de cisaillement vers le Nord affectant la schistosité S1 des micaschistes du groupe de la Clarea (Vallon d'Ambin). Cette déformation cisaillante a été attribuée à la phase alpine D1 (Ganne, 2003).

Les **plis P1** associés à la phase D1 se développent de l'échelle inframillimétrique à métrique. Ils sont comme les autres marqueurs des fabriques D1 préférentiellement préservés dasn le groupe de la Clarea du cœur du massif. Ce sont des plis isoclinaux de type b (Ramsay & Huber, 1983), admettant comme plans axiaux la schistosité S1 qui déforme alors la foliation anté-alpine S-1 (Figure III- 43).

La direction moyenne des axes P1 est E-W (*Figure III- 46*), mais les interférences avec les plis et les cisaillements D2 développent parfois des axes courbes et une forte dispersion. Il faut souligner que la direction des plis P1 est perpendiculaire à la linéation L1 sub-méridienne, ce qui semble indiquer que l'étirement syn-D1 est faible (Ganne et al., 2004). Cette hypothèse est une fois de plus contradictoire avec le cisaillement simple vers le Nord que le même auteur attribue à la phase D1.

Soulignons enfin qu'il est très difficile de relier les plis P1 à l'échelle de l'affleurement à des structures plus grandes (Ganne, 2004 pour l'Ambin, Platt & Lister, 1985a pour la Vanoise Sud).

A proximité du contact entre les groupes de la Clarea et d'Ambin, les interférences entre les phases de déformation D1 et D2 s'intensifient et la foliation S1 montre d'anormales ondulations.

Remarques sur les directions des linéations L1 soulignant l'événement de HP-BT, à l'échelle des Alpes Occidentales :

La direction moyenne des linéations L1 diffère légèrement entre les massifs de Vanoise Sud (NW-SE) et d'Ambin (NNW-SSE au Nord et NNE-SSW au Sud). A l'échelle des Alpes Occidentales, les trajectoires des L1 montrent quelques variations, mais elles s'accordent autour d'une direction moyenne NW-SE. Parmi les principaux travaux dont sont issues les directions des fabriques de HP et de UHP dans les Alpes Occidentales, on peut citer :

En Vanoise Sud et Est (direction NW-SE : Platt & Lister, 1985a et 1989 ; Caby ; 1996), dans le massif d'Ambin (N-S ; Callegari et al., 1980) ; dans le Ruitor (WNW-ESE ; Baudin, 1987 ; Platt & Lister, 1989 ; Caby, 1996 à NNW-SSE ; Freeman et al., 1998) ; dans le Grand Paradis (N-S ; Le Bayon & Ballèvre, 2006) ; dans le Rocciavrè (E-W ; Philippot, 1990) ; dans le Monviso (N-S ; Philippot, 1990), dans les Schistes Lustrés des Alpes Cottiennes (NW-SE ; Agard, 1999 et Agard et al, 2001) ; dans le Queyras (E-W ; Philippot, 1990) ; dans Dora Maira (N-S ; Philippot, 1990) ; dans la zone d'Acceglio (WSW-ENE ; Houfflain & Caby, 1987), WSW-ENE dans l'Ubaye (Platt & Lister, 1989)

3.3.La phase D2 : plissements et cisaillements régionaux à vergence est et ouest :

L'expression de la phase D2 dans le massif d'Ambin ressemble fortement à celle du massif de Vanoise Sud : les structures plicatives sont omniprésentes, et elles évoluent depuis des zones où domine le cisaillement pur, vers des zones fortement cisaillées vers l'Est.

D'une manière générale l'intensité des déformations D2 et de la rétromorphose associée est plus intense dans les parties superficielles du massif, où les lithologies majoritairement micaschisteuses ont facilité la circulation de fluides métamorphiques. Le cœur du massif, largement occupé par le groupe de la Clarea, a été relativement peu affecté par la phase D2. Au contraire le groupe d'Ambin et la couverture sus-jacente ont accommodé la majorité de la déformation D2, qui a le plus souvent transposé ou effacé les fabriques anté-alpines D-1 et alpines D1.

3.3.1. Les fabriques plicatives D2 :

A l'instar du massif de Vanoise Sud, on peut définir des zones où dominent des structures plicatives associées au cisaillement pur, séparer les unes des autres par des zones majeures de cisaillement simple, souvent localisées au contact entre les unités.

Les **plis P2** se développent depuis l'échelle microscopique jusqu'à l'échelle hectométrique, et affectent toutes les unités du massif à l'exception du groupe de la Clarea où l'ensemble des déformations D2 est restreint. Les plis P2 apparaissent souvent sous la forme de plis isoclinaux d'axes N-S à NE-SW, admettant des plans axiaux PA2 à pendage ouest dans la partie ouest du massif (Figure III- 48). Ils affectent les surfaces composites S0/S1 de la couverture, ainsi que les véritables plans de schistosité S1.

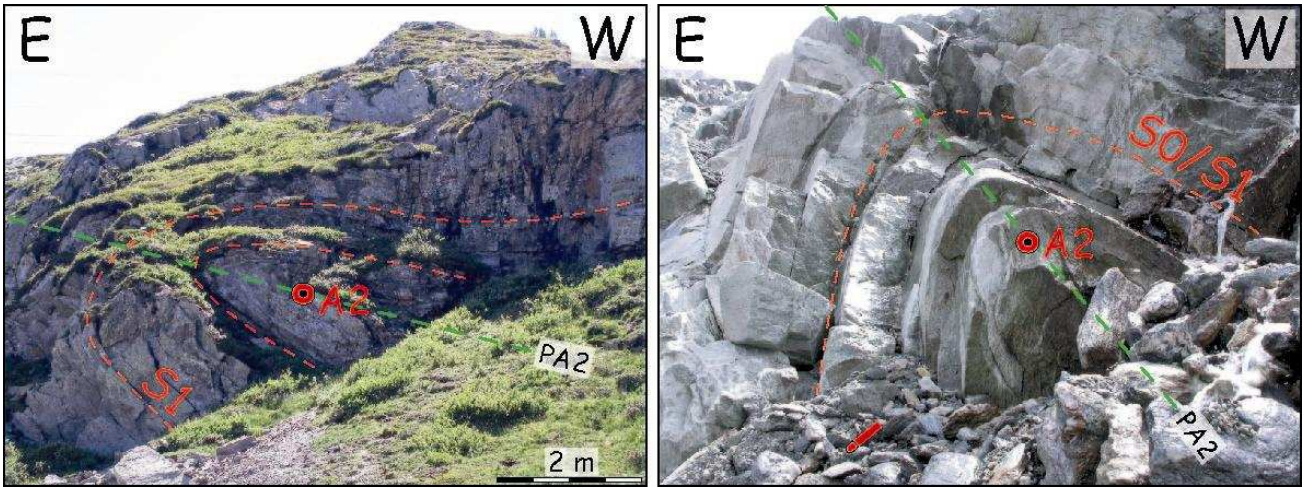


Figure III- 48

Plis plurimétriques P2 d'axe N-S affectant les micaschistes du sommet du groupe d'Ambin (cliché de gauche, secteur du col du Petit Mont Cenis) et les quartzites de la base du Grand Cordonnier (cliché de droite où le stylo donne l'échelle, pris au Fond du Vallon d'Ambin). Les plans axiaux PA2 présentent un pendage ouest caractéristique. Le cliché de gauche montre que les plis P2 se couchent au sommet des unités de socle, pour se paralléliser aux contacts cisaillants à vergence est avec la couverture.

Les plis P2 apparaissent également à l'échelle hectométrique, comme en témoignent les grands plis déversés vers l'Est ou le Sud-Est qui déforment indifféremment de grandes épaisseurs du groupe d'Ambin et de sa couverture, sur la rive gauche du ruisseau d'Etache, au Mont Giusalet, et au Pas de la Rognasai.

D'un point de vue cartographique les plis P2 présentent à l'échelle du massif une direction moyenne N-S (Figure III- 49), malgré une forte dispersion (jusqu'à 90°). Les axes de direction méridienne sont liés aux raccourcissements E-W et à la composante de cisaillement simple régionale E-W. Au contraire les axes de plis P2 de direction E-W témoignent d'une composante de constriction lors de l'événement D2. Ces derniers montrent parfois des axes courbes, qui nous laisse penser qu'au moins localement des plis d'axe a (Quinquis et al., 1978) ont pu se développer. Les axes de ce type de plis sont parallèles à la direction d'étirement L2 E-W, et indiquent un fort taux de cisaillement. C'est ainsi que Malavieille (1982) et Malavieille & Echtecopar (1981) ont interprété ces plis d'axe courbe comme des plis en fourreaux.

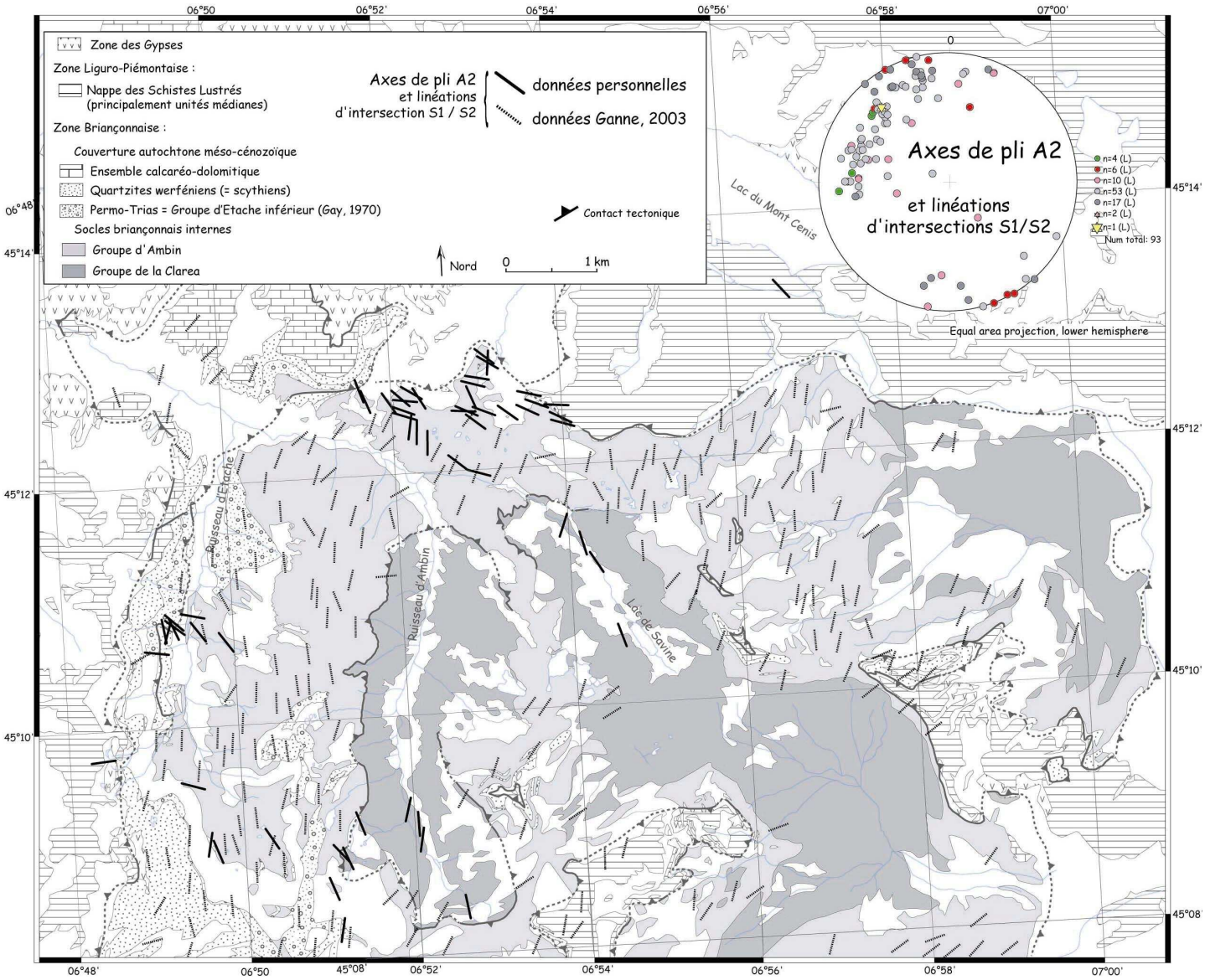


Figure III- 49

Carte des trajectoires des axes de plis P2 (données personnelles et données de Ganne, 2003) : les plis P2 s'expriment majoritairement dans le groupe d'Ambin et les unités de couverture briançonnaise. Le groupe de la Clarea étant moins affecté par la déformation D2, seules ses parties superficielles présentent quelques plissements P2. Les projections stéréographiques associées (données personnelles ; coordonnées moyennes pour les axes A2 : N137-23NW, étoile jaune) montrent une dispersion des axes pouvant attendre 90° :

Les axes N-S perpendiculaires à la direction d'étirement régionale (L2) correspondent aux plis droits associés aux mouvements compressifs E-W, et aux plis d'entraînements créés par les cisaillements à vergence principalement Est.

Les axes E-W sont parallèles à la direction d'étirement maximum L2, et témoignent d'une composante de constriction. Ils sont moins développés que les plis d'axes subméridiens, mais s'observent fréquemment au Nord du massif.

Dans les zones peu plissées la schistosité S1 ondule légèrement sous les plis P2, qui admettent une schistosité de plan axial PA2 de pendage ouest et de direction moyenne NW-SE. Lorsque D2 devient plus pénétrative, une véritable schistosité de plan axial S2 se développe (Figure III- 50). S1 est alors crénulée entre les plans S2, soulignés par l'orientation préférentielle planaire de minéraux du faciès des schistes verts. Ce sont le plus souvent des

feuillets de phengites moyennement substituées (3,16<Si<3,35), des chlorites, des porphyroblastes de plagioclases albitiques ou des grains aplatis de quartz.

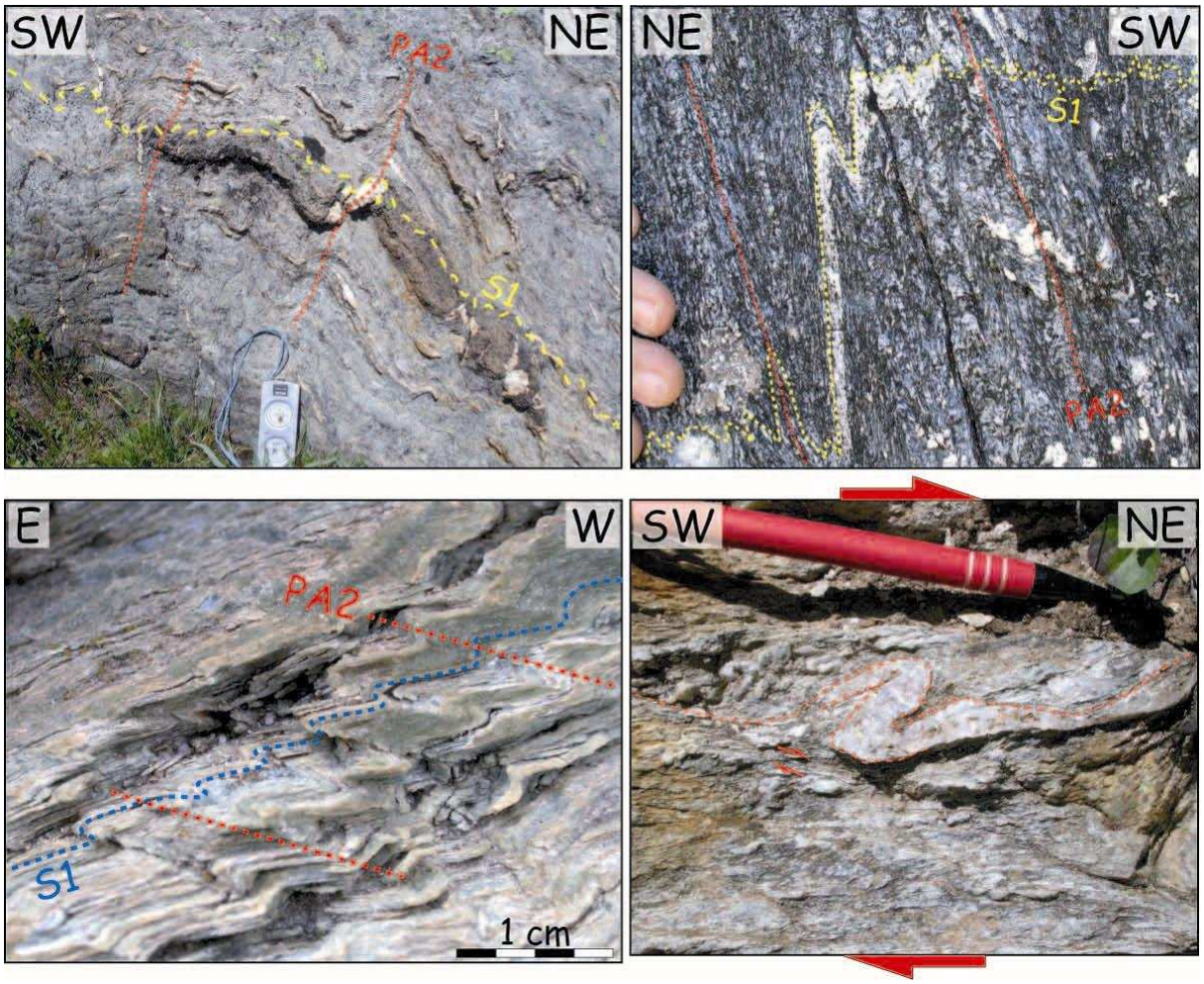


Figure III- 50

Fabriques plicatives D2 caractéristiques observées dans les unités de socle et de couverture : La schistosité S1 est crénulée par les plis droits P2, et une seconde foliation alpine S2 se développe parallèlement aux plans axiaux PA2. Sur les deux clichés supérieurs la schistosité S2 présente un fort pendage vers l'Ouest, mais elle est beaucoup plus pénétrative sur le second, où S1 ne subsiste que sous la forme de microlithons entre les plans S2.

A l'approche des zones de cisaillement à vergence est ou ouest, les plis P2 deviennent de plus asymétriques, comme en témoignent les deux clichés inférieurs : celui de gauche concerne le Permo-Trias du vallon d'Etache, et montre des plis en chevrons infra-centimétriques déversés vers l'Est, ainsi que des plans axiaux PA2 à pendage ouest.

L'image de droite illustre les plis d'entraînement P2 affectant les exsudats de quartz du groupe d'Ambin du Nord du massif. Ce dernier type de pli est initié par la composante cisaillante de la déformation D2, et tout comme les plis en chevrons précédents, son axe est perpendiculaire à la direction d'étirement régional L2.

Dans les deux cas les plans axiaux PA2 et la foliation S2 épousent la forme en dôme du massif : ils ont un pendage ouest à l'ouest du massif (dans la zone étudiée), et un pendage Est dans sa partie orientale. Dans le secteur étudié, les coordonnées moyennes des deux plans sont : PA2 : N148-41SW et S2 : N008-31NW (Figure III- 51).Ces deux surfaces montrent comme dans le massif de Vanoise Sud une différence moyenne de pendage de 10°, liée à l'aplatissement de la schistosité S2 à l'approche des zones de cisaillement D2. Elles

présentent également une différence de direction moyenne (méridienne pour S2 et NW-SE pour PA2) qu'il est très intéressant d'interpréter :

Les plans axiaux PA2 ont été mesurés dans les zones peu plissées, où le raccourcissement fini D2 possède une direction NE-SW.

Les mesures des plans S2 ont été réalisées à proximité et au sein des zones cisaillées, où la déformation D2 est la plus pénétrative. L'azimut moyen N-S des plans S2 est donc compatible avec une direction de cisaillement E-W, elle-même cohérente et parallèle à la direction d'étirement régional L2.

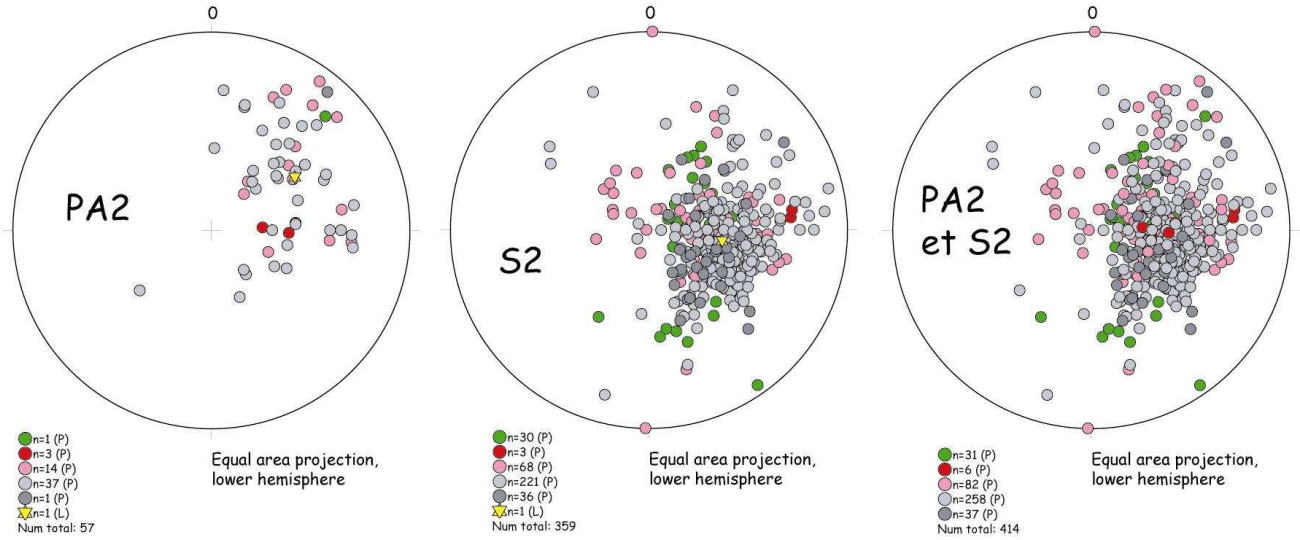


Figure III- 51

Projections stéréographiques associées aux surfaces PA2 et S2. Les deux surfaces plongent vers l'Ouest, malgré des différences de 10° de pendage moyen, et de 140° d'azimut moyen. Il faut rappeler que les plans S2 suivent la forme en dôme du massif : elles plongent vers l'Ouest dans la partie occidentale du massif (principalement notre zone d'étude), et vers l'Est dans la seconde moitié. Les étoiles jaunes correspondent aux coordonnées moyennes des plans PA2 et S2.

Ajoutons que les structures compressives en *kinks* de coordonnées moyennes N012-73SE sont compatibles avec les fabriques compressives D2.

A l'approche des zones de cisaillement à vergence est dominant, la composante de cisaillement simple de la déformation D2 devient suffisamment importante pour que les plis droits P2 soient progressivement déversés vers l'Est ou le SE (Figure III- 50). Ces asymétries s'observent depuis l'échelle de la lame mince jusqu'à l'échelle hectométrique, comme en attestent les critères de cisaillement à vergence est observés sur les flancs normaux et inverses des plis déversés P2 cités au début du paragraphe sur les structures plicatives.

Notons enfin que dans les zones plissées certains plans S2 portent une linéation minérale L2, matérialisée par l'étirement de lamelles de phengite, de chlorite ou de fibres de quartz. Cette observation montre qu'il existe une composante de cisaillement simple au sein des zones plissées. De manière générale la linéation d'étirement L2 est un objet structural caractéristique des zones de cisaillement D2.

3.3.2. Les fabriques cisaillantes D2 à vergence est et ouest :

Les cisaillements D2 à vergence est :

Comme dans le massif de Vanoise Sud, les cisaillements à vergence est sont caractéristiques de l'événement D2, et sont largement dominant vis à vis des cisaillements à vergence ouest. Ils affectent l'ensemble des unités étudiées, malgré une forte concentration dans les lithologies phylliteuses du groupe d'Ambin et du Permo-Trias. Les structures cisaillantes s'observent depuis l'échelle de la lame mince jusqu'à l'échelle décamétrique. Elles se concentrent parfois sous la forme de véritables zones de cisaillement à vergence est, localisées au contact entre les groupes de la Clarea et d'Ambin (Figure III- 41). Dans le reste de la pile structurale les bandes de cisaillement sont fréquentes et affectent toutes les unités de la couverture.

A l'échelle de l'affleurement et de la lame mince les cisaillements s'expriment sous la forme de structures C2/S2, dont la géométrie indique clairement un sens de transport vers l'Est et le Sud-Est (Figure III- 52). Les bandes C2, notées Ce pour leur vergence est, se développent au cours de la déformation progressive D2 (dans un continuum de déformation). La schistosité principale S2 qui à l'ouest du massif présente un pendage vers l'Ouest , est affectée par des bandes Ce qui dessinent des formes sigmoïdes. La palette lithologique concernée par ces cisaillements est responsable de la diversité des structures cisaillantes rencontrées. Les comportements rhéologiques sont variés mais les cinématiques sont toujours liées à un sens de transport vers l'Est.

Exemples de fabriques cisaillantes à vergence est affectant le groupe d'Ambin du massif d'Ambin. La schistosité principale S2 montre un pendage ouest, et peut présenter différentes relations géométriques avec les bandes de cisaillement C2 :

A : *exsudat de quartz étiré et cisaillé vers l'Est, adoptant une forme sigmoïdale, et développant des ombres de pressions dissymétriques. Le cisaillement le localise quasiment sur les plans S2.*

B : *les plans C2 et S2 montrent parfois une forte obliquité. La nature lithologie du matériau (ici un métaconglomérat quartzeux) est sans doute responsable du fort pendage des bandes de cisaillement à vergence est régulièrement espacées, qui semblent pourtant se développer dans des conditions métamorphiques plus froides.*

C : *Ce cliché est pris au bord du Lac Noir, au sein de la zone de cisaillement majeure vers l'Est. Il rassemble diverses observations : la schistosité S2 à pendage ouest est fortement cisaillée par des bandes C2 plus faiblement pentées, et une fabrique C2/S2 caractéristique se développe. La diagonale du cliché est occupée par une bande de cisaillement plus tardive C2 à fort pendage Est. Les bandes C2 plus plates semblent se paralléliser à ce plan, dont la géométrie est tout à fait compatible à la déformation cisaillante locale.*

C : A l'échelle de la lame mince on retrouve la schistosité principale S2 à pendage ouest, affectée par les bandes de cisaillement Ce sub-horizontale. On note la diminution de la taille des grains à l'approche de la bande de cisaillement (cliché pris en LPA).

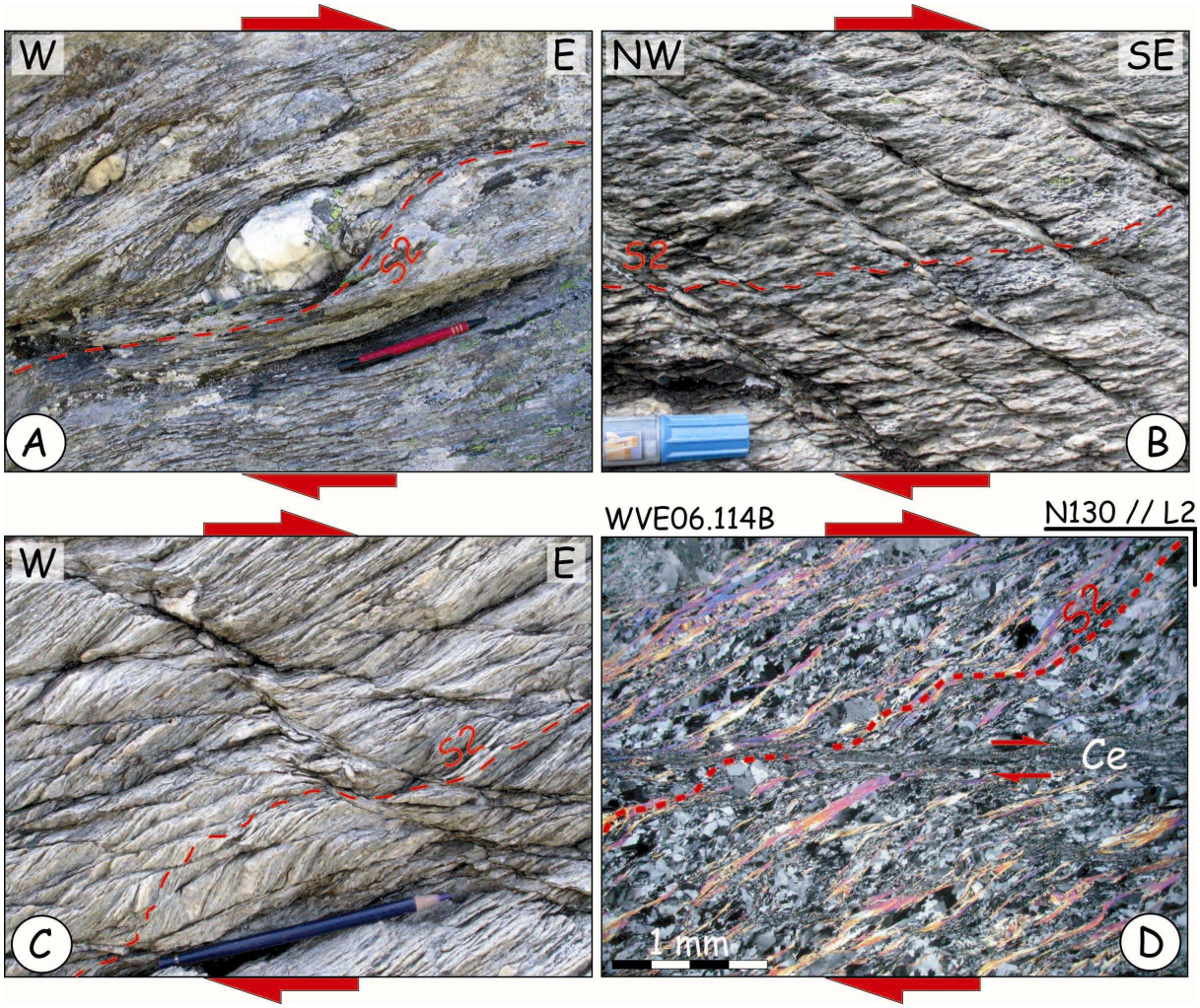
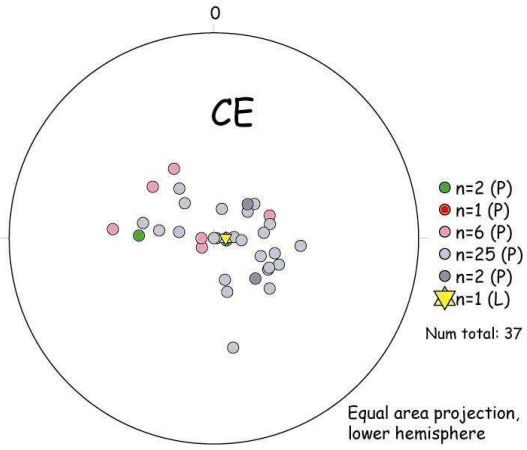


Figure III- 52

Les bandes de cisaillement Ce sont le plus souvent subhorizontales (Figure III- 53), mais la nature rhéologique des matériaux affectés contrôle souvent l'angle entre la schistosité S2 et les plans de cisaillement. L'examen microscopique des bandes de cisaillement montre qu'elles sont soulignées par des minéraux du faciès des schistes verts typiques de l'événement D2 : des feuillets de phengites moyennement substituées (3,16<Si<3,35), des lamelles de chlorites. Très souvent on note une nette diminution de la taille des grains de quartz à l'approche des bandes C2. Les porphyroblastes de plagioclases albitiques sont souvent entraînés dans les mêmes bandes, et développent ainsi des ombres de pression asymétriques.



Projection stéréographique des plans de cisaillement à faible pendage Ce, observés dans les unités de socle et de couverture (coordonnées moyennes : N002-05NW, étoile jaune).

Figure III- 53

Les structures cisaillantes C2 apparaissent également à l'échelle plurimétrique, notamment au niveau du contact cisaillé entre les deux groupes du socle (secteur du Lac d'Ambin). Elles développent alors des géométries semblables et toujours cohérentes avec un sens de transport vers l'Est (Figure III- 54).

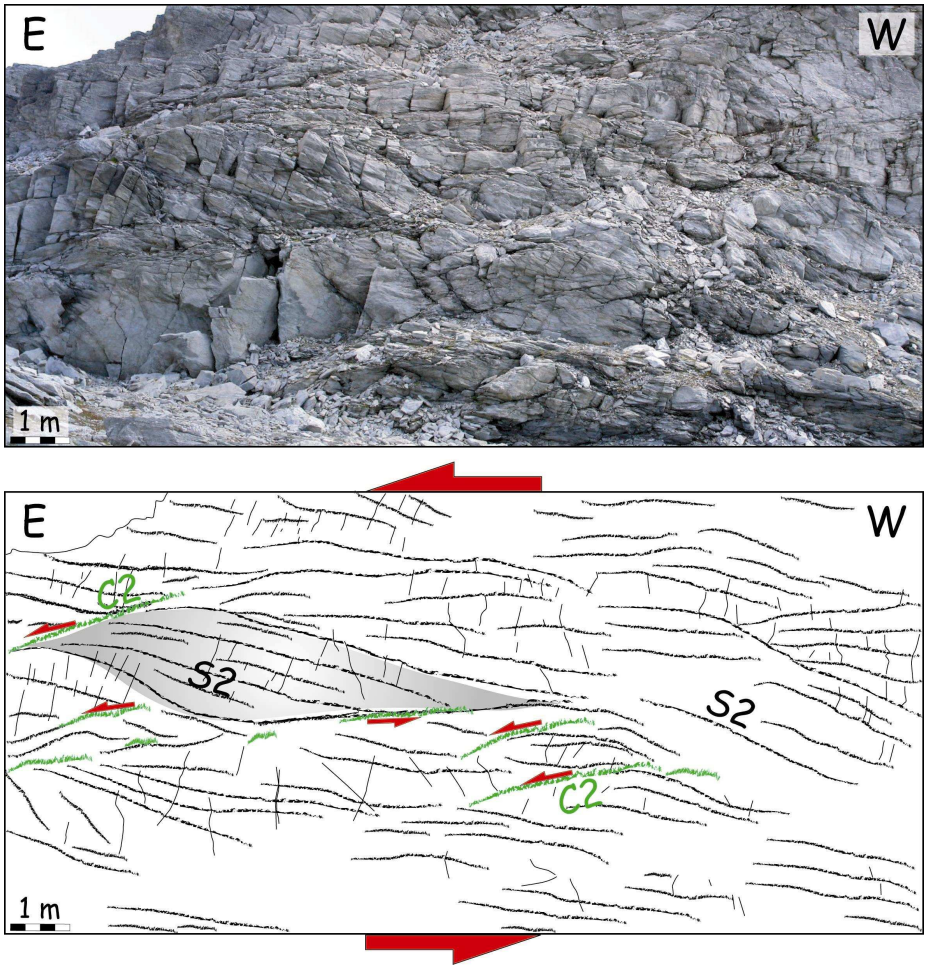


Figure III- 54

Bandes de cisaillement plurimétriques à vergence est affectant les métasédiments du groupe d'Ambin, et développant aux dépends de la schistosité principale S2 des formes sigmoïdales. L'affleurement se localise dans la zone de cisaillement du lac d'Ambin, à quelques dizaines de mètres du contact entre les groupes de la Clarea et d'Ambin, près du Col d'Ambin.

Les cisaillements Ce sont associés à une **linéation d'étirement Le**, qui se développe sur les plans S2 et Ce (Figure III- 55). Elle est soulignée par les mêmes minéraux du faciès des schistes verts observés sur les plans S2 et Ce (lamelles étirées de phengite et de chlorite, tablettes de chloritoïde). Les travaux de Ganne (2003) soulignent que certaines surfaces S2/C2 du secteur du Lac d'Ambin portent une linéation L2 du faciès des schistes bleus de bas grade : phengites plus fortement substituées (Si>3,35), baguettes d'amphiboles bleues et de chloritoïde. Nous n'avons pas confirmé cette observation, mais elle nous conduirait à considérer que le fonctionnement de la zone de cisaillement à vergence est du Lac d'Ambin a débuté précocement, dans le faciès des schistes bleus de bas garde. Cette hypothèse rappelle exactement l'exemple du pli du Fond d'Aussois en Vanoise Sud.

Figure III- 55

Linéation d'étirement minéral L2 associée aux cisaillements à vergence est. La surface principale S2 porte principalement des fibres de quartz et des lamelles de phengite et de chlorite, toutes alignées parallèlement à la direction d'étirement régional ESE-WNW. Métaconglomérat du groupe d'Ambin, au Nord du massif (secteur du col du Petit Mont Cenis).

D'un point de vue cartographique L2 présente dans le massif d'Ambin une direction moyenne E-W (Figure III- 56), qui est identique à celles mesurées dans le massif de Vanoise Sud (Figure III- 28). La synthèse des trajectoires de linéations « L2 », associées aux cisaillements postérieurs à l'événement de HP-BT, est proposée à la fin du paragraphe III-4 (Figure III- 62).

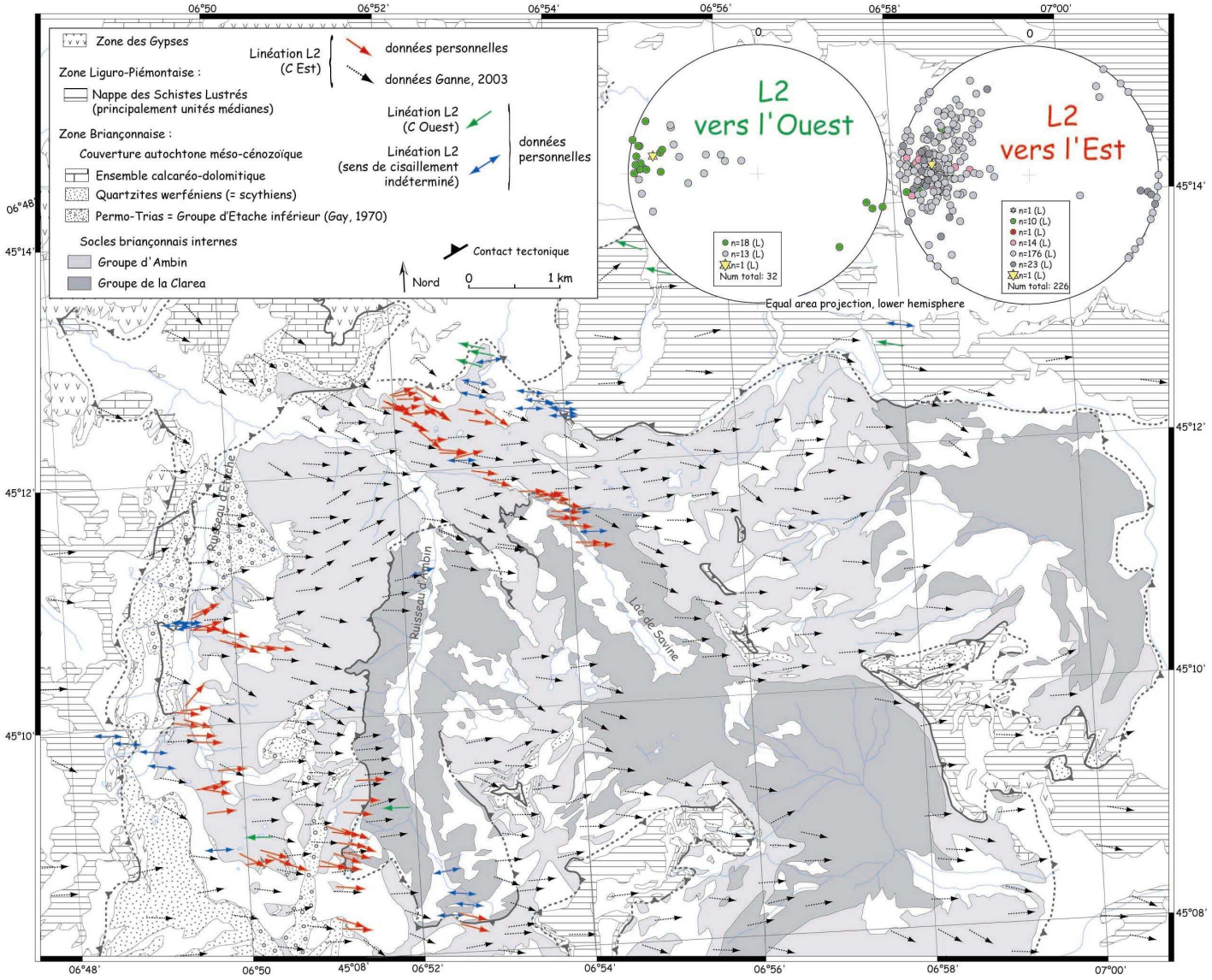


Figure III- 56

Carte des trajectoires des linéations d'étirement L2 dans le massif d'Ambin, associées aux cisaillements à vergence est (données personnelles et données de Ganne, 2003), à vergence ouest (données personnelles). Les données concernent majoritairement le groupe d'Ambin, car le groupe de la Clarea a été fortement préservé de la phase D2, tout au moins dans ses parties profondes. Les linéations L2 s'expriment aussi dans la couverture et dans les schistes lustrés. Le sens de transport vers l'Est est dominant (flèches rouges). La cartographie inédite des cisaillements à vergence ouest (flèches vertes) et des sites où les deux sens coexistent (en bleu), montre que les cisaillement Cw et conjugués s'observent principalement dans les Schistes Lustrés. Bien que la cartographie de ces structures soit incomplète, elle ne révèle pas la présence d'une zone de cisaillement à vergence ouest majeure. Ajoutons que les linéations Le adoptent une direction NW-SE dans la partie NW de la carte.

Projection stéréographique des linéations L2 du massif d'Ambin (mesures personnelles). Les coordonnées moyennes sont pour Le et Lw respectivement N096-25NW et N099-19NW (étoiles jaunes). La forte majorité des linéations L2 plongent vers l'E-NE, car les plans C2/S2 qui les portent ont un pendage Est dans la région étudiée, c'est à dire dans la partie occidentale du massif.

Les cisaillements D2 à vergence ouest :

Ils sont bien moins représentés que les cisaillements à vergence est, mais méritent notre attention. Dans le massif d'Ambin ils apparaissent principalement dans les unités liguro-piémontaises, mais on les trouve également dans les groupes d'Ambin et de la Clarea. Ils

apparaissent le plus souvent de manière sporadique, parfois à proximité immédiate des structures cisaillantes à vergence est. Ils peuvent aussi se concentrer sous la forme de couloirs de cisaillement très restreints, dont l'extension ne dépasse pas la dizaine de mètres d'épaisseur (secteur du Plan d'Etache). A la différence des cisaillements à vergence est, ils ne s'organisent jamais sous la forme de véritables zones de cisaillement.

Lorsque les deux vergences de cisaillement cohabitent, aucun de critère chronologique ne peut être établi. Les cisaillements à vergences opposées semblent fonctionner au cours d'une seule et même phases de déformation (voir 6ème chapitre).

Les cisaillements vers l'Ouest présentent des géométries tout à fait symétriques aux fabriques cisaillantes à vergence opposée, qui varient une fois de plus en fonction de la nature lithologique des terrains affectés. Les bandes Cw affectent les plans de schistosité S2, formant ainsi des structures Cw/S2 caractéristiques (Figure III- 57).

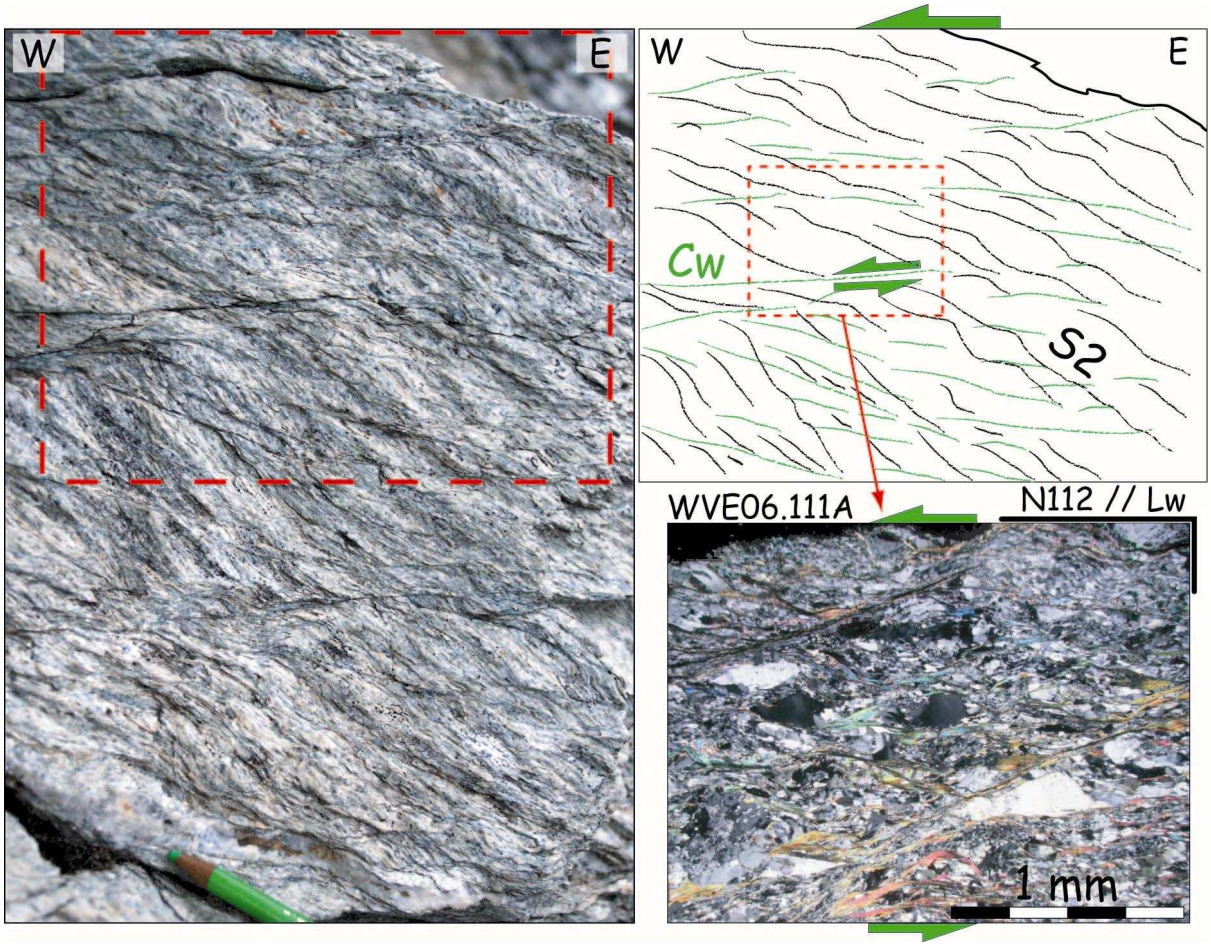


Figure III- 57

Fabriques cisaillantes à vergence ouest affectant les métaconglomérats du groupe d'Ambin (secteur du Plan d'Etache). Les bandes de cisaillement Cw déforment la schistosité principale S2 en développant des figures sigmoïdales, dont la cinématique indique clairement un sens de transport vers l'Ouest. Les mêmes relations s'observent à l'échelle de la lame mince (échantillon WVE06.111A, cliché en LPA).

On retrouve à l'échelle de la lame mince les même géométries, et dans certains échantillons c'est la schistosité S1 qui est directement affectée par les bandes de cisaillement Cw (Figure III- 58). On note également une diminution de la taille des grains (principalement du quartz) vers les bandes Cw.

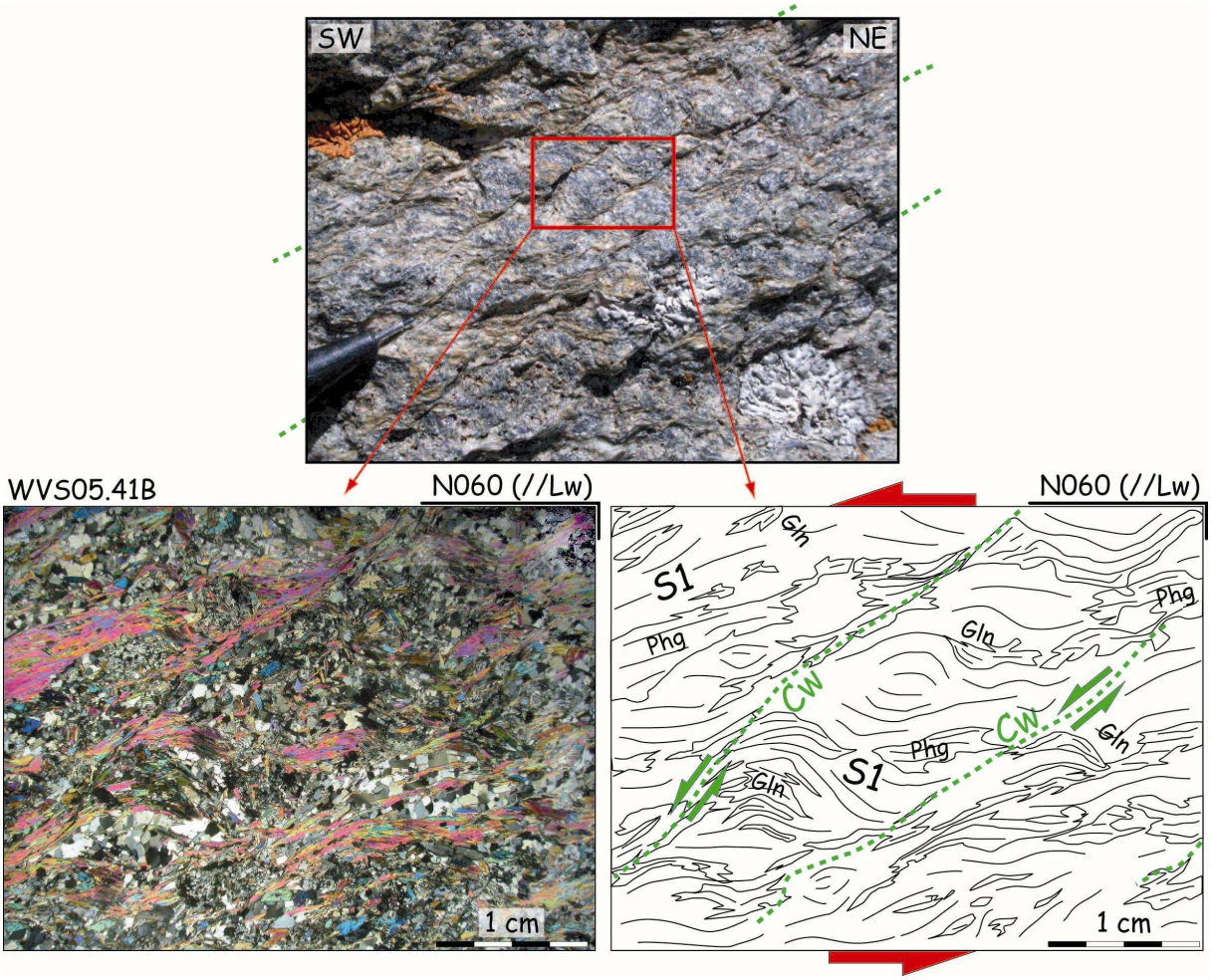
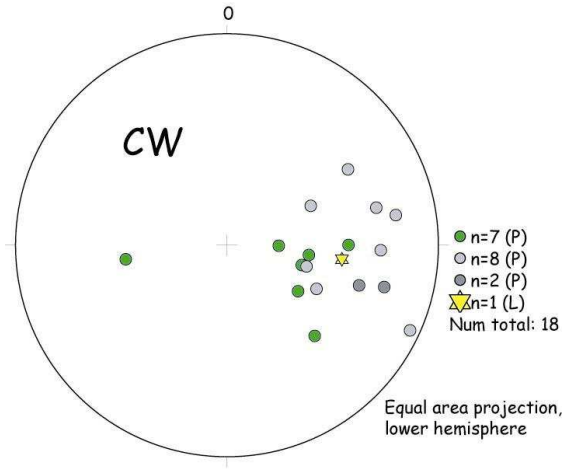


Figure III- 58

Bandes de cisaillement à vergence ouest affectant les micaschistes à glaucophane du groupe d'Ambin (secteur du Col du Petit Mont Cenis, au Nord du massif). C'est la schistosité S1 subhorizontale qui est directement affectée par les bandes Cw, régulièrement espacées et à pendage SW. Les lamelles de phengites D1 et les baguettes de glaucophane D1 sont entraînées dans les bandes de cisaillements, où se développent des phengites D2 et des chlorites du faciès des schistes verts. Les bandes Cw dessinent des formes sigmoïdales, qui renferment les assemblages D1 préservés de la rétromorphose D2. Echantillon WVS05.41B, cliché pris en LPA.

Il faut souligner que le pendage des plans Cw est supérieur à celui des bandes subhorizontales Ce, avec une valeur moyenne de 46° vers l'Ouest (Figure III- 59).



Projection stéréographique des plans de cisaillement Cw, observés dans les groupes de la Clarea et d'Ambin, ainsi que dans les unités de Schistes Lustrés (en vert). Les coordonnées moyennes de Cw (N007-46NW) correspondent à l'étoile jaune.

Figure III- 59

Les structures Cw/S2 sont associées à une **linéation d'étirement minéral Lw**, qui se développent à la fois sur les plans S2 et Cw. Elle est soulignée comme Le par les mêmes minéraux du faciès des schistes verts, et montre une direction moyenne E-W, parallèle à Le (Figure III- 56).

D'un point de vue cartographique, les cisaillements à vergence ouest s'observent principalement dans les Schistes Lustrés, et dans quelques zones restreintes du groupe d'Ambin (à l'extrémité nord du massif et sur le Plan d'Etache). Les bandes Cw observées dans le groupe de la Clarea du vallon d'Ambin, semblent anecdotiques.

La cartographie des structures cisaillantes Cw dans le massif d'Ambin est incomplète, mais elle vient compléter les données à l'échelle des Alpes Occidentales (Figure III- 62).

3.4.Les déformations D2 tardives à la transition fragile-ductile :

Les parties superficielles du massif d'Ambin, sont affectées par des bandes de cisaillement tardives, développées à la transition fragile/ductile. Elles présentent de forts pendages à jeu apparent normal (Malusà et al., 1999 ; Rolland et al., 2000 ; Ganne et al., 2004), vers l'Est dans la partie orientale du massif, et vers l'ouest dans la partie occidentale. La cartographie de ces structures tardives, réalisée par Ganne (2003), met en évidence la forme en dôme du massif. La limite entre les deux domaines à pendages opposés, correspond approximativement à l'axe du dôme.

Nous avons cependant observé des cisaillements tardifs à pendage et vergence SW, à l'extrémité NW du massif. Les minéraux développés dans ces bandes tardives sont étudiés dans le 5ème chapitre, où ils sont utilisés dans la datation in-situ des déformations tardives (Figure V- 10). Ces structures tardives sont cohérentes avec les systèmes de failles extensives dextres (direction moyenne N110), décrites par Malusà et al. (1999) dans la partie NW du massif.

Nous observons également des fabriques tardives compressives. Ce sont des kinks parfois conjugués, qui affectent la schistosité S2 (Figure III- 60). Les rares mesures disponibles ne permettent pas de proposer une direction préférentielle.

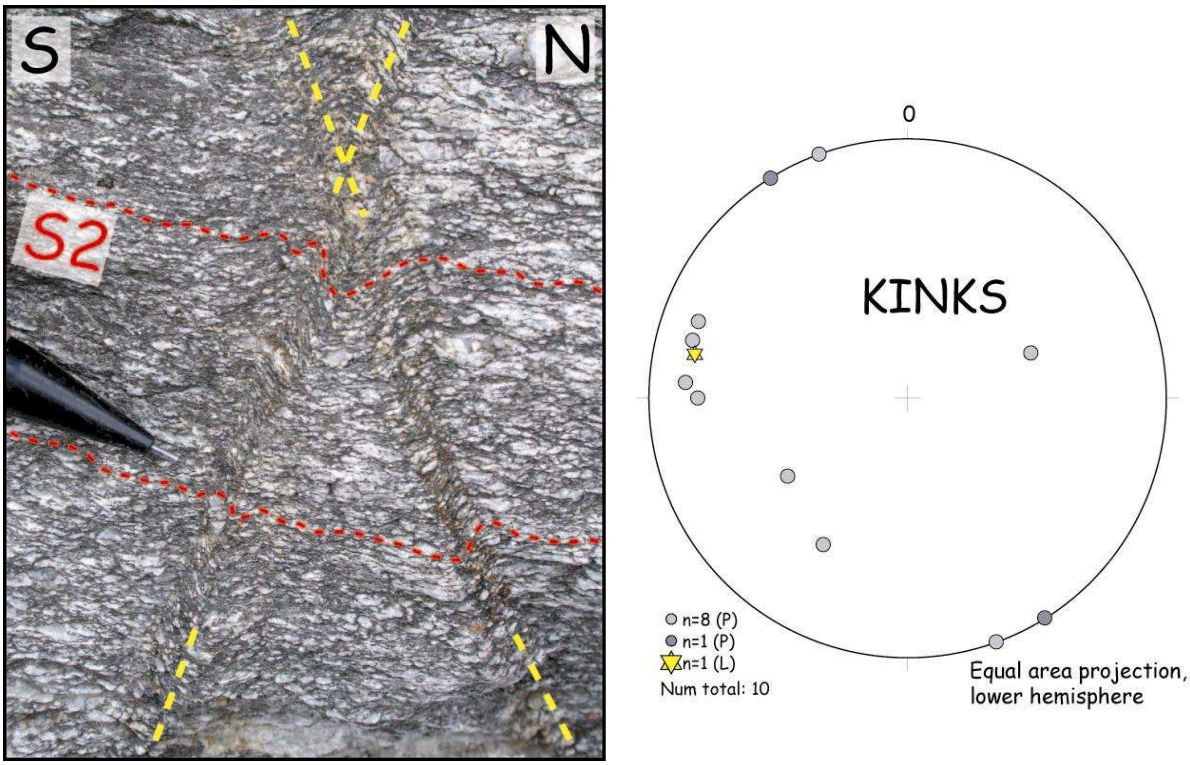


Figure III- 60

Exemple de fabrique compressive tardive, affectant les métaconglomérats du groupe d'Ambin (ruisseau d'Etache). Les deux kinks conjugués sont sécants et postérieurs à la schistosité S2. Les quelques projections stéréographiques disponibles (données personnelles) montrent le fort pendage des kinks, mais aucune direction préférentielle.

4. Synthèse structurale des massifs de Vanoise Sud et d'Ambin :

La Figure III- 61 rassemble sous la forme de blocs diagrammes synthétiques, les relations observées entre les fabriques alpines (D1, D2 et D2 tardives) et anté-alpines (D-1).

Blocs-diagrammes synthétiques dérivant des observations de terrain, illustrant les fabriques anté-alpines (D-1) et alpines (D1, D2 et D2 tardives) caractéristiques développées dans les deux massifs.

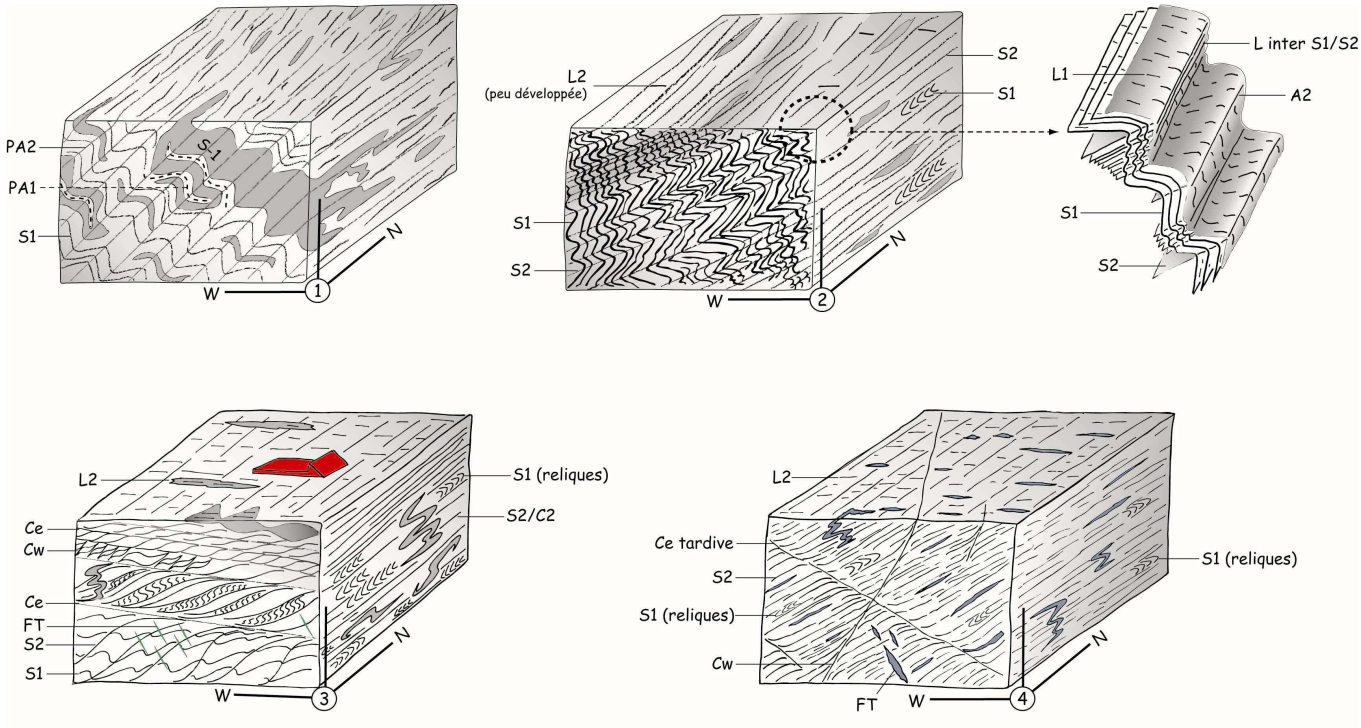


Figure III- 61

Remarques les déformations cisaillantes D2 à l'échelle des Alpes Graies méridionales :

La compilation des linéations d'étirement L2 à l'échelle des Alpes Graies méridionales, est présentée sur la carte de la Figure III- 62. Ces linéations sont associées aux cisaillements D2 à vergence est, ouest, ainsi qu'aux cisaillements à double vergence (sens indéterminé).

La direction moyenne E-W domine dans l'ensemble de la région. A l'échelle de l'ensemble de la zone Pennique, les linéations d'étirement conservent cette direction commune E-W (Malavieille et al., 1984 ; Choukroune et al., 1986 ; Lacassin, 1989 ; Platt et al., 1989 ; Rosenbaum & Lister, 2005).

On remarque le partitionnement de la déformation cisaillante D2 :

Les **cisaillements à vergence est** dominent dans les unités situées à la bordure des dômes de Vanoise Sud et d'Ambin (unités de socle, de couverture et unités médianes des Schistes Lustrés). Les métaconglomérats de la couverture de Vanoise Sud font exception, et renferment des cisaillements vers l'Ouest.

Les **cisaillements vers l'Ouest** se concentrent préférentiellement à la retombée occidentale des massifs cristallins internes (Grand Paradis et Dora Maira). Le massif du Ruitor et l'ensemble des unités des Schistes Lustrés, sont affecté par ces cisaillements à vergence ouest. Le contact tectonique majeur entre les unités médianes et supérieures des Schistes Lustrés, que l'on peut suivre du Nord au Sud depuis le Col de l'Iseran jusqu'à la vallée de Susa, présente quasi-systématiquement des critères de cisaillement vers l'Ouest.

Entre ces deux domaines, les cisaillements présentent des **vergences opposées**. De manière générale, la composante non-coaxiale de la déformation cisaillante est dominante près des contacts tectoniques majeurs D2, tandis que la composante coaxiale de la déformation domine entre ces grands contacts.

L'interprétation géodynamique des structures cisaillantes et des vergences opposées, est discutée dans le 6ème chapitre (synthèse).

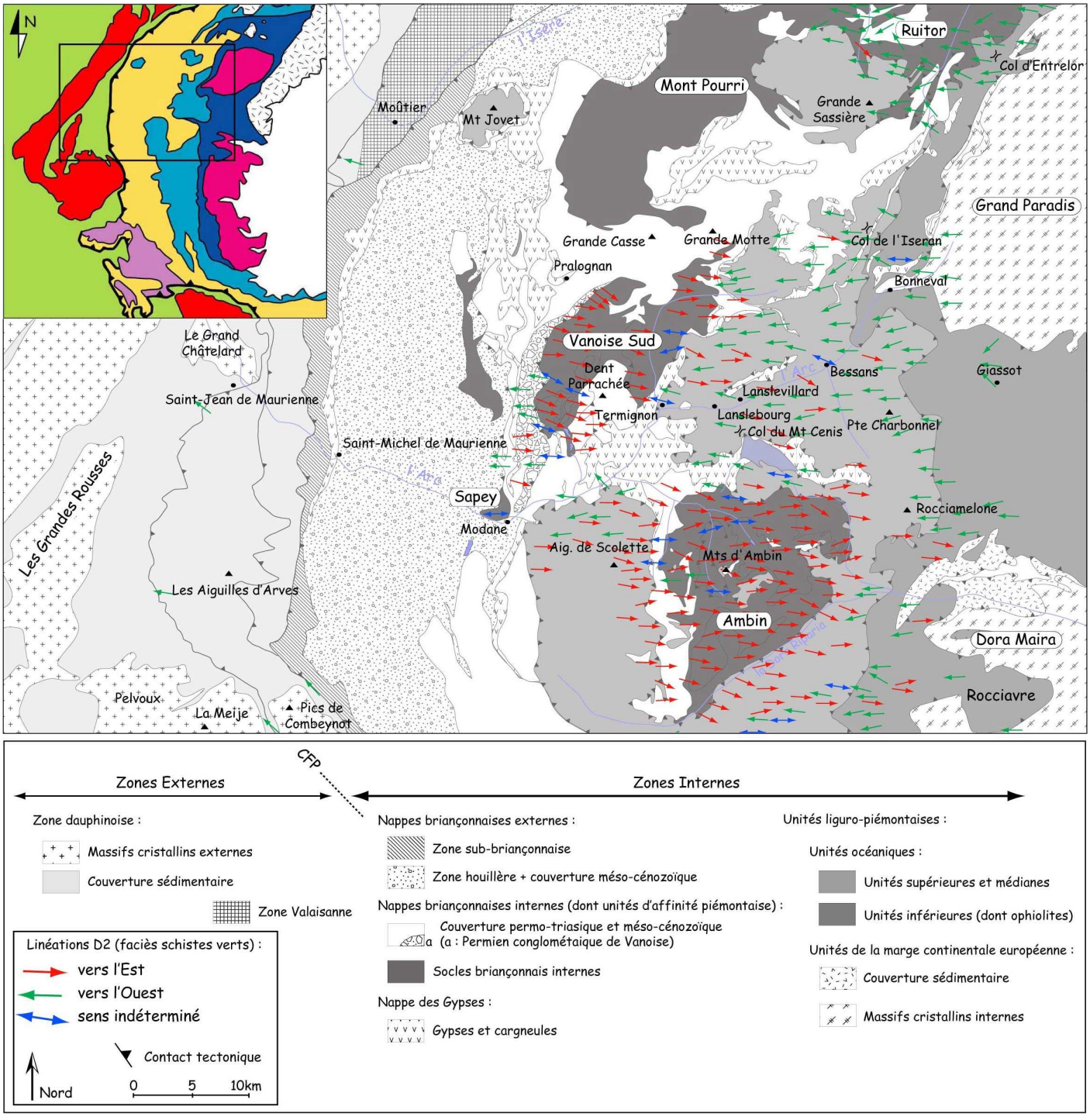


Figure III- 62

Carte des trajectoires des linéations L2 associées aux cisaillements à vergence est et ouest dans les Alpes Occidentales (les informations concernent principalement les Alpes Graies méridionales). Les données sont issues de nos propres relevés, et de la compilation des travaux de Philippot, 1990, Ganne, 2003, Ganne et al., 2007, Agard, 1999, Bucher et al., 2003, Platt & Lister, 1985b, Rolland et al., 2000. Pour le domaine Dauphinois et Valaisan : Beach, 1982, Spencer, (1992), Cériani et al., 2001. La flèche indique le sens du cisaillement, déterminé à partir des relations géométriques entre les plans S2 et C2, portant (tous deux) la linéation L2. Les flèches bleues indiquent que les cisaillements conjugués s'observent sur le même affleurement.

Bilan de l'analyse structurale des massifs de Vanoise Sud et d'Ambin :

- *L'événement D1 est représenté par la schistosité S1, soulignée par des minéraux du faciès des Schistes Bleus. S1 est parallèle aux plans axiaux des plis P1 précoces, qui déforment les deux unités de socle en Vanoise, mais qui ne s'observent qu'à l'échelle de l'affleurement dans le groupe de la Clarea/A.*
- *S1 porte une linéation minérale L1 (glaucophane), de direction moyenne NW-SE en Vanoise Sud et N-S à NE-SW dans le massif d'Ambin.*
- *La cinématique de l'événement D1 nous apparaît moins évidente que pour Ganne, 2003 et Ganne et al., 2007, qui associent la phase D1 à des cisaillements vers le Nord.*
- *Dans les deux massifs, les fabriques D1 sont davantage préservées dans le groupe de la Clarea (au cœur des massifs). De manière générale la cinématique associée à la subduction a été fortement effacée par les déformations liées à l'exhumation (Henry et al., 1993 ; Barnicoat et al ; 1995).*
- *L'événement D2 est représenté par une surface tectonique majeure S2, qui constitue la fabrique alpine la plus pénétrative, et de ce fait un marqueur morphologique dans les deux massifs.*
- *La trajectoire des plans S2 est très homogène en Vanoise Sud (direction NE-SW et pendage NW). Dans le massif d'Ambin, S2 suit la forme du dôme en conservant une direction moyenne sub-méridienne (parallèle à l'axe d'allongement du massif). Ainsi S2 présente un léger pendage vers l'Est dans la partie occidentale, et vers l'Ouest dans l'autre flanc.*
- *La déformation D2 s'exprime à travers deux domaines : ceux dominés par l'aplatissement, et ceux affectés par les cisaillements à vergence est dominante.*
- *Dans les premiers, D2 est associée à des plis P2 droits ou déversés vers l'Est, admettant S2 comme schistosité de plan axial. Dans les zones dominées par les cisaillements, des structures C2/S2 à vergence est se développent, et les bandes Ce sont subhorizontales.*
- *Les cisaillements C2 sont associés à une linéation d'étirement L2 très pénétrative, qui présente une direction E-W à SE-NW dans les deux massifs.*
- *Dans les deux massifs la déformation cisaillante vers l'Est se concentre préférentiellement dans les unités supérieures (au dessus du groupe de la Clarea). Les bandes Ce peuvent alors se concentrer sous la forme de véritables zones de cisaillement Φ2, comme au contact entre les groupes de la Clarea et d'Ambin (massif d'Ambin), ou au sommet du groupe d'Ambin (massif de Vanoise).*
- *Seul le sommet du groupe de la Clarea est affecté par les cisaillements Ce ; les fabriques D1 sont alors réorientées dans les structures à vergence est.*
- *Les cisaillements à vergence ouest sont beaucoup moins pénétratifs que les Ce. Les bandes Cw se développent préférentiellement à la base des métaconglomérats de Vanoise et dans les Schistes Lustrés, mais on les observe localement dans toutes les autres unités (Le et Lw sont alors parallèles).*
- *Ces deux types de cisaillement à vergence opposée, semblent fonctionner au cours d'une même phase de déformation D2, malgré les caractères plus tardifs des bandes Cw (plus fort pendage et plus localisées).*

Chapitre 4

EVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE DES MASSIFS DE VANOISE SUD ET D'AMBIN

1. Démarche adoptée et objectifs :

Nous présentons dans un premier temps les phases minérales caractéristiques des événements métamorphiques alpins et anté-alpins. Puisque les relations entre les différentes structures observées à l'échelle de l'affleurement se retrouvant à l'échelle de la lame mince, nous utilisons le guide structural établi dans le chapitre précédent. Nous étudions tout d'abord les phases alpines à travers leur habitus, leur position microstructurale dans les fabriques métamorphiques (textures), leur évolution chimique et leur transformation au cours des déformations successives. Une attention particulière est portée sur l'évolution chimique des phengites et des chlorites. Ces deux minéraux ubiquistes seront très utilisés dans les estimations thermobarométriques. Les phases anté-alpines sont brièvement décrites, mais elles ne sont pas étudiées dans le détail.

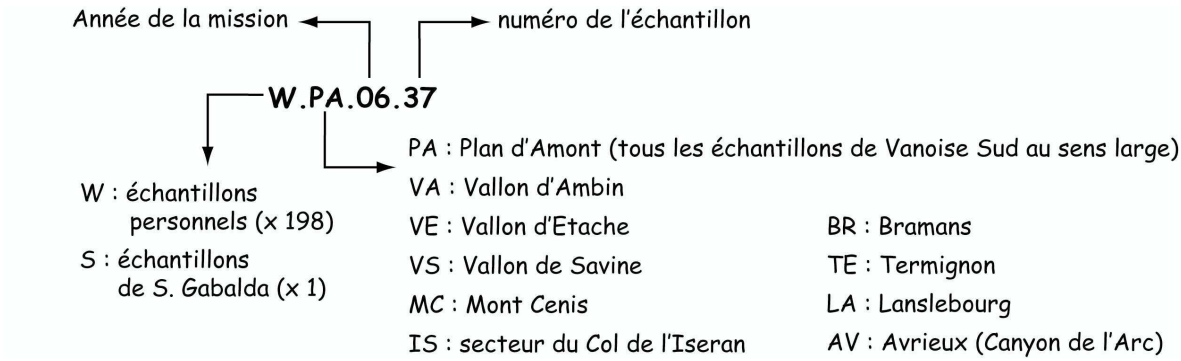
Le second volet de ce chapitre est consacré aux estimations thermo-barométriques. Nous présentons d'abord la synthèse des données P-T disponibles dans la littérature, sur les unités métamorphiques de Vanoise Sud et d'Ambin, mais également sur les domaines environnants (Schistes Lustrés, Monviso et Grand Paradis). Puis nous présentons de nouvelles estimations P-T, réalisées sur les unités de Vanoise Sud et d'Ambin, à l'aide de 3 méthodes complémentaires : logiciels TWEEQU, THERMOCALC et spectroscopie RAMAN.

La description des minéraux repose largement sur nos propres résultats, cependant nous utilisons les travaux de Ganne, 2003 ; Strzerzynski, 2006 à titre comparatif et parfois complémentaire.

Notre démarche originale consiste à présenter de manière systématique les évolutions chimiques des minéraux dans chacune des unités de socle et de couverture des massifs de Vanoise Méridionale et d'Ambin, afin d'établir des comparaisons entre des unités équivalentes (par exemple entre le groupe d'Ambin/V et le groupe d'Ambin/A).

Nous avons prélevé au cours des deux saisons de terrain 199 macro-échantillons (orientés et positionnés), et 185 lames minces polies ont été réalisées. La localisation en carte des échantillons est donnée en annexe (Figures Annexe 1 et 2) ainsi que leurs coordonnées GPS (Figures Annexe 9 à 13).

Leur numérotation suit les codes suivants :



Les 185 lames minces réalisées proviennent des unités suivantes :

1 * Schistes Noirs (triasiques) de Vanoise Sud
1 * Suprawerfénien de la couverture d'Ambin
4 * Quartzites werfénien de Vanoise Sud et d'Ambin
13 * Permo-Trias de Vanoise Sud et d'Ambin
7 * Métaconglomérats de Vanoise (« conglomérats permiens » d'Ellenberger, 1958)
88 * Groupe d'Ambin de Vanoise Sud et d'Ambin
41 * Groupe de la Clarea de Vanoise Sud et d'Ambin
30 * Schistes Lustrés

Nous avons sélectionné 26 lames pour les analyses à la microsonde électronique. Elles présentent toutes un intérêt parmi la représentativité des faciès lithologiques des unités étudiées, les fabriques microstructurales reconnues, la richesse et la qualité des assemblages minéralogiques. Nous présentons la liste et l'inventaire minéralogique des échantillons microsondés (Figure IV- 1), la position structurale de tous les échantillons analysés dans les colonnes lithostratigraphiques (Figure IV- 2), sur les cartes géologiques (Figure IV- 3) et sur une coupe pour les échantillons de Vanoise Sud (Figure IV- 4).

Echantillon	D	Qz	WM	Chl	FK	Plg/Ab	Ctd	Carb	Amp	Ep	Sph	Ap	Rt /Ilm	Opaques	Unité/groupe	Massif
S.VS.06.93	P	X	X	X		X		X					X	X	Schistes noirs suprawerféniens	Ambin
W.PA.05.09	P	X	X							X		X	X		Quartzites (werfénien)	Vanoise Sud
W.PA.05.39	Ce	X	X		X	X		X					X	X		Vanoise Sud
W.VA.06.89	Ce	X	X		X			X				X	X	X		Ambin
W.PA.05.07	P	X	X	X		X		X				X		X	Permo-Trias	Vanoise Sud
W.PA.05.08	Ce	X	X	X		X		X					X	X		Vanoise Sud
W.PA.06.100A	Ce	X	X							X			X			Vanoise Sud
W.VS.05.47	P	X	X			X		X		X		X	X	X		Ambin
W.VA.06.86	Ce	X	X							X		X	X	X		Ambin
W.PA.06.39	Cw	X	X	X		X		X		X				X	Métaconglomérats de Vanoise	Vanoise Sud
W.PA.06.41	Cw	X	X	X		X						X		X		Vanoise Sud
W.PA.06.65A	Ce et w	X	X	X		X		X					X	X	Groupe d'Ambin (faciès chl°-ab)	Vanoise Sud
W.PA.05.06	Ce	X	X	X			(X)	X			X	X	X	X	Groupe d'Ambin (faciès classiques)	Vanoise Sud
W.PA.05.16A	Ce	X	X	X		X		X		X			X	X		Vanoise Sud
W.PA.06.35A	Ce	X	X	X		X						X	X	X		Vanoise Sud
W.PA.05.37D	Ce	X	X	X		X		X						X		Vanoise Sud
W.PA.05.40A	P	X	X	X									X	X		Vanoise Sud
W.PA.06.70c	P	X	X	X						X			X	X		Vanoise Sud
W.VS.05.53	P	X	X	X			(X)		(X)	X		X	X	X		Ambin
W.VS.05.55B	Cs	X	X	X		X		X	X	X			X	X		Ambin
W.VS.05.58B	P	X	X	X		X	X		(X)z	X			X	X		Ambin
W.PA.06.17	P	X	X	X		X			(X)			X	X	X	Groupe Clarea	Vanoise Sud
W.PA.05.18A	P	X	X	X		X		X	(X)	X			X	X		Vanoise Sud
W.PA.05.23	P	X	X	X		X		X	(-)			X	X	X		Vanoise Sud
W.PA.05.45B	P	X	X	X		X		X	(X)	X	X	X	X	X		Vanoise Sud
W.VA.06.74	P	X	X	X		X	(X)		(X)			X	X	X		Ambin

X : minéral frais (X) : minéral partiellement rétromorphosé X(z) : Amphiboles zonées Minéral sondé

Figure IV- 1

Inventaire minéralogique des échantillons analysés à la microsonde électronique. Sont précisés les massifs et unités d'appartenance, la composante dominante de la déformation D (P : aplatissement, Ce / Cw : cisaillement vers l'Est / vers l'Ouest), le degré de rétromorphose des minéraux, les éventuelles zonations.

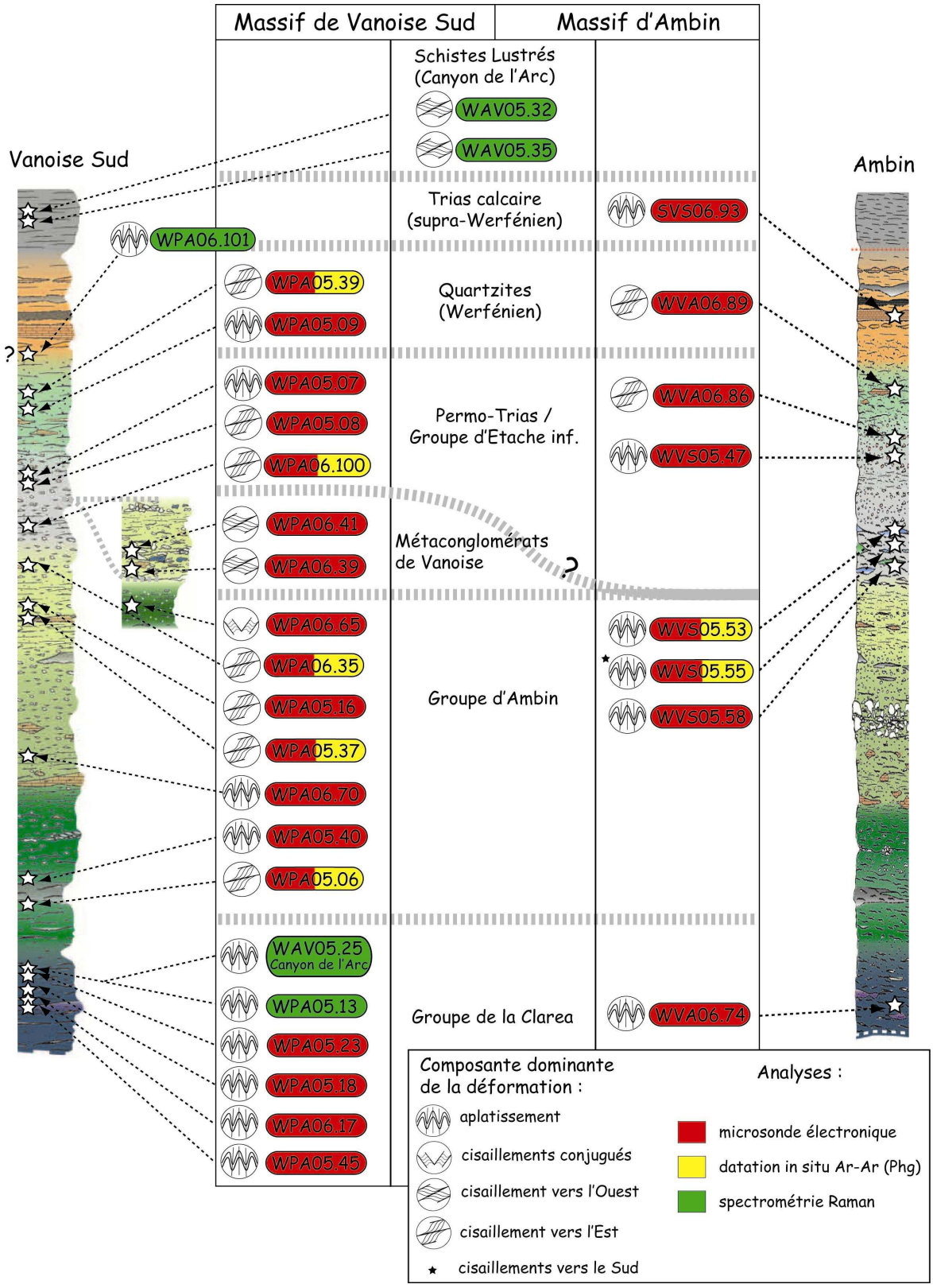


Figure IV- 2

Position structurale et répartition verticale des échantillons analysés, le long des logs lithostratigraphiques des deux massifs. Le type d'analyse est précisé (microsonde électronique, datation Ar-Ar in situ sur Phengite, spectroscopie RAMAN), ainsi que le régime de déformation dominant au sein de l'échantillon. La position absolue des échantillons sur le log est approximative, car ils ont souvent été prélevés sur des écailles distinctes et parfois fortement tectonisées. Leur position relative est toutefois plus certaine.

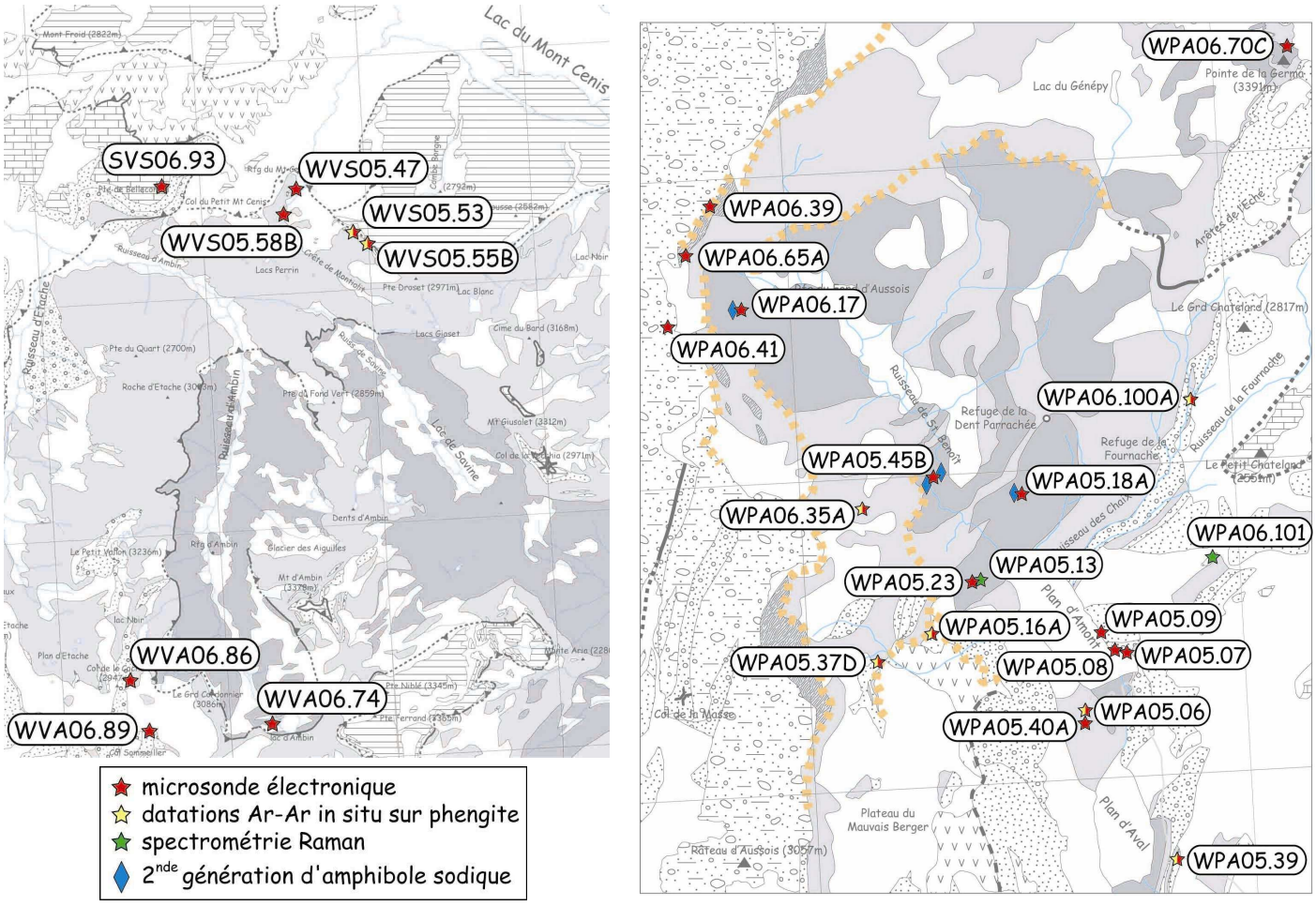


Figure IV- 3

Localisation en carte des échantillons analysés dans les deux massifs (microsonde électronique, spectrométrie RAMAN et datations Ar-Ar in situ sur phengite).La légende est identique à celle des figures II-3 et II-6 du second chapitre. Les échantillons du groupe de la Clarea, dans lesquels une seconde génération d'amphiboles sodiques se développe, sont figurés par un losange bleu. Les Amp2 montrent que l'événement D2 s'est initié dans le faciès des Schistes Bleus (voir paragraphe II-2-1-4).

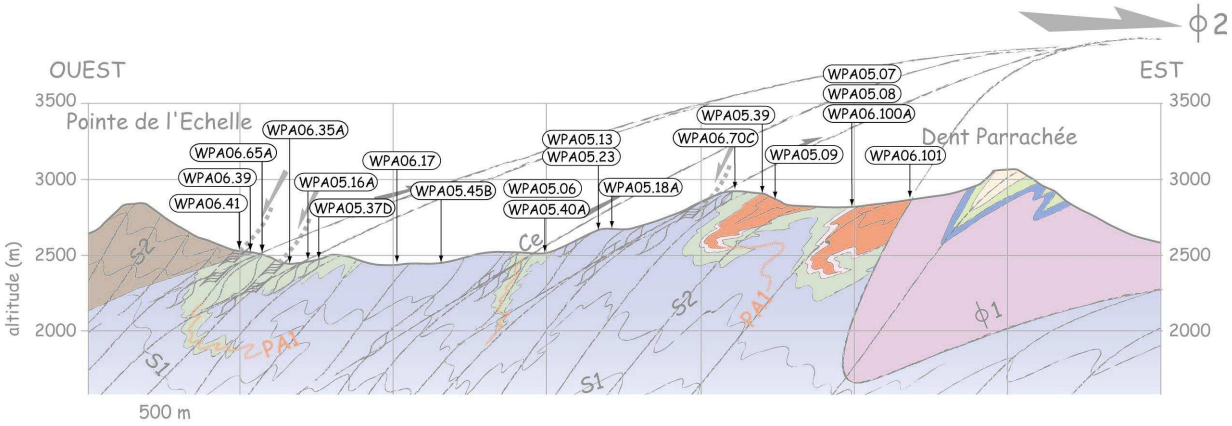


Figure IV- 4

Localisation des échantillons analysés en Vanoise Sud sur une coupe schématique W-E, à travers le Fond d'Aussois.

Les microsondes électroniques utilisées sont les modèles Cameca SX50 et SX100, au Service Camparis de l'UFR TEB (Université Pierre et Marie Curie, Paris). Faisceau électronique : 15 kV, 10nA, diamètre de 3 ou 10 µm. Standards utilisés : Fe2O3 (Fe), MnTiO3 (Mn, Ti), Diopside (Mg, Si), Orthoclase (K, Al), Albite (Na) et Anorthite (Ca).

Les résultats analytiques de tous les minéraux microsondés, sont présentés sur le CD-rom en annexe.

Les formules structurales ont été calculées sur la base de 11 atomes d'oxygène pour le mica, 14 pour la chlorite, 6 pour le chloritoïde, 23 pour l'amphibole, 12,5 pour l'épidote, 12 pour le grenat et 8 pour le feldspath. Le rapport XMg est tel que XMg = Mg/(Mg+Fe+Mn).

Chaque phase de déformation est associée à un assemblage minéralogique particulier à l'équilibre (la paragenèse). Nous présentons sur la Figure IV- 5 l'évolution minérale et chimique des paragenèses alpines et anté-alpines dans les groupes d'Ambin et de la Clarea des deux massifs. Seules les unités de socle sont concernées, car elles renferment des assemblages minéralogiques beaucoup plus riches que la couverture.

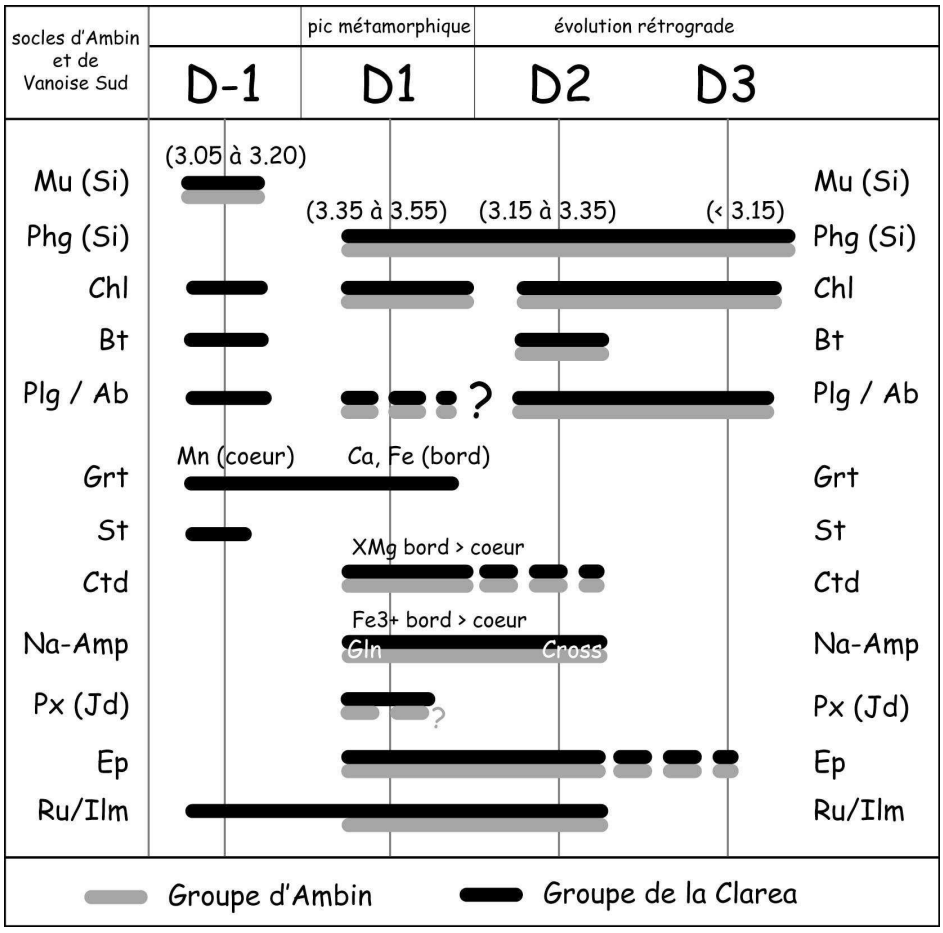


Figure IV- 5

Relations entre minéraux et phases de déformations alpines et anté-alpines dans les deux groupes du socle de Vanoise Sud et d'Ambin. Les données relatives à l'événement anté-alpin D-1 sont de Ganne (2003). L'événement D1 est caractéristique du faciès des Schistes Bleus, voire du faciès éclogitique (association Grt + Jd). D2 débute dans le faciès des Schistes Bleus de bas grade (avec le glaucophane), puis s'étend largement dans celui des Schistes Verts (association Phg + Chl + Ab). Les abréviations utilisées sont présentées dans l'introduction.

A partir des observations de terrain, des lames minces et des analyses chimiques, nous pouvons attribuer à chacune des phases de déformations alpines (reconnues et décrites dans le 3ème chapitre) une texture particulière, associée à assemblage minéralogique :

La **phase D1 de HP-BT** est associée au développement de minéraux caractéristiques du **faciès des Schistes Bleus** (Figure IV- 6). La schistosité S1 est définie par le glaucophane (amphibole bleutée de HP-BT), le chloritoïde, la phengite fortement substituée (Si > 3,35), le grenat et plus rarement la jadéite (pyroxène de HP). La chlorite peut également être incorporée à la paragenèse D1. Les plans S1 portent une linéation minérale L1, soulignée par l'alignement de baguettes de glaucophane, et chloritoïde et de fibres de phengites (Si > 3,35).

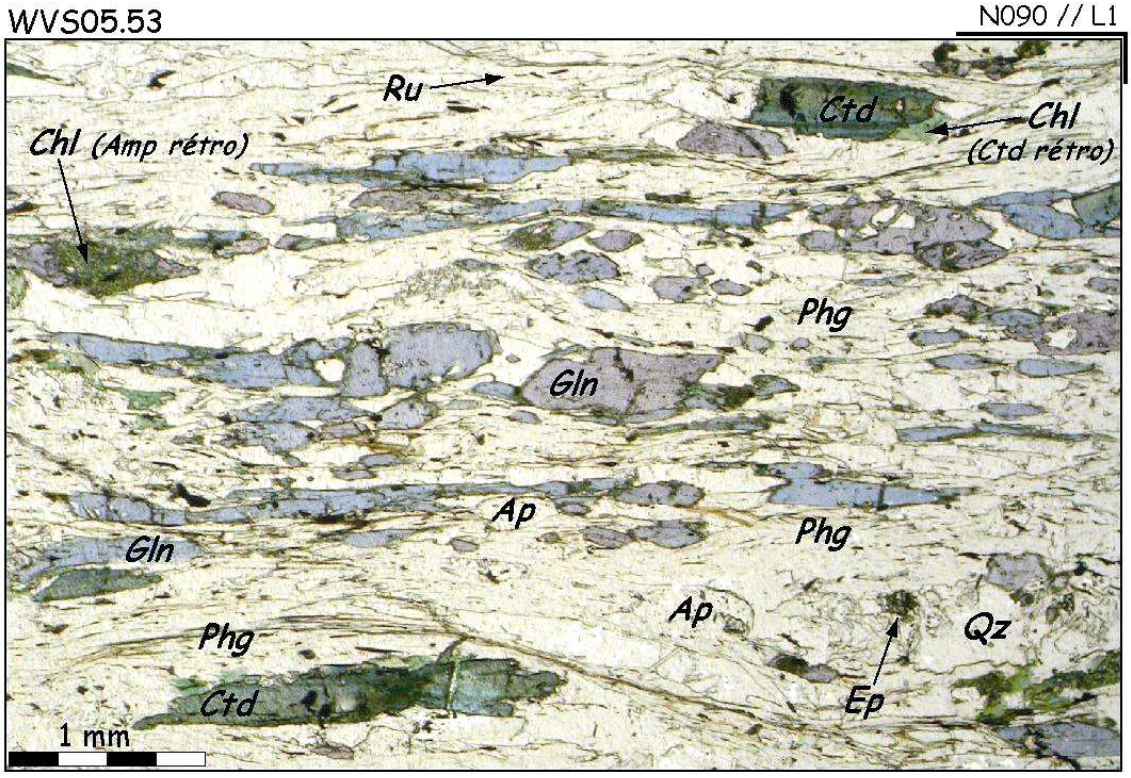


Figure IV- 6

Assemblages minéralogiques du faciès des schistes bleus et fabrique alpine caractéristiques de l'événement alpin D1 : les minéraux de HP-BT soulignent la schistosité S1 : baguettes et sections losangiques d'amphiboles bleues (sodiques), tablettes de chloritoïdes, feuillets de phengites fortement substituées. Echantillon WVS05.53 (microsondé) du groupe d'Ambin/A. Le cliché est pris en LPA.

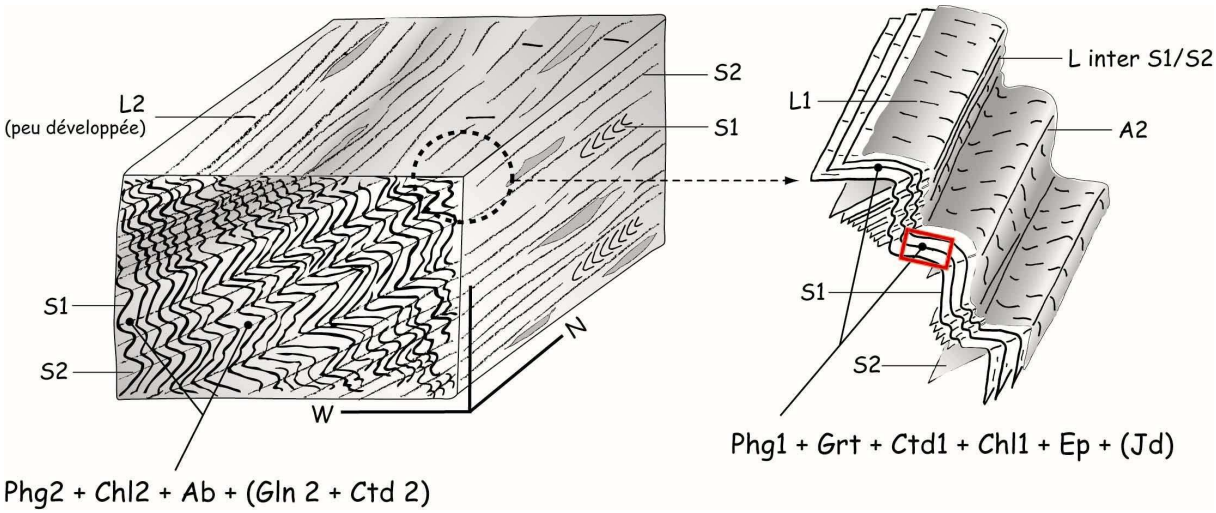


Figure IV- 7

Relations structurales schématiques entre les fabriques précoces D1 et les plis D2. Les paragenèses développée dans les fabriques DI sont précisées, et s'observent également à l'échelle de la lame mince. Le glaucophane 2 et le chloritoïde 2 qui se développent dans les plans axiaux des plis P2 précoces ont été cités entre parenthèses. L'encadré rouge correspond à la localisation de la photo de la Figure IV- 6.

La **phase D2** s'effectue principalement dans le **faciès des Schistes Verts**. Les plans de schistosité S2 et les bandes de cisaillement C2 à vergence est et ouest renferment la phengite moyennement substituée (3,35 > Si > 3,15) et la chlorite, en association avec le plagioclase albitique (Figure IV- 8). Les stades les plus précoces de la déformation D2 permettent le développement d'une seconde génération de glaucophane et de chloritoïde. Les plans S2 et C2 portent une linéation d'étirement, principalement soulignée par des fibres de phengite (3,35 > Si > 3,15) et de chlorite.

La **phase D3** correspond aux déformations localisées à la limite fragile-ductile, et concerne la cristallisation de phengites faiblement substituées (Si < 3,15), de chlorite.

Les paragenèses retenues pour les différentes phases alpines sont présentées sur la Figure IV- 38, et une partie d'entre elles est utilisée dans les estimations P-T (paragraphe IV-3).

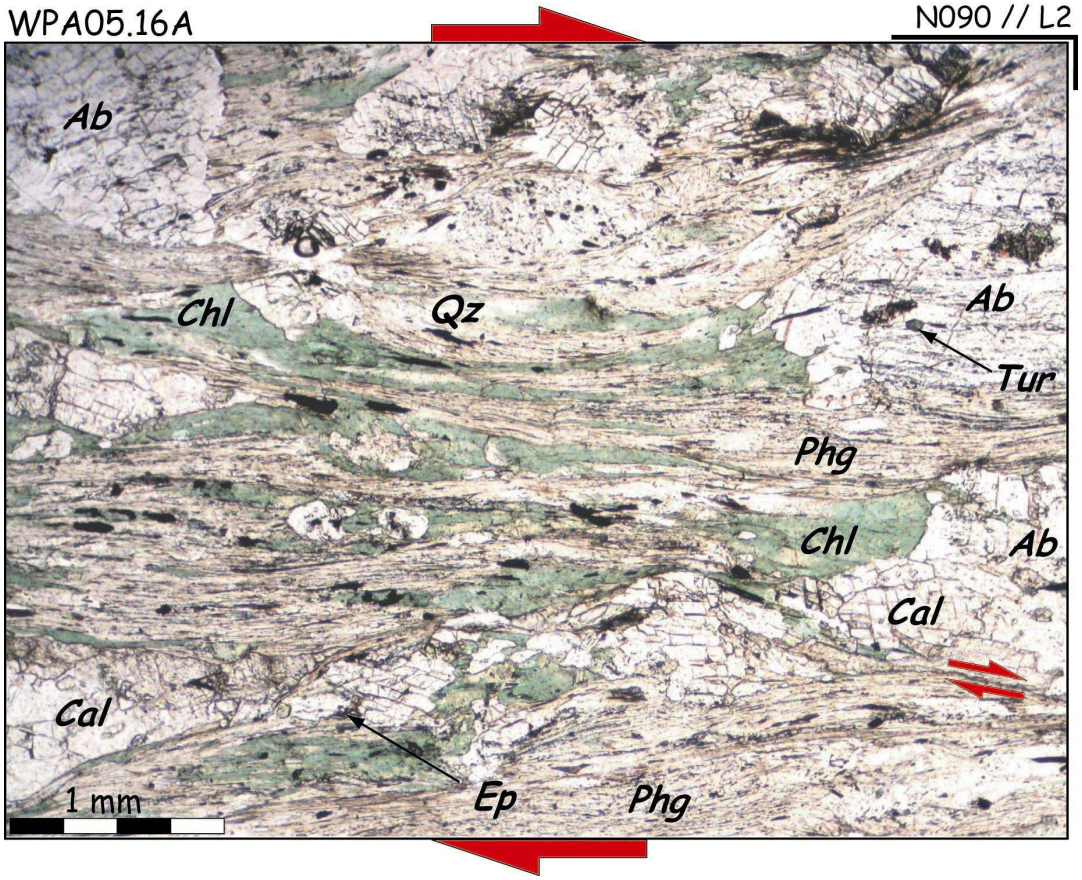


Figure IV- 8

Assemblages minéralogiques du faciès des schistes verts et fabrique alpine caractéristiques de l'événement alpin D2 : les lamelles de phengite (3,35 > Si > 3,15) et de chlorite soulignent la schistosité principale S2. Les mêmes minéraux remplissent également les ombres de pression asymétriques des porphyroblastes d'albite, qui indiquent un sens de cisaillement vers l'Est. Echantillon WPA05.16A (microsondé) du groupe d'Ambin/V. Le cliché est pris en LPNA.

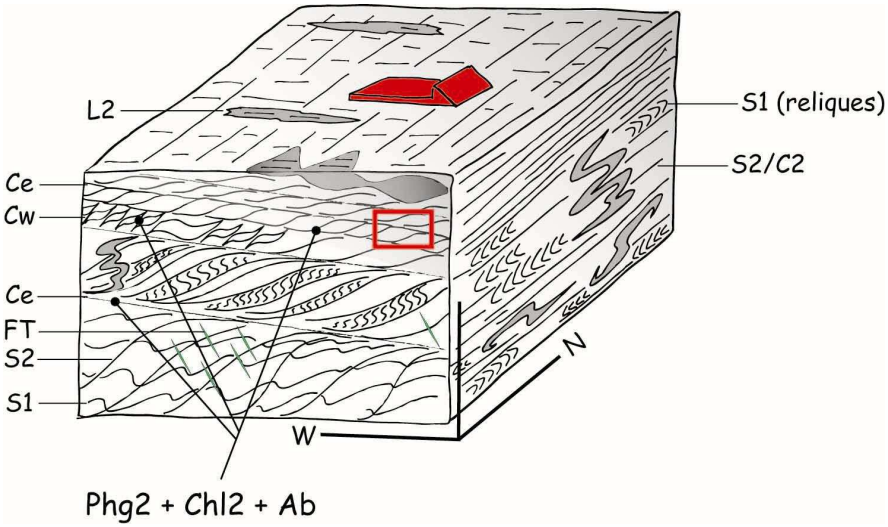


Figure IV- 9

Bloc diagramme schématique illustrant les principales fabriques D2 plicatives et cisaillantes. Les paragenèses développée dans les fabriques D2 sont précisées, et s'observent également à l'échelle de la lame mince. L'encadré rouge correspond à la localisation de la photo de la Figure IV- 8.

2. *Les minéraux métamorphiques alpins et anté-alpins : répartition, habitus, position microstructurale et évolution chimique :*

Cette partie repose principalement sur nos propres analyses chimiques, cependant nous utilisons à titre comparatif celles issues des travaux de Gay (1972) puis de Ganne (2003) sur les massifs de Vanoise Sud et d'Ambin. Seuls 70% des analyses de Ganne ont passé les tests de validation chimique.

2.1.Les phases minérales alpines :

2.1.1. Micas blancs (phengite et paragonite) :

Les micas blancs alpins sont des minéraux ubiquistes, principaux constituants des fabriques alpines D1 et D2. Ils sont largement utilisés dans les estimations thermobarométriques, et leur évolution chimique doit être précisée :

Ils soulignent les plans de schistosité S1 et S2, ainsi que les bandes de cisaillement C2 (quelle que soit leur vergence). Ils marquent également les linéations L1 (minérale) ou L2 (d'étirement). On les trouve également dans les ombres de pression symétriques et asymétriques de porphyroblastes variés (grenats, feldspaths, apatites, épidotes, chloritoïdes, amphiboles). Ils remplacent aussi la bordure des biotites brunes anté-alpines et des feldspaths plagioclases, formant alors une couronne réactionnelle phengitique.

Ils se distinguent des muscovites anté-alpines par une couleur verdâtre, accentuée lorsqu'on les observe sous forme d'amas.

Les analyses retenues répondent aux critères chimiques suivants (Vidal & Parra, 2000) :

- La composition doit pouvoir s'exprimer sous la forme d'une combinaison linéaire des pôles Muscovite, (Fe,Mg)-Céladonite, Pyrophyllite, Paragonite et des feuillets trioctaédriques.
- Mn0+TiO2+Cl < 0,5%
- Somme des pourcentages en poids d'oxydes : [92.0 ; 97.0]

Muscovite : $Si_3Al_3KO_{10}(OH)_2$; Paragonite : $Si_3Al_3NaO_{10}(OH)_2$;(Fe, Mg)-Céladonite : $Si_4Al(Fe,Mg)KO_{10}(OH)_2$; Pyrophyllite : $Si_4Al_2O_{10}(OH)_2$

Selon Vidal & Parra (2000) les variations chimiques des phengites répondent aux 6 substitutions suivantes :

Fe-Mg_{-1}
Tschermak ($Al^{IV}Al^{VI}Si_{-1}$ - $(Fe,Mg)_{-1}$)
Di-trioctaédrique ($(Mg, Fe^{2+})_3$ $\square_{-1}Al_{-2}$) où $\square$ correspond au site vacant
Paragonitique ($K_{-1}Na$)
$Al_{-1}Fe^{3+}$
Pyrophyllitique ($KAlSi_{-1}\square_{-1}$)

D'un point de vue chimique les analyses de micas blancs présentent toutes des compositions de phengite et plus rarement de paragonite (parfois interfoliées dans les plans de schistosité S1 et S2). Dans le diagramme ternaire Mu-Cel-Prl on voit que la phengite présente des compositions variables à l'échelle de l'échantillon et des unités (Figure IV- 10) :

La plupart des analyses se répartissent le long du joint Mu-Cel (substitution de type Tschermak), tandis que la substitution pyrophyllitique ne dépasse pas 20 %. Les analyses sélectionnées de Ganne (2003) s'inscrivent tout à fait dans nos propres tendances chimiques (malgré une proportion de pyrophyllite supérieure).

La projection des compositions par unité illustre le contrôle de la chimie totale de la roche sur la composition des minéraux constitutifs. Par exemple les phengites issues des quartzites sont les plus proches du pôle céladonite, en raison de la chimie très siliceuse des métasédiments werféniens. On peut encore noter une plus faible dispersion des compositions pour les phengites des métasédiments du Permo-Trias

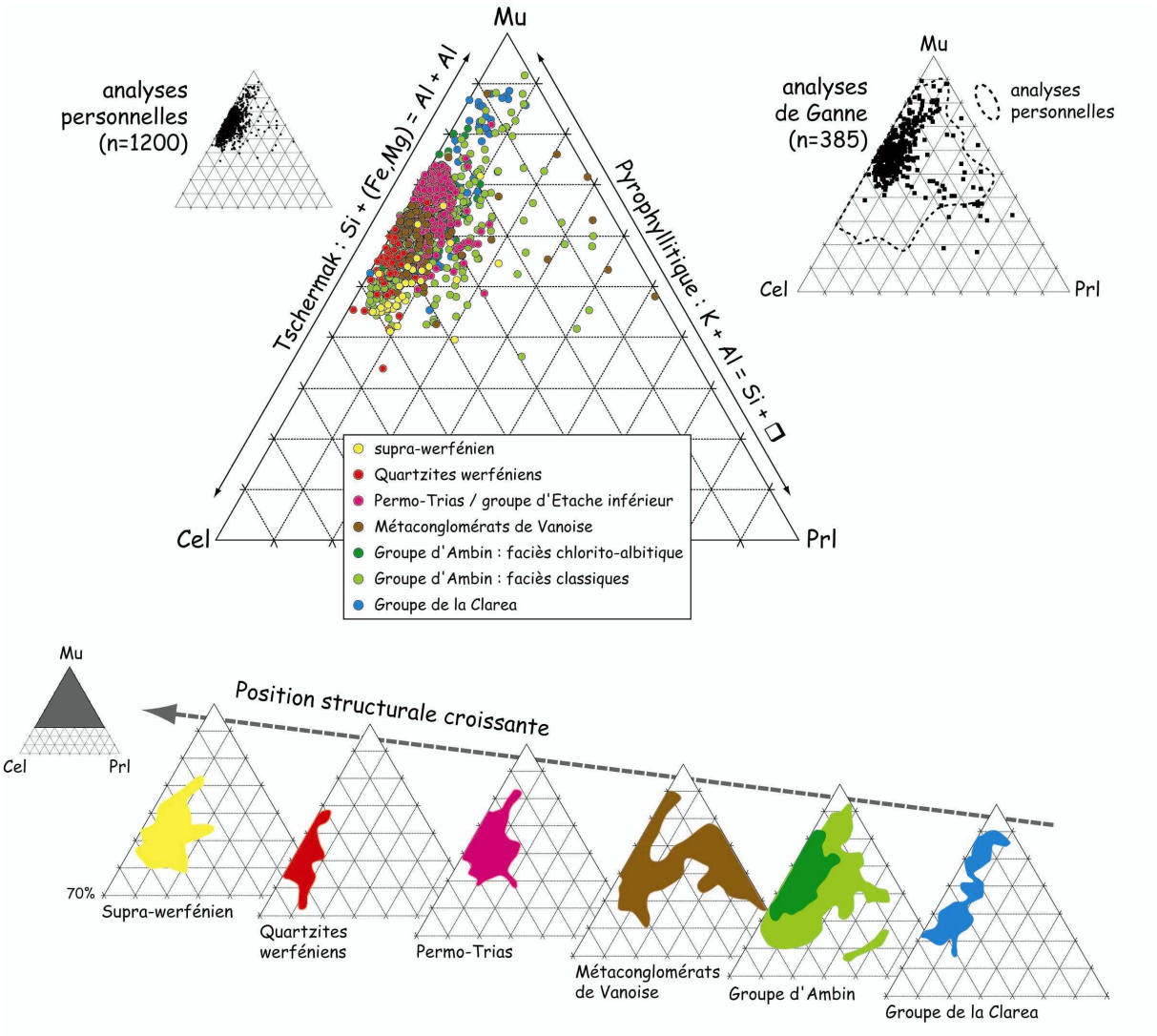


Figure IV- 10

Compositions chimiques des micas blancs analysés dans le triangle Muscovite-Celadonite-Pyrophyllite, présentées par unité structurale. D'après nos analyses personnelles et celles de Ganne (2003).

Distinctions chimiques entre les différentes générations de phengites :

Dans les roches silicatées, le degré de substitution en silicium dépend des conditions de pression (Velde, 1965, 1967 ; Massonne & Schreyer, 1987 ; Massonne, 1991, 1995). On peut ainsi utiliser à l'échelle d'un échantillon la substitution de type Tschermak dans le sens $Al^{IV}Al^{VI}Si_{-1} \rightarrow (Fe,Mg)_{-1}$) comme un marqueur des décompressions subies au cours des événements D1 et D2, pendant l'exhumation des différentes unités.

A partir du diagramme ternaire précédent, on peut alors interpréter les distinctions chimiques entre les phengites des fabriques D1 et D2 comme des conditions de pressions d'équilibration différentes (Figure IV- 11) :

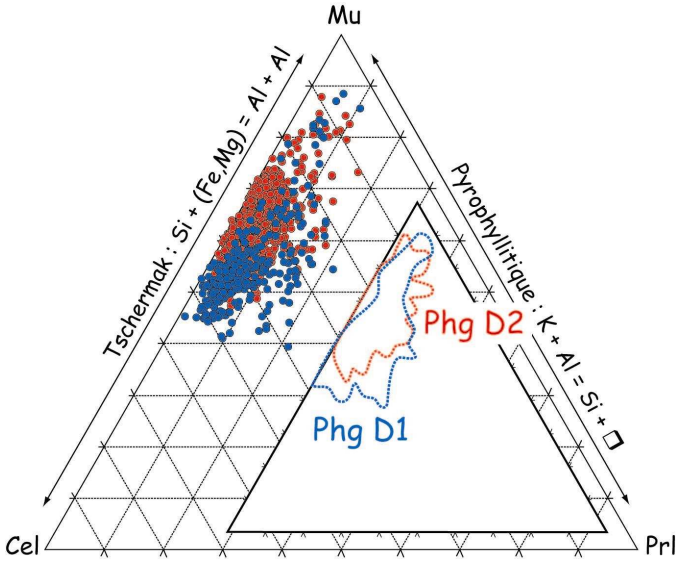


Figure IV- 11

Distinction chimique entre les phengites des fabriques D1 et D2, dans le triangle Muscovite-Celadonite-Pyrophyllite. Les premières montrent une substitution de type Tschermak plus efficace (proportion plus importante de céladonite), qui traduit des conditions de pression supérieures à celles des phengites D2. La superposition des domaines D1 et D2 montre qu'une proportion importante (jusqu'à 40%) des phengites D1 a été transposée dans les fabriques D2, par réorientations mécaniques. D'après nos 1200 analyses personnelles.

Les différences de composition entre les phengites D1 et D2 s'observent également sur les diagrammes Si vs. Al_{total} (diagramme de Massonne & Schreyer, 1987) et XMg vs. Si (Figure IV- 12) :

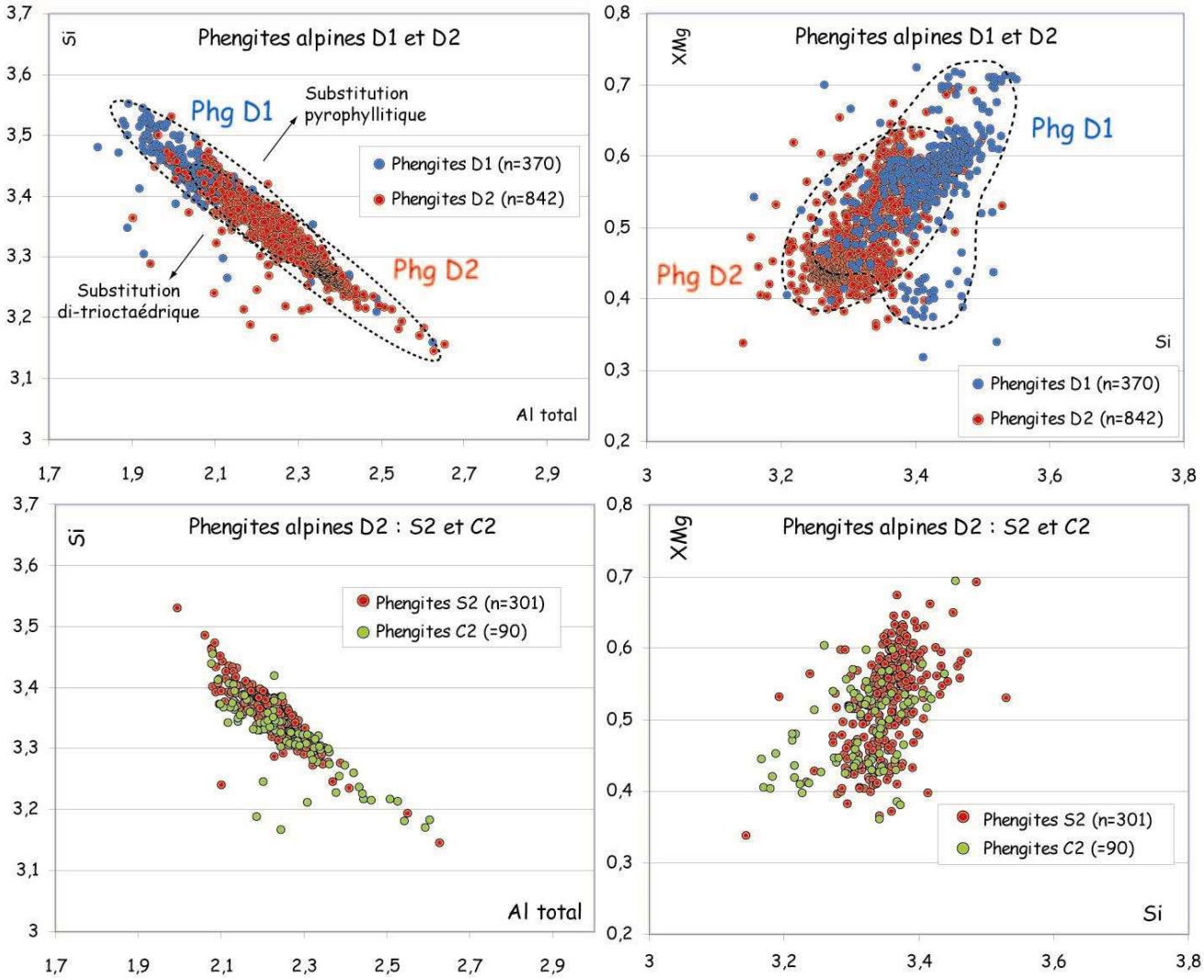


Figure IV- 12

Relations entre la composition chimique des phengites et leur position microstructurale. Mise en évidence des générations D1 et D2 :

Dans le diagramme Si vs. Al_{total}, la répartition des domaines de phg1 et phg2 traduit la décompression enregistrée depuis le faciès des schistes bleus (phengites D1 de HP, Si compris entre 3,25 et 3,55), jusqu'au faciès des schistes verts (phengites D2, Si compris entre 3,15 et 3,45). La dispersion des compositions D1 montre la décompression depuis le pic de pression, ainsi que la réorientation des Phg1 dans les fabriques D2. La dispersion des compositions D2 et leur superposition sur les phengites D1 montre la décompression au cours des événements D2, mais aussi l'existence d'un gradient de déformation depuis les zones plissées jusqu'aux zones cisaillées, et enfin la réorientation mécanique de nombreuses phengites D1 dans les fabriques D2. Les micas blancs les moins substitués correspondent à des paragonites.

Dans le diagramme XMg vs. Si, on retrouve les mêmes dispersions et la superposition des domaines de phengites D1 et D2.

La comparaison des compositions des Phg S2 et C2 ne montre pas de différence majeure à l'échelle de toutes les analyses. La distinction est très nette lorsqu'elle est réalisée à l'échelle de l'échantillon.

Dans le premier diagramme (Si vs. Al_{total}) les analyses se répartissent le long d'un segment représentant la substitution de type Tschermak. Les phengites D1 de plus haute pression montrent les taux de silicium les plus élevés (entre 3,25 et 3,55 en moyenne), tandis que les phengites D2 se répartissent entre 3,15 et 3,45. Les dispersions observées traduisent

les décompressions enregistrées au cours des événements D1 et surtout D2, depuis le faciès des schistes bleus jusqu'aux schistes verts. Mais la réorientation mécanique des phengites D1 au cours des déformations D2 peut également expliquer la dispersion des analyses de Phg1, ainsi que la superposition des domaines D1 et D2 sur le diagramme. Les feuillets de PhgS1 subissent donc une rotation rigide au cours des déformations D2 (Ghosh & Ramberg, 1976 ; Tullis, 1976).

La dispersion des analyses des Phg2 trouve une seconde explication dans l'existence d'un gradient de déformation D2 depuis les zones plissées (initiées dans le faciès des schistes bleus de bas grade) jusqu'aux zones de cisaillement à vergence principale est (faciès des schistes verts). Sur le diagramme Si vs. Al_{total} de la Figure IV- 12, la distinction entre les Phg S2 et les Phg C2 n'est pas évidente, car toutes les analyses y sont présentées. Il faut travailler à l'échelle de chaque échantillon, pour observer les différences majeures entre les deux générations de phengites D2 (Figure IV- 13).

Le second diagramme XMg vs. Si (Figure IV- 12) montre les mêmes dispersions et la superposition du domaine des Phg2 sur celui des Phg1. Au sein des phengites D2, la distinction entre les Phg S2 et C2 n'est là encore pas nette, bien que les premières présentent des taux de substitution globalement supérieurs.

Ces diagrammes montrent que les ré-équilibrages chimiques au cours des événements D2 sont incomplets, et que les phengites D1 sont présentes dans les fabriques D2. Il faudra prendre en considération cette observation majeure lors des estimations thermobarométriques et des datations in situ, afin d'éviter la confusion entre les générations D1 et D2.

Les mêmes graphiques (Al_{total} vs. Si et XMg vs. Si) présentant les analyses par échantillon sont présentés en annexe (Figures Annexe-14 et 15). Les valeurs traitées de Ganne (2003) y sont présentées à titre comparatif, et s'inscrivent tout à fait dans nos tendances. Cependant après la suppression des analyses de Ganne non valides, les phengites les moins substituées s'avèrent être des paragonites. Ainsi les phengites D3 tardives semblent être très faiblement représentées au sein des analyses disponibles.

Sélection de 6 échantillons, montrant les relations entre la position microstructurale et la composition chimique des phengites alpines des fabriques D1 (schistosité S1) et D2 (schistosité S2 et bandes de cisaillement C2 à vergence est ou ouest). Les Phg D1 sont systématiquement les plus substituées, mais on note une différence de composition entre les Phg S2 et les Phg C2. Soulignons que les compositions chimiques des phengites dépendent des conditions d'équilibration (P,T) mais également de la chimie totale de la roche. Cependant dans chacun des échantillons les différentes générations de Phg montrent des compositions distinctes, ce qui nous permet de nous affranchir, à l'échelle d'un échantillon, de la composition totale de la roche. Mentionnons enfin que la superposition des domaines des Phg D1 et D2 sur la Figure IV- 11 et la Figure IV- 12, laisse supposer la présence de Phg S1 au sein des domaines de Phg S2. Cette source de pollution est à retenir, mais ne doit pas handicaper nos conclusions quant aux distinctions chimiques entre les Phg S2 et C2, comme le montrent les diagrammes de cette planche. GA Van. = Groupe d'Ambin de Vanoise, Q. Van. = Quartzites scythiens de Vanoise, Congl. Van. = Métaconglomérats de Vanoise.

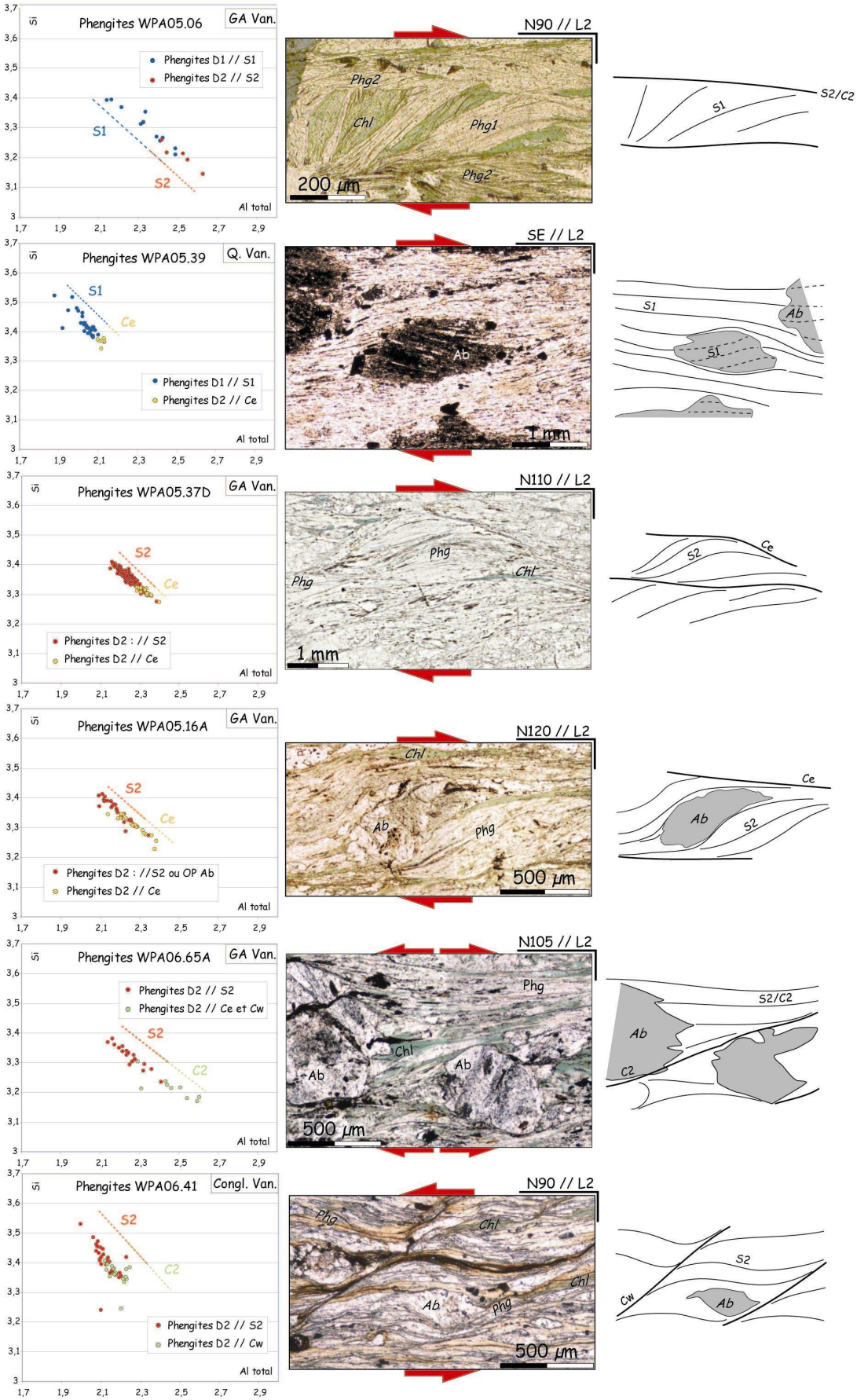

Phengites WPA05.06
GA Van.
Phengites D1 // S1
Phengites D2 // S2
S1
S2
Si
Al total
N90 // L2
Phg2
Chl
Phg1
Phg2
200 µm
S2/C2
S1
Phengites WPA05.39
Q. Van.
S1
Ce
Phengites D1 // S1
Phengites D2 // Ce
SE // L2
Ab
1 mm
S1
Ab
Phengites WPA05.37D
GA Van.
S2
Ce
Phengites D2 : // S2
Phengites D2 // Ce
N110 // L2
Phg
Chl
Phg
1 mm
S2
Ce
Phengites WPA05.16A
GA Van.
S2
Ce
Phengites D2 : //S2 ou OP Ab
Phengites D2 // Ce
N120 // L2
Chl
Ab
phg
500 µm
Ce
Ab
S2
Phengites WPA06.65A
GA Van.
Phengites D2 // S2
Phengites D2 // Ce et Cw
S2
C2
N105 // L2
Phg
Chl
Ab
Ab
500 µm
S2/C2
Ab
C2
Phengites WPA06.41
Congl. Van.
S2
C2
Phengites D2 // S2
Phengites D2 // Cw
N90 // L2
Phg
Chl
Chl
Ab
phg
500 µm
S2
Cw
Ab

Figure IV- 13

La Figure IV- 13 montre les relations entre la position microstructurale et la composition chimique des phengites D1 et D2, à travers 6 échantillons microsondés provenant des quartzites werféniens, des métaconglomérats et du groupe d'Ambin de Vanoise. Les diagrammes Al_{total} vs. Si montrent à l'échelle de chaque échantillon les mêmes répartitions observées à l'échelle de toutes les analyses. Dans les échantillons renfermant les fabriques D1 (schistosité préservée sous la forme de microlithons entre les plans S2) et D2 (schistosité S2), les Phg1 ont toujours des teneurs en Si plus fortes que les Phg2. Dans le cas où seules les fabriques D2 sont préservées (par exemple une schistosité S2 et les bandes de cisaillement C2), on retrouve également une distinction chimique entre les phengites D2 des plans S2 (nommées Phg S2) et celles localisées dans les bandes de cisaillement à vergence est ou ouest (nommées Phg C2 sans préciser la vergence du cisaillement).

Nous atteignons ainsi un degré de précision supplémentaire par rapport aux études chimiques précédentes (Ganne, 2003) : la distinction chimique ne s'arrête pas seulement aux phengites des générations D1 ou D2, mais nous montrons les différences au sein de la génération D2, entre les phengites des plans de schistosité S2 et celles des bandes C2.

Les phengites S2 semblent donc s'être équilibrées dans des conditions de plus haute pression que les phengites C2. Par conséquent les bandes de cisaillement à vergence est et ouest seraient plus tardives que les plans de schistosité S2. Ces hypothèses sont confortées par les datations radiométriques réalisées sur les mêmes minéraux dans le 5ème chapitre.

Bien que nous observons des distinctions entre les phengites D1 et D2, et entre les phengites S2 et C2, aucune différence chimique ne se remarque entre les phengites des plans de cisaillement à vergence est (Phg Ce) et celles des plans à vergence ouest (Phg Cw) (Figure IV- 14). Sur les diagrammes Al_{total} vs. Si et XMg vs. Si, les Phg Ce et Cw montrent bien les plus faibles taux de substitution en Si, mais aucune distinction n'est faite entre les Phg Ce et Cw.

Composition chimique des phengites développées dans les bandes de cisaillement à vergence est et ouest. Les analyses montrent toutes des degrés de substitution en Si inférieurs à 3,40 mais aucune distinction ne peut être faite entre les phengites Ce et Cw.

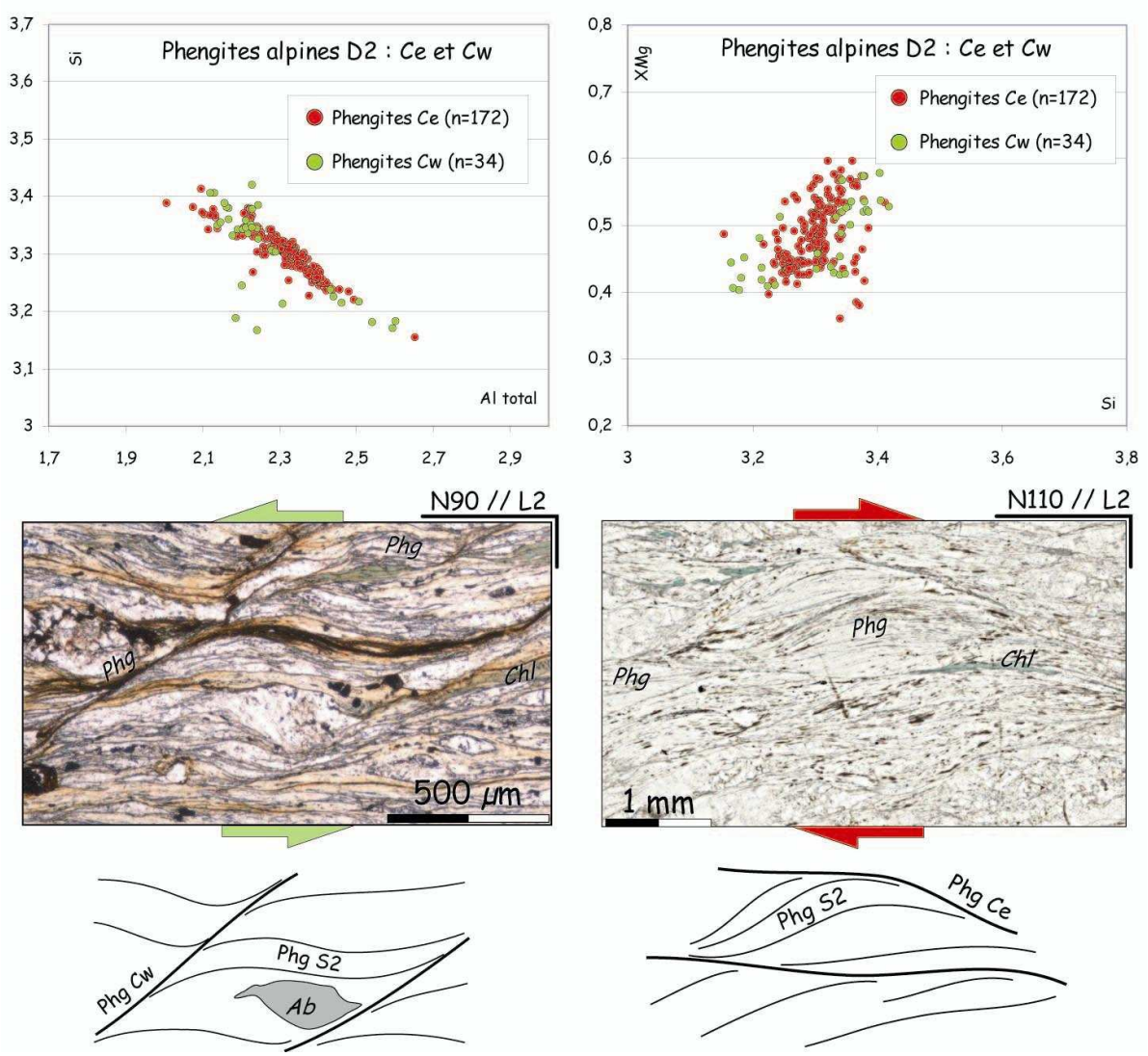


Figure IV- 14

Dans l'objectif de préciser le rôle des bandes de cisaillement mineures à vergence ouest vis à vis des bandes Ce, nous utilisons d'autres moyens de comparaison au cours de ce travail.

Précisions sur le degré de substitution en Si des phengites :

Les phengites alpines analysées montrent un éventail de teneurs en silicium (3,16 à 3,55), qui témoigne de l'équilibrage des micas blancs à différentes conditions de pression et de température. A comparant la composition chimique des phengites analysées à leur position microstructurale, nous avons déterminé avec plus de précision les degrés de substitution en Si caractéristiques des événements métamorphiques D1 et D2 (Figure IV- 15).

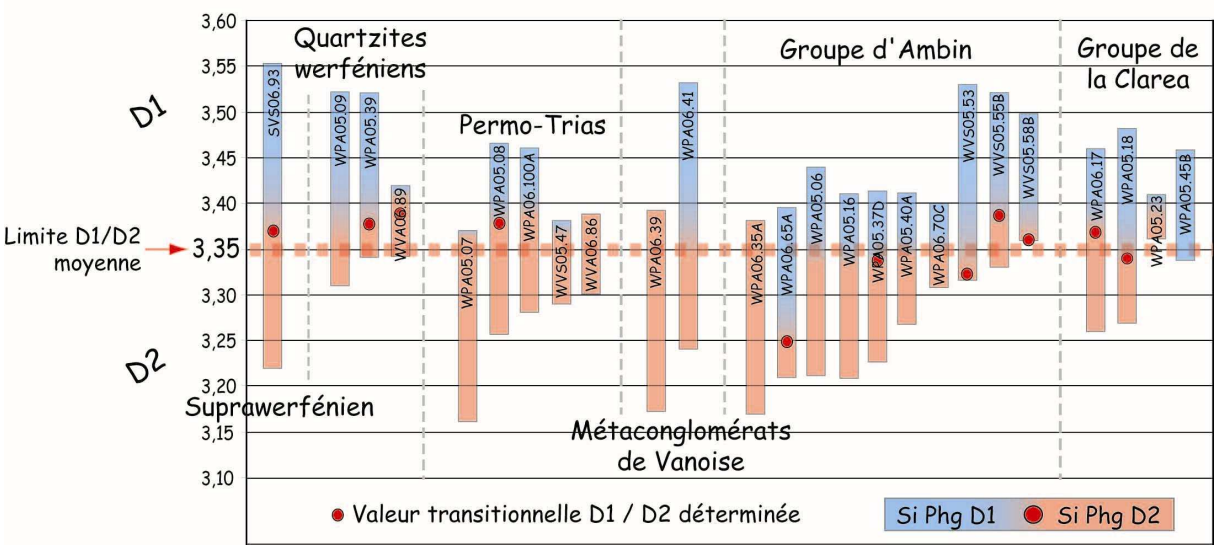


Figure IV- 15

Variation du degré de substitution en silicium des phengites dans les échantillons analysés, et détermination de la valeur transitionnelle D1/D2 (Si = 3,35).

Si Phg D1 = 3,35 à 3,55. Ce sont les phengites alpines les plus substituées, qui caractérisent l'événement de haute pression D1. La palette de valeurs de Si des Phg D1 traduit une chute de pression durant D1.

Si Phg D2 = 3,16 à 3,35 (voire 3,42 pour les Phg2 du faciès des schistes bleus de bas grade du Fond Aussois), d'où une chute de pression dès les premiers stades de l'événement D2.

Si Phg D3 < 3,16 , ces micas sont quasiment tous paragonitiques (Figure IV- 17), et cristallisent tardivement dans les structures fragiles-ductiles D2.

Le degré de substitution en Si des phengites reste un outil intéressant pour distinguer les différentes générations de micas blancs dans les échantillons, car les transpositions sont très fréquentes et les phengites observées dans les fabriques D2 peuvent avoir été réorientées à partir des fabriques D1, sans transformation chimique.

Le rapport XMg / Si des micas blancs et la distinction des unités :

Le rapport XMg/Si est utilisé pour distinguer les phengites provenant des différentes unités de couverture de Vanoise Sud et d'Ambin (Figure IV- 16). Ce sont les compositions de roche totales qui contrôlent principalement les répartitions observées :

Les phengites issues des métasédiments suprawerféniens (Bellecombe, au NW du massif d'Ambin) montrent les rapports XMg les plus élevés. Celles des quartzites werféniens ont des compositions opposées. Les phengites issues des métaconglomérats de Vanoise et du Permo-Trias présentent des valeurs similaires, avec toutefois de plus faibles substitutions en Si dans le Permo-Trias. Les analyses de Ganne (2003) sont comparables à nos résultats.

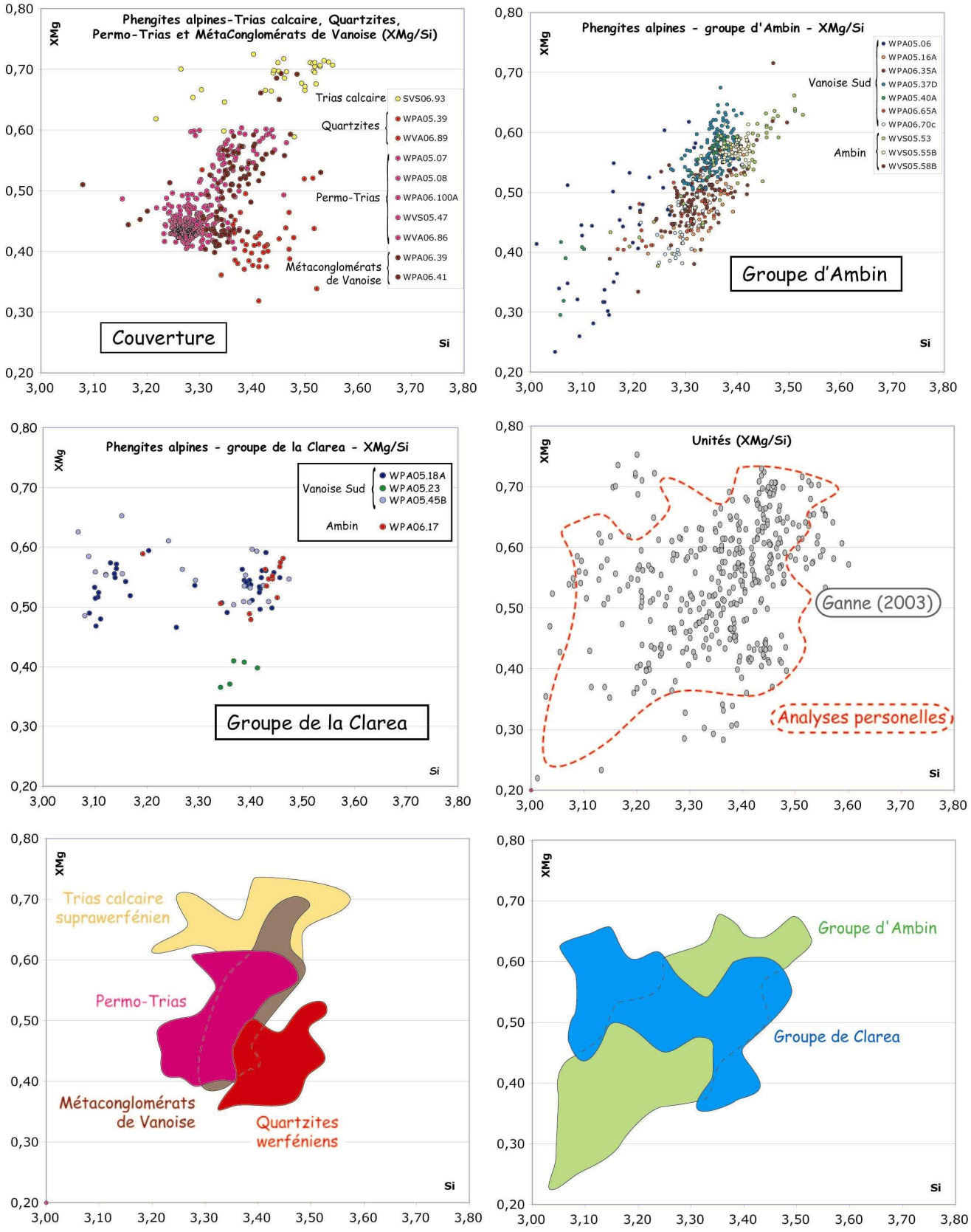


Figure IV- 16

Evolution du rapport XMg vs. Si des phengites analysées dans les différentes unités. Les phengites de la couverture ont des compositions davantage distinctes que celles des unités de socle. Les analyses de Ganne (2003) sont comparables à nos résultats.

Le rapport Si / Na et les micas paragonitiques :

Ce rapport permet de déceler la présence de feuillets paragonitiques dans les micas blancs. Les analyses classées par unité montrent que les unités de couverture de Vanoise Sud et d'Ambin ne renferment quasiment pas de paragonite, qui se concentrent préférentiellement dans le groupe de la Clarea et surtout dans celui d'Ambin (Figure IV- 17). Les différentes teneurs en sodium dans la formule structurale montrent qu'il existe des micas purement paragonitiques (Na proche de 1), et des micas mélanges interfoliés de paragonites et de phengites (valeurs intermédiaires). L'ensemble des analyses classées par échantillon, est présenté dans le diagramme Si/Na en annexe (Figure Annexe 16).

Dans le 5ème chapitre nous montrons que les échantillons paragonitiques présentent tous un excès d'argon, venant polluer les datations radiométriques.

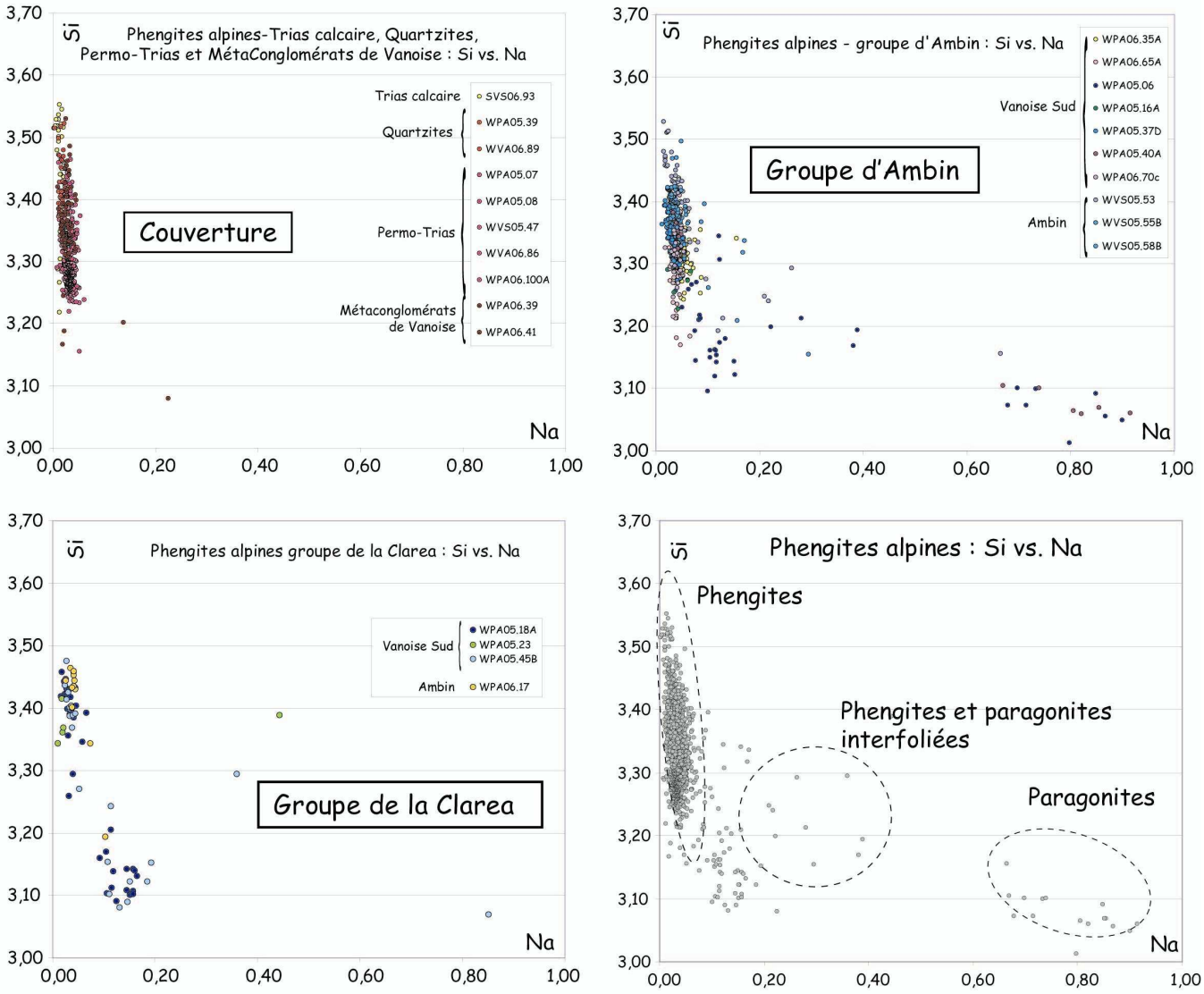


Figure IV- 17

Evolution du rapport Si vs. Na des phengites analysées dans les différentes unités. Les mélanges interfoliés de phengites et de paragonites, ainsi que les paragonites pures, se rencontrent préférentiellement dans les unités de socle (groupe de la Clarea et surtout groupe d'Ambin).

2.1.2. Chlorites :

Les chlorites alpines sont comme les phengites des minéraux ubiquistes des fabriques alpines D2, principalement développées dans le faciès des schistes verts. Leur évolution chimique doit être également précisée, avant de les incorporer dans les estimations thermobarométriques associées aux événements D2.

La chlorite souligne les plans de schistosité S2 (plus rarement S1) et quasi-systématiquement la linéation d'étirement L2. On la trouve également sur les bandes de cisaillement à vergence est et ouest. La chlorite intervient cependant dans les paragenèses de HP-BT de l'événement D1, en équilibre avec le chloritoïde et les phengites les plus substituées, avec lesquelles elle souligne la linéation minérale L1.

La chlorite abonde dans les micaschistes des groupes d'Ambin et de la Clarea des deux massifs, ainsi que dans les calcschistes de la série des Schistes Lustrés. On la trouve fréquemment dans la matrice phylliteuse des métaconglomérats de Vanoise, ainsi que dans les niveaux phylliteux verts d'épaisseur millimétrique à pluricentimétrique des quartzites. Elle est plus rare dans les micaschistes du Permo-Trias, dans les faciès carbonatés et les micaschistes de la couverture post-werfénienne.

Sur la base de la couleur on distingue deux types de chlorites. Les premières et les plus fréquentes sont vertes, polarisent dans les teintes bleu nuit à violet, et sont associées aux assemblages peu altérés. Les secondes sont brunes, leur teinte les rapproche de la biotite, leur aspect est parfois vermiculé, et sont associées aux assemblages fortement rétromorphosés.

Les formes les plus fréquentes sont les lamelles déformées, parfois accolées aux plages de phengites. La chlorite est souvent le produit de la déstabilisation des minéraux des assemblages D-1 et D1, tels que les amphiboles sodiques (frange verte), les chloritoïdes (amas de chlorite vert pâle), les grenats (couronne réactionnelle vert-orangée). On l'observe également sous la forme globulaire ou vermiculaire (notamment dans les faciès chlorito-albitiques du sommet du groupe d'Ambin), sous la forme d'inclusion dans des grains de quartz, sous la forme filonienne ou fibreuse dans des fentes extensives D2, ou en tant que pseudomorphose de phases antérieures ferro-magnésiennes.

Les analyses retenues répondent aux critères chimiques suivants (Vidal & Parra, 2000) :

- La décomposition matricielle des pôles Clinochlore, Amésite et Sudoïte doit être positive
- Somme des pourcentages en poids d'oxydes : [83.0 ; 89.5] (Rimmelé et al., 2004)
- Na20+K20+Ca0<0,5%
- K2O<0,1%

Les formules structurales utilisées sont :

Clinochlore (Clin) : $Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_4$)), Amésite (Am) : $(Fe,Mg)_4Al_4Si_2O_{10}(OH)_4$), Sudoïte (Sud) : □$(Fe,Mg)_2Al_4Si_3O_{10}(OH)_4$), Daphnite (Daph) : $Fe^{2+}{}_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_4$)

Selon Vidal & Parra (2000) les variations chimiques des chlorites sont dues à 3 substitutions :

Fe-Mg entre les pôles Daphnite et Clinochlore
Tschermak (Si, Fe/Mg – 2Al) entre les pôles Amésite et Daphnite/Clinochlore
Di-trioctaédrique ($(Mg,Fe^{2+})_{3}\square_{-1}Al_{-2}$) entre les pôles Sudoïte et Daphnite/Clinochlore

Relations entre la composition chimique des chlorites et les unités d'appartenance :

D'un point de vue chimique, nos 475 analyses de chlorites (provenant de toutes les unités étudiées) se répartissent dans la partie supérieure du diagramme ternaire Clinochlore/Daphnite – Amésite - Sudoïte (Figure IV- 18). La dispersion des analyses entre les pôles Clin/Daph et Ames montre le rôle prépondérant de la substitution de type Tschermak vis à vis de la substitution di/trioctaédrique (les chlorites renferment moins de 20% de Sudoïte). Les analyses de Ganne (2003) s'inscrivent également dans cette tendance.

Lorsqu'on présente les analyses triées par unité dans le même diagramme (Figure IV-18), on remarque les différences de composition entre les chlorites de la couverture et celles du socle. Les premières ont des chimies comparables dans les métaconglomérats, le Permo-Trias et les métasédiments suprawerféniens (entre 70% et 80% de Clin/Daph). Au contraire les chlorites des unités de socle présentent de plus fortes dispersions, notamment dans le groupe d'Ambin/V.

La variation du rapport XMg (défini au début de ce chapitre) en fonction du degré de substitution en Si des chlorites (Figure IV- 18) permet également de distinguer les unités d'appartenance. A l'échelle de l'échantillon le rapport XMg des chlorites varie relativement peu ($\Delta XMg < 0,10$), tandis que le taux de Si s'étale plus préférentiellement (jusqu'à 0,25). L'aspect en palier du diagramme est du aux fortes variations du rapport XMg (entre 0.21 et 0.72), et il traduit la répartition des différentes unités :

Les échantillons du groupe de la Clarea correspondent aux plus faibles valeurs de XMg (<0,40), proches du pôle daphnite. Viennent ensuite le groupe d'Ambin, associé aux métaconglomérats de Vanoise et aux métasédiments suprawerféniens, qui se localisent dans l'intervalle [0,40 ;0,65]. Une fois de plus aucune différence n'oppose les groupes d'Ambin des deux massifs. Enfin les valeurs les plus élevées ($XMg \cong 0,70$) correspondent aux chlorites du Permo-Trias/V, plus proches du pôle clinochlore.

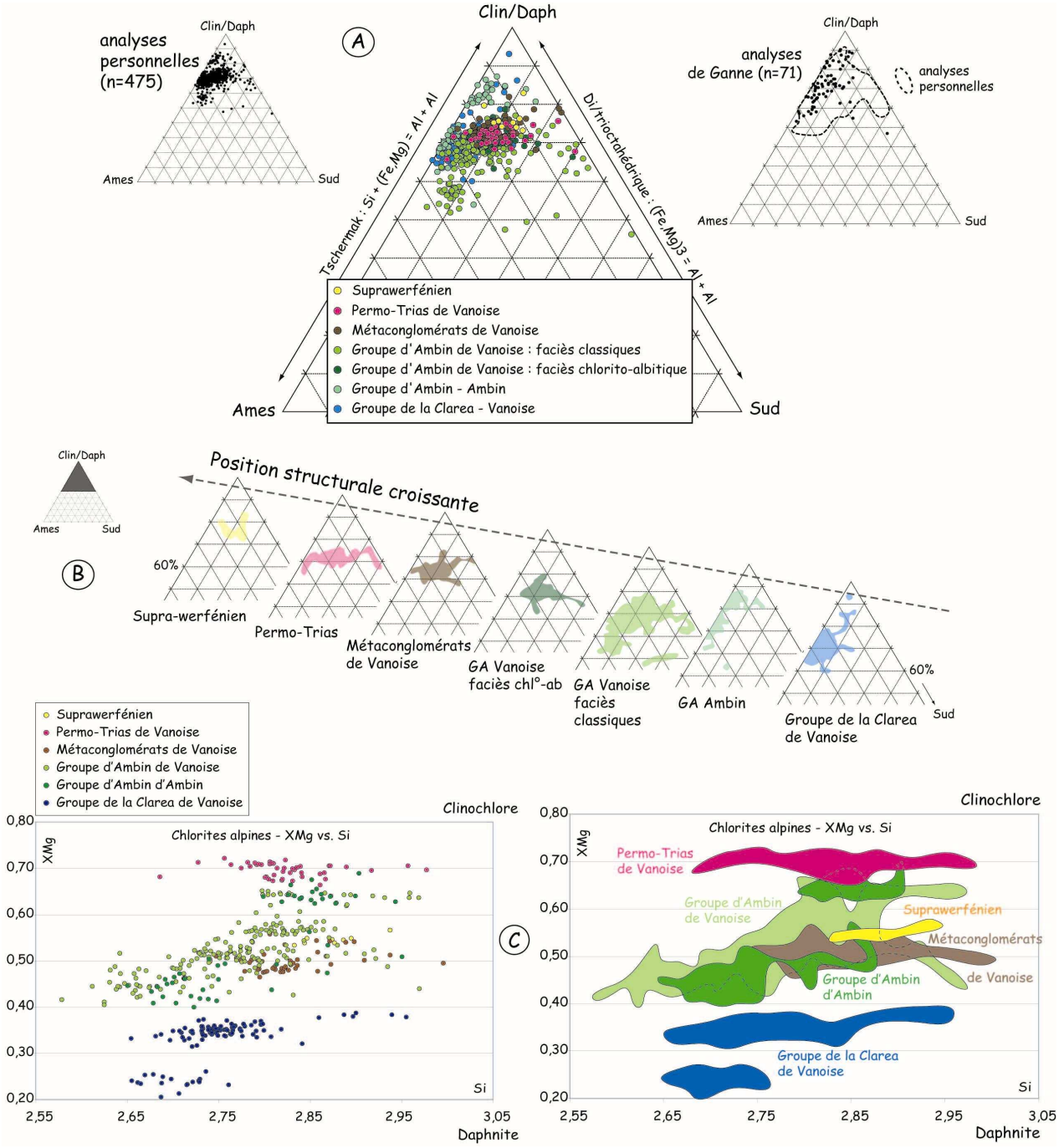


Figure IV- 18

Relations entre la composition chimique des chlorites analysées et les unités d'appartenance :

A : Dans le triangle Clinochlore/Daphnite-Amésite-Sudoïte, nos compositions montrent toutes une proportion de Clin/Daph supérieure à 50%. La dispersion des analyses entre le pôle Clin/Daph et l'Ames traduit le rôle de la substitution de type Tschermak. Les données traitées de Ganne (2003) s'inscrivent dans nos tendances

B : Dans les 7 triangles ternaires nous présentons les mêmes analyses triées par unité. Les différentes répartitions traduisent les variations de composition de roche totale, et permettent d'attribuer une composition moyenne de chlorite en fonction de l'unité considérée.

C : Dans les diagrammes XMg vs. Si, les chlorites analysées montrent également des compositions chimiques distinctes selon leur unité d'appartenance. A titre d'exemple, les chlorites issues du Permo-Trias et du groupe de la Clarea/V présentent des compositions très distinctes. Le diagramme de gauche permet de contrôler le nombre d'analyses utilisées pour la synthèse du diagramme de droite.

Relations entre la position texturale et la composition chimique des chlorites :

Si la composition des chlorites est en partie guidée par la chimie totale de l'unité d'appartenance, elle est également contrôlée par leur position microstructurale au sein des fabriques alpines D1 et D2 (Figure IV- 19).

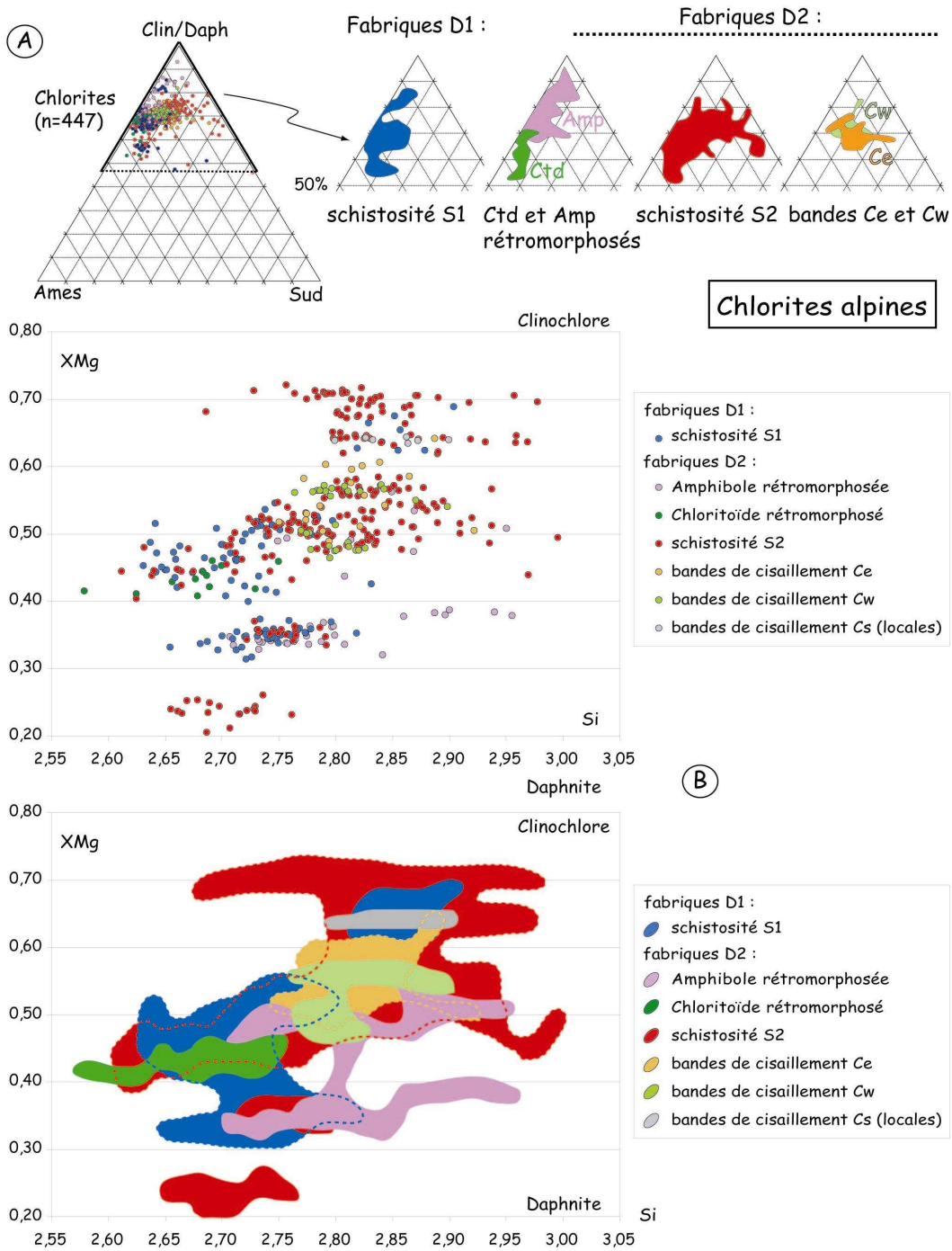


Figure IV- 19

Relations entre la composition chimique des chlorites analysées et leur position microstructurale :

A : Dans les diagrammes ternaires Clinochlore/Daphnite-Amésite-Sudoite, les chlorites issues des fabriques D1 montrent des compositions distinctes des chlorites D2. On peut ainsi différencier les analyses de chlorites provenant de la déstabilisation des assemblages de HP D1 (Glaucophane et Chloritoïde) et celles des lamelles soulignant les plans de schistosité S2 ou les bandes de cisaillement C2. Dans le détail on note que les feuillets parallèles aux plans S1 ont des compositions comparables aux chlorites issues de la rétromorphose des amphiboles et des chloritoïdes dans le faciès des schistes verts. Les chlorites S2 se dispersent vers le pôle Sudoïte, et leur composition englobe celle des chlorites développées le long des bandes de cisaillement C2. Il est d'ailleurs impossible de distinguer chimiquement les chlorites Ce et Cw.

B : Dans le diagramme XMg vs. Si, on peut également distinguer les chlorites précoces issues des fabriques D1 de celles soulignant les fabriques D2 plus tardives (les premières ayant globalement moins de silicium que les secondes). On peut également distinguer les chlorites provenant de la déstabilisation des amphiboles sodiques ou des chloritoïdes. Cependant l'influence de la chimie totale des roches reste importante.

Dans le diagramme ternaire Clinochlore/Daphnite – Amésite – Sudoïte, on peut clairement distinguer les chlorites soulignant la schistosité S1 de celles développées dans les bandes de cisaillement C2. Les chlorites S2 se dispersent entre ces deux domaines. Dans le détail on peut reconnaître les chlorites issues de la rétromorphose des glaucophanes de celles provenant des chloritoïdes. Comme pour les phengites D2, il est impossible de distinguer chimiquement les chlorites Ce et Cw.

Dans le diagramme XMg vs. Si, les chlorites précoces soulignant les fabriques D1 (schistosité S1) se distinguent une fois de plus des chlorites D2, par des teneurs en Si globalement plus faibles (Figure IV- 19). Puisque les chlorites D1 et D2 se développent respectivement dans le faciès des schistes bleus et des schistes verts, la relation entre le degré de substitution de type Tschermack et la pression peut ici être utilisée à l'inverse des phengites. Dans le détail on peut à nouveau distinguer les chlorites D2 issues de la déstabilisation du glaucophane et du chloritoïde.

Dans l'annexe (Figure Annexe- 17) nous présentons les analyses de chlorites dans le diagramme Si vs. Al_{total}, classées par échantillon et par unité. Nous y retrouvons les mêmes tendances.

Sur la Figure IV- 20, nous représentons les variations du rapport XMg / Si des chlorites pour chaque échantillon, et dans chacune des unités étudiées. Ce rapport permet de distinguer les différentes générations de chlorites en fonction de leur position texturale.

Relations entre la position microstructurale et la composition des chlorites alpines (diagrammes XMg vs. Si). Nous distinguons les chlorites des fabriques D1 (schistosité S1) et celles des fabriques D2 (schistosité S2, amphiboles ou chloritoïdes rétromorphosés, bandes de cisaillement C2 à vergence est ou ouest).

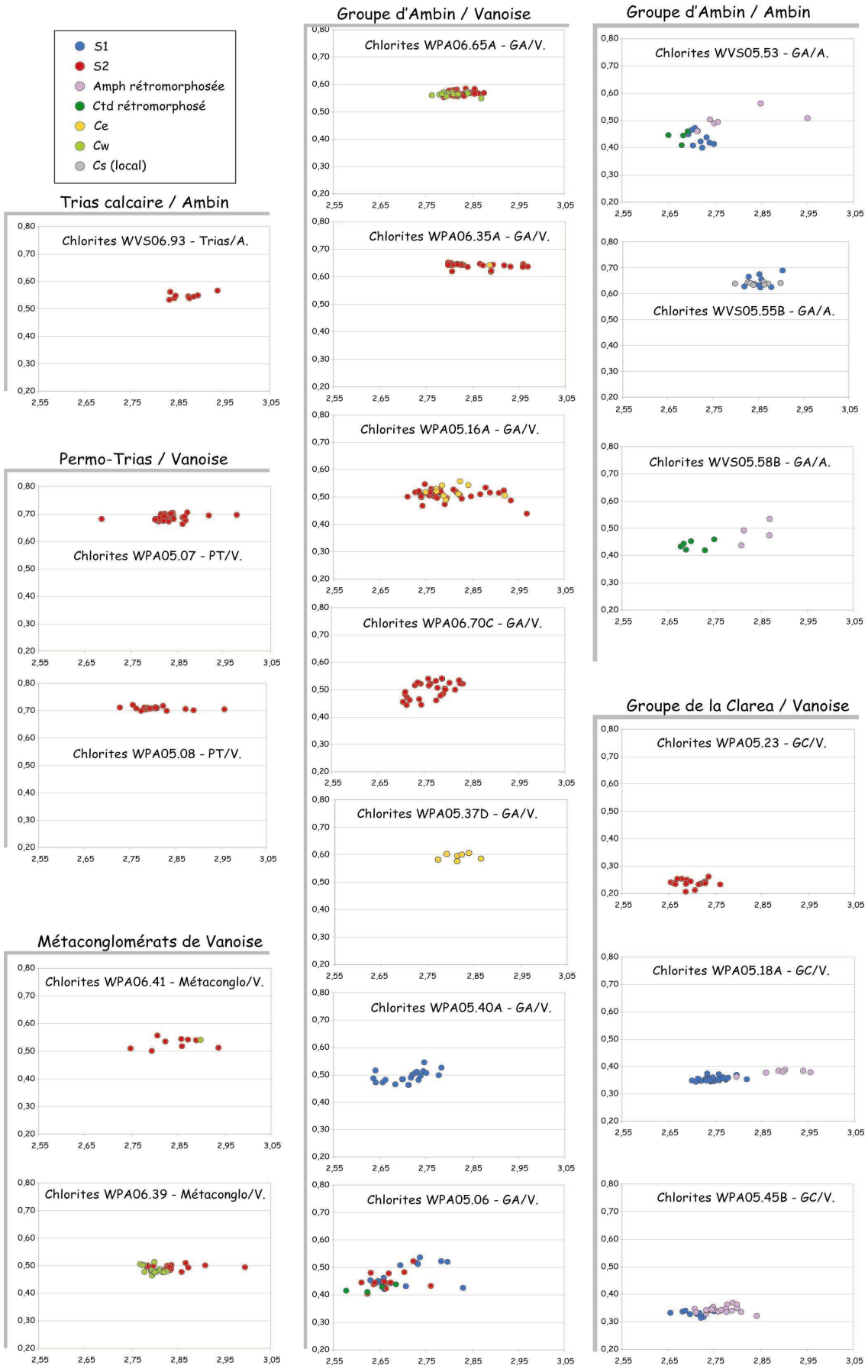

S1
S2
Amph rétromorphosée
Ctd rétromorphosé
Ce
Cw
Cs (local)
Trias calcaire / Ambin
Chlorites WVS06.93 - Trias/A.
Permo-Trias / Vanoise
Chlorites WPA05.07 - PT/V.
Chlorites WPA05.08 - PT/V.
Métaconglomérats de Vanoise
Chlorites WPA06.41 - Métaconglo/V.
Chlorites WPA06.39 - Métaconglo/V.
Groupe d'Ambin / Vanoise
Chlorites WPA06.65A - GA/V.
Chlorites WPA06.35A - GA/V.
Chlorites WPA05.16A - GA/V.
Chlorites WPA06.70C - GA/V.
Chlorites WPA05.37D - GA/V.
Chlorites WPA05.40A - GA/V.
Chlorites WPA05.06 - GA/V.
Groupe d'Ambin / Ambin
Chlorites WVS05.53 - GA/A.
Chlorites WVS05.55B - GA/A.
Chlorites WVS05.58B - GA/A.
Groupe de la Clarea / Vanoise
Chlorites WPA05.23 - GC/V.
Chlorites WPA05.18A - GC/V.
Chlorites WPA05.45B - GC/V.

Figure IV- 20

Les relations chimiques de rétromorphose entre les phases minérales D1 (glaucophane et chloritoïde) et les chlorites D2 sont présentées dans le diagramme FeO vs. MgO (Figure IV- 21).

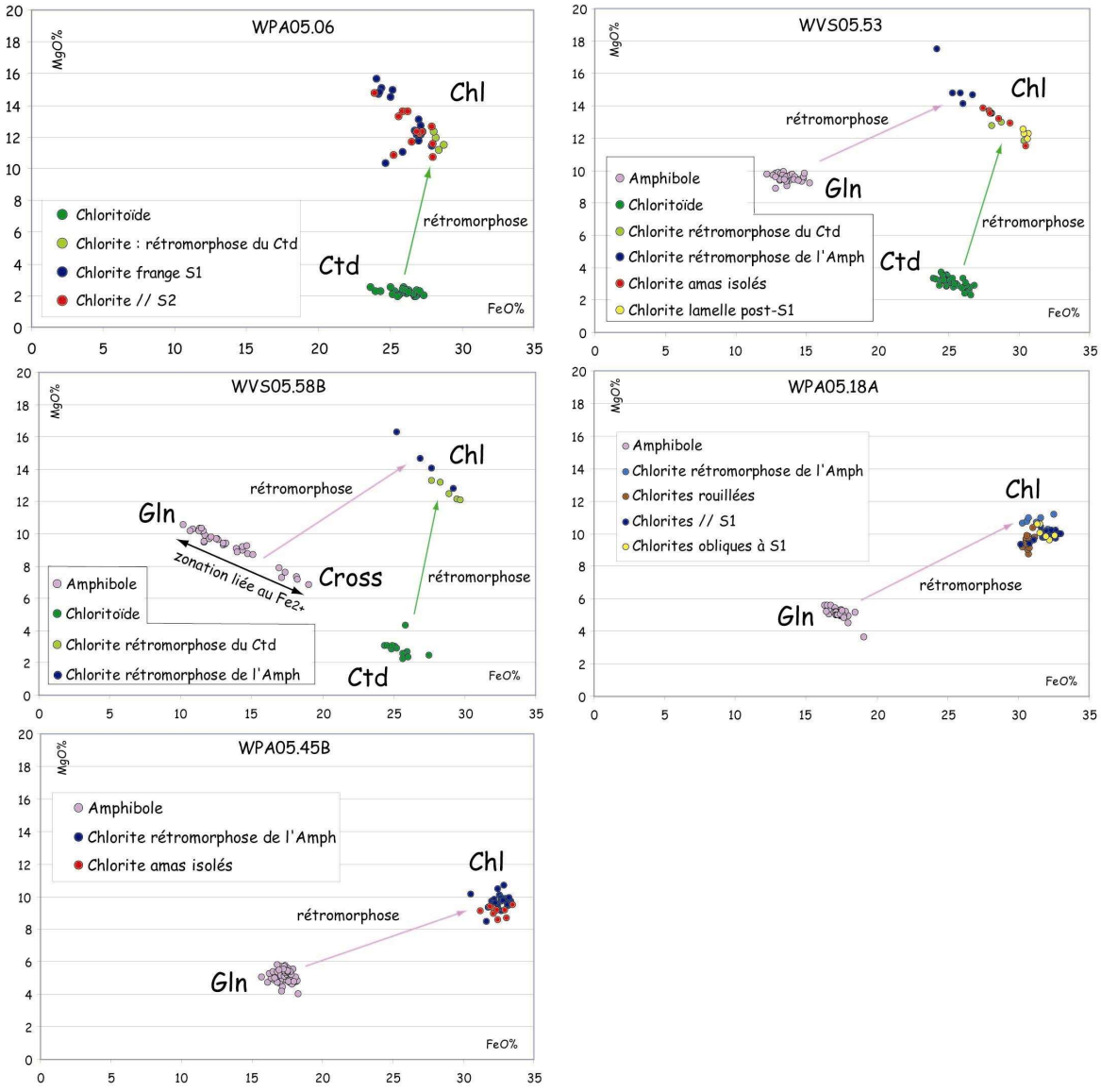


Figure IV- 21

Relations de déstabilisation entre l'amphibole sodique, le chloritoïde et la chlorite dans des diagrammes FeO vs. MgO, concernant 5 échantillons issus des groupes d'Ambin et de la Clarea. La gamme de compositions chimiques des chlorites dépend de deux facteurs limitants : la nature des minéraux potentiellement rétromorphosables (Amp, Ctd), et l'intensité de rétromorphose dans le faciès des schistes verts (les assemblages D1 de l'échantillon WPA05.06 sont plus transformés que dans WPA05.45B).

2.1.3. Chloritoïdes :

Le chloritoïde est fréquent dans les micaschistes des groupes d'Ambin et de la Clarea des deux massifs. On le trouve également au sein des schistes lustrés, et Gay (1972) en signale la présence dans la couverture triasique de Bellecombe.

Il se présente souvent sous la forme de gerbes aciculaires (rosettes) de couleur verte, aux mâcles caractéristiques (Figure IV- 22). On l'observe également sous la forme de tablettes allongées sur les plans de schistosité S1, parfois aux côtés de l'amphibole sodique (Figure IV- 6 et Figure IV- 23). Le chloritoïde peut également être le produit de la rétromorphose des assemblages D-1, et se développer dans les plans axiaux (Figure III- 43 dans le 3ème chapitre).

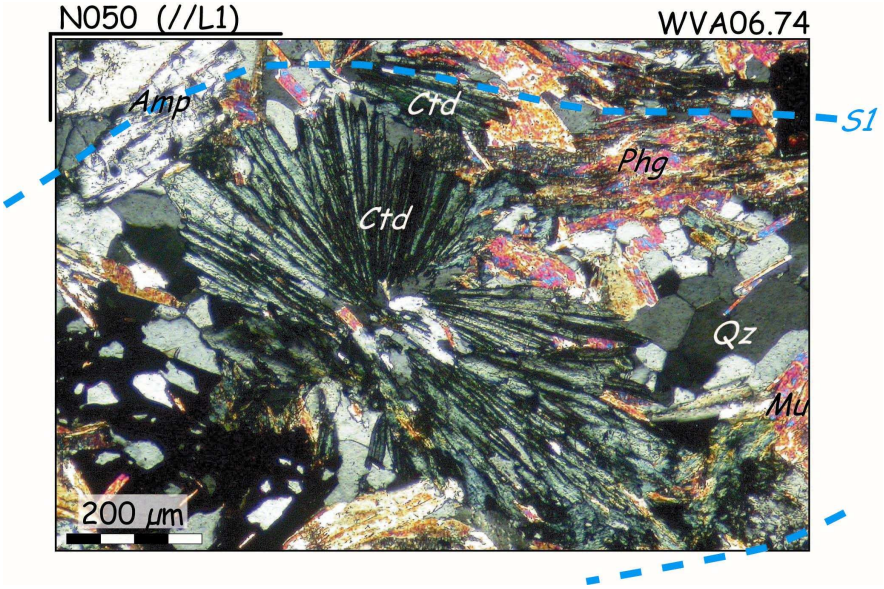


Figure IV- 22

Chloritoïde maclé en forme en rosette et de tablette (au-dessus de l'éventail). Il est parfois difficile de confirmer l'âge relatif des deux formes, notamment dans ce cas où les rosettes semblent à la fois être moulées par la première foliation alpine S1 et la recouvrir. Cliché en LPA, échantillon WVA06.74 du groupe de la Clarea du Vallon d'Ambin.

Son habitus en forme de rosette semble plus précoce : les éventails sont parfois moulés par la schistosité S2, et semblent alors appartenir à une fabrique antérieure D1 (Figure IV- 22). Aucune différence chimique majeure n'a toutefois été observée entre les tablettes allongées parallèlement à la schistosité (S1 ou S2) et les formes en rosettes.

Le chloritoïde s'observe parfois frais, mais il est souvent transformé en chlorite et en mica blanc. La rétromorphose débute sur les bordures, dans les fractures et les clivages du cristal, et les minéraux totalement transformés n'ont plus de forme reconnaissable.

La formule structurale du chloritoïde est $(Fe,Mn,Mg)Al_2SiO_5(OH)_2$. Nous avons retenu les analyses chimiques pour lesquelles : 90 < total < 93,5 wt%.

D'un point de vue chimique le rapport XMg varie entre 0,07 et 0,21 (Figure IV- 23). Certains cristaux montrent une zonation entre le cœur et la bordure, comme dans l'échantillon WVS05.53, prélevé dans le groupe d'Ambin au Nord du massif d'Ambin (Figure IV- 23). Ils montrent au cours de leur croissance une augmentation systématique du rapport XMg de 0,13 à 0,20. Cet enrichissement progressif en magnésium témoigne de l'augmentation de la température entre l'événement D1 (cœur des Ctd zonés) et l'événement D2 (bordure des Ctd zonés). Ces deux générations de chloritoïdes sont utilisées lors des estimations thermobarométriques dans le paragraphe IV-5.

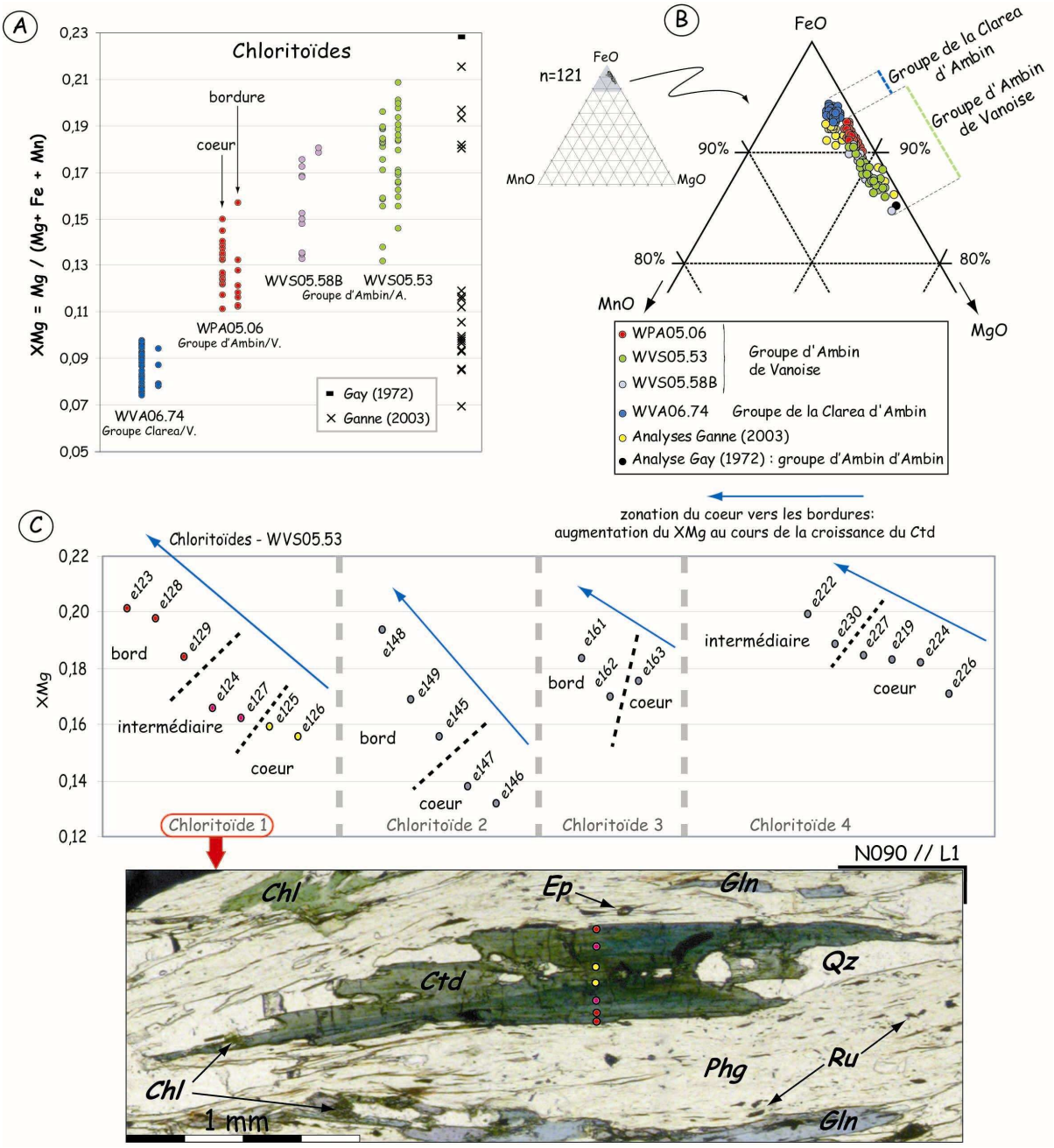


Figure IV- 23

Evolution chimique des chloritoïdes alpins analysés, et comparaison aux données de Gay (1972) et de Ganne (2003) :

A : Variation du rapport XMg entre le cœur (analyses alignées à gauche) et la bordure des cristaux. Les chloritoïdes montrent souvent un enrichissement en magnésium au cours de leur croissance.

B : Diagramme ternaire FeO-MnO-MgO, dans lequel les analyses se répartissent le long du joint FeO-MgO. On note le caractère plus ferreux des chloritoïdes du groupe de la Clarea/A.

C : Zonation chimique observée dans les chloritoïdes de la lame WVS05.53 (groupe d'Ambin/A). L'enrichissement en magnésium du cœur vers la bordure des cristaux est associé à un réchauffement entre les événements D1 et D2. La schistosité S1 est ici caractérisée par un assemblage de HP (chloritoïde (cœur) + glaucophane + phengite fortement substituée), qui marque également la linéation minérale L1. Les assemblages D2 sont sur le cliché restreints à la bordure plus magnésienne du Ctd, et aux chlorites déstabilisant le glaucophane et le chloritoïde. Le cliché est pris en LPNA.

2.1.4. Amphiboles sodiques :

Les amphiboles sodiques sont caractéristiques de l'événement alpin D1 de HP-BT, et représentent un constituant majeur des fabriques alpines D1 dans les métabasites. Elles sont fréquemment utilisées dans les estimations thermobarmétriques (paragraphe IV-5), et leur évolution chimique ainsi que leur position microstructurale doivent être précisées :

Les amphiboles sodiques abondent dans les métabasites du groupe de la Clarea et des schistes lustrés des deux massifs. Seul le groupe d'Ambin/A en contient, dans les micaschistes basiques et les amphibolites du sommet du groupe (Figure II- 7 dans le 2nd chapitre). L'absence d'amphiboles dans le groupe d'Ambin/V est un critère de distinction majeur entre les deux massifs. Elles manquent également dans le Permo-Trias, les quartzites et les métaconglomérats de Vanoise. Elles ont été décrites par Michel (1957) dans les groupes de la Clarea et d'Ambin du massif d'Ambin.

Selon la classification de Leake et al. (1997), les 410 amphiboles analysées dans les unités de socle des deux massifs présentent des compositions glaucophane, de ferro-glaucophane et de crossite (Figure IV- 24).

Glaucophane (Gln) : □$Na_2(Mg_3\ Al_2)Si_8O_{22}(OH)_2$, Ferroglaucophane (Fe-Gln) : □$Na_2(Fe^{2+}{}_3\ Al_2)Si_8O_{22}(OH)_2$, Crossite (Cross) : □$Na_2(Mg,Fe^{2+})_3\ (Fe^{3+},Al)_2Si_8O_{22}(OH)_2$, Riebeckite (Rieb) : □$Na_2(Fe^{2+}{}_3\ Fe^{3+}{}_2)Si_8O_{22}(OH)_2$, Magnéioriebeckite (Mg-Rieb) : □$Na_2(Mg_3\ Fe^{3+}{}_2)Si_8O_{22}(OH)_2$

Les cristaux du groupe de la Clarea ont des compositions de ferro-glaucophane, tandis que ceux du groupe d'Ambin se répartissent entre le glaucophane et la crossite (notamment en bordure des minéraux zonés). Cette distinction est valable quel que soit le massif concerné. Les analyses classées par échantillon sont présentées en annexe (Figure Annexe- 18).

Composition des amphiboles sodiques des groupes d'Ambin et de la Clarea, selon la classification de Leake et al. (1997). (Na+K)A<0,50 ; (Ca+NaB)>1,00 et NaB>1,50. Les analyses du groupe de la Clarea montrent des compositions de Fe-Gln, tandis que celles du groupe d'Ambin se répartissent entre le Gln et la Crossite. Les analyses de Ganne (2003) et Gay (1972) y ont été reportées à titre de comparaison, et rejoignent nos tendances générales malgré une plus forte dispersion. (Fe)Gln : (ferro)glaucophane, Cross : crossite, (Mg)Rieb : (magnésio)riebeckite.

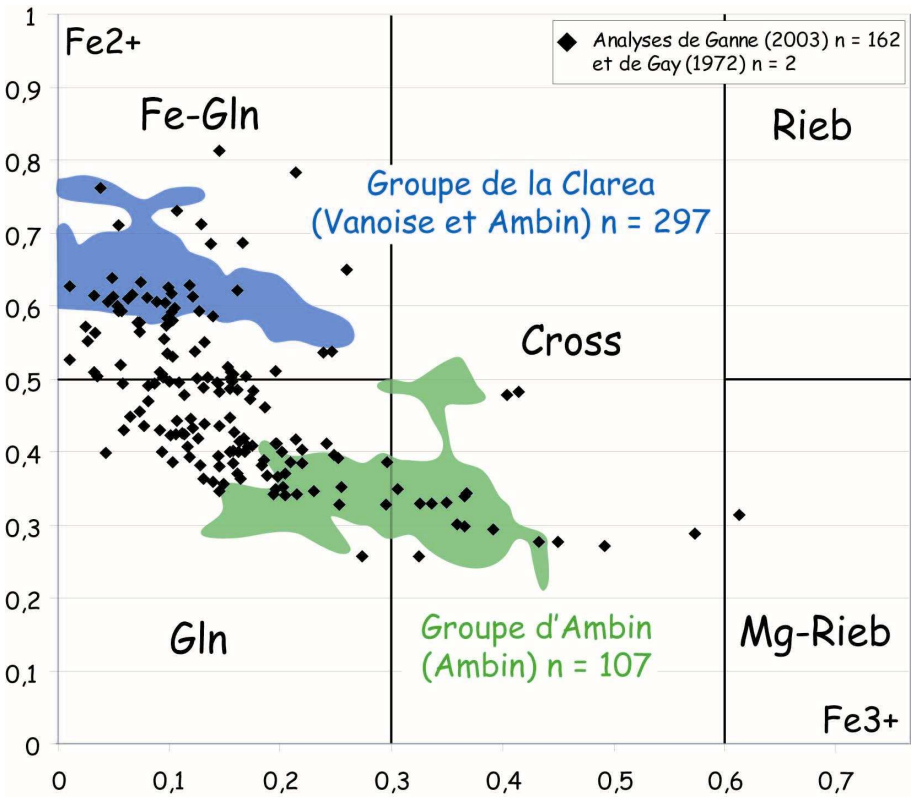


Figure IV- 24

Les amphiboles sodiques soulignent systématiquement les plans de schistosité S1 (Figure IV- 6) ainsi que la linéation minérale L1 associée (Figure III- 45 dans le 3ème chapitre). La forme des cristaux est le plus souvent prismatique, parfois aciculaire ou losangique dans les sections basales (la taille des losanges varie entre 200 µm et plusieurs millimètres). Aucune distinction chimique n'a été décelée entre les petites sections losangiques et les formes en baguettes, qui cohabitent pourtant dans les mêmes fabriques D1. Plus rarement les amphiboles sont inclues dans l'albite, le grenat calcique alpin (Ganne, 2003) et dans les ombres de pression du chloritoïde.

Les amphiboles D1 sont très souvent réorientées au cours des déformations D2. Les cristaux de la schistosité S1 sont alors déformés, parallélisés aux fabriques D2 telles que les plans axiaux PA2 ou les bandes de cisaillement C2. L'échantillon WVS05.55B prélevé dans les métabasites du sommet du groupe d'Ambin/A montre des amphiboles S1 réorientées dans une bande de cisaillement à vergence sud (Figure IV- 25). Les analyses ne montrent pourtant pas de variation chimique entre les deux positions structurales, les amphiboles ayant seulement subi une réorientation mécanique.

Les cristaux parallèles à S1 présentent souvent des zonations, entre un cœur bleu lavande (glaucophane) et une frange bleu sombre plus riche en fer (crossite) (Figure IV- 25).

Cet enrichissement en Fe^{2+} et en Fe^{3+} au cours de la croissance cristalline témoigne de la décompression succédant au pic atteint au cours de l'événement D1. La zonation correspond ainsi à la transition entre les phases D1 et D2, au même titre que l'enrichissement en magnésium de certains chloritoïdes (Figure IV- 23).

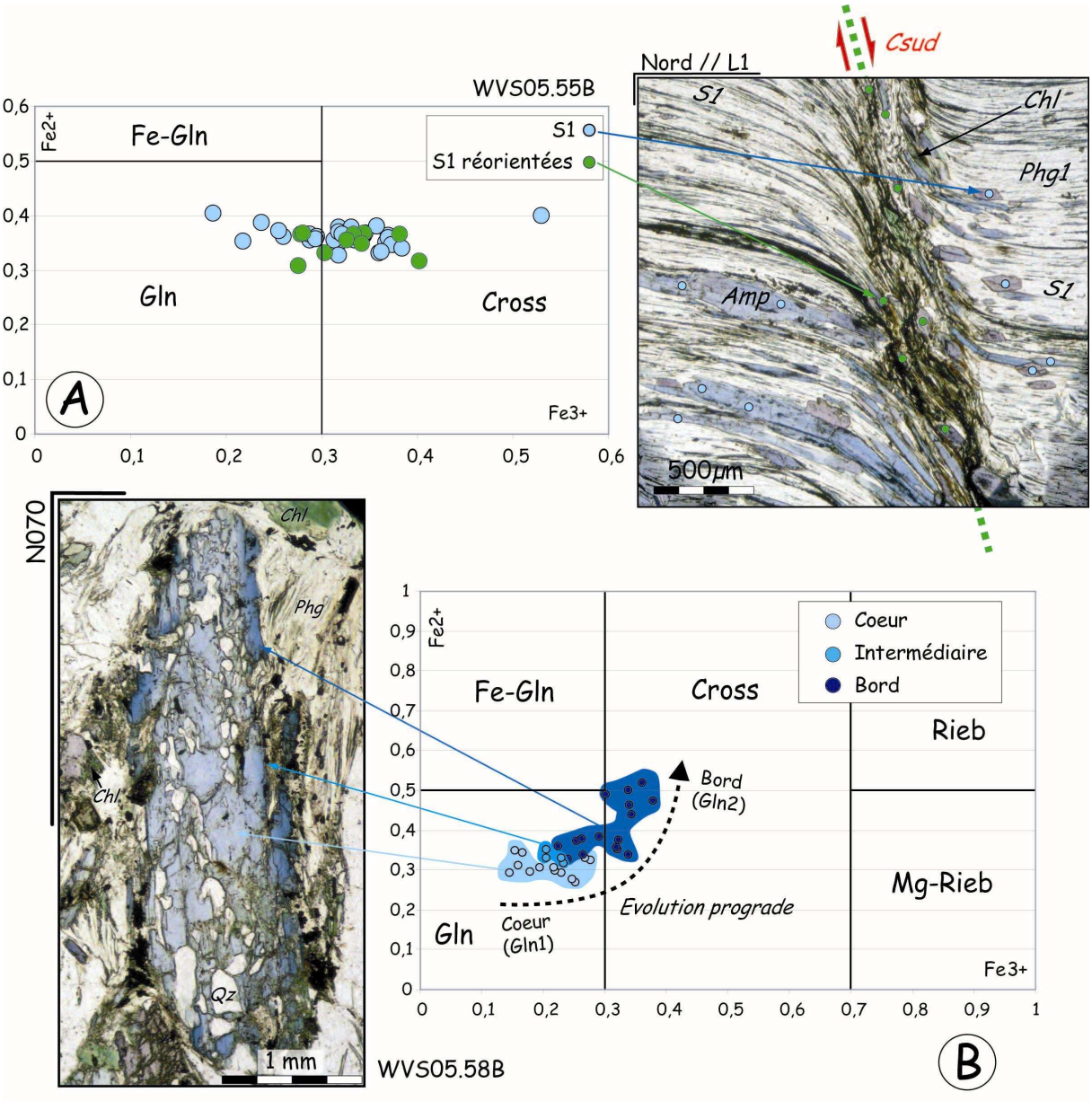


Figure IV- 25

Evolution chimique des amphiboles sodiques entre les événements D1 et D2 :

A : Comparaison des compositions chimiques des amphiboles sodiques soulignant la schistosité S1, avec celles entraînées dans les bandes de cisaillement à vergence sud. Les compositions sont homogènes et traduisent une simple réorientation mécanique sans ré-équilibrage chimique. Echantillon WVS05.55B, micaschiste à glaucophane du sommet du groupe d'Ambin/A. Les phengites S1 et les phengites cristallisant dans les bandes de cisaillement ont été datées par la méthode in situ Ar-Ar (voir 5ème chapitre). Le cliché est pris en LPA.

B : Exemple de zonation des amphiboles sodiques dans l'échantillon WVS05.58B du sommet du groupe d'Ambin/A. La composition des cristaux évolue depuis un cœur de glaucophane jusqu'à une bordure de crossite (enrichissement en Fe^{2+} et Fe^{3+} au cours de la croissance du minéral). Les amphiboles sodiques ont enregistré au cours de leur croissance une chute de pression associée à la transition entre la phase D1 et la phase D2. Les compositions de cœur (AmpD1) et de bordure (AmpD2) seront utilisées dans les estimations thermobarométriques du paragraphe IV-5. Notons enfin le parallélisme entre les quartz granoblastiques présents dans l'amphibole et la schistosité S1, qui témoigne du piégeage des inclusions lors de la croissance du minéral-hôte. Le cliché est pris en LPNA.

La seconde génération d'amphiboles sodiques, marqueur des déformations D2 précoces.

Dans certains échantillons du groupe de la Clarea, une seconde génération d'amphiboles sodiques (Amp2) se développe le long des plans axiaux de plis P2 précoces, ou dans des fentes extensives parallèles aux premiers (Figure IV- 26 et Figure IV- 27). Elles sont systématiquement sécantes sur les amphiboles des fabriques D1, et présentent des formes de rosettes ou de baguettes allongées parallèlement à S2.

Cette observation est intéressante car elle montre que la déformation D2 s'initie dans le faciès des schistes bleus avant de se poursuivre dans celui des schistes verts. Jusqu'alors toutes les déformations D2 observées étaient associées au faciès des schistes verts

Cette seconde génération d'amphiboles sodiques a été décrite par Ganne (2003) dans le pli du Fond d'Aussois (Vanoise Sud), mais nous avons découvert d'autres exemples semblables dans le reste du Fond d'Aussois (losanges bleus sur la Figure IV- 3). Tous nos échantillons proviennent du cœur de trois anticlinaux d'échelle kilométrique, développés au cours de la phase D1, puis replissés et cisaillés vers l'Est lors de la phase D2. Ce sont les plis d'interférence D1/D2 présentés dans le chapitre III.

D'un point de vue chimique les amphiboles D2 du groupe de la Clarea/V ont des compositions de ferro-glaucophanes. Aucune différence chimique n'a été observée entre les deux générations (Figure IV- 26), malgré l'utilisation de l'imagerie d'électrons rétro-diffusés (Figure Annexe- 19), et la comparaison des teneurs en Na, Fe^{2+}, Fe^{3+} et du rapport XMg. Ajoutons que les amphiboles D2 ne présentent aucune zonation.

Relations texturales et chimiques entre les deux générations d'amphiboles sodiques :

A : L'échantillon WPA06.17 provient d'un micaschiste à Gln du groupe de la Clarea/V (secteur du Fond d'Aussois). La schistosité principale S1 est soulignée par les Amp1 et les phengites fortement substituées (Si > 3,35). Elle est plissée par les plis P2 précoces, qui développent une schistosité de plan axial PA2, marquée par les baguettes d'Amp2 (sécantes sur la première génération). Les compositions chimiques associées ne montrent aucune différence entre les deux générations de Fe-Gln, ni aucune zonation au sein des Amp2. Les clichés sont pris en LPA.

B : L'échantillon WPA05.45B provient du même secteur que le précédent. Ce second exemple montre les mêmes relations texturales et chimiques entre les deux générations d'amphiboles. Les détails montrent que les Amp2 sont clairement sécantes sur les Amp1. Les clichés sont pris en LPNA.

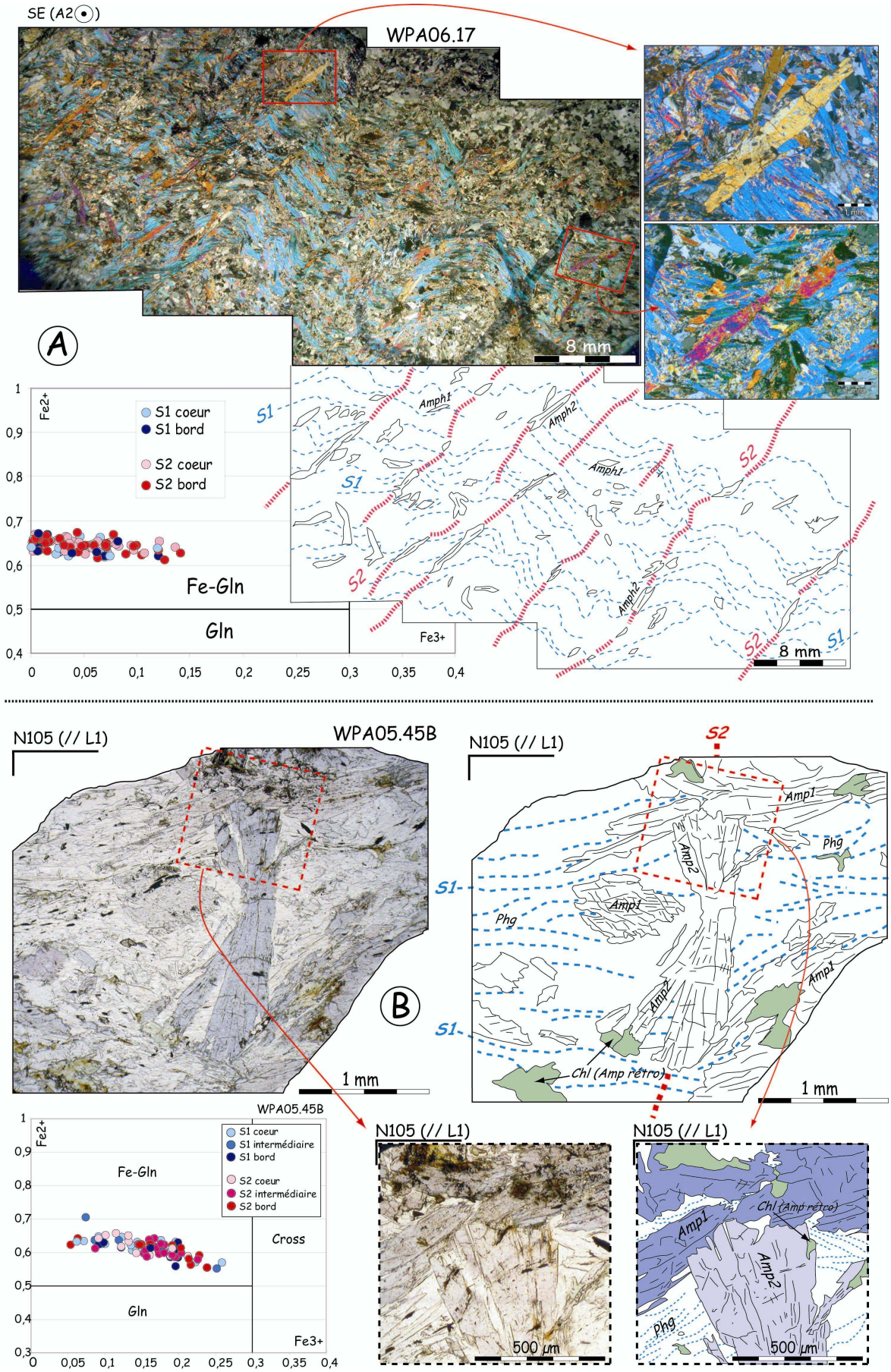

SE (A2⊙)
WPA06.17
8 mm
A
Fe2+
S1 coeur
S1 bord
S2 coeur
S2 bord
Fe-Gln
Gln
Fe3+
Amph1
Amph2
S1
S2
8 mm
N105 (// L1)
WPA05.45B
B
1 mm
Amp1
Amp2
Phg
Chl (Amp rétro)
WPA05.45B
S1 intermédiaire
S2 intermédiaire
Cross
500 µm

Figure IV- 26

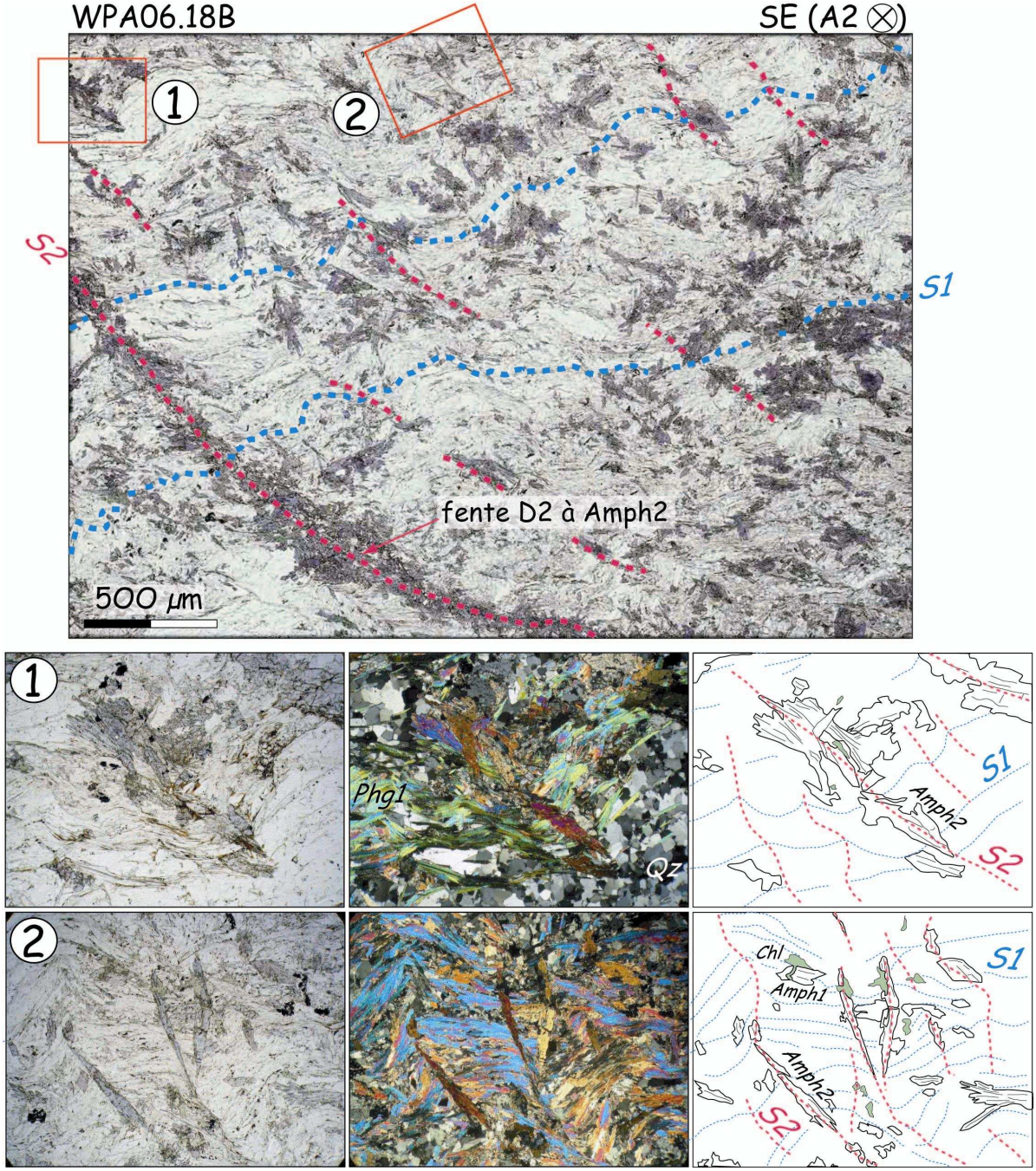


Figure IV- 27

Suite des relations texturales entre les deux générations d'amphiboles sodiques. L'échantillon WPA06.18B provient également des micaschistes à Gln du Fond d'Aussois. Les clichés 1 et 2 mettent en regard les prises de vue en LPNA et en LPA.

Remarques sur le degré de préservation des amphiboles sodiques :

Les amphiboles sodiques subissent au cours de l'événement D2 tardif une rétromorphose dans le faciès des schistes verts, dont l'intensité décroît vers les parties profondes des massifs (où la circulation de fluides est moindre). A toutes les échelles d'observation, la préservation des assemblages alpins précoces D1 est guidée par la localisation des structures D2.

La rétromorphose débute sur les bordures, le long des clivages et des fractures des minéraux (Figure IV- 28). Elle produit le plus fréquemment des chlorites plus magnésiennes (Figure IV- 21), de l'albite, de la phengite, mais également de l'épidote, de la paragonite, de la biotite du quartz, de l'actinote (Gay, 1972 et Ganne, 2003), et de manière anecdotique de la variscite (phosphate d'Al dont la composition est donnée en annexe (Cd-rom)). La pseudomorphose totale laisse des fantômes de couleur verte (due à la chlorite) et à l'aspect granuleux (Figure IV- 28).

Les amphiboles D1 inclues dans les albites D2 sont davantage préservées au cours de la rétromorphose, à la différence des cristaux de la matrice totalement déstabilisés (Figure IV-28).

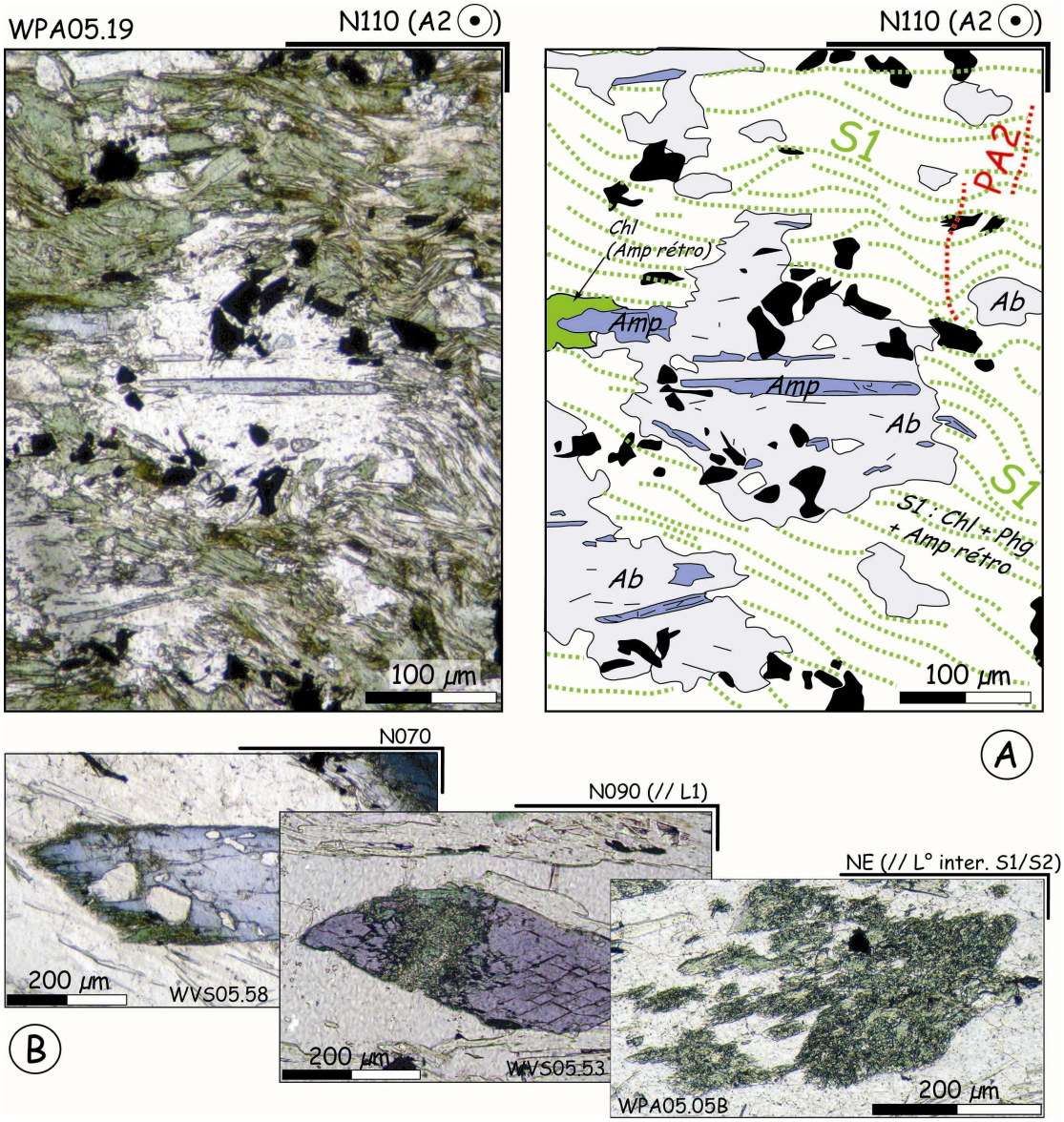


Figure IV- 28

Evolution du degré de préservation des amphiboles sodiques au cours de la phase D2 :

A : Les amphiboles sodiques D1 incluses dans le plagioclase albitique D2 sont préservées de la rétromorphose dans le faciès des schistes verts. La schistosité principale S1 subhorizontale est soulignée par le Gln dans les porphyroblastes, et par la chlorite dans le reste de l'échantillon. Le cliché est pris en LPNA

B : Différentes étapes de rétromorphose des amphiboles sodiques dans les socles de Vanoise Sud et d'Ambin. Le produit principal de la déstabilisation est la chlorite verte. Les trois clichés sont pris en LPNA.

2.1.5. Grenats :

Dans les unités de socle, les grenats ont été longtemps attribués au métamorphisme anté-alpin (Bocquet (Desmons), 1974a et b ; Platt & Lister, 1985a ; Borghi et al., 1999). Les travaux d'Ellenberger (1958), Goffé (1977) et Caby (1996) ont pourtant supposé l'existence de grenats alpins, et l'étude complète de Ganne (2003) a démontré la présence de grenats alpins. Ils sont relativement fréquents dans les micaschistes du groupe de la Clarea des deux massifs. Seul Gay (1972) signale leur présence dans le groupe d'Ambin du massif d'Ambin.

Ils apparaissent le plus fréquemment sous la forme de cristaux automorphes de petite taille (< 300µm) ou d'amas plus développés mais aux formes imprécises, tous deux emballés dans les plans de schistosité S1. Ils font alors partie intégrante des paragenèses D1 de HP-BT, avec les amphiboles sodiques, le pyroxène jadéitique et la phengite fortement substituée (Si > 3,35). On l'observe également sous la forme de couronne autour des cœurs de grenats anté-alpins : cette surcroissance alpine renferme les minéraux de HP-BT tels que l'amphibole sodique (en plus du quartz, de l'épidote). Le pyroxène jadéitique est quant à lui strictement absent des inclusions.

La composition chimique des grenats alpins et anté-alpins est présentée sur la Figure IV- 29.

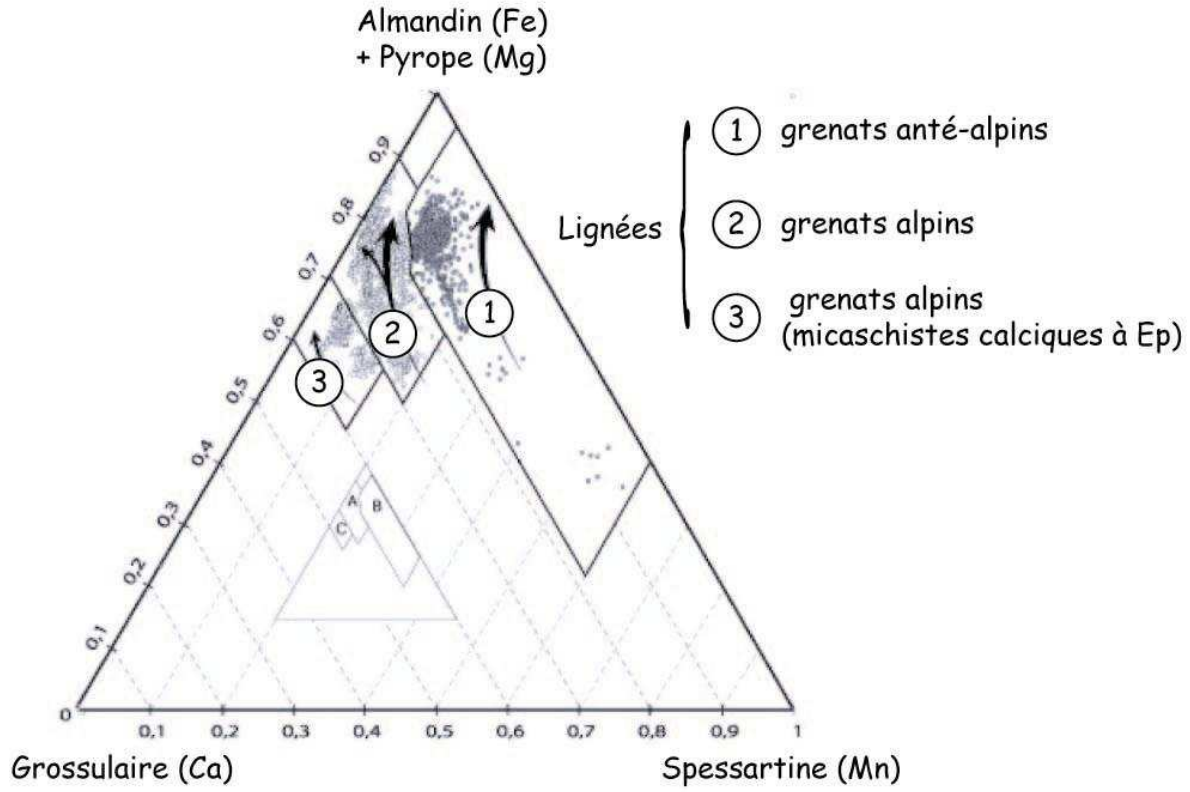


Figure IV- 29

Composition des Grenats alpins et anté-alpins du groupe de la Clarea de Vanoise Sud et d'Ambin (d'après Ganne et al., 2003), dans le diagramme ternaire Almandin - Pyrope / Grossulaire / Spessartine. Les flèches noires indiquent une diminution progressive des teneurs en Mn, traduite par une augmentation des conditions P,T (Spear, 1993)

2.1.6. Epidotes :

Elles sont fréquentes dans les micaschistes à glaucophane du groupe de la Clarea, mais on les trouve dans certains niveaux basiques du groupe d'Ambin et dans les schistes lustrés. Elles sont plus rares dans le Permo-Trias, les métaconglomérats de Vanoise et occasionnelles dans les quartzites.

Pétrographiquement elles se présentent sous la forme de prismes ou d'amas globulaires souvent fracturés. Les phases ferriques (Pistachite) se reconnaissent par leurs teintes de polarisation caractéristiques en « manteau d'arlequin », et les teintes anormales bleues et jaunes correspondent aux cristaux alumineux ((Clino)zoïsite) (échantillon WVE06.122 du groupe de la Clarea et WIS06.129A des Schistes Lustrés).

D'un point de vue textural l'épidote s'observe au sein des fabriques D1 et D2. Dans les premières elle est au contact des amphiboles sodiques et des chloritoïdes, entre les lamelles de phengites fortement substituées, ou en inclusion dans les grenats. Dans les secondes on trouve souvent l'épidote au sein des amas chlorito-phengitiques de la schistosité S2, et ses fractures sont souvent remplies d'albite.

Les analyses chimiques montrent: des compositions assez homogènes de (clino)zoïsites (Figure IV- 30). Le rapport XFe^{3+} ($=Fe^{3+}/Fe^{3+} + Al^{3+}$) est compris entre 0,26 et 0,49. Ces valeurs sont supérieures à celles calculées à partir des analyses de Ganne (2003) (0.13 à 0.31) et de Gay (1972) (0,22 à 0,24), dans le groupe de la Clarea comme dans celui d'Ambin.

Les formules structurales utilisées sont :

Pistachite : $Ca_2(Fe^{3+},Al)Al_2Si_3O_{12}(OH)$, (Clino)zoïsite : $Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH)$.

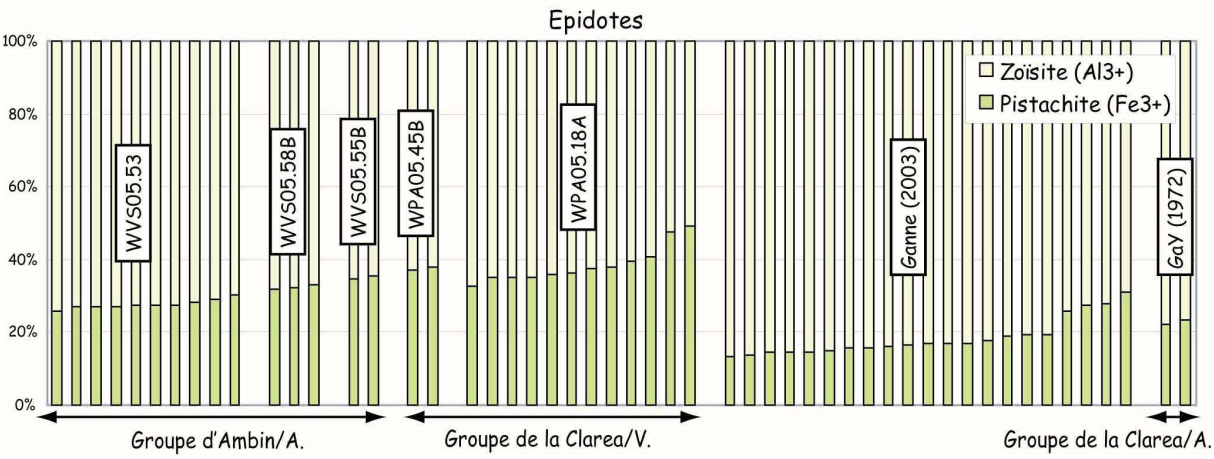


Figure IV- 30

Compositions chimiques des épidotes analysées, selon la répartition bimodale Pistachite (Fe^{3+}) / Zoïsite (Al^{3+}). Les données traitées de Gay (1972) et de Ganne (2003) ont été présentées à titre comparatif.

2.1.7. Pyroxènes omphacitiques :

L'Omphacite (solution solide entre Diopside et Jadéite) est un minéral-marqueur des conditions de HP. Il est rare dans le groupe de la Clarea des deux massifs, et seul Gay (1970, 1972) le signale dans le groupe d'Ambin/A. Il a également été signalé dans le massif de Vanoise (Goffé, 1975).

D'un point de vue microstructural le pyroxène sodique est associé aux fabriques D1, aux côtés du glaucophane, mais n'a jamais été observé sous la forme d'inclusion dans les grenats alpins (Ganne, 2003). Il est probable que ce pyroxène provienne de la transformation de l'albite présente dans la matrice du sédiment primitif (Lorenzoni, 1968). Au cours de sa rétromorphose, il se transforme en albite, amphibole sodique, phengite, chlorite, épidote (Gay, 1972 ; Callegari et al., 1980).

Les compositions des clinopyroxènes analysés par Ganne (2003) se répartissent entre les pôles jadéitiques et acmitiques, avec des compositions moyennes situées entre 60% et 90% de jadéite (Figure IV- 31).

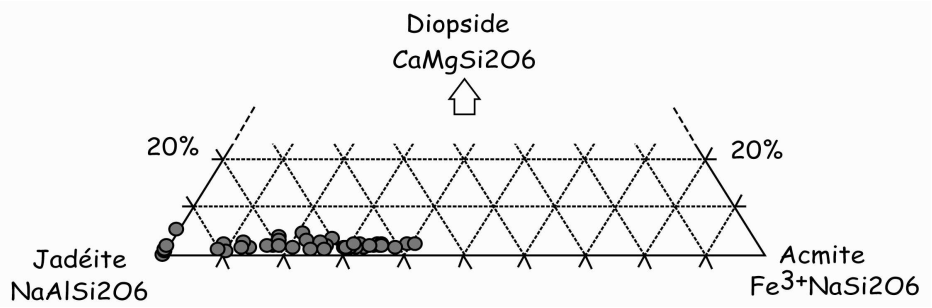


Figure IV- 31

Composition des clinopyroxènes du groupe de la Clarea, dans le diagramme ternaire Diopside-Jadéite-Acmite (données traitées de Ganne, 2003).

2.1.8. Feldspaths :

Les **feldspaths plagioclases** sont très fréquents dans les fabriques D2, où ils apparaissent au contact des phengites moyennement substituées (3,15<Si<3,35) et des chlorites. Ce sont des minéraux caractéristiques du faciès des schistes verts.

On les observe fréquemment dans les micaschistes du groupe d'Ambin, sous la forme de porphyroblastes infra- à pluri-millimétriques, présentant souvent des mâcles polysynthétiques caractéristiques. Ils confèrent à certains niveaux un aspect oscellaire, notamment au sommet du groupe d'Ambin/V (faciès chlorito-albitique). Ils sont également présents dans le groupe de la Clarea, dans les métaconglomérats de Vanoise et plus rarement dans le Permo-Trias et les quartzites. Les formes poeciloblastiques renferment du mica blanc, de l'amphibole sodique, de la chlorite, de la tourmaline, de la calcite, du rutile, de l'apatite et des minéraux opaques. La composition des plagioclases est celle de l'albite pure (Figure IV-32), avec moins de 2% d'anorthite.

Les **feldspaths potassiques** se rencontrent principalement dans les niveaux orthodérivés du groupe de la Clarea (origine magmatique), et dans les quartzites werféniens (origine détritique). Ils sont plus rares dans les métaconglomérats de Vanoise et le Permo-Trias. On les reconnaît grâce à la mâcle en « tissu écossais » de la microcline et la mâcle de Carlsbad de l'orthose. Leur composition chimique est purement potassique (Figure IV- 32).

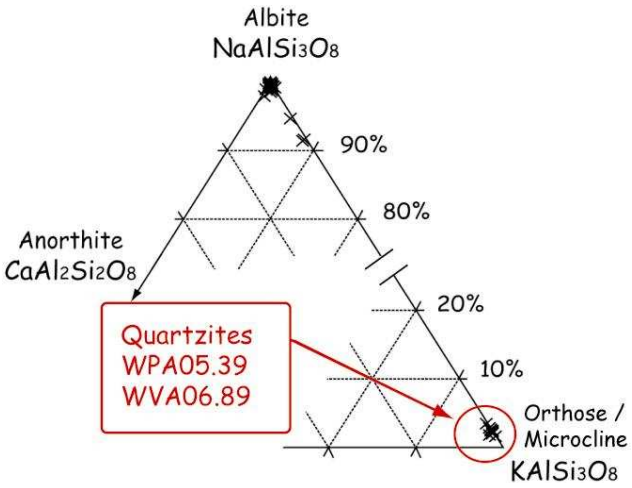


Figure IV- 32

Composition chimique des feldspaths analysés (diagramme ternaire Albite-Anorthite-Orthose). Les feldspaths potassiques sont ici strictement réservés au quartzites.

Les plagioclases albitiques présentent différentes relations texturales avec les fabriques D1 et D2 (Figure IV- 33) :

Ils peuvent être moulés par la schistosité S2, et des ombres de pression abritent souvent la phengite et la chlorite. Les albites peuvent renfermer des traînées d'inclusions parallèles et en parfaite continuité avec la schistosité S1 environnante. Le plagioclase croît alors postérieurement à la fabrique D1.

Ils se développent également dans les bandes de cisaillement à vergence est ou ouest, aux côtés de la chlorite et des phengites les moins substituées. Des ombres de pression asymétriques se forment autour de l'albite, qui peut être entraînée dans la bande de cisaillement. Certaines inclusions hélicitiques traduisent la forte composante rotationnelle de la déformation.

On les observe enfin dans les fentes extensives D2 tardives, sous la forme de cristaux subautomorphes maclés.

Soulignons qu'aucune charnière de plis P2 n'a été observée en inclusion dans les albites, ce qui prouve que le plagioclase ne cristallise pas postérieurement au plissement D2, sauf dans le cas du remplissage des fentes extensives tardives D3.

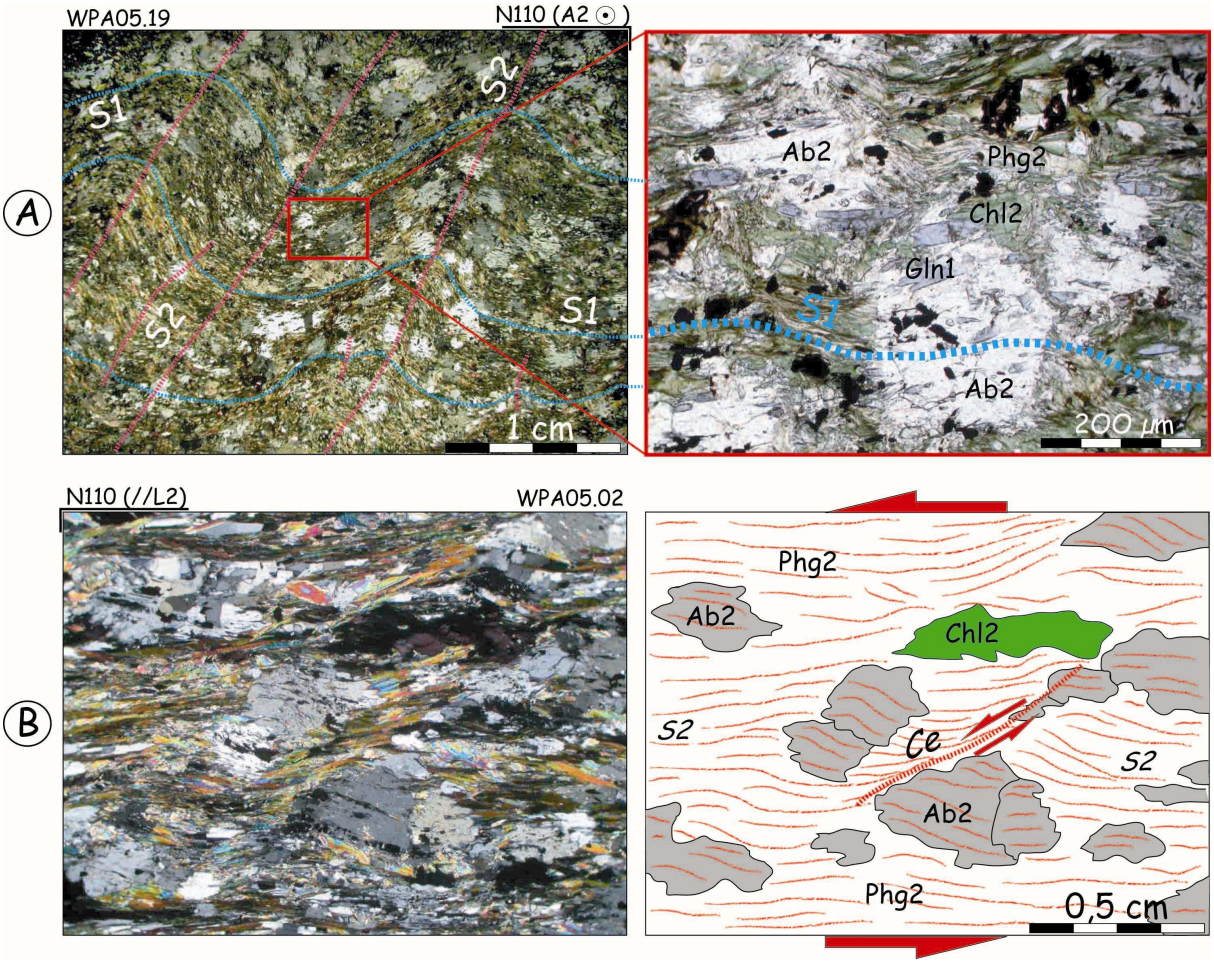


Figure IV- 33

Relations texturales entre les plagioclases albitiques et les fabriques D1 et D2 :

A : La schistosité principale S1, initialement soulignée par des phases D1 de HP (principalement le Gln), est affectée par des plis P2 droits et ouverts. Les minéraux D1 sont rétromorphosées dans le faciès des schistes verts (chlorite, albite et phengite moyennement substituée). S1 est également soulignée par des niveaux albitiques (porphyroblastes clairs), qui traduisent des surfaces de composition favorable. La cliché de détail (pris en LPNA) montre que S1 est préservée au sein des albites D2, à travers des inclusions de Gln1 parallèles à la schistosité S1. Echantillon WPA05.19, groupe de la Clarea/V. Le cliché à gauche est pris en LPA.

B : La schistosité principale S2 (phengite moyennement substituée, chlorite, albite) est affectée par des bandes de cisaillement à vergence est. Les porphyroblastes d'albite D2 renferment des inclusions sigmoïdales, et ils sont entraînés dans les bandes Ce. Les minéraux des fabriques D2 sont caractéristiques du faciès des schistes verts. Echantillon WPA05.02, micaschiste albitique du groupe de la Clarea/V. Le cliché est pris en LPA

2.1.9. Biotites :

Les biotites alpines se rencontrent dans les groupes de la Clarea et d'Ambin, dans les schistes lustrés, mais elles sont absentes de la couverture. Les lamelles brunes se développent dans les fabriques D2 : elles apparaissent le plus souvent alignées sur les plans de schistosité S2, mais on les trouve également associées à la chlorite dans les couronnes de déstabilisation des amphiboles sodiques D1. Les analyses chimiques disponibles indiquent des compositions très voisines de celles des assemblages anté-alpins (Figure IV- 34).

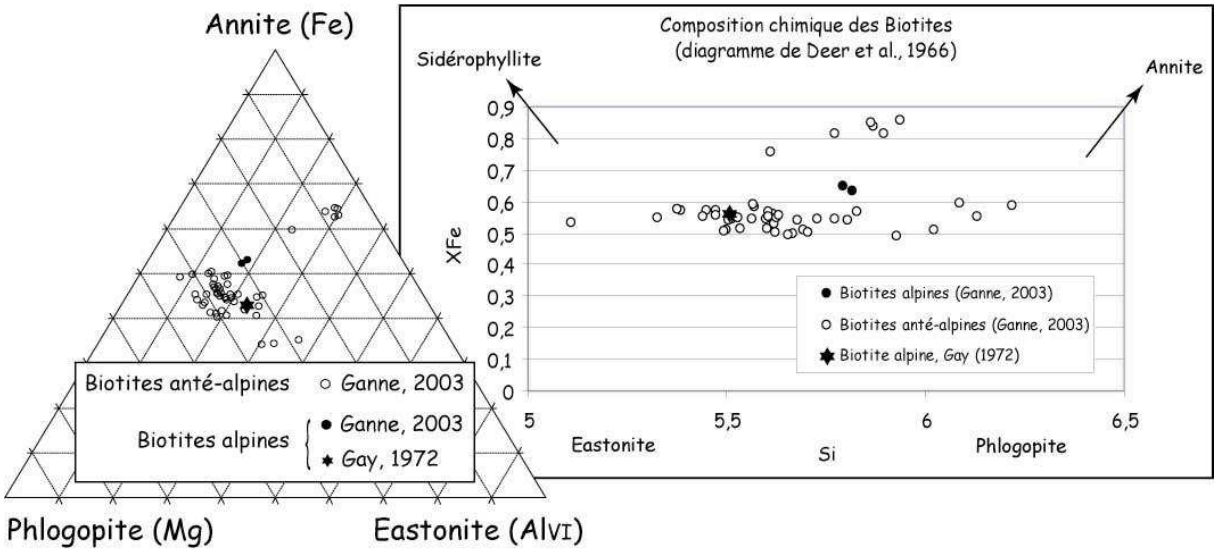


Figure IV- 34

Composition chimique des biotites alpines et anté-alpines dans le triangle Annite-Phlogopite-Eastonite, et dans le diagramme de Deer et al. (1966). Les analyses sont celles de Ganne (2003) et de Gay (1972), et proviennent des groupes d'Ambin et de la Clarea des deux massifs. Les deux générations de biotite présentent des compositions comparables, malgré le nombre insuffisant d'analyses alpines. Biotite : $Si_3Al(Fe,Mg)_3KO_{10}(OH)_2$.

2.1.10. Autres minéraux accessoires alpins (et anté-alpins) :

Le rutile (le plus souvent sous la forme d'aiguilles de sagénite), l'ilménite, le sphène et le zircon sont très fréquents dans les unités de socle, notamment dans les micaschistes à épidote. Ils semblent être présents dans toutes les fabriques anté-alpines et alpines, avec pour certains une origine détritique probable.

La tourmaline est également abondante dans le socle et la couverture. Les cristaux sont souvent de forme prismatique, et présentent de fortes zonations.

L'apatite se présente souvent sous la forme de prismes trapus, rares en inclusions. On la trouve principalement dans groupe de la Clarea.

Les carbonates s'observent dans toutes les unités, soit sous la forme matricielle au sein de la schistosité, soit en tant que produit de remplissage de fentes alpines. A l'échelle de la lame mince ils remplacent ou cimentent les microfractures des minéraux déformés (amphiboles, grenats, épidotes, sphènes, feldspaths, pyroxènes). Ils sont souvent oxydés et présentent alors une coloration brune à noire. Nos analyses montrent la présence de calcite pure dans les quartzites, et d'ankérite dans le groupe d'Ambin et le Permo-Trias (Figure IV-35).

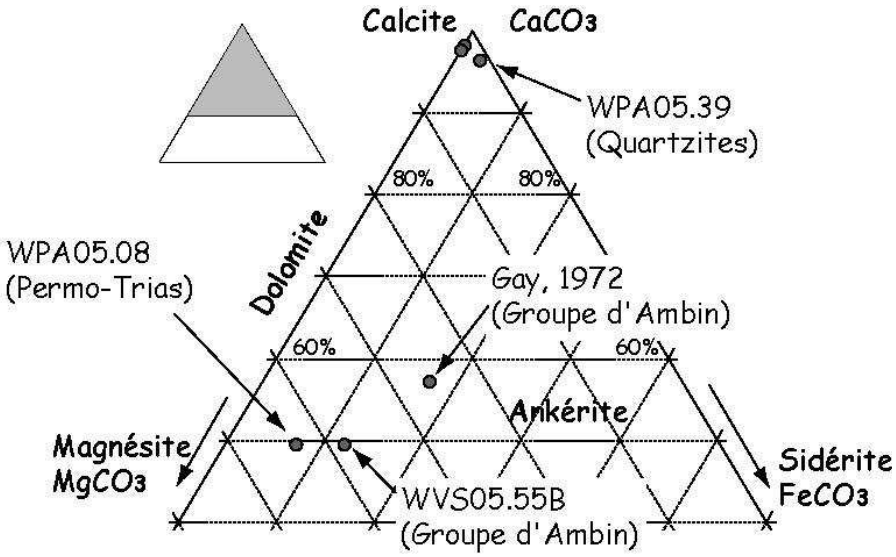


Figure IV- 35

Composition des carbonates analysés (diagramme ternaire Calcite–Magnésite–Sidérite), d'après nos données personnelles et une analyse de Gay (1972).

La lawsonite s'observe dans les niveaux basiques des schistes lustrés, fréquemment sous la forme de pseudomorphoses. Elle a été signalée en Vanoise Sud par Platt & Lister (1985a) dans le groupe de la Clarea, Ellenberger (1958) dans le Trias calcaréo-dolomitique, et dans le massif d'Ambin par Gay (1972), dans certains niveaux calcaréo-dolomitiques de Bellecombe.

La carpholite est fréquente dans les calcschistes de la nappe des schistes lustrés. Elle a été étudiée par Goffé (1975) en Vanoise septentrionale, mais elle n'a pas été observée dans les unités de socle de Vanoise Sud.

Notons enfin à titre anecdotique la présence d'argiles, représentées par des smectites sodiques (composition en annexe (CD-rom)), analysées dans les ombres de pression des feldspaths potassiques détritiques des quartzites werféniens (échantillon WVA06.89).

2.2.Les phases minérales anté-alpines :

Dans le groupe de la Clarea de Vanoise Sud et d'Ambin, les assemblages anté-alpins se développent dans le faciès des Amphibolites (Bocquet (Desmons), 1974b). Ils sont représentés par la muscovite, la biotite brune, l'amphibole verte (hornblende), le grenats et le feldspath plagioclase. Ces minéraux soulignent une schistosité anté-alpine S-1 souvent verticalisée, et mieux préservée au cœur des massifs, dans le groupe de la Clarea.

2.2.1. Micas blancs (muscovites) :

Les muscovites se présentent sous la forme de larges lamelles tordues, ondulées, et cisaillées lors des déformations alpines. Leur caractère incolore permet de les différencier des phengites alpines qui apparaissent plus verdâtres, et qui déstabilisent parfois la périphérie des muscovites. D'un point de vue chimique ces micas blancs anté-alpins du groupe de la Clarea ont une composition proche de la muscovite idéale (Figure IV- 36). Dans le diagramme Si vs. Al_{total}, les muscovites analysées par Ganne (2003) se projètent dans le champ des phengites alpines tardives D2, avec des teneurs en Si comprises entre 3,08 et 3.25 (Figure IV- 36).

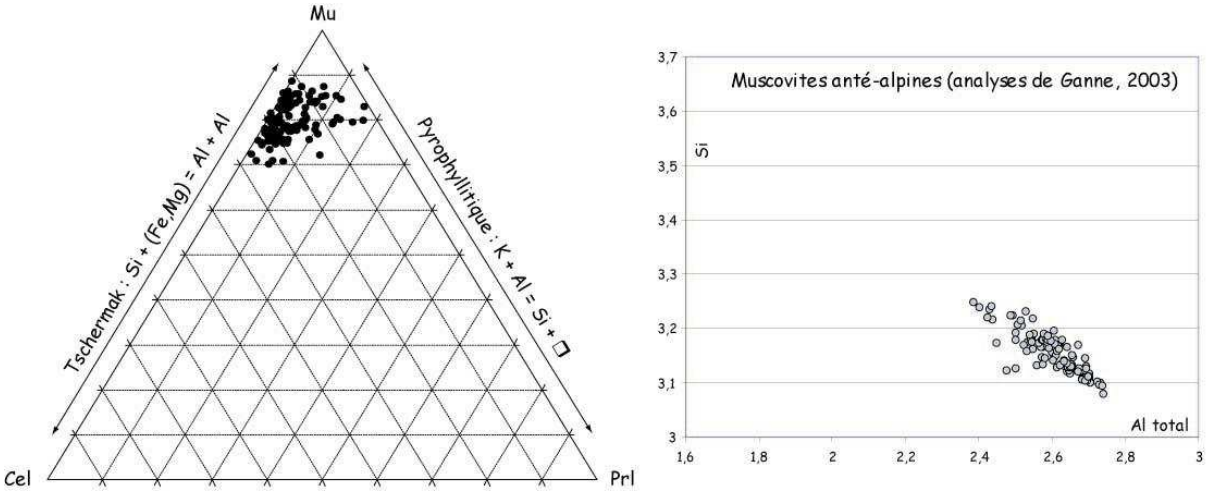


Figure IV- 36

Décomposition des muscovites anté-alpines analysées par Ganne (2003), dans le triangle Muscovite-Céladonite-Pyrophyllite, et variations du rapport Si vs. Al_{total}. Les compositions montrent plus de 70% de muscovite, et se projettent dans le champ des phengites D2 faiblement substituées dans le diagramme Si vs. Al_{total}..

Sur la base des travaux de Dalla Torre et al. (1996), Ganne en 2003 propose d'utiliser le rapport $2(Al_{total} + Na)/Si$ afin de distinguer les muscovites anté-alpines des phengites alpines. Selon les auteurs le rapport est toujours supérieur à 1,5 chez les muscovites, en se basant sur une formule structurale de 11 oxygènes.

Nous avons soumis toutes les compositions de muscovites de Ganne (2003) au test, et la majorité des analyses dépassant la valeur limite de 1,5 possèdent en fait une forte proportion de paragonite, la teneur élevée en sodium ayant augmenté le ratio. Nos propres analyses de micas blancs se placent sous la valeur-limite de 1,5 (après avoir supprimé toutes les analyses pour lesquelles Na > 0,05 dans la formule structurale).

Il est donc peu prudent d'utiliser ce rapport comme un critère de distinction fiable entre les micas blancs anté-alpins et alpins. L'habitus et la position microstructurale des muscovites demeurent le meilleur critère de reconnaissance.

2.2.2. Biotites :

Elles sont rares et restreintes aux micaschistes des unités de socle (groupes d'Ambin et de la Clarea). Elles se présentent sous la forme de larges lamelles (jusqu'à 5 mm) plus ou moins chloritisées, associées aux grenats anté-alpins (parfois en inclusion dans le cœur de ces derniers). Les deux analyses chimiques disponibles (Ganne, 2003) montrent une composition proche de celles des biotites alpines (Figure IV- 34), malgré des teneurs en Ti plus faibles.

2.2.3. Grenats :

Les grenats anté-alpins sont relativement bien développés dans les micaschistes des parties inférieures du groupe de la Clarea de Vanoise et d'Ambin.

Leur taille est infra-millimétrique à centimétrique, et ils présentent souvent une nette zonation : le cœur anté-alpin des grenats renferme des inclusions de minéraux anté-alpins (biotites brunes, muscovites et phosphates de Ca), représentatifs du faciès métamorphique de type barrovien (Gay, 1972). Les inclusions de minéraux de HP-BT (amphiboles sodiques) sont restreintes à la couronne alpine.

D'un point de vue chimique les cœurs anté-alpins ont une composition de type Almandin (grenat ferreux), et leur teneur en Mn est toujours supérieure ou égale à la teneur en Ca, ce qui les différencie des grenats alpins (riches en Ca et pauvres en Mn). Pour plus de détail sur cette phase, le lecteur trouvera dans les travaux de Ganne (2003) des analyses complètes.

2.2.4. Amphiboles calciques :

Les amphiboles anté-alpines sont calciques et s'observent seulement dans les niveaux basiques (amphibolites) du groupe de la Clarea/A (Gay, 1972 ; Ganne, 2003). Leurs compositions sont celles de l'actinote et de la hornblende (la trémolite est absente des assemblages anté-alpins). La hornblende verte s'observe parfois en inclusion et dans les fractures des biotites brunes anté-alpines. Ces amphiboles sont au cours des événements alpins remplacées par la phengite, la biotite, la chlorite, la calcite et l'épidote. Les amphiboles sodiques peuvent aussi corroder les bordures et les clivages des hornblendes. Leur composition chimique est présentée en annexe sur la Figure Annexe- 20**.**

2.2.5. Feldspaths :

Les feldspaths anté-alpins d'origine métamorphique présentent comme leurs homologues alpins des compositions très proches de l'albite pure (teneur en anorthite toujours inférieure à 10 %). Les reliques de plagioclases plus calciques (composition d'oligoclase) décrites par Gay (1972) dans les gneiss et amphibolites des parties inférieures du groupe de la Clarea/A, ne peuvent pas être attribuées de manière certaine à un événement anté-alpin.

3. Synthèse des relations entre les textures et les évolutions chimiques des minéraux : définition des paragenèses alpines D1 et D2 :

- Dans les deux massifs, le premier événement métamorphique alpin (D1) est caractérisé par des assemblages du faciès des Schistes Bleus (atteignant le haut grade avec la jadéite), qui soulignent la schistosité S1.
- Les assemblages D1 sont davantage préservés dans le groupe de la Clarea, où la rétromorphose associée aux déformations D2 (et D3) est plus limitée.
- A toutes les échelles d'observation, la préservation des assemblages alpins précoces est guidée par la localisation des structures D2.
- Les assemblages D2 se développent majoritairement dans le faciès des Schistes Verts. Seules les étapes précoces de la phase D2 s'initient dans le faciès des Schistes Bleus de bas grade (Gln2 et Ctd2).
- Les associations minéralogiques D2 sont très bien représentées dans le reste de la pile structurale (du groupe d'Ambin jusqu'au sommet de la couverture), car les fabriques D2 sont très pénétratives, notamment dans les zones de cisaillement à vergence est (Φ2).
- Nous montrons les différences chimiques entre les minéraux ubiquistes (Phg et Chl) développés dans les différentes fabriques D2 : schistosité S2, bandes de cisaillement C2 à vergence est ou ouest. Ces précisions constituent une clef pour les estimations P-T relatives à l'événement majeur D2.
- La comparaison des compositions chimiques des minéraux provenant des différentes unités renforce les similitudes entre les deux massifs, qui apparaissent équivalents.

Le détail des paragenèses successives observées dans les 26 échantillons microsondés, est présenté sur la Figure IV- 37 :

Unité	Echantillon	D1	D2	Minéraux accessoires
Schistes noirs suprawerféniens	S.VS.06.93	Phg1	Phg2 + Chl2 + Ab2	Qz, Carb, Ru, opaques, Tur
Quartzites werféniens	W.PA.05.09	Phg1	Phg2	Qz, Ap, Ep, Ru
	W.PA.05.39	Phg1	Ab2	Qz, FK détr., Carb, Ru, opaques
	W.VA.06.89	Phg1	Phg2	Qz, FK détr., Carb, Ap, Ru, opaques, Tur, Smectites
Permo-Trias	W.PA.05.07	Phg1	Phg2 + Chl2 + Ab2	Qz, Carb, Ap, opaques, Tur
	W.PA.05.08	Phg1	Phg2 + Chl2 + Ab2	Qz, Carb, Ru, opaques, Tur
	W.PA.06.100A	rétromorphosé	Phg2	Qz, Ep, Ru
	W.VS.05.47	Phg1	Phg2	Qz, Carb, Ep, Ap, Ru, opaques
	W.VA.06.86	rétromorphosé	Phg2	Qz, Ep, Ap, Ru, opaques, Tur
Métaconglomérats de Vanoise	W.PA.06.39	rétromorphosé	Phg2 + Chl2 + Ab2	Qz, Carb, Ep, opaques, Tur
	W.PA.06.41	rétromorphosé	Phg2 + Chl2 + Ab2	Qz, Ap, opaques, Tur
Groupe d'Ambin (faciès chl°-ab)	W.PA.06.65A	rétromorphosé	Phg2 + Chl2 + Ab2	Qz, Carb, Ru, opaques, Tur
Groupe d'Ambin (faciès classiques)	W.PA.06.35A	rétromorphosé	Phg2 + Chl2 + Ab2	Qz, Ap, Ru, opaques, Tur
	W.PA.05.06	Phg1 + Ctd1+ Chl1	Phg2 + Chl2	Qz, Carb, Sph, Ap, Ru, opaques
	W.PA.05.16A	rétromorphosé	Phg2 + Chl2 + Ab2	Qz, Carb , Ep, Ru, opaques, Tur
	W.PA.05.37D	rétromorphosé	Phg2 + Chl2 + Ab2	Qz, Carb, opaques
	W.PA.05.40A	rétromorphosé	Phg2 + Chl2	Qz, Ru, opaques
	W.PA.06.70C	rétromorphosé	Phg2 + Chl2	Qz, Ep, Ru, opaques, Tur
	W.VS.05.53	Amp1 + Phg1 + Ctd1	Phg2 + Chl2	Qz, Ep , Ap, Ru, opaques
	W.VS.05.55B	Amp1 + Phg1	Chl2 + Ab2	Qz, Carb, Ep, Ru, opaques, Tur
	W.VS.05.58B	Amp1 + Phg1 + Ctd1	Phg2 + Chl2 + Ab2	Qz, Ep, Ru, opaques
Groupe de la Clarea	W.PA.06.17	Amp1 + Phg1	Amp2 + Phg2 + Chl2 + Ab2	Qz, Ep, Ap, Ru, opaques
	W.PA.05.18A	Amp1 + Phg1	Amp2 + Phg2 + Chl2 + Ab2	Qz, Carb, Ep, Ru, opaques, Tur
	W.PA.05.23	rétromorphosé	Phg2 + Chl2 + Ab2	Qz, Carb, Ap, Ru, opaques
	W.PA.05.45B	Amp1 + Phg1	Amp2 + Phg2 + Chl2 + Ab2	Qz, Carb, Ep, Sph, Ap, Ru, opaques
	W.VA.06.74	Amp1 + Phg2	Amp2 + Phg2 + Chl2 + Ab2	Qz, Ep, Ap, Ru, opaques

échantillon daté (Ar-Ar in situ sur Phg)

Figure IV- 37

Liste des paragenèse successives dans chaque échantillon microsondé, déterminées à partir des relations texturales. Les abréviations utilisées sont décrites dans l'introduction. Les amphiboles sodiques de seconde génération (Amp2) se développent dans les plans axiaux des plis P2 précoces. La majorité de ces échantillons a été utilisée pour les estimations P-T, à l'exception de ceux dont les assemblages minéralogiques sont trop pauvres pour les calculs (WPA05.09, WPA05.39, WVA06.89, WPA06.100A, WVS05.47, WVA06.86), et ceux dont trop peu de phases ont été analysées (WPA06.17 et WVA06.74). Les échantillons utilisés dans les datations Ar-Ar in situ sur phengites, sont précisés par des cadres oranges.

Définition des paragenèses alpines D1, D2 (et D3) :

L'étude des textures et de l'évolution chimique des minéraux au cours des déformations alpines (préalablement reconnues et décrites), nous permet de définir les assemblages minéralogiques à l'équilibre (paragenèses) pour chaque phase de déformation (Figure IV- 38) :

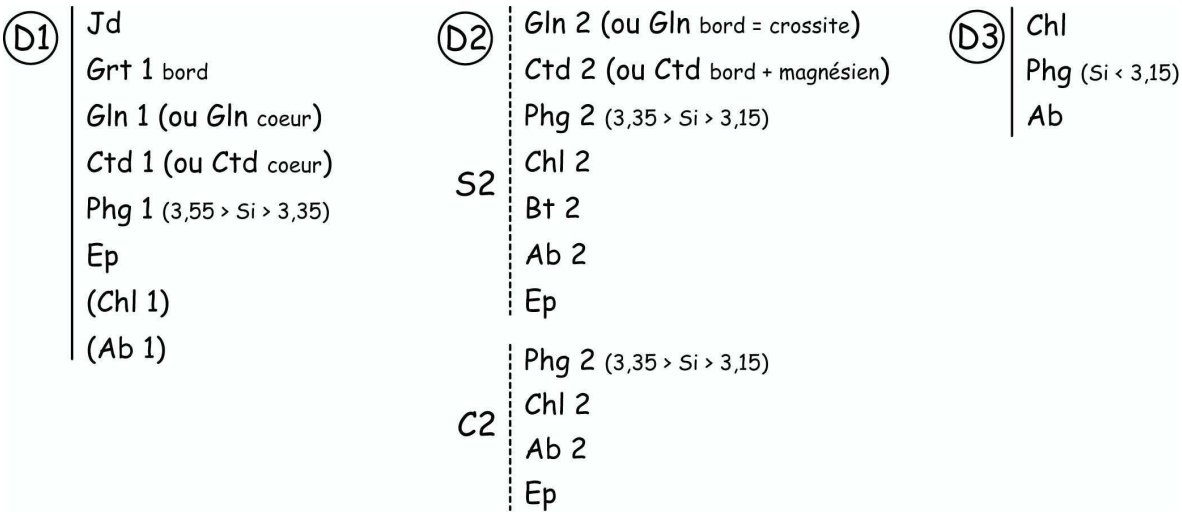


Figure IV- 38

Principales paragenèses retenues pour les 3 épisodes métamorphiques alpins. La chlorite et l'albite sont incorporées aux paragenèses D1, bien que ce soient des minéraux ubiquistes de l'événement D2. Parmi les paragenèses D2, nous distinguons celles développées dans les plans de schistosité S2 et celles des bandes de cisaillement C2.

4. Données P-T de la littérature sur les massifs de Vanoise Sud et d'Ambin, et comparaison aux unités des Schistes Lustrés et du Grand Paradis :

4.1. Estimations P-T disponibles pour les unités de socle et de couverture dans les massifs de Vanoise et d'Ambin :

Nous choisissons de présenter ici le détail des estimations P-T de la littérature (Figure IV- 39), au lieu de ne proposer que les chemins P-T synthétiques. Cette démarche nous permet de contrôler la cohérence entre les chemins P-T simplifiés (Figure IV- 41) et les calculs ponctuels dont ils dérivent. Dans le but de comparer nos résultats, nous présentons également le détail des estimations P-T récentes, réalisées dans les deux massifs étudiés avec les mêmes méthodes que celles utilisées dans notre étude.

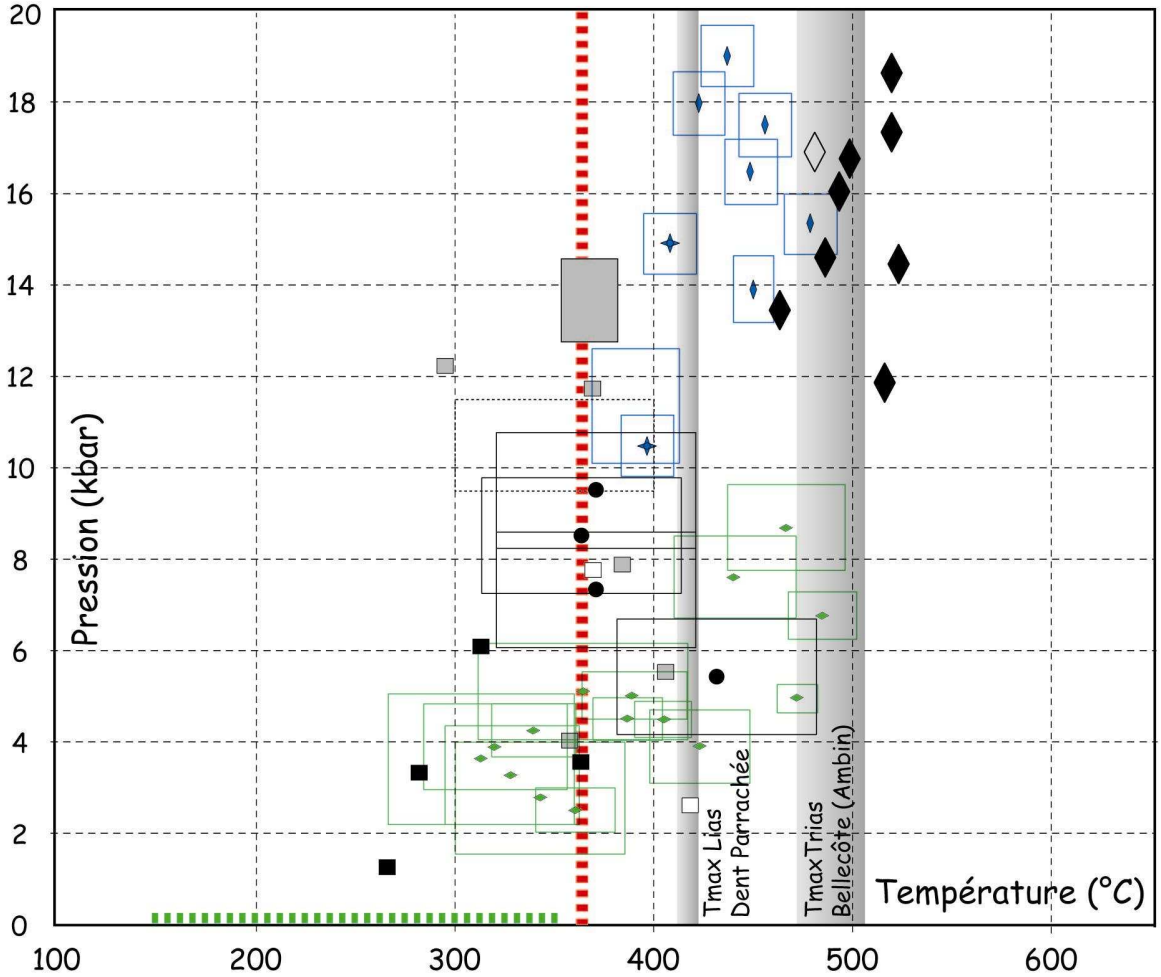


Figure IV- 39

Compilation des estimations P-T publiées et soumises dans les unités de socle et de couverture des massifs de Vanoise Sud et d'Ambin. Les chemins correspondants sont présentés indépendamment sur la Figure IV- 41.

Remarques sur les estimations THERMOCALC de Ganne, 2003 et Ganne et al., 2007 :

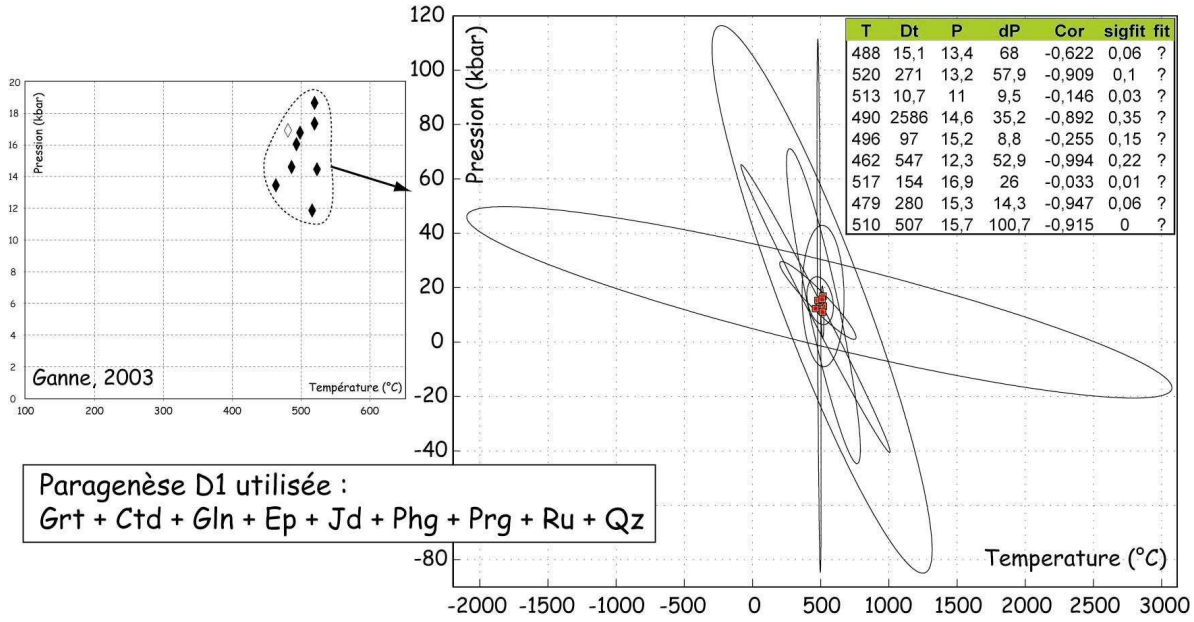


Figure IV- 40

Précisions sur les estimations THERMOCALC de l'événement D1 de Ganne, 2003 et Ganne et al., 2007, et mise en évidence des incertitudes ΔP et ΔT. Le Ctd est introduit dans les paragenèses D1 avec le Grt alpin, bien que le premier n'ai jamais été observé en inclusion dans le second (Ganne et al., 2003). Seul Gay (1972) observe le Ctd en inclusion dans les Grt du groupe d'Ambin/A.

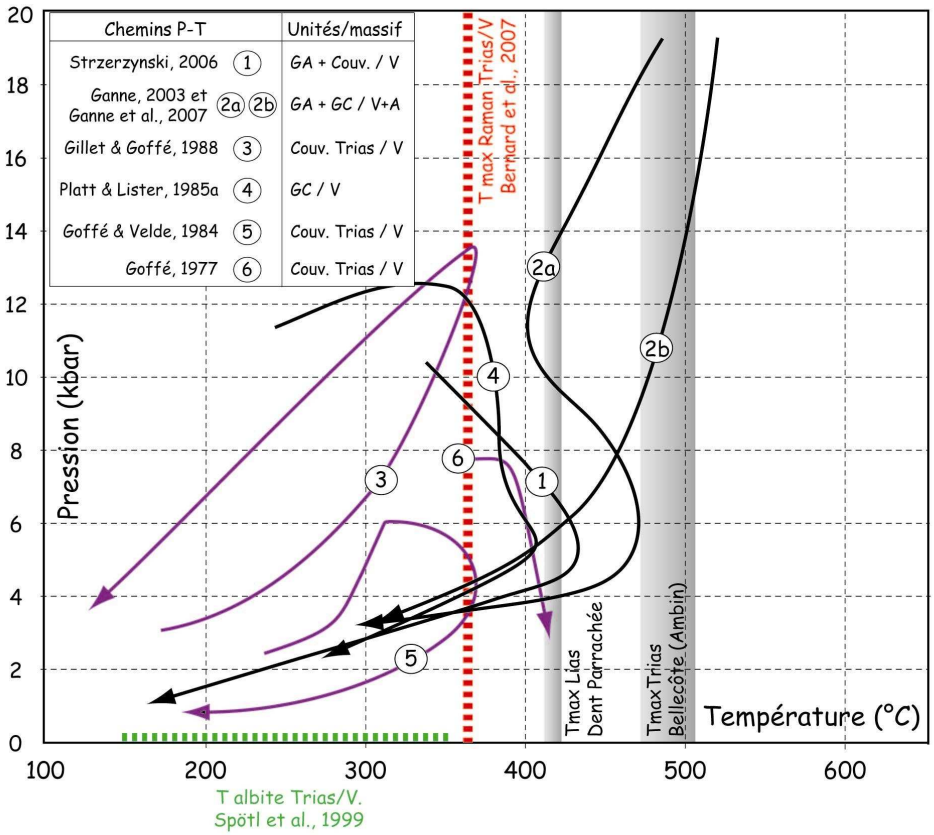


Figure IV- 41

Compilation des chemins P-T publiés, dans les unités de socle et de couverture des massifs de Vanoise Sud et d'Ambin. Les deux chemins 2a et 2b proposés par Ganne (2003) pour les unités de socle sont représentés : le premier prend en compte les estimations D2 précoces (faciès SB de bas grade), et souligne le réchauffement de 80°C au cours de l'événement D2. Le second relie les estimations D1 aux estimations D2 du faciès des Schistes Verts, et la température chute tout le long de l'exhumation. De manière générale les unités de couverture montrent des températures toujours inférieures à celles du socle, à l'exception du Trias du Nord du massif d'Ambin (données RAMAN de Gabalda et al., soumis). Les unités de socle et de couverture enregistrent cependant une évolution P-T similaire sous 350°C et 4 kbar, qui correspond au domaine P-T de l'événement D2. Cette observation laisse supposer que les différentes unités ont été juxtaposées dans les derniers stades de leur exhumation, et qu'elles ont alors enregistré les déformations D2 de manière synchrone.

Evénement D1 :

Les estimations de Ganne (2003) concernant l'événement D1 proviennent des logiciels THERMOCALC et TWEEQU, et concernent 10 échantillons du groupe de la Clarea des deux massifs. Malgré des estimations absolues cohérentes avec les conditions suggérées par les assemblages de haute pression, l'examen en détail montre que les erreurs sur chaque mesure sont très importantes (1σ peut atteindre 2500°C et 100 kbar) (Figure IV- 40). Il n'est donc pas raisonnable de prendre en compte les estimations D1 de l'auteur. Les assemblages à Grt-Ctd-Gln-Ep-Jd-Phg-Prg-Ru-Qz localisent l'événement D1 autour de 15 kbar et 500°C, qui est interprété par l'auteur comme la fin du chemin prograde ou davantage comme le début du chemin rétrograde. La composition de la paragenèse est également critiquable, car l'auteur précise que le pyroxène n'a jamais été observé au contact du grenat (même en inclusion).

Dans le groupe de la Clarea du massif de l'Arpon (Vanoise SE), Platt & Lister (1985a) estiment le pic D1 à 300°C et 12 kbar.

Les estimations de Strzerzynski (2006) sur l'événement D1, se résument à seulement 3 points, situés autour de 8,2 ± 1,8 kbar et 380 ± 60°C. Les calculs proviennent de la méthode des équilibres locaux (Vidal et al., 2001) couplée à une pseudo-section du logiciel Perplex (Connoly, 1990). L'échantillon (F21-5) est un micaschiste à Chl-Phg-Ab-Cal-Qz du groupe d'Ambin/V, prélevé dans un forage entre la vallée de l'Arc et le Fond d'Aussois. Les phengites de l'échantillon présentent cependant de faibles degrés de substitution (3,3< Si <3.4) par rapport aux teneurs moyennes des PhgD1 du groupe d'Ambin, variant entre 3,3 et 3,55 (voir paragraphe IV-2.1.1). Ceci montre que cette estimation s'inscrit plutôt dans le chemin rétrograde, entre l'événement D1 et le début de l'événement D2.

Une pseudo-section a été réalisée par Strzerzynski (2006) sur un micaschiste à glaucophane, provenant d'une « lentille de micaschiste à Gln imbriquée dans les écailles de quartzites » du Col du Barbier en Vanoise Sud (M266). Elle localise le pic métamorphique D1 à 10,5 ± 2 kbar et 350 ± 100°C, à partir d'un assemblage à Phg (3,4 <Si< 3,45) et Gln. L'unité d'appartenance reste énigmatique, car l'auteur affirme à la fois que la lentille donne des informations P-T sur les unités de couverture (au sein desquelles elle est imbriquée), et que « l'échantillon M266 provient d'un affleurement de socle ». Cependant les estimations P-T de l'auteur sont cohérentes avec celles des unités de couverture de la littérature, et la lentille peut être considérée comme un niveau lithologique de composition singulière, au sein de la couverture quartzitique werfénienne.

Dans les métasédiments calcaires de la couverture triasique de Vanoise, le pic de pression de l'événement D1 est estimé à 14 kbar et 360°C (Gillet & Goffé, 1988), en utilisant un assemblage à Mg-Car + Ctd + Ar. La température du pic est cohérente avec la température maximale de 360°C (Bernard et al., 2007), obtenue par spectrométrie RAMAN sur le même matériau (échantillon de calcaire triasique du Roc de la Pêche-Chanrossa). Nous ne pouvons cependant pas attribuer avec certitude cette Tmax à l'événement D1.

Dans les calcaires triasiques du Roc du Bourget (Vanoise Sud), l'étude d'inclusions fluides permet d'estimer la Tmax de formation des cristaux automorphes d'albite (plus connues pour leur mâcle caractéristique) à 350°C (Spötl et al., 1999). Celle-ci vient conforter la température maximale atteinte par la couverture de Vanoise Sud, sans toutefois préciser l'événement auquel elle est associée.

Evénement D2 :

Dans le secteur étudié, les estimations concernant l'événement D2 cisaillant vers l'Est, proviennent principalement des travaux de Ganne (2003) et de Strzerzynski (2006) :

Cinq échantillons du groupe d'Ambin/A ont été étudiés par le premier auteur, et proviennent uniquement de la zone de cisaillement Φ2 dite « du Lac d'Ambin ». Les estimations TWEEQU de l'auteur proviennent d'assemblages du faciès des Schistes Verts (Phg peu ou moyennement substituées + Chl + Ab + Prg + Qz). Les résultats dessinent une partie du chemin rétrograde, et se répartissent entre 480 et 320°C en soulignant une chute de pression de 7 jusqu'à 3 kbar. Les conclusions de l'auteur sont incertaines, car les estimations réalisées avec TWEEQU sur des assemblages D2 précoces, développés dans le faciès des Schistes Bleus de bas grade, localisent le début de l'événement D2 vers 10,5 kbar et 420°C. Si ces estimations sont confirmées, elles imposent un chemin rétrograde associé à un **réchauffement atteignant 100°C**, pour joindre les estimations D2 précoces à celles plus tardives (Figure IV- 39). Les échantillons correspondant proviennent des micaschistes à Gln

du groupe de la Clarea, dans la tête du pli du Fond d'Aussois, cisaillé vers l'Est (Figures III-34 et III- 35 dans le 3ème chapitre).

Strzerzynski (2006) propose une seule estimation D2 à 5,7 kbar et 430°C, provenant de l'échantillon F21-5 (déjà présenté). Les PhgD2 de cet échantillon ont des taux de Si variant entre 3,10 et 3,20 (caractéristiques de l'événement cisaillant à vergence est). En associant cet unique point aux estimations D1, l'auteur propose un chemin rétrograde marqué par un réchauffement (en accord avec l'apparition de la biotite dans l'assemblage D2).

Le même réchauffement est suggéré par l'allure du chemin rétrograde de Platt & Lister (1985a), qui associent le pic thermique au développement des albites D2.

Bilan des estimations P-T de la littérature dans les unités de socle et de couverture briançonnaises :

- Dans les unités de couverture, les estimations P-T concernent principalement les calcaires triasiques. Les données sur les métasédiments situés entre le groupe d'Ambin et les calcaires triasiques (métaconglomérats de Vanoise, Permo-Trias et Quartzites) sont inexistantes ou très peu contraintes (Strzerzynski, 2006).
- Les données P-T sur les unités de socle sont incomplètes (notamment en Vanoise Sud). Leur histoire prograde est totalement inconnue.
- Les données P-T concernant le pic D1 et le début du chemin rétrograde sont insuffisantes. Les auteurs proposent des chemins aux allures très divergentes.
- Les résultats obtenus par différentes méthodes (THERMOCALC, TWEEQU), sur des assemblages D1, sont souvent divergents (Ganne, 2003).
- L'événement D2 a été considéré dans son ensemble, et aucune étude n'a essayé de distinguer indépendamment les conditions P-T associées aux fabriques S2 et C2.
- L'allure du chemin rétrograde est controversée : les premiers stades de la décompression sont-ils isothermes, ou sont-ils associés à un réchauffement souvent évoqué ? Cette augmentation de température est-elle restreinte aux unités de socle ou affecte-elle le reste de la pile structurale ?
- En deçà de 400°C (événement D2), l'évolution P-T est mieux contrainte, car les déformations D2 sont très pénétratives et mieux représentées.
- Sous 350°C et 5 kbar, les unités de socle et de couverture montrent une évolution P-T commune. Il semblerait que toutes ces unités aient été juxtaposées au cours de l'événement D2, comme en attestent les déformations D2 qui affectent l'ensemble de la pile structurale.

4.2. Estimations P-T disponibles dans les Schistes Lustrés et le Grand Paradis :

La compilation des principales estimations P-T publiées, pour les unités des Schistes Lustrés et du Grand Paradis, est présentée sur la Figure IV- 42. Comme pour les unités de socle et de couverture briançonnaises, nous présentons séparément le détail des estimations P-T, et les chemins synthétiques associés aux Schistes Lustrés et au Grand Paradis.

Nous reportons également les températures maximales issues des travaux de Beyssac et al. (2002b), et plus récemment de Gabalda et al. (soumis). Ces auteurs ont utilisé la spectroscopie RAMAN sur les calcschistes et les schistes pélitiques des unités de Schistes Lustrés (inférieures et médianes).

Estimations P-T / Chemins P-T / Auteurs		Unités/massif	
Rolland et al., 2000	1a	Grand Paradis	Grand Paradis
Le Bayon et al., 2006	2	Grand Paradis	
Rolland et al., 2000	1b	Schistes Lustrés : unités inférieures	Unités Liguro-Piémontaises
	1c	Schistes Lustrés : unités médianes	
Schwartz et al., 2000a	3	Monviso (Lago Superiore, Passo Gallarino, Viso Mozzo)	
Agard et al., 2001a et 2002	4a ↓ 4e	Schistes Lustrés (unités médianes) Ouest (Fraiteve) ↓ Est (Finestre)	
Chalot-Prat et al., 2003	5	Schistes Lustrés : unités inférieures	
Bucher et al., 2003	6a 6b	Schistes Lustrés : métasédiments et ophiolites	
Gabalda et al., soumis		Schistes Lustrés : unités médianes (extrémité nord massif d'Ambin)	
Beyssac et al., 2002b		Schistes Lustrés (unités médianes et inférieures) Ouest (Fraiteve) ↓ Est (Finestre)	

Légende de la Figure IV- 42 suivante : Compilation des estimations P-T et des chemins associés (publiés et soumis) dans les unités Liguro-Piémontaises (Schistes Lustrés et Monviso) et dans le massif du Grand Paradis. Les températures maximales issues de la spectrométrie Raman (Beyssac et al., 2002b ; Gabalda et al., soumis) sont reportées sous la forme de barres grises verticales..

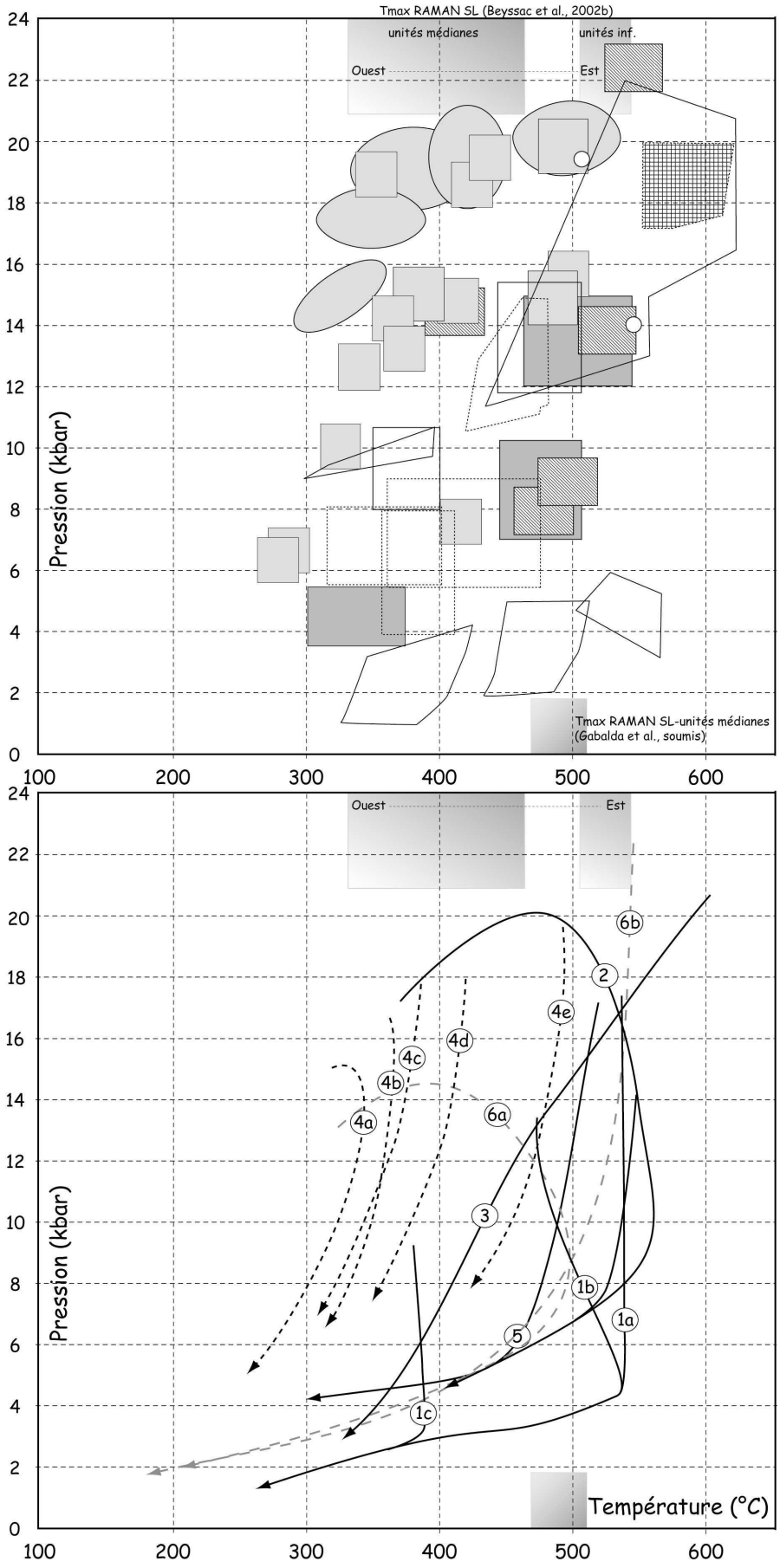

Tmax RAMAN SL (Beyssac et al., 2002b)
unités médianes
unités inf.
Ouest
Est
Pression (kbar)
Tmax RAMAN SL-unités médianes (Gabalda et al., soumis)
Ouest
Est
6b
2
4e
4d
4c
4b
4a
6a
3
1b
1a
5
1c
Pression (kbar)
Température (°C)

Figure IV- 42

Bilan des estimations P-T de la littérature dans les unités de Schistes Lustrés et du Grand Paradis :

- Pour la majorité des chemins proposés dans les unités de Schistes Lustrés, le début de la portion rétrograde est associé à un refroidissement, ou à une décompression isotherme.
- L'hypothèse du réchauffement au cours de la décompression, est proposée par Rolland et al. (2000) pour les unités inférieures, par Borghi et al. (1994), Brouwer et al. (2004) et Le Bayon et al. (2006) pour le Grand Paradis, et par Borghi et al. (1985) pour Dora Maira.
- En deçà de 350°C et 3-4 kbar, la plupart des chemins montrent une allure commune, à l'exception des unités médianes étudiées par Agard et al. (2001 et 2002) qui suivent un gradient géothermique plus froid au cours de leur exhumation.
- Cette portion commune des chemins P-T est identique à celle définie dans unités de socle et de couverture briançonnaises. Dans le secteur étudié, les unités briançonnaises et liguro-piémontaises semblent donc enregistrer des conditions P-T commune au cours de l'événement D2, qui affecte toutes les unités.

5. Nouvelles estimations P-T :

Les estimations P-T des événements alpins D1 et D2 viennent à la suite de la première étape, qui a consisté à faire l'inventaire des différentes textures et à définir les paragenèses correspondantes. Les 3 méthodes proposées ont été choisies pour leur caractère complémentaire et indépendant.

5.1. Choix et description des méthodes utilisées :

Si on considère une composition totale de roche donnée, et des conditions de pression et de température fixes, alors les lois thermodynamiques prévoient que les minéraux à l'équilibre ont une composition chimique unique.

Les études expérimentales sur la stabilité des minéraux et de leur composition chimique, sous des conditions P-T imposées, ont permis de proposer des bases de données thermodynamiques auto-corrélées (Gordon, 1973 ; Helgeson et al., 1978 ; Powell & Holland, 1985). Nous utilisons dans ce travail les deux principaux logiciels d'estimations P-T issus des bases thermodynamiques auto-corrélées :

- ***TWEEQU (Berman, 1988 ; Berman, 1991; Berman & Perkins, 1987) :***

Ce logiciel utilise la base thermodynamique de Berman (1991), et repose sur la méthode des équilibres multiples (Berman, 1991). Elle consiste à considérer que pour une paragenèse donnée, si tous les minéraux se sont formés à l'équilibre (c'est à dire de manière synchrone, dans des conditions P-T semblables et sans échange de matière avec l'environnement), alors les courbes de réaction doit converger en un point dans l'espace P-T.

La majorité de nos estimations P-T est réalisée à l'aide la version 2.02 du logiciel TWEEQU. Nous utilisons la base de données thermodynamique JUN92 (Berman, 1988), adaptée par Vidal & Parra, 2000 pour les pôles des phengites, chlorites et chloritoïdes :

- Pour les micas blancs, nous utilisons le modèle de solution solide assym/25 (Parra et al., 2002), et les 5 pôles purs sont : Al-Céladonite, Fe-Céladonite, Muscovite, Pyrophyllite et Paragonite.
- Pour les chlorites, nous utilisons le modèle VP209 (Vidal et al., 2005) et les 5 pôles purs sont : Sudoïte, Daphnite, Fe-Amésite, Clinochlore, Amésite-Vidal (=Mg-Amésite).
- Pour les chloritoïdes, nous utilisons le modèle de Vidal et al., 2001, et les pôles Fe et Mg sont considérés.

Le logiciel trace l'ensemble des réactions calculées, et le nombre de réactions indépendantes (nRi) est tel que :

$$nRi = C + 2 - \varphi$$

où C représente le nombre de constituants indépendants (les pôles purs des minéraux utilisés) et φ le nombre de composants du système chimique considéré (par exemple φ = 6 dans le système KFeMgAlSiH).

Si les données thermodynamiques et les modèles d'activité sont bien calibrés, et si les minéraux utilisés sont à l'équilibre, les droites calculées devraient concourir en un point. Dans la pratique l'intersection des courbes dessine davantage une surface P-T. Les incertitudes sur la température et la pression sont calculées à l'aide du programme INTERSX (Berman, 1991), seulement si la totalité des réactions apparaissent dans la fenêtre P-T choisie (généralement 2-20 kbar et 100-650°C). Nous ne conservons que la première valeur d'INTERSX.

Nous avions initialement choisi de ne conserver que les estimations P-T pour lesquelles les incertitudes σP et σT sont inférieures à 10% des valeurs absolues de P et de T. Mais certaines estimations dépassant cette limite, sont apparues tout à fait cohérentes avec le reste des calculs, ainsi qu'avec les relations microtexturales définies dans la lame mince. Nous privilégions ainsi la cohérence des relations microstructurales et des compositions chimiques, lors de la sélection des estimations P-T.

- ***THERMOCALC (Holland & Powell, 1990 et 1998) :***

Une partie de nos estimations P-T a été réalisée à l'aide de la version 3.21 du logiciel THERMOCALC. Il est associé à la base thermodynamique de Holland & Powell, 1998, qui comprend 154 pôles purs de minéraux. A la différence de TWEEQU, ce programme effectue une régression linéaire sur les données thermodynamiques, par la méthode des moindres carrés. Cette méthode ne permet pas aux courbes de réaction de passer nécessairement pas les points expérimentaux (voir les travaux de Chatterjee, 1991), mais elle offre l'avantage de fournir directement les incertitudes σP et σT, ainsi qu'un coefficient de corrélation (cor) entre chaque point P-T calculé. La valeur du coefficient de corrélation influence directement l'orientation de l'ellipse d'incertitude associée à la valeur absolue, dans l'espace P-T.

Les activités de chaque pôle pur introduit dans les calculs, sont préalablement déterminées à l'aide du logiciel AX. Nous avons conservé les mêmes conditions P-T demandées en entrée lors du calcul des activités (12 kbar et 450°C).

Voici les pôles purs des minéraux utilisés dans nos calculs :

- Micas blancs (4 pôles) : Muscovite, Céladonite, Fe-Céladonite, Paragonite.
- Chlorites (3 pôles) : Clinochlore, Daphnite, Amésite.
- Amphiboles (3 pôles) : Glaucophane, Fe-Glaucophane, Riebeckite.
- Chloritoïdes (3 pôles) : Mg-Chloritoïde, Fe-Chloritoïde, Mn-Chloritoïde.
- Epidotes (2 pôles) : Epidote, Clinozoïsite.
- Plagioclases (2 pôles) : Albite, Anorthite.

On observe que le nombre de pôles purs de silicates pris en compte est inférieur par rapport à TWEEQU. Le logiciel THERMOCALC nécessite donc un nombre plus important de phases minérales pour permettre un calcul P-T (5 en plus du quartz). Nous limitons ainsi l'utilisation de ce programme à quelques échantillons.

- ***Spectroscopie RAMAN (Beyssac et al., 2002a) : détermination d'une T maximale***

La matière organique contenue dans les sédiments renferme des molécules carbonées. Lors de la diagenèse, les matériaux organiques se transforment en composés intermédiaires (kérogènes), puis en graphite au cours de l'augmentation graduel du métamorphisme. Pendant l'augmentation de la température, les molécules organiques aux géométries complexes, subissent un réarrangement structural progressif, qui permet l'organisation des atomes de carbone en feuillets parallèles (Figure IV- 43). Ainsi le degré d'avancement de la graphitisation augmente de manière irréversible avec la température maximale atteinte par l'échantillon. Cette méthode nous permet d'accéder à la température maximale (Tmax).

La spectroscopie RAMAN, calibrée par Beyssac et al., 2002a, permet de caractériser le degré d'agencement planaire d'un échantillon. Un rayon laser émis perpendiculairement aux feuillets carbonés, entraîne l'excitation électronique des atomes et l'émission de rayons X. Le signal reçu par le spectromètre est traité et converti en un spectre donnant l'intensité du signal en fonction de son nombre d'onde. Au sein de l'ensemble du spectre obtenu, on sélectionne une fenêtre de nombre d'onde susceptible de contenir le signal des atomes de carbone.

Principes de la spectroscopie RAMAN (Beyssac et al., 2002a), pour la détermination des températures maximales. A : lors de la graphitisation et de l'augmentation de la température, les molécules carbonées du kérogène adoptent une organisation planaire. B : spectre RAMAN normalisé du graphite impur, pour un échantillon moyennement métamorphique. D1 est le premier pic de défaut (nombre d'onde = 1350 cm^{-1}), G la « bande graphite » (1580 cm^{-1}) constituée de deux pics de défaut D2 (1620 cm^{-1}) et D3 (1500 cm^{-1}). C : variations du premier intervalle du spectre RAMAN (le seul utilisé pour cette étude), en fonction de l'augmentation de la température. Plus la température est élevée, plus le pic D1 diminue et plus la bande graphite G s'amincie et s'intensifie.

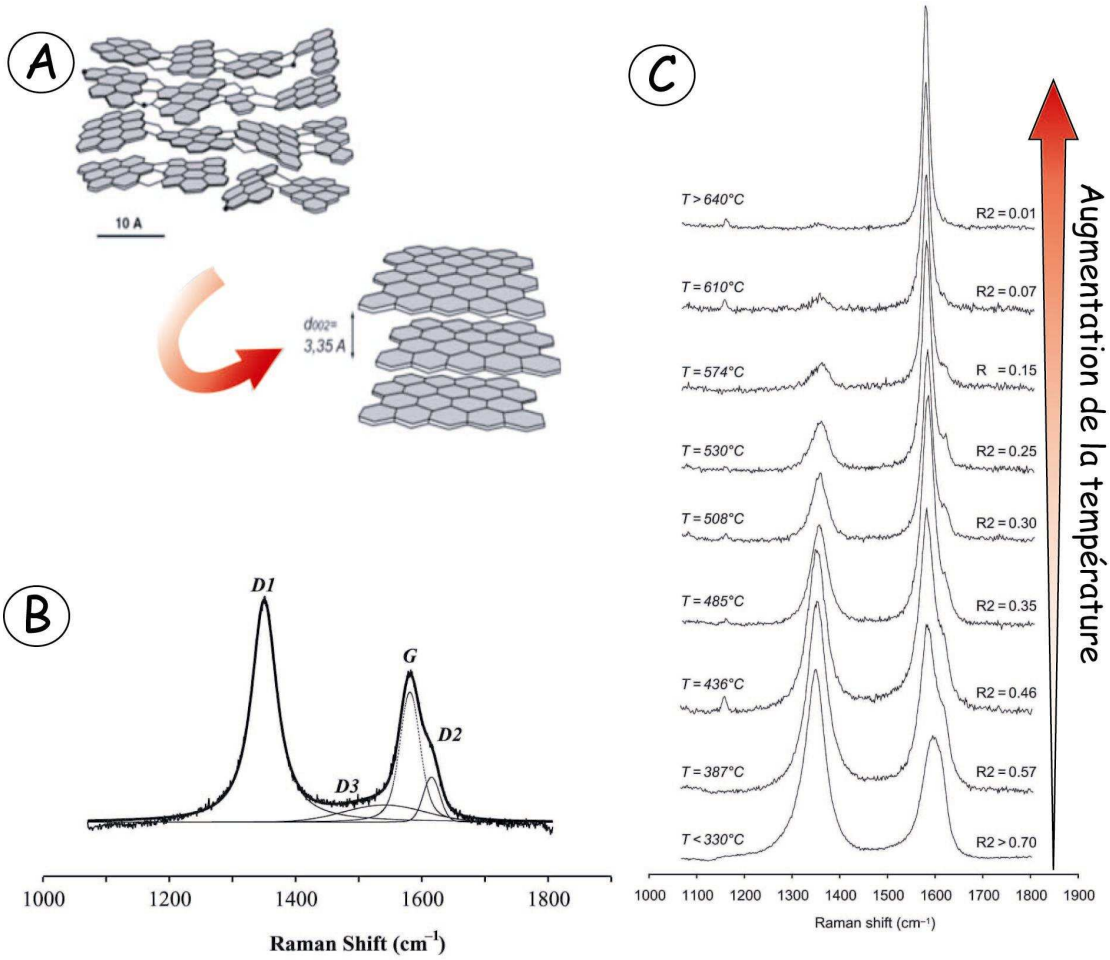


Figure IV- 43

Le spectre normalisé d'un graphite impur est présenté sur la Figure IV- 43. La bande graphite G traduit le degré d'organisation du graphite, qui augmente avec la température. G et les pics de défaut D1, D2 et D3 permettent de définir le paramètre d'ordre R2 :

$$t=\frac{D1}{G+D1+D2}$$

où G, D1 et D2 correspondent aux aires sous la courbe des pics du spectre (Figure IV-43). Il existe une relation linéaire empirique, calibrée dans l'intervalle 330-650°C, et joignant la température maximale de formation du graphite à la valeur du coefficient R2 (Beyssac et al., 2002a) :

$$T\ (°C) = (-445 * R2) + 641 \quad \pm 40°C$$

L'organisation en feuillets carbonés étant irréversible, la température obtenue peut être interprétée comme le pic de température enregistré par la roche. La spectroscopie RAMAN est donc utilisée ici comme un géothermomètre, et nous pourrons confronter ces nouvelles estimations de température à celles obtenues à partir des calcus TWEEQU et THERMOCALC. Les spectres sélectionnés sont traités à l'aide du logiciel PeakFit v4.06.

5.2. Sélection des échantillons pour les estimations P-T :

Les échantillons utilisés pour les estimations P-T proviennent des unités de socle et de couverture des massifs de Vanoise Sud et d'Ambin. Leur localisation est précisée en carte (Figure IV- 3 et Figure IV- 44) et sur les logs (Figure IV- 2). Leurs coordonnées GPS sont données en annexe (Figure annexe- 9 à 13). Nous n'avons pas pu estimer les conditions P-T dans la couverture du massif d'Ambin, car les assemblages minéralogiques rencontrés sont trop pauvres.

Calculs TWEEQU et THERMOCALC :

Nous avons effectué des estimations P-T sur 18 échantillons, préalablement analysés à la microsonde électronique. Ils ont tous enregistré une première phase (D1) de HP-BT, puis une seconde phase (D2) associée à la rétromorphose dans le faciès des Schistes Verts. Les fabriques D1 apparaissent soit bien préservées, soit effacées par la phase D2 (pouvant atteindre la rétromorphose totale). Dans tous les échantillons, les assemblages minéralogiques caractéristiques des phases D1 et/ou D2 ont été clairement identifiés, et l'évolution chimique des minéraux a été décrite depuis le début de ce 4ème chapitre.

Les estimations P-T de l'événement D1 ont été réalisées à l'aide des 2 logiciels, sur des échantillons provenant des groupes de la Clarea et d'Ambin, et des unités de couverture (Permo-Trias et métaconglomérats de Vanoise) des deux massifs. Les fabriques D1 (schistosité S1 et linéation L1) renferment des assemblages caractéristiques : Gln + Ctd + Chl + Phg (fortement substituée) + Prg + Ep + Ab.

L'événement D2 est plus pénétratif que D1, et il est mieux représenté dans les échantillons sélectionnés. Cependant les assemblages minéralogiques D2 sont pauvres (Phg moyennement substituées + Chl + Ab), et seul le logiciel TWEEQU a pu être utilisé. Les échantillons proviennent des unités de couverture (Permo-Trias et métaconglomérats de Vanoise) et de socle des deux massifs. Le groupe d'Ambin est particulièrement bien représenté, car les déformations D2 s'y expriment davantage. Les échantillons ont été prélevés dans des zones caractéristiques de l'événement, où les fabriques D2 varient en fonction du régime de déformation dominant : schistosité de plan axial S2 (aplatissement dominant), bandes de cisaillement C2 à vergence est ou ouest (cisaillement simple dominant). Cet échantillonnage ciblé nous permet de préciser les conditions P-T de l'événement D2 sous toutes ses formes.

Spectroscopie RAMAN :

La méthode nous contraint de sélectionner des échantillons renfermant une proportion de graphite. Au sein des unités étudiées, les calcschistes des Schistes Lustrés sont riches en graphite, et représentent ainsi le matériau le plus adapté à la méthode.

Nous avons ainsi sélectionné 2 échantillons de calcschistes de l'unité médiane des Schistes Lustrés (Figure IV- 44) : le premier (WAV05.32) a été prélevé à 2km au SE de la commune d'Avrieux, dans le ruisseau du Nant (un affluent de l'Arc). Le second (WAV05.35) provient du Canyon de l'Arc, sur la commune de Bramans. Ces deux échantillons ont enregistré une première phase D1 de HP-BT, puis une phase D2 soulignée par des cisaillements à vergence ouest.

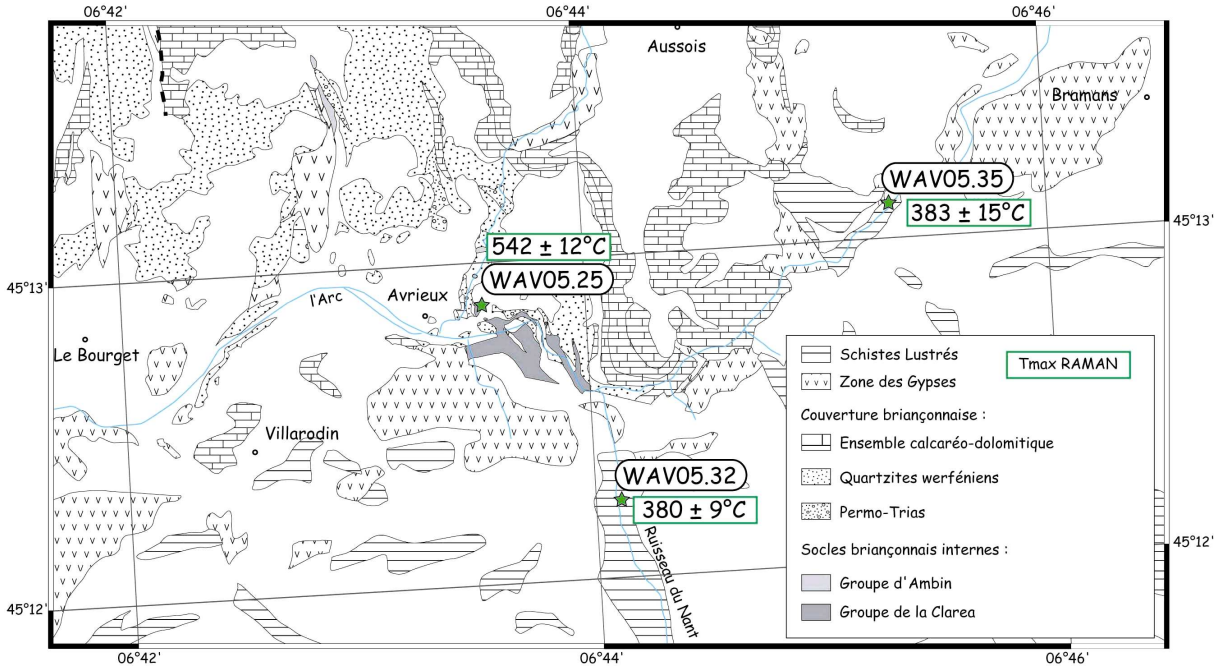


Figure IV- 44

Carte géologique du secteur du Canyon de l'Arc, et localisation des échantillons analysés par spectroscopie RAMAN (les températures maximales sont données avec l'erreur standard).

Notre échantillonnage « RAMAN » concerne également les unités de socle et de la couverture briançonnaise. Nous avons ainsi recherché la présence de graphite dans la majorité des lames minces, à l'aide d'un microscope à lumière réfléchie. Parmi les lithologies dominées par des métaconglomérats et des quartzites, seulement 3 échantillons de métapélites se sont avérés fructueux :

WPA06.101 est un schiste noir graphiteux, prélevé dans le vallon de la Fournache en Vanoise Sud. Il provient d'une lentille décamétrique pincée entre le groupe d'Ambin/V et les quartzites scythiens, et accolée à un niveau de cargneules. Ce dernier pourrait provenir de la transformation des carbonates triasiques recouvrant les quartzites scythiens. Si la lentille de schistes noirs échantillonnés est associée aux cargneules, alors elle peut être attribuée au Trias. Les microstructures montrent une première schistosité S1, crénulée par une schistosité de plan axial S2, cohérente avec les trajectoires régionales.

Les échantillons WPA05.13 et WAV05.25 sont deux micaschistes albitiques du groupe de la Clarea. Le premier a été prélevé dans le Fond d'Aussois et le second dans le Canyon de l'Arc (Avrieux). Le caractère polymétamorphique du groupe de la Clarea rend délicate l'interprétation des Tmax pour ces échantillons. Ce problème est discuté au cours de l'analyse des résultats P-T (paragraphe IV-5-4).

Toutes les mesures RAMAN ont été réalisées par Samuel Angiboust sur des lames minces polies, à l'Ecole Normale Supérieure de Paris.

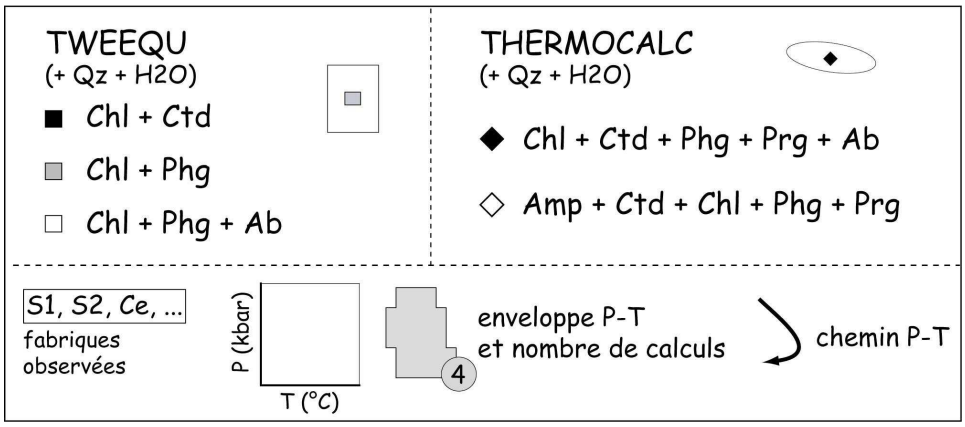
5.3.Nouvelles estimations P-T issues de TWEEQU et THERMOCALC :

Notre démarche consiste tout d'abord à effectuer des calculs P-T à partir des (supposés) équilibres locaux, c'est à dire en utilisant des compositions obtenues sur des points d'analyse très proches (par exemple de part et d'autre d'un joint minéral séparant une Phg

d'une Chl). Dans un second temps nous réalisons des calculs sur des équilibres distaux, en n'utilisant cette fois que relations texturales et chimiques entre les minéraux. Prenons par exemple un couple d'analyse de Phg Ce à faible Si, et de Chl Ce. Qu'ils soient locaux ou distaux, les points d'équilibre calculés font toujours intervenir des minéraux texturalement contemporains d'une même phase, et chimiquement cohérents.

Nous avons initialement choisi de ne conserver que les résultats dont les erreurs sont inférieures à 10% de la valeur absolue (en P et en T). Mais cette restriction arbitraire nous contraint à ignorer la majorité des estimations, et les résultats finaux s'avèrent incomplets et incohérents. Nous avons donc conservé des estimations dont les erreurs sont supérieures à 10%. Parmi les 18 échantillons utilisés pour les calculs P-T, seuls 15 ont donné des résultats raisonnables et utilisables.

Nos estimations P-T issues des logiciels TWEEQU et THERMOCALC sont présentées sous la forme graphique sur la Figure IV- 45 et la Figure IV- 46. Le détail des paragenèses utilisées, des pôles purs pris en compte ou rejetés et des systèmes chimiques considérés, est présenté entre la Figure IV- 47 et la Figure IV- 50. Les systèmes chimiques simplifiés répondent aux abréviations suivantes : Na,K,F(Fe),M(Mg),A(Al),S(Si),H(OH). La silice est toujours considérée en excès dans nos calculs, et l'activité de l'eau égale à 1.



Légende commune aux figures IV-45 et IV-46 suivantes :

Résultats des estimations P-T (±1 σ) obtenues à l'aide des logiciels TWEEQU et THERMOCALC, et portions de chemins P-T associés. Les surfaces grisées enveloppent les résultats ponctuels et les erreurs associées. Le détail des paragenèses et le nombre de calculs réalisés pour chacune d'entre-elles sont donnés. Le détail des fabriques (S1, S2, PA2, Ce, Cw) observées dans chaque échantillon est précisé dans le quart inférieur gauche des diagrammes. Les échantillons sont présentés par unité structurale, et de haut en bas dans l'ordre de la pile structurale. Les principales phases de déformation (D1, D2), ainsi que les fabriques concernées (S1, S2, Ce, Cw) sont précisées le long des chemins. Leur position dans l'espace P-T est uniquement valable à l'échelle de l'échantillon concerné, et ne doit pas être interprétée pour l'ensemble des massifs.

Dans tous les échantillons, seule la partie rétrograde du chemin P-T est visible. Les estimations de plus HP correspondent à la fin de l'événement D1 et au début de l'exhumation, puis le reste du chemin est dessiné par les estimations de l'événement D2 (fabriques S2, Ce et Cw).

Les Tmax issues de la spectroscopie RAMAN sont représentées par les barres verticales grisées (la largeur correspondant à l'incertitude 2σ). Elles concernent 3 échantillons de Vanoise Sud, issus de la couverture triasique (WPA06.101) et du groupe de la Clarea (WPA05.13 et WAV05.23).

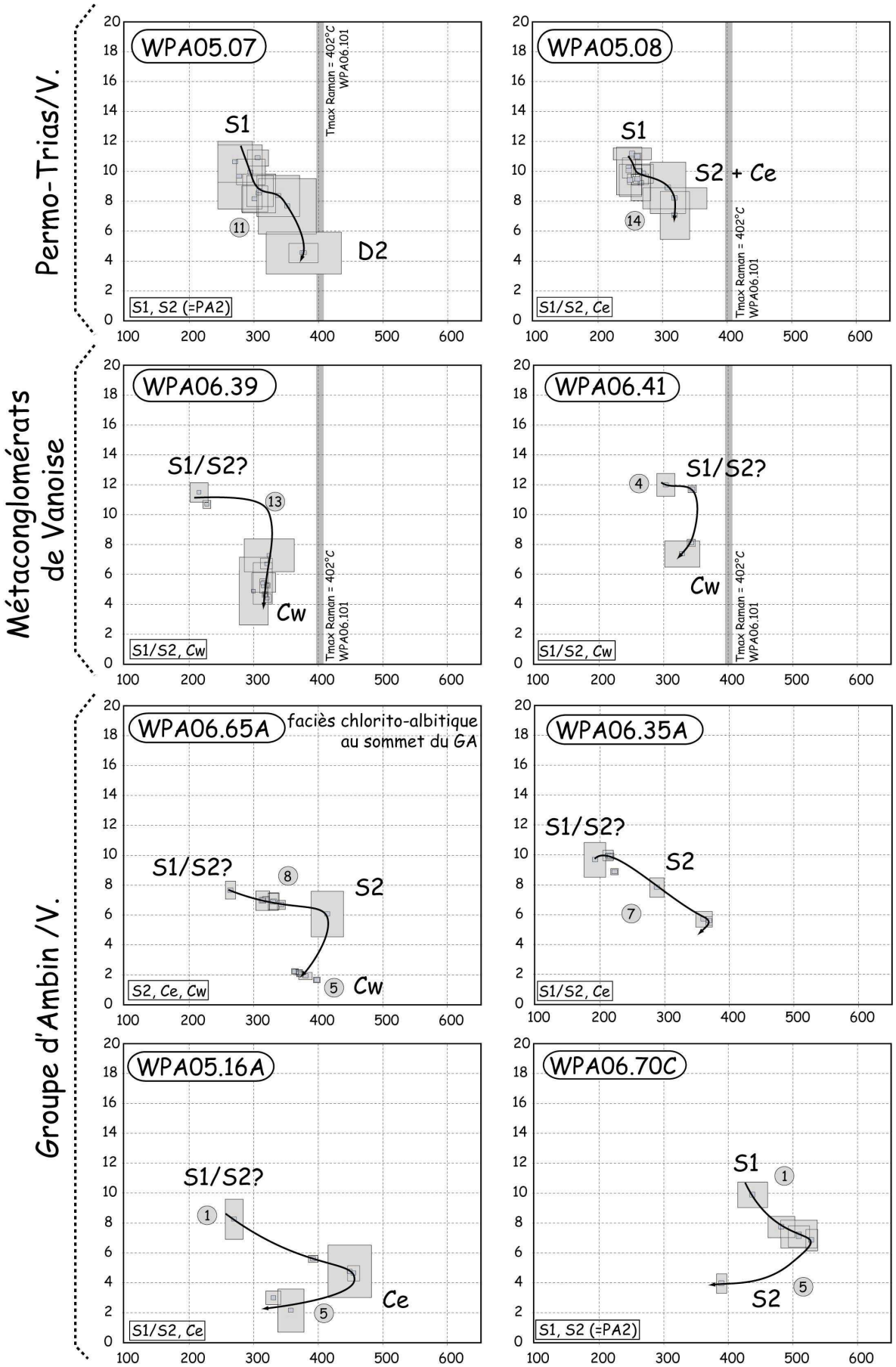

Permo-Trias/V.
Métaconglomérats de Vanoise
Groupe d'Ambin /V.
WPA05.07
S1
D2
11
S1, S2 (=PA2)
Tmax Raman = 402°C WPA06.101
WPA05.08
S1
S2 + Ce
14
S1/S2, Ce
WPA06.39
S1/S2?
13
Cw
S1/S2, Cw
WPA06.41
S1/S2?
4
Cw
WPA06.65A
faciès chlorito-albitique au sommet du GA
S1/S2?
8
S2
5
Cw
S2, Ce, Cw
WPA06.35A
S1/S2?
S2
7
WPA05.16A
S1/S2?
1
5
Ce
WPA06.70C
S1
1
5
S2
100 200 300 400 500 600
0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20

Figure IV- 45

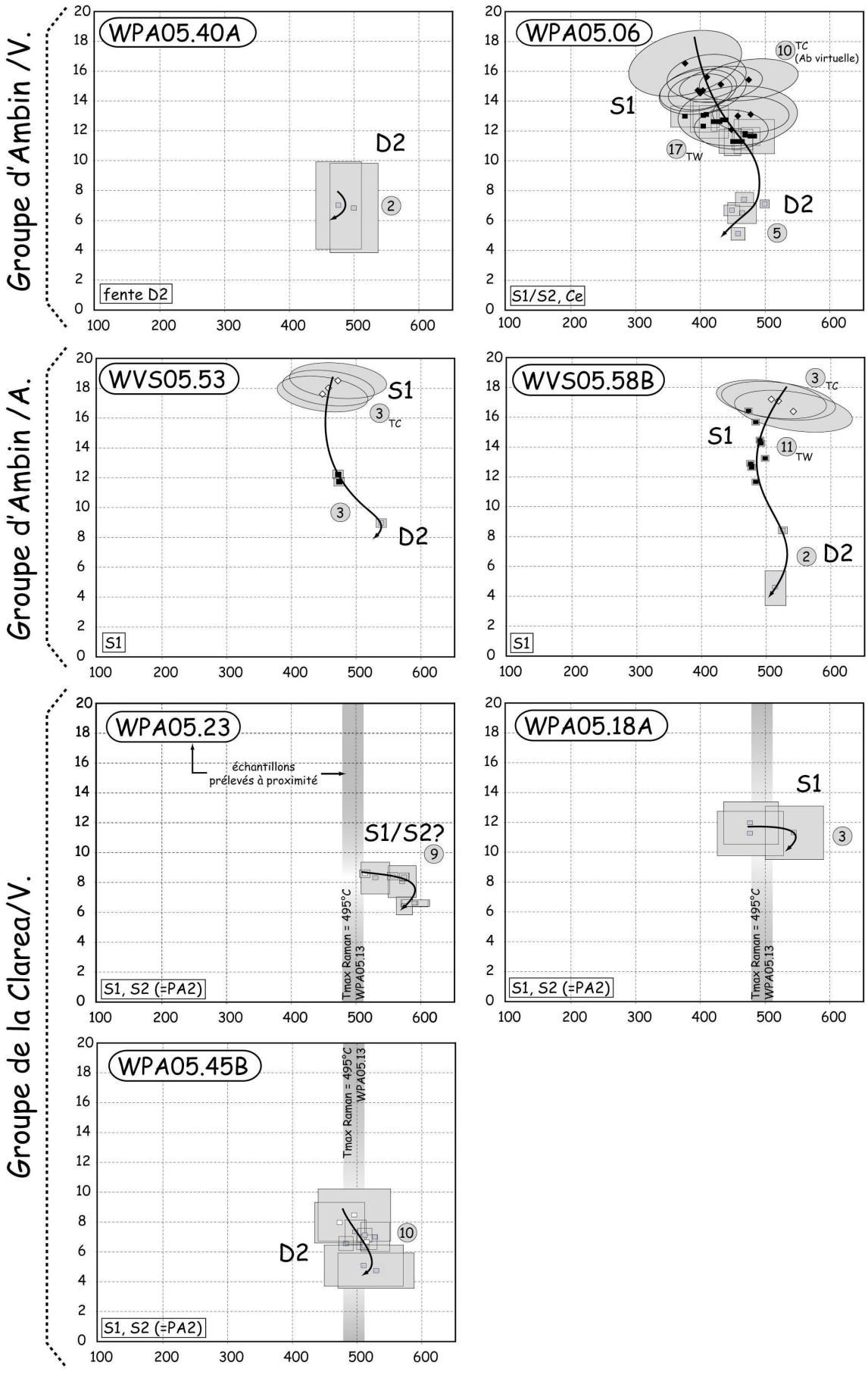

Groupe d'Ambin /V.
WPA05.40A
D2
2
fente D2
WPA05.06
S1
10 TC (Ab virtuelle)
17 TW
D2
5
S1/S2, Ce
Groupe d'Ambin /A.
WVS05.53
S1
3 TC
3
D2
S1
WVS05.58B
3 TC
S1
11 TW
2 D2
S1
Groupe de la Clarea/V.
WPA05.23
échantillons prélevés à proximité
S1/S2?
9
Tmax Raman = 495°C WPA05.13
S1, S2 (=PA2)
WPA05.18A
S1
3
Tmax Raman = 495°C WPA05.13
S1, S2 (=PA2)
WPA05.45B
Tmax Raman = 495°C WPA05.13
10
D2
S1, S2 (=PA2)

Figure IV- 46

Estimations P-T TWEEQU - 1/4

Equilibre local / distal	Echantillon	Paragenèse	Syst. Chimique	Phg	site	Si	Al-Cel	Fe-Cel	Mu	Pl	Prg	Chl	site	XMg	Sud	Daph	Fe-Am	Clin	Am-V	Ctd	Fe-Ctd	Mg-Ctd	XMg	Ab	Qtz	H2O	P	dP	T	dT	nRi
distal	WPA05.06	Chl-Ctd	FMASH									a71	S1 (frange)	0,45	x	x		x	x		x	x	0,16		x	x	11,80	0,00	471	0	3
distal	WPA05.06	Chl-Ctd	FMASH									a108	S1 (frange)	0,52	x	x		x	x	a85	x	x	0,16		x	x	12,30	0,00	406	0	3
distal	WPA05.06	Chl-Ctd	FMASH									a108	S1 (frange)	0,52	x	x	x	x	x	b24	x	x	0,11		x	x	12,95	0,70	377	22	4
distal	WPA05.06	Chl-Ctd	FMASH									a108	S1 (frange)	0,52	x	x	x	x	x	a95	x	x	0,11		x	x	12,94	0,70	377	22	4
distal	WPA05.06	Chl-Ctd	FMASH									a112	S2	0,48	x	x	x	x	x	a87	x	x	0,14		x	x	12,60	0,20	431	7	4
distal	WPA05.06	Chl-Ctd	FMASH									a112	S2	0,48	x	x	x	x	x	a84	x	x	0,14		x	x	12,70	0,70	440	19	4
distal	WPA05.06	Chl-Ctd	FMASH									a112	S2	0,48	x	x	x	x	x	a86	x	x	0,14		x	x	12,70	0,30	435	8	4
distal	WPA05.06	Chl-Ctd	FMASH									a112	S2	0,48	x	x	x	x	x	a92	x	x	0,13		x	x	12,60	0,50	428	10	4
distal	WPA05.06	Chl-Ctd	FMASH									a112	S2	0,48	x	x	x	x	x	a111	x	x	0,13		x	x	12,60	1,10	421	21	4
distal	WPA05.06	Chl-Ctd	FMASH									a114	S2	0,44	x	x	x	x	x	a86	x	x	0,14		x	x	11,30	0,59	465	16	4
distal	WPA05.06	Chl-Ctd	FMASH									a114	S2	0,44	x	x	x	x	x	a92	x	x	0,13		x	x	11,30	0,83	458	21	4
distal	WPA05.06	Chl-Ctd	FMASH									a114	S2	0,44	x	x	x	x	x	a111	x	x	0,13		x	x	11,26	0,93	451	22	4
distal	WPA05.06	Chl-Ctd	FMASH									a89	S2	0,45	x	x	x	x	x	a84	x	x	0,14		x	x	11,62	1,16	485	30	4
distal	WPA05.06	Chl-Ctd	FMASH									a89	S2	0,45	x	x	x	x	x	a86	x	x	0,14		x	x	11,65	0,61	478	15	4
distal	WPA05.06	Chl-Ctd	FMASH									a89	S2	0,45	x	x	x	x	x	a92	x	x	0,13		x	x	11,67	0,70	470	17,1	4
distal	WPA05.06	Chl-Ctd	FMASH									b14	S2	0,52	x	x	x	x	x	a84	x	x	0,14		x	x	13,07	0,86	410	24	4
distal	WPA05.06	Chl-Ctd	FMASH									b14	S2	0,52	x	x	x	x	x	a86	x	x	0,14		x	x	13,04	1,09	405	25	4
distal	WPA05.06	Chl-Phg	KFMASH	a103	S2	3,19	x		x	x		b32	S2	0,40	x	x		x	x						x	x	5,09	0,41	459	11	3
distal	WPA05.06	Chl-Phg	KFMASH	a102	S2	3,19	x		x	x		a94	Ctd rétro	0,41	x	x		x	x						x	x	7,11	0,01	500	0	3
distal	WPA05.06	Chl-Phg	KFMASH	a102	S2	3,19	x		x	x		b32	S2	0,40	x	x		x	x						x	x	7,38	0,47	469	14	3
distal	WPA05.06	Chl-Phg	KFMASH	a99	S1	3,26	x		x	x		a108	S1 (frange)	0,52	x	x		x	x						x	x	6,66	0,38	450	12	3
distal	WPA05.06	Chl-Phg	KFMASH	a99	S1	3,26	x		x	x		b14	S2	0,52	x	x		x	x						x	x	6,46	0,69	466	22	3
local	WPA05.07	Chl-Phg	KFMASH	i100	S1	3,32	x		x	x		i103	S1	0,67	x	x		x	x						x	x	7,63	1,85	352	45	3
local	WPA05.07	Chl-Phg	KFMASH	i116	S1	3,39	x		x	x		i118	S1	0,68	x	x		x	x						x	x	10,64	1,38	271	26	3
local	WPA05.07	Chl-Phg	KFMASH	i64	oblique à S1	3,37	x		x	x		i65	oblique à S1	0,68	x	x		x	x						x	x	9,63	2,12	278	34	3
local	WPA05.07	Chl-Phg	KFMASH	i77	oblique à S1	3,36	x		x	x		i76	oblique à S1	0,70	x	x		x	x						x	x	10,91	0,54	306	16	3
local	WPA05.07	Chl-Phg	KFMASH	i80	oblique à S1	3,26	x		x	x		i81	oblique à S1	0,69	x	x		x	x						x	x	4,54	1,40	376	58	3
local	WPA05.07	Chl-Phg	KFMASH	i80	oblique à S1	3,26	x		x	x		i79	oblique à S1	0,70	x	x		x	x						x	x	4,52	0,66	378	25	3
distal	WPA05.07	Chl-Phg	KFMASH	i84	oblique à S1	3,32	x		x	x		i76	oblique à S1	0,70	x	x		x	x						x	x	8,54	1,29	308	25	3
distal	WPA05.07	Chl-Phg	KFMASH	i84	oblique à S1	3,32	x		x	x		i58	oblique à S1	0,70	x	x		x	x						x	x	8,34	1,37	337	34	3
distal	WPA05.07	Chl-Phg	KFMASH	i84	oblique à S1	3,32	x		x	x		i65	oblique à S1	0,68	x	x		x	x						x	x	8,68	1,00	309	21	3
distal	WPA05.07	Chl-Phg	KFMASH	i88	S1	3,36	x		x	x		i60	S1	0,71	x	x		x	x						x	x	9,94	0,82	295	22	3
distal	WPA05.07	Chl-Phg	KFMASH	i94	S1	3,31	x		x	x		i60	S1	0,71	x	x		x	x						x	x	8,15	0,85	302	21	3
distal	WPA05.08	Chl-Phg	KFMASH	a21	S1/S2	3,39	x		x	x		a48	S1/S2	0,72		x	x	x	x						x	x	11,15	0,38	255	29	3
local	WPA05.08	Chl-Phg	KFMASH	a34	S1/S2	3,35	x		x	x		a35	S1/S2	0,71	x	x		x	x						x	x	10,04	1,54	250	22	3
distal	WPA05.08	Chl-Phg	KFMASH	a11	bord amas cisaillé	3,34	x		x	x		a35	S1/S2	0,71	x	x		x	x						x	x	9,49	1,40	263	16	3
distal	WPA05.08	Chl-Phg	KFMASH	a6	bord amas cisaillé	3,33	x		x	x		a35	S1/S2	0,70	x	x		x	x						x	x	9,21	1,22	267	15	3
distal	WPA05.08	Chl-Phg	KFMASH	a4	bord amas cisaillé	3,30	x		x	x		a8	S1/S2	0,71	x	x		x	x						x	x	7,07	1,56	319	22	3
distal	WPA05.08	Chl-Phg	KFMASH	a10	Ce	3,33	x		x	x		a35	S1/S2	0,71	x	x		x	x						x	x	9,82	0,63	271	15	3
distal	WPA05.08	Chl-Phg	KFMASH	a67	S1/S2	3,30	x		x	x		a8	S1/S2	0,70	x	x		x	x						x	x	8,87	1,70	310	26	3
local	WPA05.08	Chl-Phg	KFMASH	a30	feuillet cisaillé	3,30	x		x	x		a28	S1/S2	0,71		x	x	x	x						x	x	8,19	0,70	319	50	3

Figure IV- 47

Estimations P-T TWEEQU - 2/4

Equilibre local / distal	Echantillon	Paragenèse	Syst. Chimique	Phg	site	Si	Al-Cel	Fe-Cel	Mu	Pl	Prg	Chl	site	XMg	Sud	Daph	Fe-Am	Clin	Am-V	Ctd	Fe-Ctd	Mg-Ctd	XMg	Ab	Qtz	H2O	P	dP	T	dT	nRi
distal	WPA05.08	Chl-Phg	KFMASH	a6	bord amas cisaillé	3,33	x		x	x		a42	vers Ce	0,70	x	x		x	x						x	x	9,46	0,35	260	8	3
distal	WPA05.08	Chl-Phg	KFMASH	a10	Ce	3,33	x		x	x		a42	vers Ce	0,70	x	x		x	x						x	x	9,95	0,04	265	1	3
distal	WPA05.08	Chl-Phg	KFMASH	a19	S1/S2	3,34	x		x	x		a42	vers Ce	0,70	x	x		x	x						x	x	10,01	1,00	250	16	3
distal	WPA05.08	Chl-Phg	KFMASH	a24	S1/S2	3,34	x		x	x		a42	vers Ce	0,70	x	x		x	x						x	x	9,38	1,07	251	17	3
distal	WPA05.08	Chl-Phg	KFMASH	a51	S1/S2	3,36	x		x	x		a42	vers Ce	0,70	x	x		x	x						x	x	10,24	0,66	250	10	3
distal	WPA05.08	Chl-Phg	KFMASH	a66	S1/S2	3,38	x		x	x		a42	vers Ce	0,70	x	x		x	x						x	x	10,99	0,15	262	4	3
distal	WPA05.16A	Chl-Phg	KFMASH	f204	Ce	3,29	x		x	x		f103	OP Ab	0,53	x	x		x	x						x	x	5,55	0,06	393	2	3
distal	WPA05.16A	Chl-Phg	KFMASH	f204	Ce	3,29	x		x	x		f149	Ce	0,56	x	x		x	x						x	x	4,61	0,51	456	8	3
local	WPA05.16A	Chl-Phg	KFMASH	f204	Ce	3,29	x		x	x		f206	S2	0,53	x	x		x	x						x	x	4,74	1,76	449	33	3
distal	WPA05.16A	Chl-Phg	KFMASH	f207	Ce	3,25	x		x	x		f221	Ce	0,50	x	x		x	x						x	x	2,96	0,44	332	11	3
local	WPA05.16A	Chl-Phg	KFMASH	f207	Ce	3,25	x		x	x		f222	Ce	0,52	x	x		x	x						x	x	2,11	1,42	358	20	3
local	WPA05.16A	Chl-Phg	KFMASH	f193	S2	3,35	x		x	x		f194	S2	0,49	x	x		x	x						x	x	8,21	1,34	271	14	3
local	WPA05.18A	Chl-Phg	KFMASH	i174	S1	3,44	x		x	x		i177	S1	0,35	x	x		x	x						x	x	11,95	1,39	477	42	3
local	WPA05.18A	Chl-Phg	KFMASH	i174	S1	3,44	x		x	x		i183	S1	0,36	x	x		x	x						x	x	11,31	1,77	544	44	3
local	WPA05.18A	Chl-Phg	KFMASH	i176	S1	3,42	x		x	x		i177	S1	0,35	x	x		x	x						x	x	11,25	1,49	477	50	3
distal	WPA05.23	Chl-Phg	KFMASH	b185	S2	3,34	x		x	x		b168	S1 rétro (D2)	0,24	x	x		x	x						x	x	8,41	0,29	574	7	3
distal	WPA05.23	Chl-Phg	KFMASH	b173	S2	3,36	x		x	x		b157	S1 rétro (D2)	0,23	x	x		x	x						x	x	6,66	0,03	590	1	3
distal	WPA05.23	Chl-Phg	KFMASH	b173	S2	3,36	x		x	x		b157	S1 rétro (D2)	0,23		x	x	x	x						x	x	6,69	0,16	591	21	3
distal	WPA05.23	Chl-Phg	KFMASH	b173	S2	3,36	x		x	x		b153	S1 rétro (D2)	0,24		x	x	x	x						x	x	6,50	0,59	574	12	3
distal	WPA05.23	Chl-Phg	KFMASH	b185	S2	3,34	x		x	x		b168	D2 (S1 rétro)	0,24	x	x		x	x						x	x	8,41	0,29	574	7	3
distal	WPA05.23	Chl-Phg	KFMASH	b185	S2	3,34	x		x	x		b162	D2 (S1 rétro)	0,24	x	x		x	x						x	x	8,13	1,02	570	21	3
distal	WPA05.23	Chl-Phg	KFMASH	b179	S2	3,37	x		x	x		b168	D2 (S1 rétro)	0,24		x	x	x	x						x	x	8,35	1,06	530	22	3
distal	WPA05.23	Chl-Phg-Ab	NaKFMASH	b185	D2 (S1 rétro)	3,34	x		x	x	x	b168	D2 (S1 rétro)	0,24		x		x	x					b176	x	x	8,48	0,00	556	0	3
distal	WPA05.23	Chl-Phg-Ab	NaKFMASH	b185	D2 (S1 rétro)	3,34	x		x	x	x	b162	D2 (S1 rétro)	0,24		x		x	x					b176	x	x	8,64	0,00	514	0	3
distal	WPA06.35A	Chl-Phg	KFMASH	f351	oblique à S2	3,30	x		x	x		f372	S2	0,65	x	x		x	x						x	x	5,56	0,28	369	4	3
distal	WPA06.35A	Chl-Phg	KFMASH	f351	oblique à S2	3,30	x		x	x		f392	S2	0,64	x	x		x	x						x	x	5,67	0,55	360	13	3
distal	WPA06.35A	Chl-Phg	KFMASH	f365	oblique à S2	3,35	x		x	x		f376	S2	0,64	x	x		x	x						x	x	9,94	0,34	213	8	3
distal	WPA06.35A	Chl-Phg	KFMASH	f365	oblique à S2	3,35	x		x	x		f403.67	S2	0,64	x	x		x	x						x	x	9,87	0,12	216	2	3
distal	WPA06.35A	Chl-Phg	KFMASH	f403.69	S2	3,31	x		x	x		f403.68	S2	0,64	x	x		x	x						x	x	7,82	0,64	289	9	3
distal	WPA06.35A	Chl-Phg	KFMASH	f348	S2	3,35	x		x	x		f403.67	S2	0,64	x	x		x	x						x	x	8,87	0,20	223	4	3
distal	WPA06.35A	Chl-Phg	KFMASH	f377	S2	3,41	x		x	x		f376	S2	0,64	x	x		x	x						x	x	9,67	1,14	193	17	3
local	WPA06.39	Chl-Phg	KFMASH	f65	S2	3,33	x		x	x		f64	Cw	0,48	x	x		x	x						x	x	4,90	2,21	300	21	3
local	WPA06.39	Chl-Phg	KFMASH	f66	S2	3,32	x		x	x		f64	Cw	0,48	x	x		x	x						x	x	7,29	1,07	324	38	3
local	WPA06.39	Chl-Phg	KFMASH	f67	Cw	3,31	x		x	x		f64	Cw	0,48	x	x		x	x						x	x	5,40	1,39	314	15	3
distal	WPA06.39	Chl-Phg	KFMASH	f79	Cw	3,17	x		x	x		f46	incluse dans Ab	0,50	x	x		x	x						x	x	10,66	0,25	228	4	3
distal	WPA06.39	Chl-Phg	KFMASH	f81	Cw	3,19	x		x	x		f46	incluse dans Ab	0,50	x	x		x	x						x	x	11,47	0,62	215	14	3
distal	WPA06.39	Chl-Phg	KFMASH	f12	Cw	3,3	x		x	x		f62	S2	0,51	x	x		x	x						x	x	4,64	0,14	318	2	3
distal	WPA06.39	Chl-Phg	KFMASH	f12	Cw	3,30	x		x	x		f62	S2	0,51	x	x		x	x						x	x	4,64	0,14	318	2	3
distal	WPA06.39	Chl-Phg	KFMASH	f67	Cw	3,31	x		x	x		f62	S2	0,51	x	x		x	x						x	x	5,27	0,07	321	1	3
distal	WPA06.39	Chl-Phg	KFMASH	f67	S2	3,31	x		x	x		f62	S2	0,51	x	x		x	x						x	x	5,27	0,07	321	1	3

Figure IV- 48

Estimations P-T TWEEQU - 3/4

Equilibre local / distal	Echantillon	Paragenèse	Syst. Chimique	Phg	site	Si	Al-Cel	Fe-Cel	Mu	Pl	Prg	Chl	site	XMg	Sud	Daph	Fe-Am	Cin	Am-V	Ctd	Fe-Ctd	Mg-Ctd	XMg	Ab	Qtz	H2O	P	dP	T	dT	nRi
distal	WPA06.39	Chl-Phg	KFMASH	f89	S2	3,33	x		x	x		f62	S2	0,51	x	x		x	x						x	x	4,42	0,27	322	4	3
distal	WPA06.39	Chl-Phg	KFMASH	f92	S2	3,35	x		x	x		f62	S2	0,51	x	x		x	x						x	x	6,69	0,34	320	9	3
distal	WPA06.39	Chl-Phg	KFMASH	f99	S2	3,34	x		x	x		f62	S2	0,51	x	x		x	x						x	x	5,47	0,62	315	18	3
distal	WPA05.40A	Chl-Phg	KFMASH	e70	fente D2	3,31	x		x	x		e36	fente D2	0,53	x	x		x	x						x	x	6,97	1,9	476	27	3
distal	WPA05.40A	Chl-Phg	KFMASH	e70	fente D2	3,31	x		x	x		e64	fente D2	0,46	x	x		x	x						x	x	6,83	2,99	500	36	3
distal	WPA06.41	Chl-Phg	KFMASH	h191.1	Cw	3,33	x		x	x		h61	Cw	0,54	x	x		x	x						x	x	8,10	0,20	343	4	3
distal	WPA06.41	Chl-Phg	KFMASH	h191.3	proche Cw	3,35	x		x	x		h152	S2	0,54	x	x		x	x						x	x	11,70	0,12	344	5	3
distal	WPA06.41	Chl-Phg	KFMASH	h191.3	proche Cw	3,35	x		x	x		h170	S2	0,53	x	x		x	x						x	x	11,98	0,74	303	14	3
distal	WPA06.41	Chl-Phg	KFMASH	h66	Cw	3,34	x		x	x		h61	Cw	0,54	x	x		x	x						x	x	7,36	0,86	329	26	3
distal	WPA05.45B	Chl-Phg	KFMASH	b144		3,24	x		x	x		b103	S1	0,32	x	x		x	x						x	x	6,54	0,44	484	9	3
distal	WPA05.45B	Chl-Phg	KFMASH	b144	S1	3,24	x		x	x		b146	S1	0,31	x	x		x	x						x	x	6,33	0,16	513	4	3
distal	WPA05.45B	Chl-Phg	KFMASH	b67	oblique à S1	3,09	x		x	x		b146	S1	0,31	x	x		x	x						x	x	4,69	1,17	531	58	3
distal	WPA05.45B	Chl-Phg	KFMASH	b67	oblique à S1	3,09	x		x	x		b148	Gln1 rétro	0,33	x	x		x	x						x	x	5,05	1,41	512	61	3
distal	WPA05.45B	Chl-Phg	KFMASH	b117	S1	3,27	x		x	x		b103	S1	0,32	x	x		x	x						x	x	7,33	0,80	498	16	3
distal	WPA05.45B	Chl-Phg	KFMASH	b117	S1	3,27	x		x	x		b145	S1	0,33	x	x		x	x						x	x	7,08	0,44	513	10	3
distal	WPA05.45B	Chl-Phg	KFMASH	b117	S1	3,27	x		x	x		b146	S1	0,31	x	x		x	x						x	x	6,98	0,95	529	21	3
distal	WPA05.45B	Chl-Phg-Ab	NaKFMASH	b117	S1	3,27	x		x	x	x	b145	S1	0,33	x	x		x	x						b115	x	x	6,61	0,46	516	15	4
distal	WPA05.45B	Chl-Phg-Ab	NaKFMASH	b144	S1	3,24	x		x	x	x	b146	S1	0,31	x	x		x	x						b115	x	x	8,43	1,75	496	56	4
distal	WPA05.45B	Chl-Phg-Ab	NaKFMASH	b144	S1	3,24	x		x	x	x	b103	S1	0,32	x	x		x	x						b115	x	x	7,96	1,31	474	38	4
distal	WVS05.53	Chl-Phg	KFMASH	d65	S1	3,51	x		x	x		d57	Ctd rétro	0,41		x	x	x	x							x	x	8,91	0,00	544	0	3
distal	WVS05.53	Chl-Ctd	FMASH									d57	Ctd rétro	0,41	x	x	x	x	x	c265	x	x	0,18		x	x	11,77	0,00	474	0	4
distal	WVS05.53	Chl-Ctd	FMASH									d57	Ctd rétro	0,41	x	x		x	x	c286	x	x	0,15		x	x	12,26	0,01	472	0	4
distal	WVS05.58B	Chl-Ctd	FMASH									c156	Ctd rétro	0,45	x	x	x	x	x	c161	x	x	0,23		x	x	13,21	0,00	500	0	4
distal	WVS05.58B	Chl-Ctd	FMASH									c156	Ctd rétro	0,45	x	x	x	x	x	c159	x	x	0,15		x	x	14,25	0,01	493	0	4
distal	WVS05.58B	Chl-Ctd	FMASH									c156	Ctd rétro	0,45	x	x	x	x	x	c155	x	x	0,15		x	x	14,22	0,01	493	0	4
distal	WVS05.58B	Chl-Ctd	FMASH									c156	Ctd rétro	0,45	x	x	x	x	x	c153	x	x	0,13		x	x	14,42	0,00	492	0	4
distal	WVS05.58B	Chl-Ctd	FMASH									c157	Ctd rétro	0,43	x	x	x	x	x	c153	x	x	0,13		x	x	12,84	0,01	478	0	4
distal	WVS05.58B	Chl-Ctd	FMASH									c157	Ctd rétro	0,43	x	x	x	x	x	c154	x	x	0,15		x	x	12,63	0,00	479	0	4
distal	WVS05.58B	Chl-Ctd	FMASH									c157	Ctd rétro	0,43	x	x	x	x	x	c155	x	x	0,15		x	x	12,66	0,00	479	0	4
distal	WVS05.58B	Chl-Ctd	FMASH									c157	Ctd rétro	0,43	x	x	x	x	x	c159	x	x	0,15		x	x	12,69	0,00	479	0	4
distal	WVS05.58B	Chl-Ctd	FMASH									c157	Ctd rétro	0,43	x	x	x	x	x	c161	x	x	0,23		x	x	11,67	0,01	485	0	4
distal	WVS05.58B	Chl-Ctd	FMASH									c158	Ctd rétro	0,46	x	x	x	x	x	c161	x	x	0,23		x	x	15,64	0,00	486	0	4
distal	WVS05.58B	Chl-Ctd	FMASH									c158	Ctd rétro	0,46	x	x		x	x	c159	x	x	0,15		x	x	16,40	0,01	474	0	3
distal	WVS05.58B	Chl-Phg	KFMASH	c160	D2	3,21	x		x	x		c156	Ctd rétro	0,45	x	x	x	x	x									4,54	1,09	517	16	4
distal	WVS05.58B	Chl-Phg	KFMASH	c247	S1	3,47	x		x	x		c162	Ctd rétro	0,42		x	x	x	x							x	x	8,40	0,3	527	0	3
local	WPA06.65A	Chl-Phg	KFMASH	f266	OP Ab	3,31	x		x	x		f265	OP Ab	0,56	x	x		x	x							x	x	6,89	0,54	330	8	3
local	WPA06.65A	Chl-Phg	KFMASH	f266	OP Ab	3,31	x		x	x		f264	OP Ab	0,56	x	x		x	x							x	x	7,04	0,05	319	0,7	3
local	WPA06.65A	Chl-Phg	KFMASH	f266	OP Ab	3,31	x		x	x		f267	OP Ab	0,56	x	x		x	x							x	x	6,70	0,29	344	4	3
local	WPA06.65A	Chl-Phg	KFMASH	f266	OP Ab	3,31	x		x	x		f268	OP Ab	0,57	x	x		x	x							x	x	6,89	0,66	333	10	3
local	WPA06.65A	Chl-Phg	KFMASH	f301	S2	3,30	x		x	x		f302	S2	0,56	x	x		x	x							x	x	6,98	0,62	314	10	3

Figure IV- 49

Estimations P-T TWEEQU - 4/4

Équilibre local / distal	Echantillon	Paragenèse	Syst. Chimique	Phg	site	Si	Al-Cel	Fe-Cel	Mu	Prl	Prg	Chl	site	XMg	Sud	Daph	Fe-Am	Clin	Am-V	Ctd	Fe-Ctd	Mg-Ctd	XMg	Ab	Qtz	H2O	P	dP	T	dT	nRi
local	WPA06.65A	Chl-Phg	KFMASH	f233	S2	3,29	x		x	x		f234	S2	0,57	x	x		x	x						x	x	7,67	0,60	265	7	3
distal	WPA06.65A	Chl-Phg	KFMASH	f298	S2	3,23	x		x	x		f273	Cw	0,57	x	x		x	x						x	x	2,05	0,11	373	1	3
distal	WPA06.65A	Chl-Phg	KFMASH	f298	S2	3,23	x		x	x		f284	Cw	0,57	x	x		x	x						x	x	2,21	0,08	364	2	3
distal	WPA06.65A	Chl-Phg	KFMASH	f298	S2	3,23	x		x	x		f287	Cw	0,57	x	x		x	x						x	x	1,65	0,07	399	2	3
distal	WPA06.65A	Chl-Phg	KFMASH	f298	S2	3,23	x		x	x		f288	Cw	0,56	x	x		x	x						x	x	1,94	0,22	381	9	3
distal	WPA06.65A	Chl-Phg	KFMASH	f298	S2	3,23	x		x	x		f317	Cw	0,56	x	x		x	x						x	x	2,14	0,12	371	2	3
distal	WPA06.65A	Chl-Phg	KFMASH	f296	S2	3,27	x		x	x		f268	S2	0,57	x	x		x	x						x	x	6,85	0,49	330	8	3
local	WPA06.65A	Chl-Phg	KFMASH	f230	S2	3,33	x		x	x		f229	S2	0,58	x	x		x	x						x	x	6,08	1,54	414	25	3
local	WPA06.70C	Chl-Phg	KFMASH	g2	S2	3,29	x		x	x		g1	S2	0,52	x	x		x	x						x	x	7,26	0,89	511	27	3
local	WPA06.70C	Chl-Phg	KFMASH	g27	oblique à S2	3,25	x		x	x		g28	oblique à S2	0,53	x	x		x	x						x	x	3,98	0,63	390	6	3
distal	WPA06.70C	Chl-Phg	KFMASH	g102	S1	3,32	x		x	x		g89	S1	0,44	x	x		x	x						x	x	9,86	0,81	439	23	3
distal	WPA06.70C	Chl-Phg	KFMASH	g106	S1	3,31	x		x	x		g107	S1	0,54	x	x		x	x						x	x	7,71	0,73	484	22	3
distal	WPA06.70C	Chl-Phg	KFMASH	g77	S2	3,29	x		x	x		g72	S2	0,46	x	x		x	x						x	x	7,08	0,47	510	16	3
distal	WPA06.70C	Chl-Phg	KFMASH	g77	S2	3,29	x		x	x		g4	S2	0,47	x	x		x	x						x	x	6,84	0,70	530	8	3

Estimations P-T THERMOCALC - 1/1

Echantillon	Paragenèse	Syst. Chimique	Phg	site	Si	Mu	Cel	Fe-Cel	Prg	Chl	site	XMg	Cli	Daph	Am	P	dP	T	dT	Cor	sigfit	fit	Ctd	XMg	Mg-Ctd	Fe-Ctd	Mn-Ctd	H2O	Amp	Site	Ab	Qtz	H2O
WPA05.06	Chl+Ctd+Phg+Prg+Ab(v)	NaKFMASH	a106	S1 cisaillée	3,22	x	x	x	x	a108	S1	0,52	x	x		**15,6**	**1,5**	**409**	**61**	0,19	1,24	1,96	a86	0,14	x	x	x	x			v	x	x
WPA05.06	Chl+Ctd+Phg+Prg+Ab(v)	NaKFMASH	a106	S1 cisaillée	3,22	x	x	x	x	a108	S1	0,52	x	x		**14,7**	**1,4**	**396**	**59**	0,258	1,19	1,96	a97	0,12	x	x	x	x			v	x	x
WPA05.06	Chl+Ctd+Phg+Prg+Ab(v)	NaKFMASH	a80	S1	3,40	x	x	x	x	a108	S1	0,52	x	x		**16,5**	**2,2**	**376**	**87**	0,304	1,88	1,96	a97	0,12	x	x	x	x			v	x	x
WPA05.06	Chl+Ctd+Phg+Prg+Ab(v)	NaKFMASH	a70	S1	3,27	x	x	x	x	a71	S1	0,45	x	x		**15,1**	**1,2**	**431**	**64**	0,312	1,30	1,54	a97	0,12	x	x	x	x			v	x	x
WPA05.06	Chl+Ctd+Phg+Prg+Ab(v)	NaKFMASH	a70	S1	3,27	x	x	x	x	a71	S1	0,45	x	x		**15,4**	**1,4**	**474**	**76**	0,265	1,42	1,54	a85	0,16	x	x	x	x			v	x	x
WPA05.06	Chl+Ctd+Phg+Prg+Ab(v)	NaKFMASH	a76	S1 cisaillée	3,21	x	x	x	x	a77	S1	0,45	x	x		**13,0**	**2**	**457**	**92**	0,1	1,54	1,96	a97	0,12	x	x	x	x			v	x	x
WPA05.06	Chl+Ctd+Phg+Prg+Ab(v)	NaKFMASH	a106	S1 cisaillée	3,22	x	x	x	x	a105	S1	0,51	x	x		**14,7**	**1,6**	**403**	**67**	0,286	1,32	1,96	a97	0,12	x	x	x	x			v	x	x
WPA05.06	Chl+Ctd+Phg+Prg+Ab(v)	NaKFMASH	a107	S2	3,18	x	x	x	x	a108	S1	0,52	x	x		**14,6**	**1,2**	**399**	**49**	0,247	1,00	1,96	a97	0,12	x	x	x	x			v	x	x
WPA05.06	Chl+Ctd+Phg+Prg+Ab(v)	NaKFMASH	a113	S1 cisaillée	3,14	x	x	x	x	a112	S2	0,48	x	x		**12,1**	**1,3**	**447**	**57**	-0,051	0,45	1,96	a97	0,12	x	x	x	x			v	x	x
WPA05.06	Chl+Ctd+Phg+Prg+Ab(v)	NaKFMASH	a115	S2	3,16	x	x	x	x	a114	S2	0,44	x	x		**13,1**	**1,2**	**477**	**59**	-0,041	0,45	1,96	a97	0,12	x	x	x	x			v	x	x
WVS05.53	Amp+Ctd+Chl+Phg+Prg	NaKFMASH		S1												**18,5**	**1,2**	**472**	**75**	-0,198	0,85									S1		x	x
WVS05.53	Amp+Ctd+Chl+Phg+Prg	NaKFMASH		S1												**18,0**	**1,2**	**457**	**71**	-0,253	0,26									S1		x	x
WVS05.53	Amp+Ctd+Chl+Phg+Prg	NaKFMASH		S1												**17,6**	**1,2**	**448**	**70**	-0,282	0,29									S1		x	x
WVS05.58B	Amp+Ctd+Chl+Phg+Prg	NaKFMASH		S1												**17,1**	**1,3**	**519**	**88**	-0,32	0,86									S1		x	x
WVS05.58B	Amp+Ctd+Chl+Phg+Prg	NaKFMASH		S1												**17,2**	**1,3**	**508**	**85**	-0,333	0,52									S1		x	x
WVS05.58B	Amp+Ctd+Chl+Phg+Prg	NaKFMASH		S1												**16,4**	**1,4**	**542**	**91**	-0,376	0,90									S1		x	x

Figure IV- 50

Nous présentons ci-dessous le détail des échantillons utilisés dans les estimations P-T des événements D1 et D2, ainsi que les paragenèses associées et les logiciels utilisés pour les calculs. L'interprétation des estimations est donnée dans le paragraphe V-6.

L'événement D1 :

Les conditions P-T de l'événement D1 de HP ont été estimées dans les unités de couverture (Vanoise Sud) et de socle (Vanoise Sud et Ambin), à l'aide des deux logiciels.

Les assemblages de HP les plus riches, provenant de 3 échantillons du groupe d'Ambin, ont été étudiés avec THERMOCALC : WPA05.06 (Chl1+Ctd1+Phg1+Prg+Ab), WVS05.53 et WVS05.58B (Amp1+Ctd1+Chl1+Phg1+Prg+Ab). Les résultats concernent la fin de l'événement D1 et le début du chemin rétrograde, comme en témoignent l'association Ctd+Chl soulignant les plans S1. Ce ne sont pas les estimations du pic de pression D1, car les assemblages utilisés ne renferment ni le grenat ni le pyroxène jadéitique.

Les assemblages plus pauvres ont été utilisés sous TWEEQU, et concernent la majorité des estimations D1 :

Assemblages Ctd1+Chl1 pour les échantillons du groupe d'Ambin (WPA05.06, WVS05.53 et WVS05.58B). Les assemblages précoces à Chl1+Phg1 ont fourni de nombreuses estimations pour la fin de l'événement D1 et le début du chemin rétrograde : dans le Permo-Trias (WPA05.07 et WPA05.08), dans le groupe d'Ambin (WPA06.70C) et dans le groupe de la Clarea (WPA05.18A).

La transition D1/D2 :

De nombreux points P-T calculés avec des assemblages Phg+Chl et Phg+Chl+Ab issus des fabriques D2, correspondent aux conditions de HP de la fin de l'événement D1 (autour de 10 kbar). Ils sont notés « S1/S2 ? » sur les diagrammes P-T (Figure IV- 45 et Figure IV- 46). Ces estimations correspondent aux conditions P-T intermédiaires entre les événements D1 et D2, et font intervenir des minéraux parallèles aux plans S2, mais dont la composition chimique est proche de l'événement D1. C'est une conséquence directe de la transposition des fabriques D1 dans les fabriques D2, et du ré-équilibrage incomplet des phases minérales D1 au cours des déformations D2. Les échantillons concernés par cette observation sont nombreux, et proviennent des métaconglomérats de Vanoise (WPA06.39 et WPA06.41), du groupe d'Ambin/V (WPA06.65A, WPA06.35A, WPA05.16A) et du groupe de la Clarea/V (WPA05.23).

Nous considérons ainsi que ces estimations « S1/S2 » correspondent aux conditions P-T intermédiaires entre les événements D1 et D2.

Evénement D2 :

Les paragenèses D2 du faciès des Schistes Verts sont beaucoup plus représentées au sein de nos échantillons. Les estimations P-T de l'événement D2 ont été réalisées à l'aide du logiciel TWEEQU, auquel nous apportons des contraintes de Tmax grâce à la spectroscopie RAMAN (paragraphe IV-5-4).

Notre étude détaillée des microstructures et de l'évolution chimique de l'événement D2, nous a permis de distinguer les différentes générations de micas et de chlorites

développées sur les plans S2, Ce et Cw. Ces étapes préliminaires nous permettent désormais de proposer les conditions P-T de formation des différentes fabriques D2.

Tous les échantillons présentés ont été utilisés pour caractériser l'événement D2, en utilisant des assemblages plus réduits (Phg2+Chl2 et Phg2+Chl2+Ab).

La majorité des estimations associées à la transition D1/D2, indiquent un brusque **réchauffement** (100°C au maximum) isobare ou associé à une décompression. Cet événement a déjà été évoqué dans les deux massifs étudiés par Platt & Lister (1985a), Ganne (2003) et Strzerzynski (2006). Il s'observe dans les échantillons de la couverture et du socle.

L'augmentation de température permet d'atteindre le pic thermique D2, dont l'intensité varie selon la position structurale des échantillons (Figure IV- 54). Ces estimations proviennent des assemblages développés sur les plans de schistosité S2 (principalement les échantillons WPA05.07, WPA06.70C, WPA05.23), dans les fentes D2 (WPA05.40A), et sur les bandes de cisaillement Ce (principalement WPA05.08 et WPA05.16A). Ceci montre que le pic thermique D2 est synchrone au développement de la schistosité S2, et semble également contemporain au début du fonctionnement des bandes de cisaillement Ce. Dans les unités de socle, les Tmax sont cohérentes avec les assemblages D2 à biotite et chlorite (Ganne, 2003). Cependant aucune véritable biotite n'a été analysée dans nos échantillons : les lamelles brunes qui ressemblent pétrographiquement à des biotites, ont des compositions plus proches des chlorites.

Les estimations P-T des **cisaillements D2 à vergence est**, proviennent des échantillons du Permo-Trias/V (WPA05.08) et du groupe d'Ambin/V (WPA05.06, WPA05.16A, WPA06.35A). Ces cisaillements semblent fonctionner, selon les unités, entre 7 et 2 kbar et entre 450 et 300°C.

Les conditions P-T des **cisaillements D2 à vergence ouest**, ont été estimées grâce aux échantillons des métaconglomérats de Vanoise (WPA06.39 et WPA06.41) et du faciès chlorito-albitique du sommet du groupe d'Ambin/V (WPA06.65A). Dans la première unité, les bandes Cw fonctionnent sur l'intervalle [8-4 kbar] à température presque constante (300-350°C). Dans le groupe d'Ambin, elles fonctionnent à de plus basses pressions (2 kbar pour 350-400°C).

A partir du pic thermique D2, la fin du chemin rétrograde est caractérisée par un fort refroidissement et une légère chute de pression.

5.4.Nouvelles Températures maximales issues de la Spectroscopie RAMAN :

Les résultats analytiques sont présentés sur la Figure IV- 51. Les résultats synthétiques (Tmax) sont reportés dans les diagrammes P-T (Figure IV- 45 et Figure IV- 46), et permettent de discuter des températures maximales issues des calculs TWEEQ et THERMOCALC.

Echantillon	GPS N.°.'.'' S.°.'.''	Massif + Unité + Lithologie	Spectre	Aire			Rapport	T (°C)	Coeff de correlation r2	T moyenne (°C)	Erreur Standard
				D1	G	D2	R2				
WAV05.32	45 12 15,6 06 44 03,9	Vallée de l'Arc-Ruisseau du Nant-Schistes Lustrés-calcschiste	32-1	61,50	33,68	4,81	0,62	**367,30**	1,00	380,1	9,3
			32-2	61,09	33,90	5,00	0,61	**369,13**	1,00		
			32-3	57,78	37,84	4,37	0,58	**383,87**	1,00		
			32-4	57,76	34,87	7,38	0,58	**383,98**	1,00		
			32-5	55,32	39,63	5,05	0,55	**394,84**	1,00		
			32-6	59,90	34,77	5,33	0,60	**374,44**	1,00		
			32-7	59,22	36,45	4,33	0,59	**377,47**	1,00		
			32-8	55,63	39,42	4,95	0,56	**393,44**	1,00		
			32-9	59,76	33,97	6,27	0,60	**375,07**	1,00		
			32-10	58,27	36,90	4,83	0,58	**381,69**	1,00		
WAV05.35	45 13 07,6 06 45 21,0	Vallée de l'Arc-Bramans-Schistes Lustrés-calcschiste	35-1	55,93	39,54	4,53	0,56	**392,13**	1,00	382,9	14,9
			35-2	60,52	34,46	5,02	0,61	**371,68**	1,00		
			35-3	60,29	34,24	5,47	0,60	**372,72**	0,99		
			35-4	61,97	32,51	5,52	0,62	**365,23**	0,99		
			35-5	54,99	37,96	7,05	0,55	**396,29**	1,00		
			35-6	61,59	33,42	4,99	0,62	**366,91**	0,99		
			35-7	54,45	40,65	4,89	0,54	**398,68**	0,99		
			35-8	53,38	40,42	6,20	0,53	**403,48**	0,99		
			35-9	55,20	39,54	4,53	0,56	**393,56**	0,98		
			35-10	57,14	37,55	5,31	0,57	**386,74**	1,00		
			35-11	62,21	31,34	6,45	0,62	**364,15**	1,00		
WPA06.101	45 15 41.4 06 43 53.0	Vanoise Sud - Vallon de la Fournache - Trias - Schisteux graphiteux	101-1	80829	61182	7242	0,54	**400,01**	0,96	402,3	5,6
			101-2	107310	76707	12421	0,55	**397,91**	0,96		
			101-3	70580	51695	8245	0,54	**400,36**	0,99		
			101-4	50124	39675	3451	0,54	**401,80**	0,98		
			101-5	76007	59284	6792	0,53	**402,95**	0,99		
			101-6	78088	58230	6514	0,55	**397,71**	0,99		
			101-7	92064	81643	9399	0,50	**417,26**	0,99		
			101-8	77143	63965	4620	0,53	**405,43**	0,96		
			101-9	90761	73454	6126	0,53	**403,90**	0,98		
			101-10	84874	59519	11521	0,54	**398,76**	1,00		
			101-11	119160	91486	8647	0,54	**399,20**	0,98		
WPA05.13	45 15 39.7 06 42 46.2	Vanoise Sud- Groupe Clarea-micacshiste albitique	13-1	33,56	62,38	4,06	0,34	**491,64**	0,99	494,9	16,1
			13-2	32,72	64,62	2,65	0,33	**495,38**	0,99		
			13-3	33,61	61,64	4,75	0,34	**491,41**	0,99		
			13-4	33,84	60,08	6,07	0,34	**490,39**	0,99		
			13-5	39,69	56,63	3,67	0,40	**464,37**	0,98		
			13-6	31,93	66,57	1,50	0,32	**498,90**	0,99		
			13-7	28,05	69,98	1,97	0,28	**516,18**	0,98		
			13-7bis	29,75	64,97	5,28	0,30	**508,63**	0,98		
			13-8	36,96	60,45	2,59	0,37	**476,52**	0,98		
			13-9	27,31	67,32	5,37	0,27	**519,47**	0,99		
			13-10	33,71	62,12	4,17	0,34	**490,98**	0,99		
WAV05.25	45 12 51.5 06 43 32.8	Canyon de l'Arc-Avrieux - Groupe Clarea-micaschiste albitique	25-1	21,62	75,87	2,51	0,22	**544,81**	1,00	542,3	12,2
			25-2	21,90	74,69	3,42	0,22	**543,55**	1,00		
			25-3	21,48	74,68	3,84	0,21	**545,39**	1,00		
			25-4	25,34	71,14	3,52	0,25	**528,24**	1,00		
			25-5	22,62	74,65	2,72	0,23	**540,33**	0,99		
			25-6	23,66	71,84	4,50	0,24	**535,70**	0,97		
			25-7	17,12	81,22	1,66	0,17	**564,81**	0,99		
			25-8	23,50	75,04	1,46	0,24	**536,42**	0,99		
			25-9	23,74	74,28	1,98	0,24	**535,36**	0,99		
			25-10	22,18	76,14	1,68	0,22	**542,32**	1,00		
			25-12	15,63	81,57	2,79	0,16	**571,43**	0,99		
			25-13	22,86	73,22	3,92	0,23	**539,27**	1,00		
			25-14	23,70	72,81	3,48	0,24	**535,52**	0,99		
			25-15	25,27	72,07	2,66	0,25	**528,56**	1,00		

Figure IV- 51

Températures maximales (±1 σ) issues de la spectroscopie RAMAN. Le détail des calculs, la position GPS des échantillons et les erreurs standards sont précisés.

Dans les unités de couverture, la Tmax de 402 ± 6°C est toujours supérieure aux températures obtenues via TWEEQU. Bien que les données RAMAN ne proviennent pas des mêmes unités de la couverture, elles restent cohérentes aux autres calculs.

Dans les unités de socle de Vanoise Sud (groupe de la Clarea), les Tmax de 542 ± 12°C et 495 ± 16°C ont été obtenues respectivement dans le Canyon de l'Arc et dans le Fond d'Aussois. Ces résultats posent deux problèmes :

- L'interprétation des Tmax issues du RAMAN dans le groupe de la Clarea est délicate, car le groupe est polymétamorphique, et les résultats pourraient correspondre au pic thermique atteint au cours de(s) l'événement(s) anté-alpin(s).
- Elles sont inférieures aux températures maximales issues des calculs TWEEQU sur 3 échantillons. Le pic thermique calculé dans le groupe de la Clarea/V pourrait donc être surestimé par les calculs TWEEQU.

6. Interprétation des nouvelles estimations P-T :

Chemins P-T synthétiques :

Les chemins P-T calculés dans les unités de couverture et de socle, ainsi que les nouvelles Tmax de la spectroscopie RAMAN, sont présentés sur la Figure IV- 52.

Compilation des chemins P-T synthétiques calculés dans les unités de couverture et de socle de Vanoise Sud et d'Ambin, et nouvelles températures maximales issues de la spectroscopie RAMAN. Les échantillons sont regroupés par unité : A : Permo-Trias/V ; B : métaconglomérats de Vanoise ; C : groupe d'Ambin/V ; D : groupe d'Ambin/A et D : groupe de la Clarea/V. Les gradients géothermiques sont précisés (en rouge).

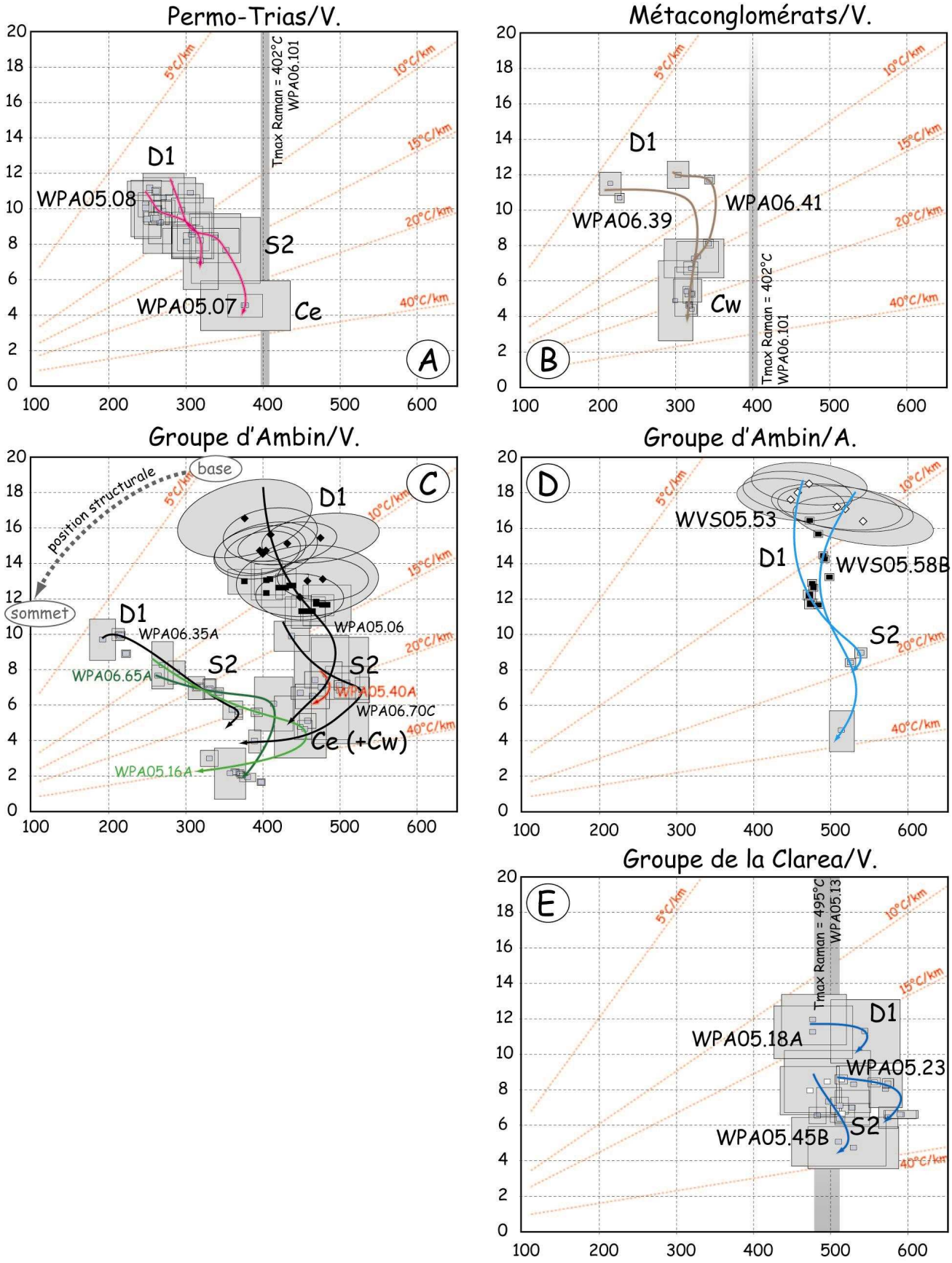

Permo-Trias/V.
Tmax Raman = 402°C
WPA06.101
D1
WPA05.08
S2
WPA05.07
Ce
A
Métaconglomérats/V.
D1
WPA06.39
WPA06.41
Cw
Tmax Raman = 402°C
WPA06.101
B
Groupe d'Ambin/V.
position structurale
base
sommet
C
D1
WPA06.35A
WPA06.65A
S2
WPA05.06
S2
WPA05.40A
WPA06.70C
Ce (+Cw)
WPA05.16A
Groupe d'Ambin/A.
D
WVS05.53
D1
WVS05.58B
S2
Groupe de la Clarea/V.
E
Tmax Raman = 495°C
WPA05.13
D1
WPA05.18A
WPA05.23
S2
WPA05.45B
5°C/km
10°C/km
15°C/km
20°C/km
40°C/km

Figure IV- 52

Dans les **unités de la couverture** (Permo-Trias/V et Métaconglomérats de Vanoise), la température ne dépassent pas 380°C, en accord avec nos données de spectrométrie RAMAN (Tmax = 402°C dans le Trias). La pression maximale est estimée autour de 12 kbar et 280°C. Ceci nous permet de situer la fin de l'événement D1 le long d'un gradient géothermique froid (environ 8°C/km). L'allure du chemin rétrograde suggère une décompression associée à un réchauffement maximum de 80°C. Les contraintes concernant le refroidissement final sont insuffisantes pour décrire précisément les dernières étapes de l'exhumation des unités de couverture, et pour proposer un gradient géothermique raisonnable.

Les **unités de socle** (groupes d'Ambin et de la Clarea) enregistrent une évolution P-T plus complexe. Au sein du **groupe d'Ambin/V**, l'allure des chemins P-T évolue en fonction de la position structurale des échantillons étudiés (Figure IV- 53 et Figure IV- 54) :

Au sommet du groupe d'Ambin/V, les échantillons prélevés dans la zone de cisaillement à vergence est Φ2, montrent une évolution P-T proche de celle calculée dans la couverture, à quelques dizaines de mètres au-dessus. La température maximale est toutefois supérieure dans le groupe d'Ambin, et peut atteindre 450°C. Les conditions P-T de l'événement D1 ne peuvent être déterminées, car les cisaillements Ce très pénétratifs ont entraîné une forte rétromorphose dans le faciès des Schistes Verts. Tous les chemins montrent un net **réchauffement au cours de l'événement D2**, de l'ordre de 100°C. Le pic de température est suivi par un fort refroidissement, synchrone de l'exhumation finale des unités. Nous retiendrons particulièrement que le sommet du groupe d'Ambin est fortement affecté par les cisaillements à vergence est (zone de cisaillement Φ2).

Les échantillons prélevés **à la base du groupe d'Ambin/V**, sont situés suffisamment loin de la zone de cisaillement Φ2, et sont donc peu affectés par les cisaillements Ce. Ils montrent une évolution dans des conditions P-T plus élevées : le pic de pression associé à l'événement D1 est estimé autour de 15 kbar et 400°C (assemblage à Ctd + Chl + Phg + Prg + Ab). Comme dans les échantillons du sommet du groupe, l'événement D2 est associé à un réchauffement de l'ordre de 100°C, qui permet d'atteindre le pic de température à 500°C et 7 kbar. La chute de pression et de température qui suit le pic thermique permet aux chemins de rejoindre ceux issus du sommet du groupe.

Soulignons que **dans le massif d'Ambin**, les chemins issus des échantillons du sommet du **groupe d'Ambin** (en bleu), ressemblent à ceux calculés à la base du même groupe de Vanoise. Ils se distinguent pourtant par des conditions légèrement supérieures : 17 kbar et 500°C en moyenne (assemblage à Gln + Ctd + Chl + Phg + Prg). Il est suivi par un léger refroidissement, puis par le même réchauffement mis en évidence en Vanoise (+100°C au maximum). Le pic de température D2 est localisé autour de 8 kbar et 520°C, puis la fin du chemin rétrograde ressemble à celle calculée en Vanoise.

Les estimations réalisées dans le **groupe de la Clarea/V** concernent uniquement les paragenèses D2, développées autour du pic thermique. De manière générale les températures calculées sont supérieures à celles des unités sus-jacentes. Les portions de chemin soulignent toutes le réchauffement D2, qui atteint des températures maximales de 520 à 590°C. Les données RAMAN réalisées sur la même unité (en Vanoise Sud et dans le Canyon de l'Arc) localisent l'intervalle de température maximale entre 480 et 550°C. Bien qu'elles puissent correspondre aux événements anté-alpins, les Tmax issues du RAMAN sont inférieures aux Tmax calculées à partir du logiciel TWEEQU. Il semblerait donc que le pic thermique calculé dans le groupe de la Clarea/V soit surestimé.

Dans les unités de couverture et de socle, les estimations de plus haute pression s'alignent le long d'un même gradient géothermique froid (7 à 8 °C/km). Si l'on associe ces estimations au pic de pression ou plus raisonnablement au début de l'exhumation, alors l'ensemble des unités de Vanoise Sud (extrapolées à celles du massif d'Ambin) semblent avoir été enfouies le long d'un gradient géothermique commun, et particulièrement froid.

A l'issue du pic de température D2, toutes les unités enregistrent un **refroidissement le long d'un gradient géothermique commun et particulièrement chaud** (entre 30 et 40°C/km (Figure IV- 52). L'incertitude sur la valeur exacte du gradient géothermique est due aux portions incomplètes de certains chemins P-T.

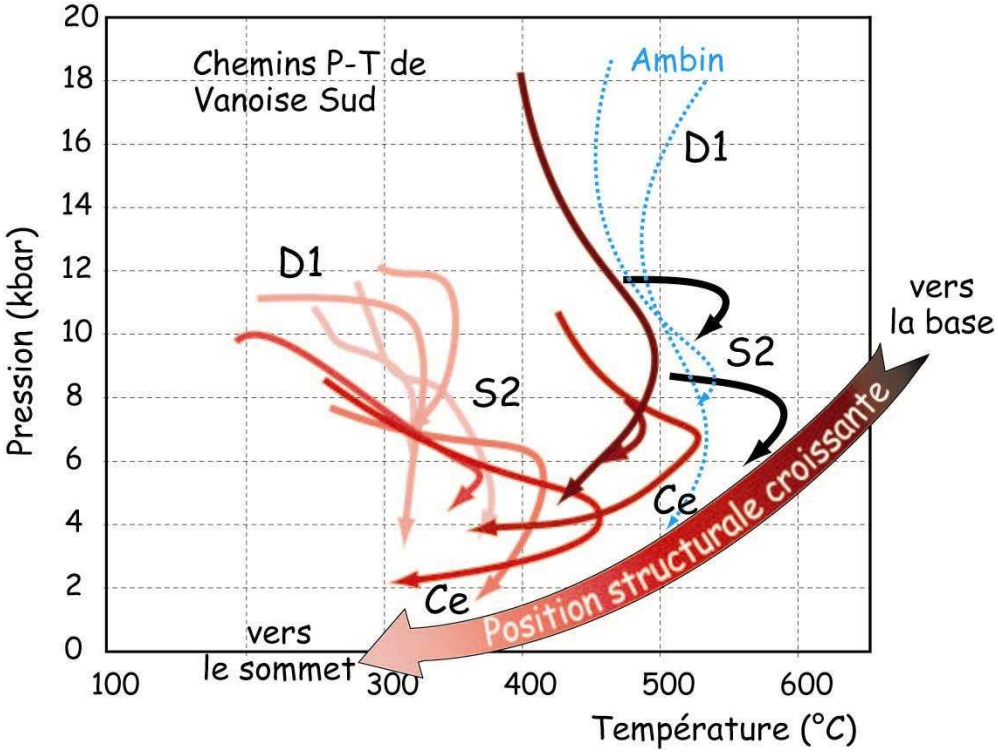


Figure IV- 53

Relation entre l'allure des chemins P-T et la position des échantillons dans la pile structurale de Vanoise Sud. Les deux chemins calculés dans le groupe d'Ambin/A (en bleu), sont présentés à titre comparatif.

L'ensemble des chemins projeté sur le même diagramme P-T (Figure IV- 53), montre que dans le massif de Vanoise Sud, les échantillons prélevés dans les unités sus-jacentes (couverture et partie superficielle du socle) enregistrent une évolution rétrograde dans des conditions de plus basse température que ceux issus des unités plus profondes du socle. Dans le massif d'Ambin, l'allure des deux chemins calculés à partir des niveaux basiques du sommet du groupe d'Ambin, ressemble à celle des unités profondes de Vanoise Sud.

On remarque également que dans le massif de Vanoise Sud, **la valeur du pic thermique D2 augmente avec la position de l'échantillon dans la pile structurale** (Figure IV- 54). Ainsi les échantillons prélevés dans les unités les plus profondes (groupe de la Clarea et groupe d'Ambin « profond »), enregistrent un maximum thermique supérieur aux unités superficielles (couverture et extrême sommet du groupe d'Ambin).

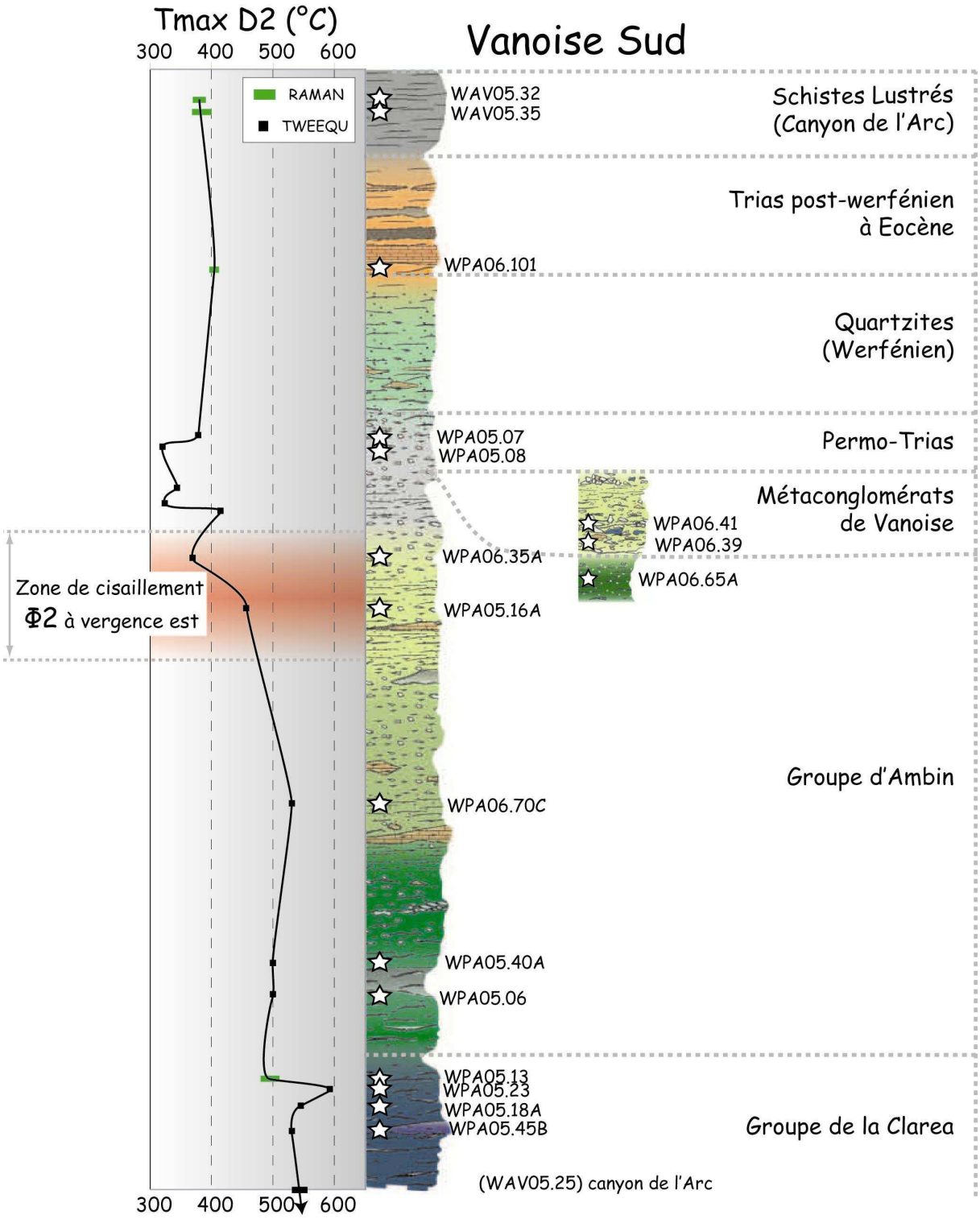


Figure IV- 54

Relations entre la position des échantillons de Vanoise Sud dans la pile structurale, et le pic thermique D2 issu des calculs TWEEQU et RAMAN. Les épaisseurs relatives de chaque unité sont très approximatives.

Nous montrons ainsi l'existence en Vanoise Sud d'**un gradient métamorphique croissant vers la base de la pile structurale**, et d'un **fort contraste métamorphique** entre les unités superficielles et les unités profondes, matérialisé dans l'état actuel par la zone de cisaillement majeure Φ2 à vergence est. Cette observation rejoint l'hypothèse du saut métamorphique proposée par Strzerzynski (2006) entre le socle et sa couverture, toutefois peu contraint dans son étude. Nous considérons ainsi que **le saut métamorphique est localisé dans la de cisaillement Φ2 à vergence est**, et non pas à la transition couverture/socle.

Dans la suite de l'étude, nous définissons les unités supérieures et inférieures du massif de Vanoise Sud comme suit :

Unités supérieures = couverture + partie superficielle du groupe d'Ambin
Zone de transition = zone de cisaillement Φ2 à vergence est (intra-groupe d'Ambin)
Unités inférieures = partie inférieure du groupe d'Ambin + groupe de la Clarea

L'interprétation du contraste métamorphique entre les deux unités est détaillée dans la synthèse (chapitre 6), en regard des nouvelles contraintes chronologiques.

Comparaison aux estimations P-T de la littérature :

Dans la Figure IV- 55, nous comparons nos deux chemins P-T synthétiques, calculés pour les unités supérieures et inférieures, aux données de la littérature concernant les mêmes unités (décrites sur la Figure IV- 41). **Les deux chemins proposés sont synthétiques, et représentent l'allure moyenne des différents chemins obtenus à partir de plusieurs échantillons**. Pour simplifier la lecture et la comparaison aux données de la littérature, nous utilisons ces tracés simplifiés, mais il faut retenir que les évolutions P-T au sein des différentes unités sont plus complexes et ne se résument pas à deux seules courbes.

Dans les unités de couverture et de socle, nos estimations de plus haute pression correspondent à la fin de l'événement D1. Elles se localisent autour de 280°C-12 kbar dans la couverture, et autour de 450°C-17kbar dans le socle, en accord avec les données de la littérature (Ganne, 2003 pour le socle et Gillet & Goffé, 1988 pour la couverture). Nos estimations dans le socle dépassent cependant celles de Platt & Lister (1985a) de 100°C et 5kbar.

Ces estimations signifient que l'ensemble des unités a enregistré un premier stade d'équilibration le long d'un **gradient géothermique froid** (7 à 8°C/km). De telles conditions ont déjà été décrites dans d'autres zones convergentes (par exemple Ernst, 1993 ; Goffé et al., 1994 ; Okay, 2002 ; Agard et al., 2005 ; Tsujimori et al., 2006 ; Yamato et al., 2007).

La suite du chemin rétrograde est marquée par un **réchauffement généralisé** dans toute la pile structurale, et correspond à l'extrême fin de l'événement D1 et au début de la phase D2. Cette augmentation de température, que nous estimons à 100°C au maximum, est cohérente avec les hypothèses de Platt & Lister (1985a), Ganne (2003) et Strzerzynski (2006) dans le secteur étudié, mais elle rejoint également les résultats de Rolland et al. (2000) et Le Bayon et al. (2006), respectivement dans les unités inférieures des Schistes Lustrés et dans le Grand Paradis.

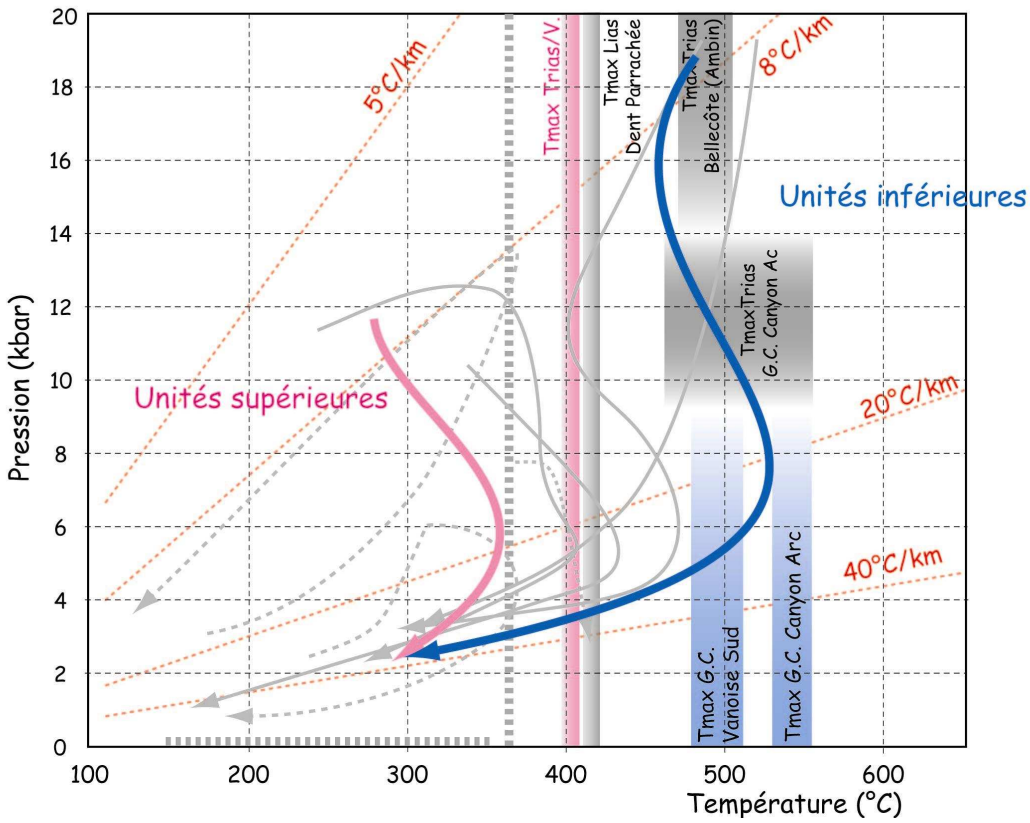


Figure IV- 55

Position des nouveaux chemins P-T calculés pour les unités supérieures de Vanoise Sud (en rose) et inférieures (en bleu) des massifs de Vanoise Sud et d'Ambin, et comparaison aux chemins publiés (en gris, les traits continus et en pointillés correspondent respectivement aux unités de socle et de la couverture). Les références de la littérature sont données sur la Figure IV- 41. Les Tmax de la couverture et du groupe de la Clarea, issues de nos calculs par spectroscopie RAMAN, sont données par les barres verticales respectant les mêmes couleurs. Les intervalles gris correspondent aux Tmax (RAMAN) calculées par Gabalda et al. (soumis) pour le Lias de la Dent Parrachée, pour la couverture triasique d'Ambin et pour deux échantillons du groupe de la Clarea, provenant des forages F22-5 et F43 dans le secteur d'Avrieux (Canyon de l'Arc). Les segments rouges en pointillés correspondent aux gradients géothermiques.

Dans la couverture de Vanoise, le **pic thermique** D2 est cohérent avec les températures maximales de Goffé & Velde (1984) et Gillet & Goffé (1988), en dépit de chemins P-T aux allures distinctes. Bien que nos chemins rétrogrades soient peu contraints dans la couverture, ils localisent la Tmax à 360°C, en accord avec nos données de RAMAN dans le Trias (402°C), et avec celles de Gabalda et al. (soumis) dans le Lias de la nappe de la Dent Parrachée. Dans la couverture d'Ambin, les seules contraintes proviennent des Tmax calculées dans les sédiments supra-werféniens, qui localisent le pic thermique vers 500°C (Gabalda et al., soumis). Les unités de couverture d'Ambin semblent avoir enregistré une histoire thermique de plus haut grade que celles de Vanoise.

Dans les unités de socle, nous estimons le pic thermique à 530°C. Cette valeur dépasse celles de la littérature, notamment celles proposées par Ganne (2003) dans son hypothèse de réchauffement D2 (470°C), et Strzerzynski (2006) (430°C). Nous rejoignons cependant les Tmax calculées dans le Grand Paradis (Le Bayon et al., 2006) et dans les unités inférieures des Schistes Lustrés (Rolland et al., 2000). Les Tmax calculées dans le groupe de la Clarea, issu de forages dans le secteur du Canyon de l'Arc, sont estimées entre 460 et 550°C

(Gabalda et al., soumis). Cet intervalle est cohérent avec la Tmax issue de nos calculs, mais le caractère polymétamorphique du groupe nous empêche d'associer ces températures RAMAN aux événements alpins ou anté-alpins.

La suite et la fin de l'exhumation s'effectuent le long d'un **gradient géothermique chaud** (entre 30 et 40°C/km). Les unités de socle et de couverture enregistrent une évolution P-T commune à partir de 350°C et 3-4 kbar, en accord avec l'hypothèse de Strzerzynski (2006) en Vanoise Sud, et en accord avec la majorité des chemins P-T proposés dans les Schistes Lustrés, dans le Monviso et dans le Grand Paradis (Figure IV- 42).

La valeur du gradient géothermique proposée pour l'exhumation finale (30 à 40°C/km), est identique à celle issue des analyses d'inclusions fluides réalisées par Malusà (2004) dans la zone de Sezia Lanzo, et à celle proposée par Spear (1993) dans les chaînes de collision continentale. Dans des tunnels alpins profonds, des gradients géothermiques actuels ont été calculés (Clark & Niblett, 1956), et présentent des valeurs semblables (22 à 36°C/km).

Nous apportons dans le chapitre suivant les contraintes chronologiques indispensables à la compréhension de l'évolution P-T-t des massifs de Vanoise Sud et d'Ambin.

Chapitre 5

SYNTHESE GEOCHRONOLOGIQUE ET NOUVEAUX AGES *IN SITU*

1. Remarques sur le choix de la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ in situ sur phengite :

Nous avons choisi de dater les phengites, car ce sont des minéraux ubiquistes, largement utilisés dans nos estimations thermobarométriques (voir chapitre IV). Les travaux précurseurs de Frey et al. (1983) et de Chopin et al. (1991) ont montré que les roches pouvaient contenir différentes générations successives de phengites, occupant des sites micro-structuraux distincts, et présentant des compositions chimiques différentes. Les travaux récents de Giorgis et al. (2000), Muller et al. (2001), Kramar et al. (2001), Muller (2003), Agard et al. (2002), Augier et al. (2005) ont permis de dater avec précision différentes générations de phengites, préalablement définies sur la base d'arguments microstructuraux, microchimiques et thermobarométriques. Les âges obtenus ne sont plus interprétés comme des âges de refroidissement, mais ils correspondent davantage à des âges de cristallisation, ou de ré-équilibration dans des conditions P-T données (voir paragraphe V-5, V-6 et V-7).

La seule technique de datation permettant un tel contrôle est la méthode in situ, qui offre une grande résolution spatiale (Maluski & Monié, 1988 ; Muller et al., 2003 ; Augier, 2004). Elle permet d'établir des liens directs entre la déformation (textures), les compositions chimiques des minéraux (Si, Al, XMg, etc.), les estimations thermobarométriques et l'âge des événements métamorphiques. C'est la méthode que nous avons choisi d'utiliser sur les phengites, qui marquent avec précision des épisodes de déformation D1 et D2. Ces minéraux présentent également une grande capacité de rétention de l'^{40}Ar radiogénique, isotope utilisé dans les méthodes K/Ar et Ar/Ar.

Dans le secteur étudié de Vanoise-Ambin, la méthode de datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ in situ sur phengite est inédite. Les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ précédentes (Ganne, 2003 et Strzerzynski, 2006) ont atteint leurs limites, en utilisant la méthode de chauffage par paliers. Ces études représentent cependant une base de travail très intéressante. Notre démarche in situ s'inscrit tout à fait dans les perspectives proposées par les auteurs, et elle apparaît aujourd'hui nécessaire (Handy & Oberhänsli, 2004).

Chacun des échantillons datés est orienté, et associé à une lame mince taillée dans le plan XZ de l'ellipsoïde de déformation finie (perpendiculairement à la schistosité et parallèlement à la linéation). La lame mince assure ainsi un contrôle microstructural et microchimique très précis, à partir duquel sont réalisées les estimations P-T. L'utilisation d'une microscie à fil diamanté (diamètre de 0,30 mm), à la place des scies à disque classiques, réduit considérablement l'épaisseur de roche détruite entre la lame mince et la plaque datée. La démarche adoptée est présentée sur la Figure V- 1 ci-dessous :

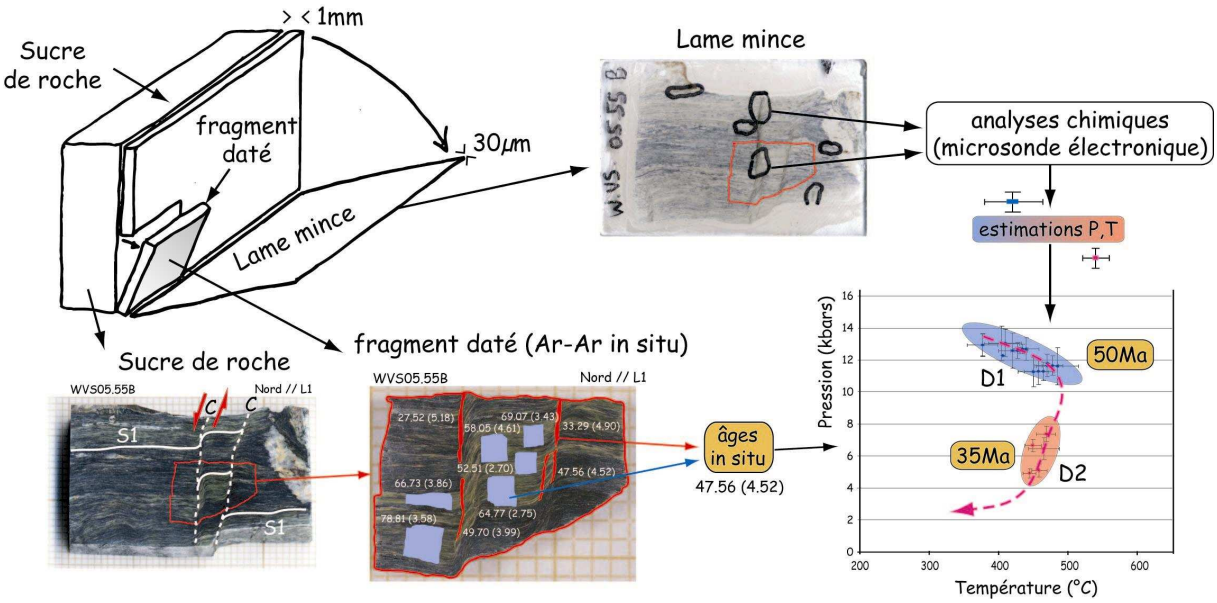


Figure V- 1

Schéma de la démarche adoptée pour les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ in situ et les estimations thermobarométriques sur un même échantillon. A partir d'un même sucre de roche, nous réalisons une lame mince (30µm d'épaisseur) et nous prélevons une tranche fine (1mm) de roche. Nous effectuons sur la première les analyses à la microsonde électronique et les estimations P-T, et un fragment de la tranche sera irradié puis utilisé pour les datations in situ. L'utilisation d'une microscie à fil diamanté (diamètre de 0,30 mm) réduit fortement la perte de matière entre la lame mince et le fragment daté. Cette méthode permet le contrôle textural et chimique des phengites datées.

2. *Etat des lieux sur les âges disponibles dans le secteur étudié :*

Nous présentons dans la Figure V- 2 les données radiométriques publiées dans les Alpes Occidentales, obtenues à partir de différentes techniques de datation. La compilation des principaux âges publiés sur l'événement métamorphique de haute-pression, est présentée sur une carte synthétique dans la Figure V- 3. Ces âges seront discutés et comparés aux nouvelles datations Ar-Ar in situ, dans le paragraphe V-6.

Références de la Figure V- 2 :

(1) Cerianni et al. (2001), (2) Bocquet [Desmons] et al. (1974), (3) Desmons (1989), (4) Liewig et al. (1981), (5) Bonhomme et al. (1980), (6) Takeshita et al. (1994), (7) Delaloye & Desmons (1976), (8) Caby & Bonhomme (1982), (9) Schwartz (2002), (10) Cliff et al. (1998), (11) Monié & Philippot (1989), (12) Duchêne et al. (1997a et b), (13) Reddy et al. (1999), (14) Rubatto (1998), (15) Bowtell et al. (1994), (16) Barnicoat et al. (1995), (17) Amato et al. (1999), (18) Arnaud & Kelley (1995), (19) Scaillet (1990), (20) Scaillet et al. (1992), (21) Monié & Chopin (1991), (22) Paquette et al. (1989), (23) Schärer et al. (1999), (24) Gebauer et al. (1997), (25) Tilton et al. (1989), (26) Chopin & Maluski (1980), (27) Freeman et al. (1997), (28) Hurford (1990), (29) Monié (1985), (30=37) Rubatto & Gebauer (1999), (31) Chopin & Monié (1984), (32) Ruffet et al. (1995), (33) Hurford et al. (1989), (34) Cortiana et al. (1998), (35) Reddy et al. (1996), (36) Inger et al. (1996), (38) Ramsbotham et al. (1994), (39) Agard et al., (2002); (40) Ganne, (2003); (41) Fügenschuh & Schmid (2003); (42) Ménard & Sabil (1998); (43) Balestrieri et al. (1999) ; (44) Reddy & al. (2003) ; (45) Strzerzynski (2006) ; (46) cette étude ; (47) Cartwright & Barnicoat (2002) ; (48) Markley et al., 1998 ; (49) Malusà et al., 2005.

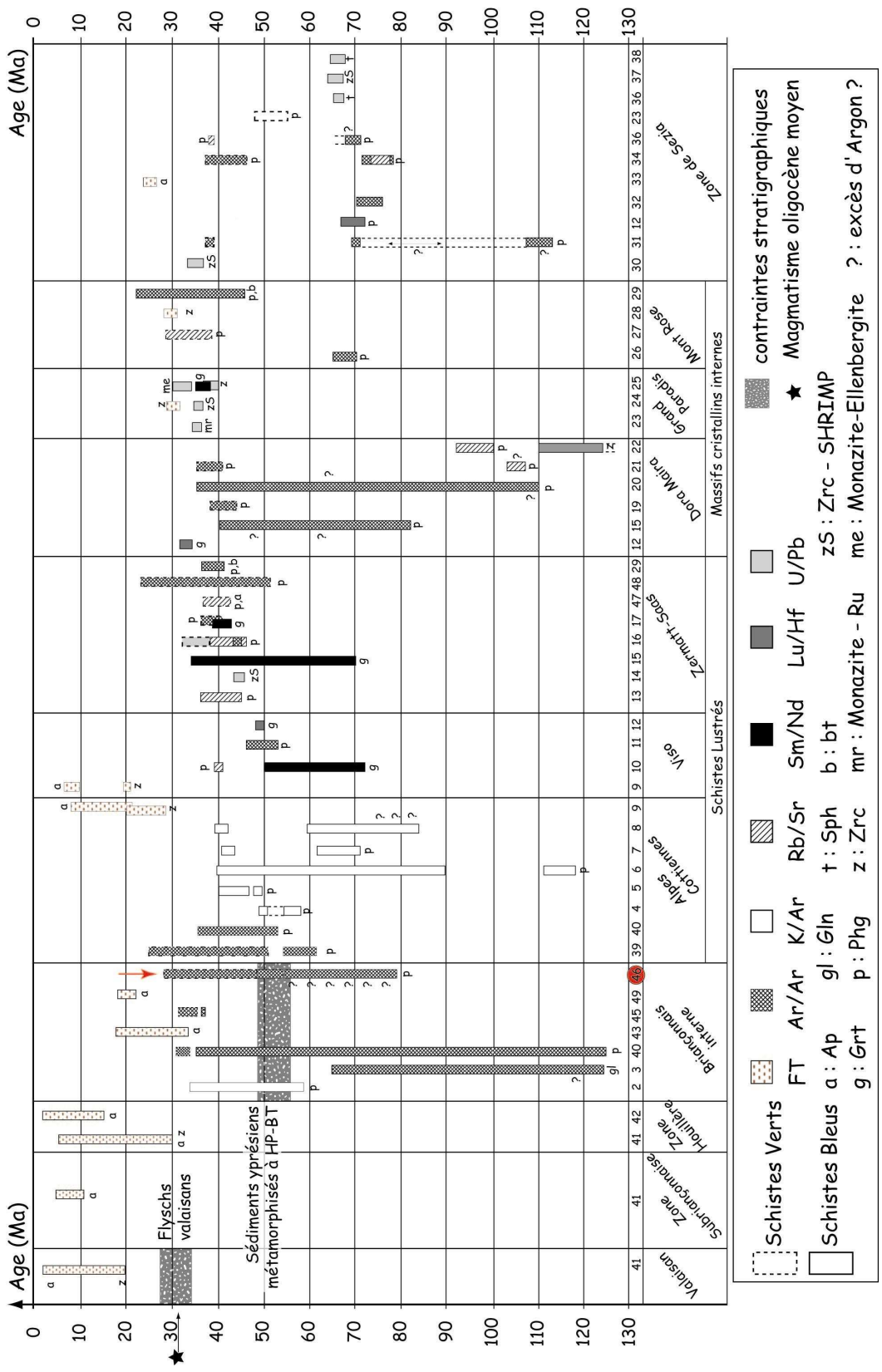


Figure V- 2

Compilation des données radiométriques et stratigraphiques publiées dans les Alpes Occidentales, présentées d'Ouest en Est depuis le domaine Valaisan jusqu'à la zone de Sezia. Modifié et complété d'après Agard et al. (2002) et Ganne (2003). Les numéros correspondent aux références bibliographiques, détaillées dans le texte. Les nouvelles données radiométriques issues de cette étude sont marquées en rouge.

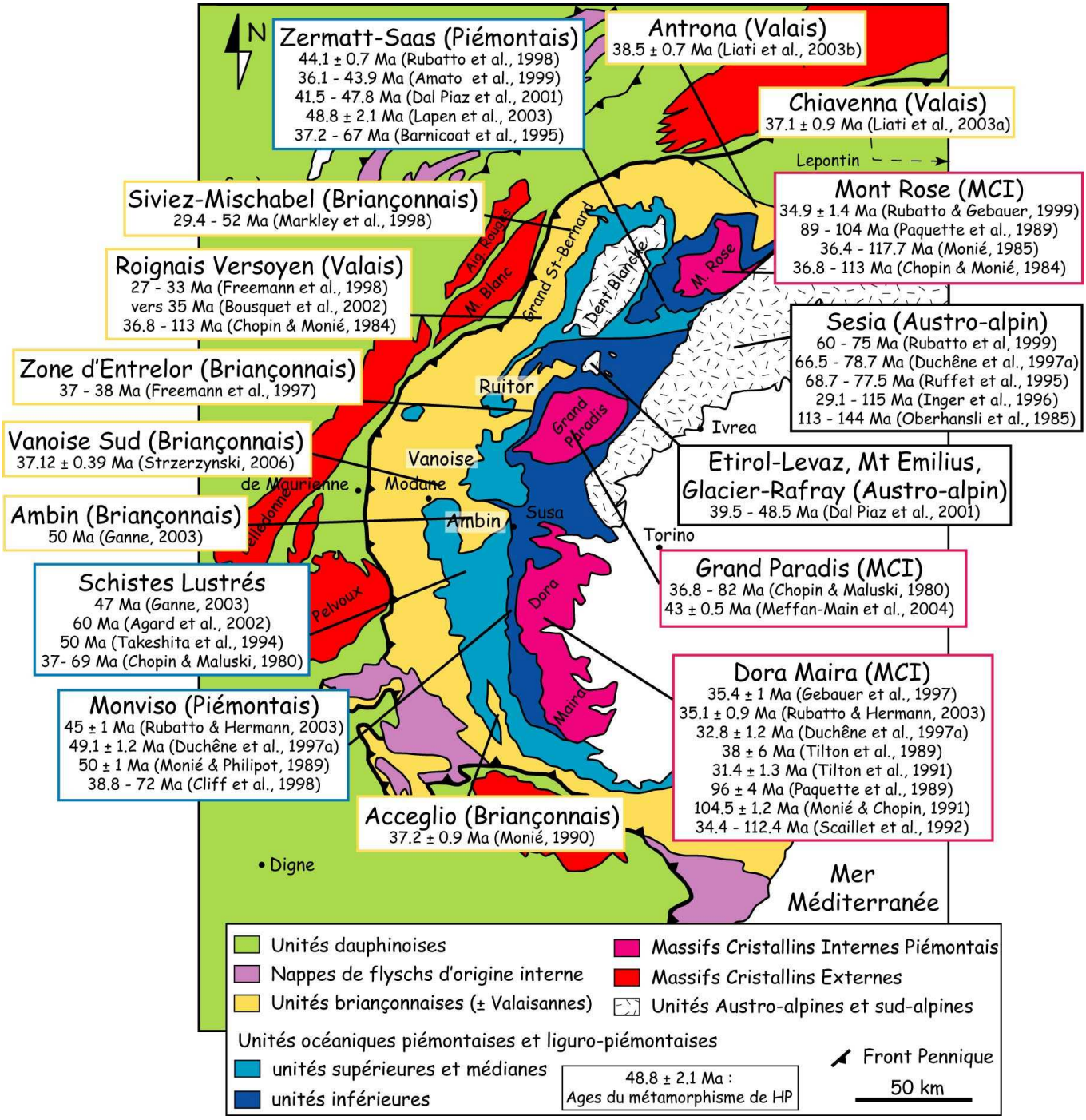


Figure V- 3

Compilation des principales données radiométriques sur le métamorphisme de haute pression dans les Alpes Occidentales. Modifiée d'après Rosenbaum & Lister (2005) et Strzerzynski (2006).

3. *La méthode de datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ in situ sur phengite :*

Cette synthèse s'inspire des travaux de McDougall & Harisson (1988), et vise à présenter les principes fondamentaux de la méthode Ar/Ar, sans en développer les calculs analytiques, mais en soulignant les précautions nécessaires à l'analyse des résultats, et en résumant le protocole expérimental suivi.

3.1.Principes de la méthode et corrections analytiques :

Tout comme la méthode $^{40}K/^{40}Ar$, la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ est basée sur la double désintégration radioactive de l'isotope père naturel ^{40}K en isotopes fils radiogéniques $^{40}Ar^*$ (11.2%) et $^{40}Ca^*$ (8.8%). La différence majeure est que la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ ne nécessite pas la mesure directe de la concentration en K de l'échantillon.

L'échantillon est irradié par un flux de neutrons rapides dans un réacteur nucléaire, c'est ainsi qu'une fraction du ^{39}K est transformée en ^{39}Ar. Si nous déterminons la proportion de ^{39}K transformée en ^{39}Ar lors de l'irradiation, et si nous considérons comme constant le rapport $^{39}K/^{40}K$ pour toutes les roches terrestres, alors le rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar$ devient proportionnel au rapport $^{40}Ar^*/^{40}K$, et par conséquent à l'âge de l'échantillon analysé.

En appliquant à la double désintégration du ^{40}K les équations fondamentales de la désintégration radioactive :

$N=N_0 * e^{-\lambda t}$ où N, N_0, λ et t représentent respectivement le nombre d'atomes considérés présents dans le système, le nombre d'atomes initialement présents dans le système, la constante de désintégration de l'atome considéré et le temps. Dans cet exemple les atomes parents N se désintègrent en atomes fils D*.

$D^*=D-D_0$, où D^* représente le nombre d'atomes fils issus de la désintégration radioactive, D le nombre total d'atomes fils présents dans le système et D_0 celui des atomes fils initialement présents dans le système.

On obtient après résolution analytique l'équation de base de la méthode de datation K-Ar :

$$t=\left(\frac{1}{\lambda_{Ar}+\lambda_{Ca}}\right)\ln\left\{\left(\frac{^{40}Ar^*}{^{40}K}\right)\cdot\left(\frac{\lambda_{Ar}+\lambda_{Ca}}{\lambda_{Ar}}\right)+1\right\}$$

Les constantes de désintégration du λ_{Ar} et λ_{Ca} valent respectivement 4,962 10^{-10} et 0,581 10^{-10} an^{-1} (Steiger & Jäger, 1977). La proportion de ^{39}K transformée en ^{39}Ar lors de l'irradiation est donnée par le paramètre d'irradiation J (sans dimension), qui est estimé pour chaque lot d'échantillons à partir de standards d'âge parfaitement connu, placés dans le réacteur nucléaire, et irradiés dans les mêmes conditions que les échantillons (Grasty & Mitchell, 1966) :

$$J=\left(\frac{^{39}K}{^{40}K}\right)\left(\frac{\lambda_{Ar}+\lambda_{Ca}}{\lambda_{Ar}}\right)\Delta\int\Phi(E)\cdot\sigma(E)\cdot dE$$

^{39}K et ^{40}K sont les teneurs initiales dans l'échantillon, Δ la durée d'irradiation. Le membre intégral représente l'efficacité de l'irradiation, qui dépend du flux de neutrons Φ et de la surface efficace de capture des neutrons σ.

L'âge de l'échantillon peut ainsi être calculé en mesurant le rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar$ et en connaissant le paramètre J :

(1) $$t=\left(\frac{1}{\lambda_{Ar}+\lambda_{Ca}}\right)\ln\left(\frac{^{40}Ar^*}{^{39}Ar}\cdot J+1\right)$$

Il est nécessaire d'apporter au rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar$ des **corrections** prenant en compte les trois principales sources de pollution des isotopes de l'Ar :

L'$^{40}Ar_{total}$ mesuré n'est pas strictement d'origine radiogénique, et correspond à la somme de l'^{40}Ar radiogénique (noté$^{*)}$ et de l'^{40}Ar atmosphérique. Il faut donc effectuer une correction par rapport à l'$^{40}Ar_{atm}$, en utilisant le rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ constant (=295,5) du réservoir atmosphérique, et en rappelant que l'^{36}Ar est strictement atmosphérique. Le nouveau rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar$ corrigé de l'Ar_{atm} devient alors :

$$\frac{^{40}Ar^*}{^{39}Ar} = \left(\frac{^{40}Ar}{^{40}K}\right)_{mesuré} - 295{,}5 \cdot \left(\frac{^{36}Ar}{^{39}Ar}\right)_{mesuré}$$

Les autres corrections concernent les isotopes de l'argon produits par des réactions d'interférences lors de l'irradiation, en raison des interactions entre les neutrons et les isotopes du Cl et du Ca (une partie du ^{40}Ca se transformant en ^{36}Ar). Après ces corrections le rapport isotopique final $^{40}Ar^*/^{39}Ar$ s'écrit (selon Brereton, 1970 ; Mak et al., 1976 ; McDougall & Harrison, 1988) :

$$\frac{^{40}Ar^*}{^{39}Ar} = \frac{\left(\frac{^{40}Ar}{^{40}K}\right)_{mesuré} - 2{,}995 \cdot \left(\frac{^{36}Ar}{^{39}Ar}\right)_{mesuré} + 2{,}995 \cdot \left(\frac{^{36}Ar}{^{37}Ar}\right)_{Ca} \cdot \left(\frac{^{37}Ar}{^{39}Ar}\right)_{mesuré} - \left(\frac{^{40}Ar^*}{^{39}Ar}\right)_{K}}{1 - \left(\frac{^{39}Ar}{^{37}Ar}\right)_{Ca} \cdot \left(\frac{^{37}Ar}{^{39}Ar}\right)_{mesuré}}$$

Les indices Ca et K signifient respectivement «issu du Ca » et « issu du K » lors de l'irradiation. L'âge final de l'échantillon peut alors être calculé en injectant les valeurs du rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar$ et du facteur J dans l'équation (1).

Ajoutons enfin que la palette d'âges mesurables par cette méthode débute à quelques milliers d'années et ne possède pas de limite supérieure, les mesures étant facilitées par les échantillons de plus en plus anciens (le signal d'argon croît avec l'âge).

3.2.Protocole expérimental :

Nous avons réalisé les datations au Laboratoire de Géosciences de l'université de Montpellier II (Institut des Sciences de la Terre, de l'Environnement et de l'Espace de Montpellier), avec la participation de Patrick Monié.

Les fragments de roche polis (1µm) ont une surface d'1cm² environ, et une épaisseur maximum d'1mm. Leur surface a été nettoyée à l'acétone, au méthanol et à l'eau distillée.

L'irradiation des échantillons a été réalisée entre le 30.04.07 et le 02.05.07 dans le réacteur nucléaire de McMaster (Canada), en présence de standards d'âges homogènes parfaitement connus. Les 8 échantillons sélectionnés sont présentés dans le paragraphe V-4.

La demi-vie de l'^{39}Ar étant de 265 ans, et nos mesures ayant été effectuées 8 mois après l'irradiation, nous pouvons négliger la décroissance naturelle de l'^{39}Ar.

La ligne Ar-Ar comporte une partie amont dédiée à l'extraction. Les gaz libérés sont ensuite purifiés, pour enfin être analysés dans le spectromètre de masse à gaz.

Les échantillons irradiés sont placés dans un boîtier de plomb éclairé, recouvert par un verre de saphir, et dépressurisé à 10^{-9} bar. Une caméra vidéo couleur, reliée à un moniteur, permet de focaliser le faisceau laser et de contrôler les surfaces ablatées.

Chaque analyse est rigoureusement chronométrée, en particulier la durée de piégeage des gaz, afin que les résultats soient inter-comparables, et que les corrections apportées aient le même poids sur les mesures.

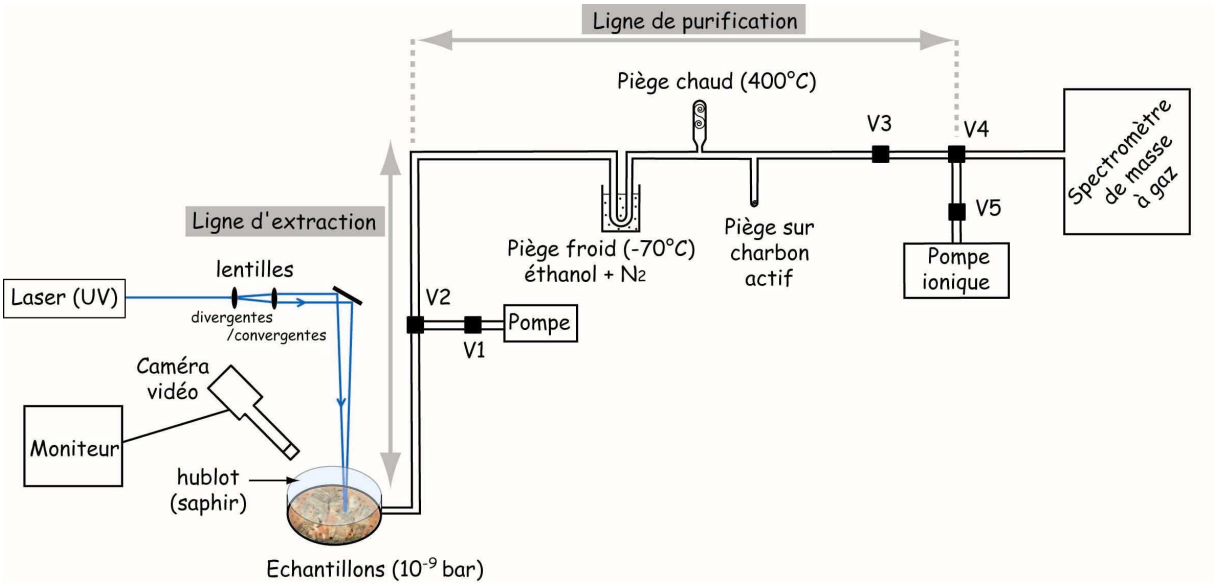


Figure V- 4

Schéma synthétique de la « ligne argon » utilisée (dispositif d'extraction et de purification). Les détails sont donnés dans le texte.

Une analyse complète se déroule en 5 étapes et dure environs 20 minutes. En voici le détail accompagné d'un schéma synthétique (Figure V- 4) :

Extraction (4 min) : les vannes V1 et V4 sont fermées. Un laser ultraviolet (UV courts) d'intensité réglable permet de sublimer la surface de roche sélectionnée, libérant ainsi les gaz (gaz rares, CO_2, H_2O et impuretés). Ils se répartissent de manière homogène et quasi instantanément (nous négligeons le fractionnement isotopique dû à la masse des atomes) dans la ligne d'extraction-purification (V2 est ouverte). L'H_2O et le CO_2 sont fixés sur le piège froid ($T \leq 50$ °C, éthanol refroidit à l'N_2 liquide), les impuretés se fixent sur le piège chaud (filament de tungstène).
Piégeage (1 min) : l'argon est piégé dans la porosité du charbon végétal pur, refroidi dans l'azote liquide (T = -190°C).
Purification (1 min) : en ouvrant V1, le vide se créé dans la ligne, et les gaz sont aspirés à l'exception de l'argon (fixé sur le charbon actif).
Désorption : en fermant V2 et en chauffant le charbon jusqu'à la température ambiante (20°C), l'argon est libéré dans la ligne purifiée.
Analyse (13 min) : en fermant V5 et en ouvrant V4, l'argon entre dans le spectromètre de masse à gaz. Après l'équilibration de la pression et du champ magnétique entre la ligne et le spectromètre (quelques secondes), le gaz est analysé en 12 cycles, au cours desquels le signal électrique de chacun des 5 isotopes de l'argon est mesuré (^{40}Ar, ^{39}Ar, ^{38}Ar, ^{37}Ar et ^{36}Ar).

Afin de contrôler la « pureté » de la ligne, une mesure à blanc est effectuée toutes les 3 analyses, dans les mêmes conditions. Elle vise également à quantifier le « bruit de fond » qui sera soustrait aux analyses voisines (correction), et elle permet de surveiller l'évolution des

valeurs isotopiques. Nous réalisons également une régression linéaire sur les 12 cycles pour chacun des isotopes. Nous réalisons au total une dizaine de mesures par échantillon.

3.3. Température de fermeture du système phengitique :

Dans les roches métamorphiques, le comportement isotopique de la phengite (et des autres minéraux) dépend principalement des conditions P-T régnant lors de la cristallisation ou des rééquilibrages. A haute température, les échanges d'éléments entre les minéraux sont dominés par la diffusion atomique, et le système chimique (la phengite) est considéré comme ouvert. Sous une certaine température de fermeture Tf (Dodson, 1973), qui varie selon les espèces minérales, le système est clos et les échanges d'éléments par diffusion intra-cristalline (Wijbrans & McDougall, 1988) deviennent très limités. C'est sous cette température que l'Ar radiogénique est piégé et que se déclenche le chronomètre. L'équation de la Tf est donnée par Dodson (1973) :

$$Tf = \frac{E/R}{\ln\left(\frac{A.R.T_f^2.\frac{D_0}{a^2}}{E.\frac{dT}{dt}}\right)} \qquad D = D_0.e^{-\frac{E}{RT}}$$

E est l'énergie d'activation de la diffusion, *R* la constante des gaz parfaits, *A* un paramètre dépendant de la géométrie du domaine de diffusion, *D0* le coefficient de diffusion dont l'équation est donnée, *a* le rayon du domaine de diffusion et *DT/dt* la vitesse de refroidissement.

Cette équation montre que Tf dépend de paramètres intrasèques comme la taille des grains (Hames & Browring, 1994 ; Krischner & al., 1996 ; Hames & Cheney, 1997 ; Villa, 1998), les teneurs en Si et Mg (Chopin & Maluski, 1980 ; Monié, 1985 ; Scaillet et al., 1992 ; Scaillet, 1998 ; Giorgis et al., 2000), mais elle dépend également de paramètres extrinsèques comme les déformations (Maluski, 1977 ; Chopin & Maluski, 1980 ; Monié, 1984 ; Krischner et al., 1996), la pression (Monié, 1990 ; Krischner et al., 1996 ; Baldwin & Lister, 1998 ; Villa, 1998 ; Agard et al., 2002), les circulations de fluides et les vitesses de refroidissement.

La valeur de la température de fermeture de la phengite est très discutée dans la littérature, et varie entre 350 ± 50°C et 430 ± 50°C (Dodson, 1973 ; McDougall & Harrison, 1988 ; Cliff et al., 1998 ; Villa, 1998). Nous retiendrons une température de fermeture de 350°C, proposée par Purdy & Jäger (1976) puis par Jäger (1979).

3.4. Problèmes d'excès d'Argon :

Les corrections concernant la présence d'^{40}Ar d'origine atmosphérique ont été proposées. Le problème d'excès d'argon concerne l'^{40}Ar radiogénique, qui peut contaminer les phengites syntectoniques au cours des réactions métamorphiques (Dunlap, 1997). La conséquence directe de la surestimation d'^{40}Ar radiogénique est le vieillissement des âges Ar-Ar obtenus (Hames & Hodges, 1993 ; Hames & Browing, 1994 ; Li et al., 1994 ; Hames & Cheney, 1997 ; Sletten & Onstott, 1998 ; Giorgis et al., 2000 ; Jahn et al., 2001).

Les nombreux exemples d'excès d'argon dans les études sur les Alpes Occidentales (Bocquet et al., 1974 ; Desmons, 1977 ; Hammerschmidt et al., 1992 ; Reddy & al., 2003).

3.5.Autres sources de contamination :

La contamination peut provenir des phases non-micacées ablatées par le faisceau laser lors de l'extraction des gaz (chlorite, amphibole, calcite, feldspath, épidote, etc.).

La présence de micas détritiques anciens, et donc plus riches en argon, entraîne une surestimation du volume d'^{40}Ar libéré et par conséquent de l'âge calculé. Certains auteurs (Harper, 1964 et 1967 ; Dodson & Rex, 1971 ; Adams et al., 1975) ont proposé que les micas blancs des métapélites perdent l'argon préexistant au cours du métamorphisme prograde, et débutaient ainsi la rétention d'^{40}Ar* radiogénique peu après le pic du métamorphisme. L'excès d'argon mis en évidence dans certains de nos résultats (paragraphe V-5) nous empêche de conforter cette hypothèse. Nous sommes directement concernés par le problème de micas détritiques anciens, car la totalité des échantillons datés sont d'origine paradérivée.

4. Sélection des échantillons et caractéristiques phengites :

4.1.Choix des échantillons :

Les 8 échantillons datés proviennent des principales unités étudiées dans les massifs de Vanoise Sud (n=6) et d'Ambin (n=2) : quartzites scythiens, Permo-Trias et groupe d'Ambin (Figure V- 5 et Figure V- 6). Afin de s'affranchir du(des) métamorphisme(s) anté-alpin(s), aucun échantillon du groupe de la Clarea n'a été daté. Ils ont été prélevés sur des affleurements-clefs, au sein desquels les phases de déformations et les fabriques associées ont été clairement identifiées (Figure III- 61). Tous les échantillons sélectionnés ont subi un métamorphisme alpin de HP-BT (phase D1) puis une rétromorphose plus ou moins intense dans le faciès des schistes verts au cours de la phase D2.

Cartes de localisation des échantillons datés par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ in situ sur phengite. Les coordonnées précises des échantillons datés sont données en annexe (Figures Annexe 9 à 13).

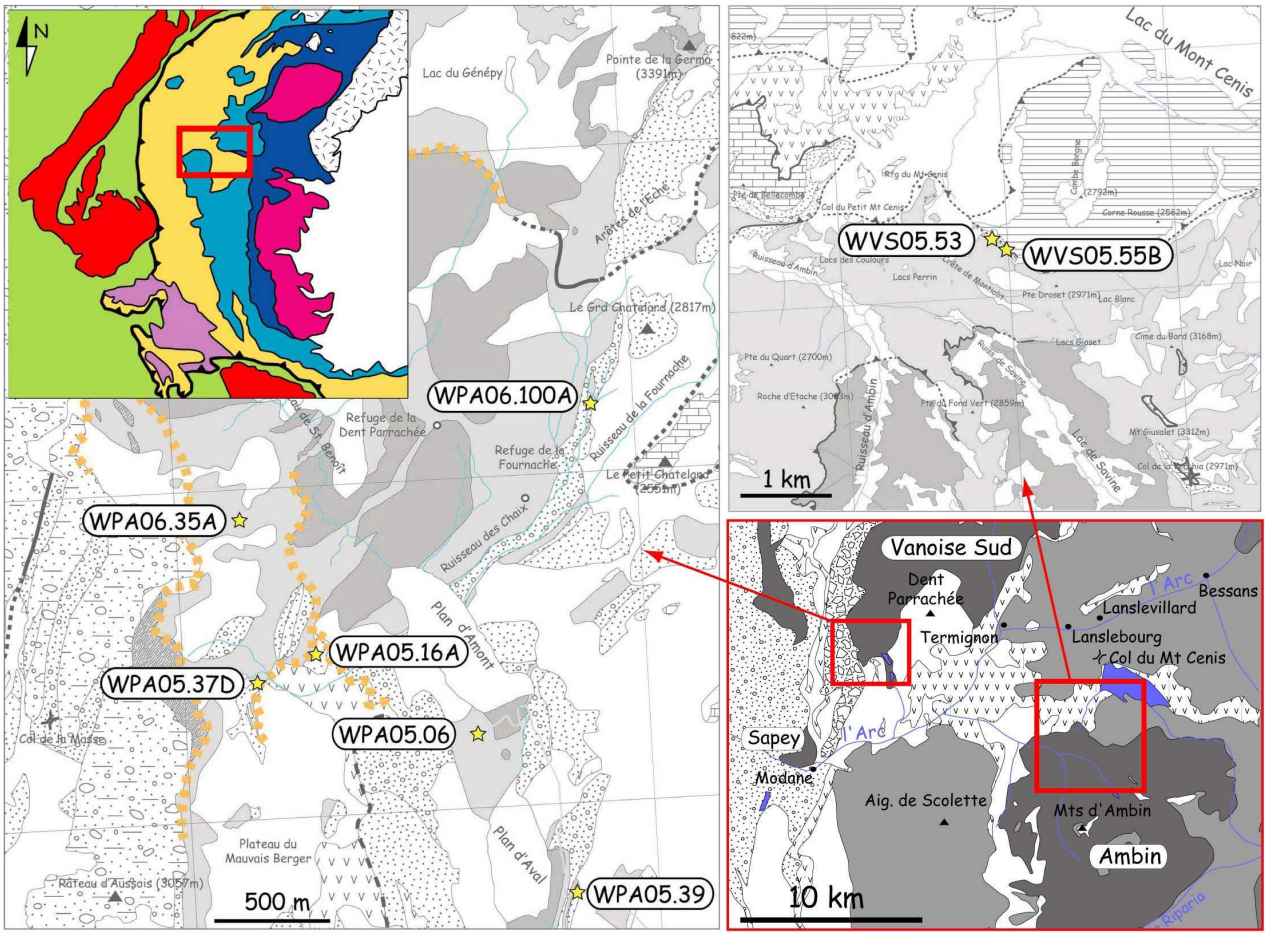


Figure V- 5

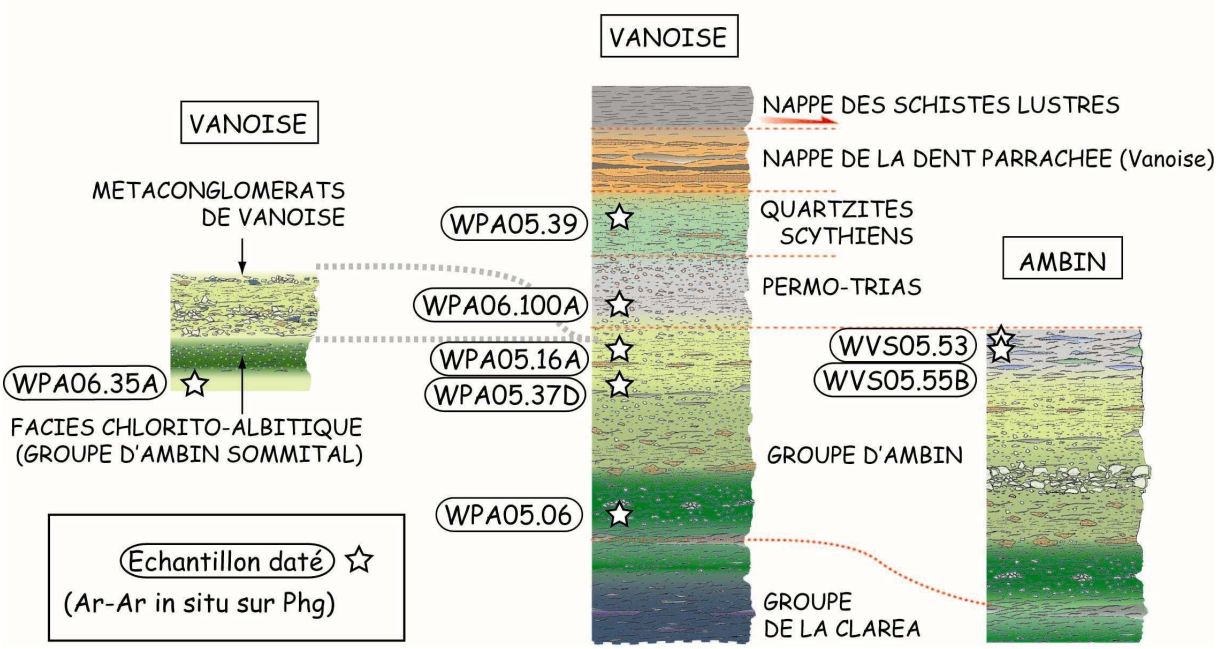


Figure V- 6

Position des échantillons datés sur les colonnes lithostratigraphiques de Vanoise Sud et d'Ambin. Afin d'éviter la pollution des micas anté-alpins, aucun échantillon du groupe de la Clarea (polymétamorphique) n'a été sélectionné.

4.2. Caractéristiques texturales et chimiques des phengites analysées :

Tous les échantillons datés ont préalablement été analysés à la microsonde électronique, ce qui permet de contrôler avec précision la composition des phengites. Les analyses chimiques sont pour la plupart ponctuelles, mais elles sont complétées par 13 transects réalisés sur 5 échantillons. Toutes ces analyses permettent de contrôler l'homogénéité chimique des phengites au sein des fabriques D1 et D2, et de révéler la présence éventuelle de micas réorientés parmi les phengites syntectoniques. Les analyses chimiques sont présentées par échantillon dans le paragraphe V-5, en regard des âges obtenus (de la Figure V- 15 à Figure V- 18). Les transects sont décrits lors de la présentation des différents échantillons.

Les phengites des échantillons retenus doivent être suffisamment grandes (longueur et largeur ≥ 50 µm) afin d'accueillir le faisceau laser.

Nous avons montré dans le 4ème chapitre l'existence de trois générations de phengites, à partir de l'étude des macro- et microstructures, couplée aux analyses chimiques :

- Les phengites D1 soulignant la schistosité S1, et présentant les plus fortes substitutions (3,55 > Si > 3,35). Elles marquent l'épisode de plus haute pression réalisé dans le faciès des schistes bleus.
- Les phengites D2 soulignant la schistosité S2, et présentant des substitutions intermédiaires (3,35 > Si > 3,15).
- Les phengites D2 des bandes de cisaillement Ce, montrant des compositions globales proches des Phg S2, mais de plus faibles substitutions à l'échelle de l'échantillon.

L'affleurement présenté sur la Figure V- 7 synthétise les principales relations structurales entre les fabriques alpines, et la place des phengites dans chacune d'elles.

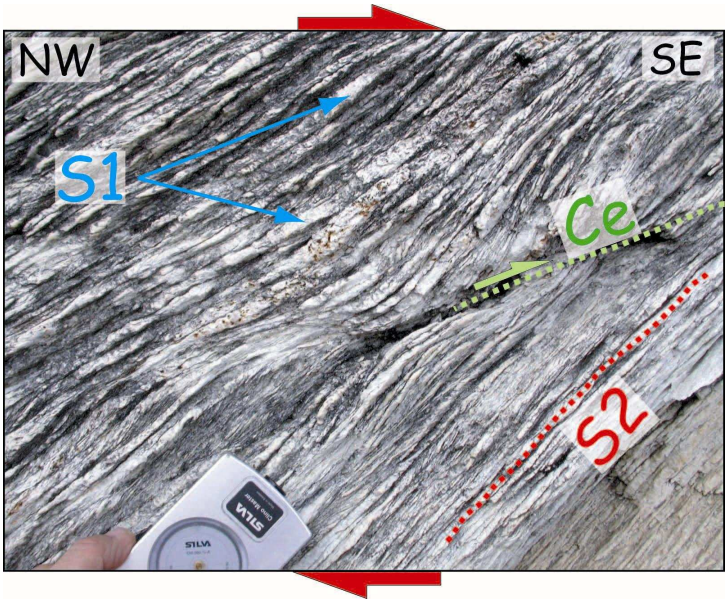


Figure V- 7

Relations macrostructurales synthétiques entre les 3 principales fabriques alpines, et positions relatives des 3 générations de phengites :

Les phengites D1 sont préservées sous la forme de microlithons au sein de la schistosité S1, crénulée entre les plans S2. Les phengites D2 sont alignées parallèlement aux plans S2, qui forment la schistosité principale de cet affleurement. Les bandes de cisaillement C2 à vergence est (Ce) renferment les phengites Ce. Affleurement de métaconglomérats du Permo-Trias, localisé sur la rive gauche du lac de Plan d'Amont. S2 présente un pendage caractéristique vers l'Ouest

D'un point de vue chimique (Figure V- 8) toutes les phengites des échantillons datés se répartissent dans les champs des PhgD1 (faciès des schistes bleus) et D2 (faciès des schistes verts), déterminés à partir de toutes les phengites analysées (voir 4ème chapitre). Au sein des Phg D2 on retrouve la distinction établie entre les phengites des plans S2 et celles des plans Ce, bien qu'elle soit plus démonstrative à l'échelle de l'échantillon (voir paragraphe V-5).

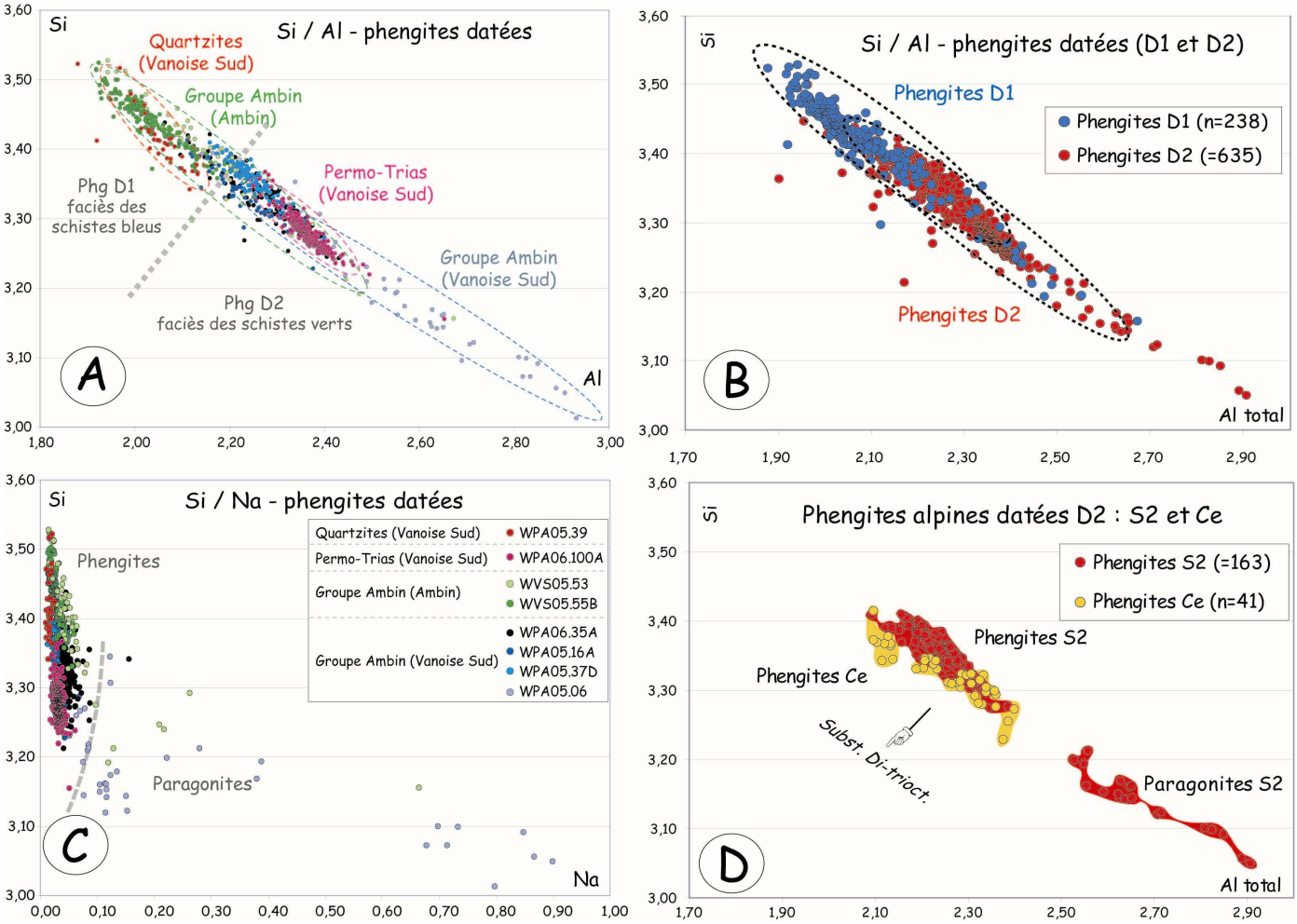


Figure V- 8

Relations entre la composition chimique des phengites datées, et leur position microstructurale :

A : Répartition des phengites datées par unité d'appartenance, dans le diagramme Si/Al$_{total}$.

B : Dans le diagramme Si/Al$_{total}$ les phengites datées se répartissent dans les champs des phengites D1 et D2 (ellipses en pointillés noirs, déterminées à partir de toutes les analyses de phengites). Les phengites datées sont donc représentatives des générations D1 et D2 déterminées dans le 4ème chapitre. Les cristaux les moins substitués sont des paragonites, analysées dans les plans S2, et plus rarement dans les plans S1.

C : Dans le diagramme Si/Na, seuls deux échantillons datés (WPA05.06 et WVS05.53) renferment de la paragonite. Ces mêmes échantillons montrent par ailleurs de forts excès d'argon (Figure V- 19).

D : Composition des micas blancs D2 datés. Les phengites soulignant la schistosité S2 ont des compositions comparables à celles développées dans les bandes de cisaillement Ce, bien que les premières renferment des feuillets paragonitiques, et que les PhgCe présentent une fraction plus importante de la substitution di-trioctaédrique.

4.3.L'événement D1 :

Les Phg D1 sont représentées par 3 échantillons, où elles soulignent la schistosité S1 :

L'échantillon **WVS05.53** a été prélevé au sommet du groupe d'Ambin au Nord du massif d'Ambin, à quelques dizaines de mètres sous la nappe des Schistes Lustrés. C'est un micaschiste à glaucophane et chloritoïde, renfermant des phengites fortement substituées (Si_{moy} = 3,42). La schistosité S1 qui porte les minéraux de HP-BT est bien préservée de la rétromorphose D2 dans le faciès des schistes verts. La déformation D2 s'exprime très peu dans l'échantillon, à travers les légères ondulations de S1 sous l'effet des microplis P2 très ouverts. L'échantillon renferme des micas paragonitiques (Figure V- 8).

WVS05.55B a été prélevé à proximité du précédent. C'est un micaschiste à glaucophane dont la schistosité principale S1 abonde de phengites D1 fortement substituées (Si_{moy} = 3,44). S1 est recoupée avec un fort angle par des bandes de cisaillement à vergence sud (décrites dans les chapitres III et IV, puis datées). Les deux transects réalisés à travers S1 montrent que les PhgS1 ont des compositions D1 caractéristiques (fortes substitutions), et qu'elles présentent une composition relativement homogène malgré les fluctuations du taux de Si entre 3,35 et 3,48 (Figure V- 11). La déformation D2 tardive s'exprime ici à travers les bandes de cisaillement à vergence sud.

L'échantillon **WPA05.39** provient des quartzites de l'extrémité sud-est du lac de Plan d'Aval (Vanoise Sud). La schistosité S1 verticalisée par les plis P2 est soulignée par des phengites D1 fortement substituées (Si_{moy} = 3,41). Cette méta-arkose renferme des feldspaths potassiques détritiques, dont les inclusions de plagioclase parallèles à S1 indiquent que les FK ont été partiellement déstabilisés au cours des événements alpins. S1 est recoupée par des bandes de cisaillement Ce caractéristiques de l'événement D2 (décrites dans les chapitres III et IV, puis datées). Le transect réalisé dans une diagonale de la lame montre que les PhgS1 sont toutes fortement substituées, et que leur composition est caractéristique de la génération D1, malgré les fluctuations du Si entre 3,35 et 3,52 (Figure V- 9).

4.4.L'événement D2 :

Les phengites D2 sont largement représentées dans les échantillons sélectionnés. Nous distinguons deux générations : celles localisées dans les plans de schistosité S2 (PhgS2) et celles soulignant les bandes de cisaillement Ce (PhgCe). Les échantillons sélectionnés proviennent principalement des zones de cisaillement majeures à vergence est, où les fabriques D2 sont les plus développées :

L'échantillon **WPA05.16A** est un micaschiste albitique, prélevé en Vanoise Sud au sein d'une zone de cisaillement majeure à vergence est. L'échantillon est situé dans les faciès phylliteux et fortement déformés du sommet du groupe d'Ambin/V, à quelques mètres sous le contact cisaillant avec le Permo-Trias. La schistosité principale S2 renferme des phengites moyennement (Si_{moy} = 3,35) et plus fortement substituées (Si_{max}=3,41), qui traduisent la transposition des fabriques D1 dans la schistosité S2. La surface composite S2 (±S1) est affectée par des bandes de cisaillement Ce, le long desquelles se développent des PhgCe faiblement substituées (Si_{moy} = 3,30).

WPA05.39 a déjà été présenté pour ses PhgS1, mais il renferme une seconde génération de phengites, développée principalement le long des microbandes de cisaillement

Ce. Le transect réalisé montre que les baisses du taux de substitution des phengites coïncident avec les microbandes de cisaillement Ce (Si_{min} = 3,34). Certaines phengites D1 ont également été ré-équilibrées pendant la phase D2, dans leur position d'origine qui est la schistosité principale S1.

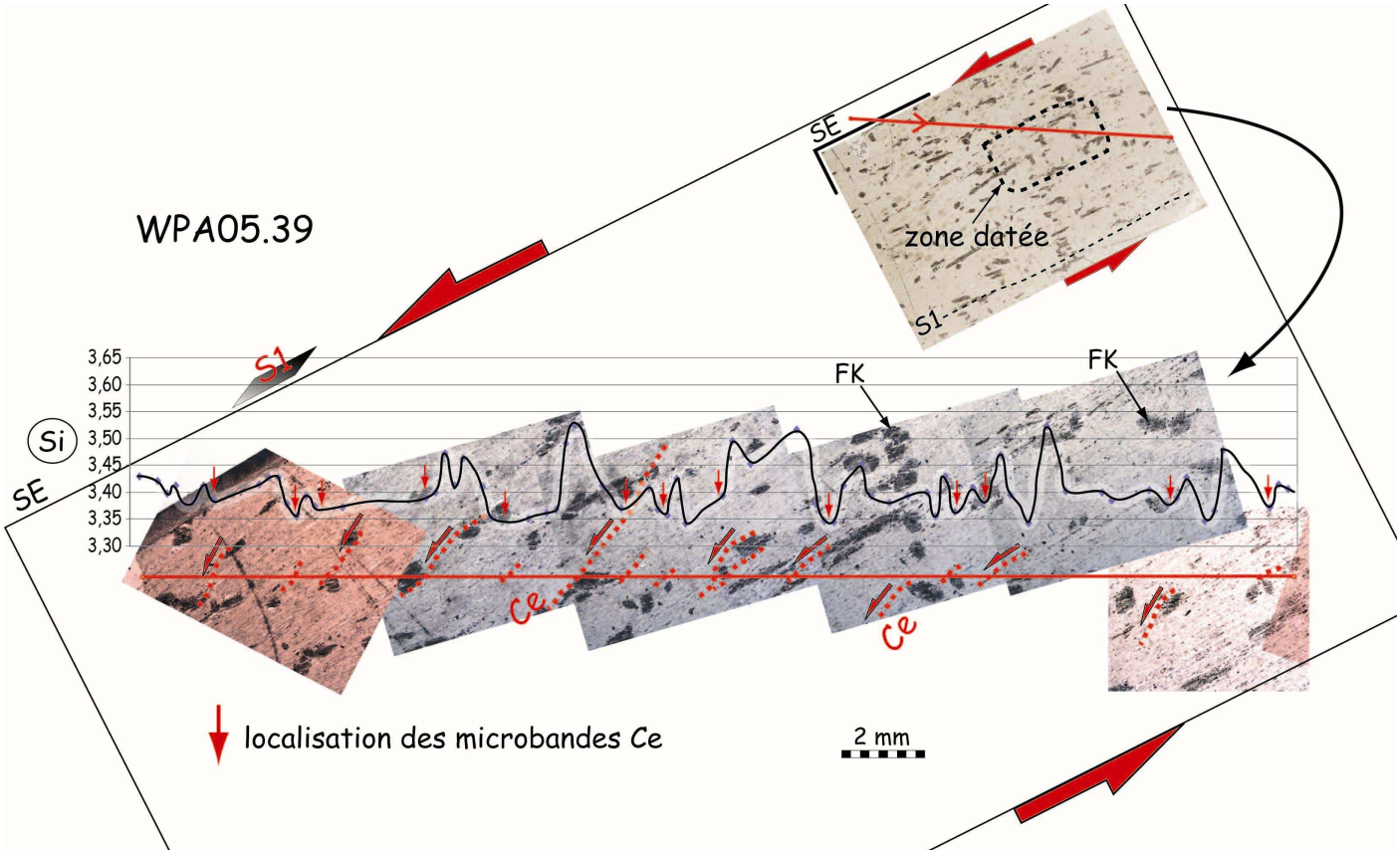


Figure V- 9

Transect de variations chimiques réalisé à travers l'échantillon daté WPA05.39, provenant des quartzites scythiens de Vanoise Sud. La courbe présente la variation du taux de substitution en Si des phengites le long du transect. On observe que la schistosité principale S1, soulignée par des phengites D1 fortement substituées (Si_{moy} = 3,41), est recoupée par des microbandes de cisaillement Ce, le long desquelles se développent des phengites D2 moins substituées (Si_{min} = 3,34). Les âges Ar-Ar plus jeunes obtenus in situ sur les phengites Ce, confortent cette observation (Figure V- 16).

L'échantillon **WVS05.55B** déjà présenté renferme également une seconde génération de phengite, qui se développent le long des bandes de cisaillement à vergence sud. Les analyses chimiques ponctuelles n'ont pas montré de différence chimique entre les PhgCs et les PhgS1 (Figure V- 10), ce qui traduit une simple réorientation mécanique de micas. Cependant le transect réalisé à travers deux bandes de cisaillement (Figure V- 11) montre une légère diminution du taux de substitution des phengites au niveau des zones cisaillées (Si_{min}= 3,37). Cette distinction pourrait traduire un ré-équilibrage local au cours de l'événement cisaillant. Cette hypothèse est confortée par les datations in situ, qui attribuent un âge plus jeune aux PhgCs (Figure V- 15).

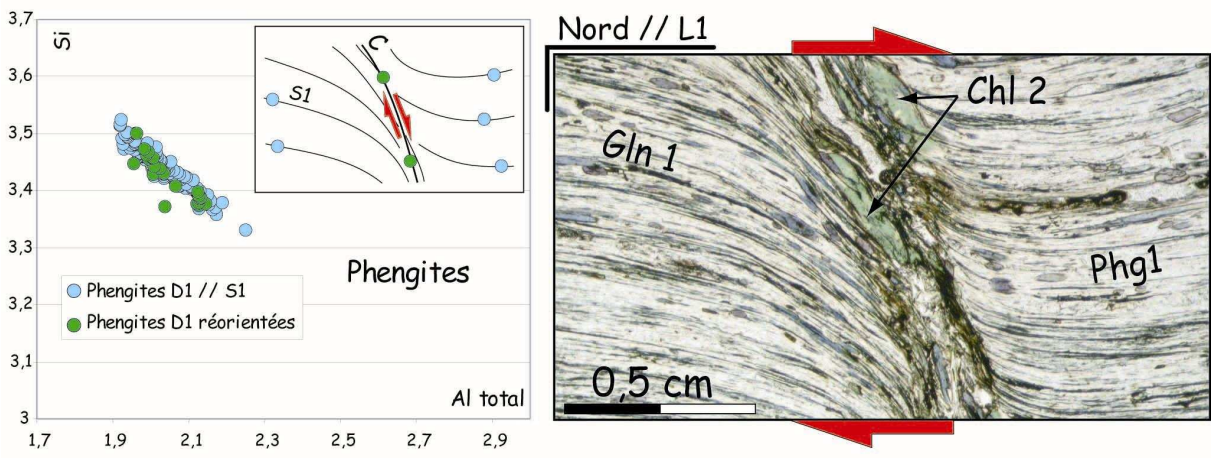


Figure V- 10

Comparaison des compositions chimique des phengites D1 de la schistosité S1 (faciès des schistes bleus), et des phengites parallélisées aux bandes de cisaillement à vergence sud (faciès des schistes verts). L'échantillon daté WVS05.55B est un micaschiste à glaucophane riche en phengite, du groupe d'Ambin/A. Aucune distinction chimique n'est observée, et les PhgS1 semblent seulement avoir été ré-orientés mécaniquement le long des bandes C. Cette affirmation est contradictoire avec les âges Ar-Ar in situ obtenus sur le même échantillon, qui montre des âges plus récents pour les PhgCs (Figure V- 15). Le cliché est pris en LPNA.

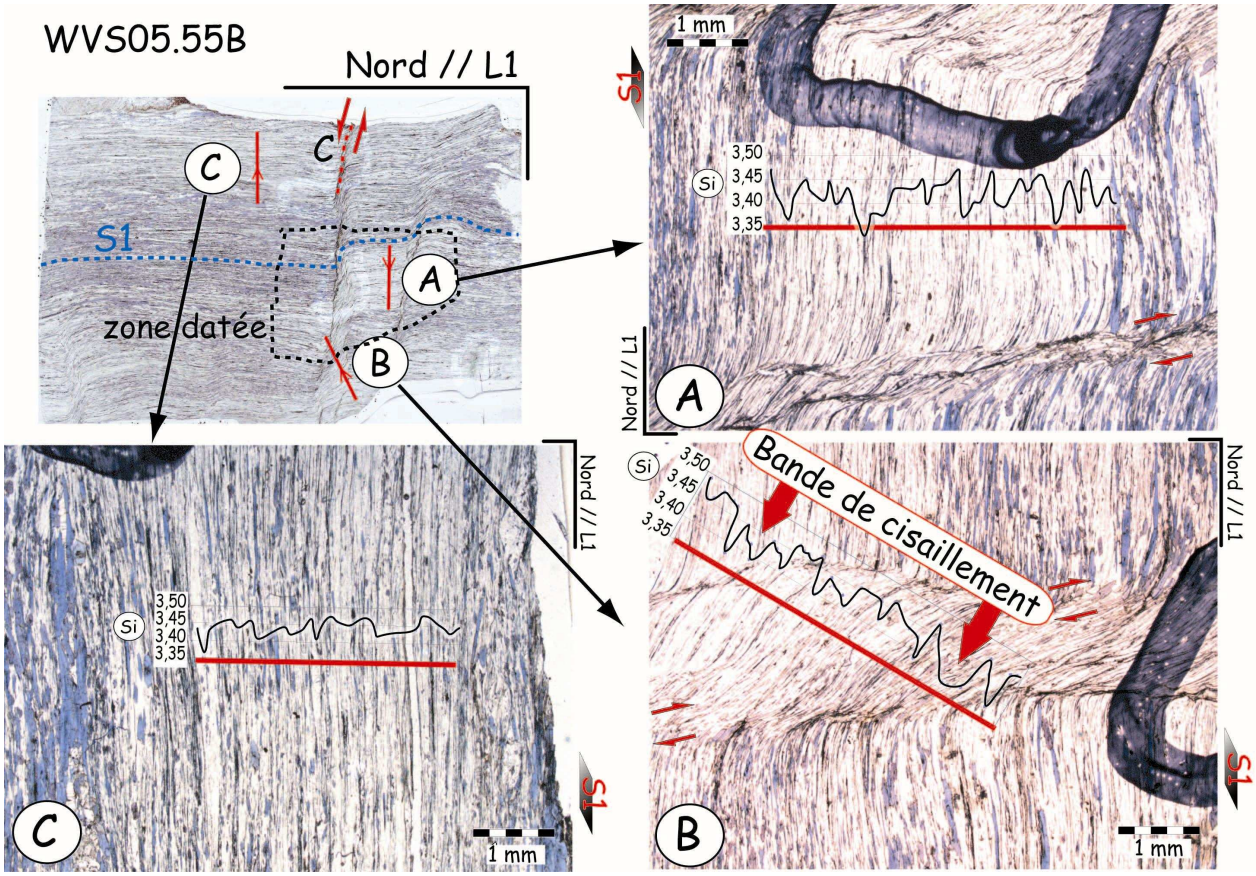


Figure V- 11

Transects de variations chimiques réalisés à travers l'échantillon daté WVS05.55B. Les transects A et C montrent que les PhgS1 ont des taux de substitution en Si caractéristique des PhgD1 (Si_{moy} = 3,44), malgré de nombreuses variations. Le transect B recoupe 2 bandes de cisaillement, qui coïncident avec des Phg moins substituées (Si_{min}= 3,37). Micaschiste à glaucophane riche en phengite, groupe d'Ambin/A. Le premier cliché est un scan de la lame mince, les 3 autres sont pris en LPNA.

WPA05.37D a été prélevé dans une zone de cisaillement majeure à vergence est du Fond d'Aussois (Vanoise Sud). C'est un micaschiste quartzeux à albite du groupe d'Ambin/V, dans lequel la phengite abonde. La schistosité principale S2 renferme une forte proportion de PhgS2 moyennement substituées (Si_{moy} = 3,36), mais également des phengites reliques de l'événement D1, comme le montrent les analyses riches en Si (Si_{max}=3,41). Les fabriques cisaillantes s'expriment très nettement par l'intermédiaire de bandes Ce, qui renferment des PhgCe moins substituées (Si_{moy} = 3,31). Les trois transects réalisés à travers la schistosité principale et les bandes de cisaillement, montrent la chute du taux de substitution des Phg à l'approche des bandes Ce, malgré des fluctuations au sein même de la schistosité S2 (Figure V- 12).

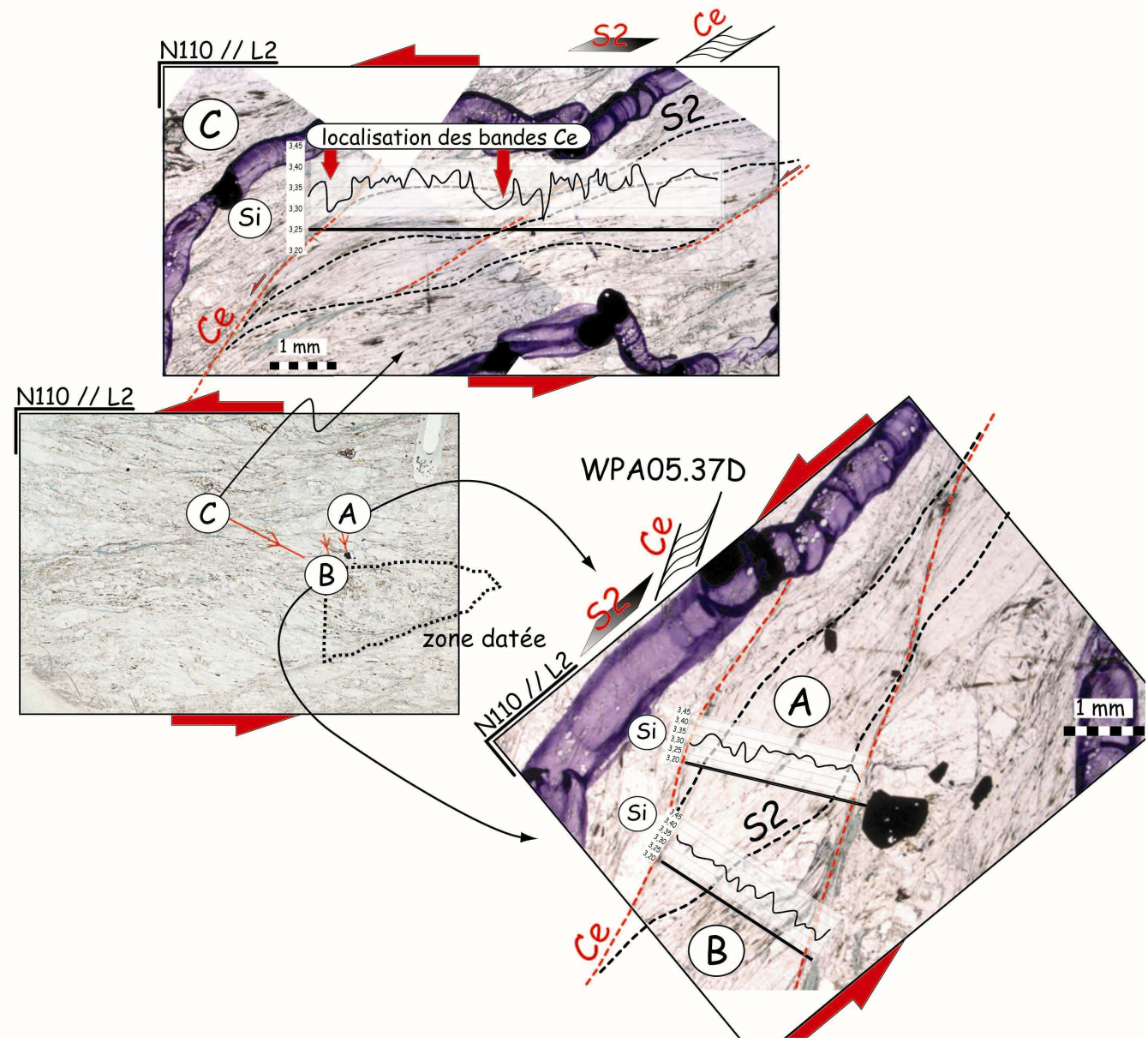


Figure V- 12

Transects de variations chimiques réalisés à travers l'échantillon daté WPA05.37D (micaschiste du groupe d'Ambin/V). L'échantillon provient d'une zone de cisaillement majeure à vergence Est, et présente des structures Ce/S2 caractéristiques. Les transects montrent des variations du taux de Si des phengites au sein de la schistosité S2 (présence de PhgD2 moyennement substituées et de PhgD1 relictuelles fortement substituées), ce qui traduit la transposition des fabriques D1 dans la schistosité principale. Le transect A montre également que la localisation des bandes Ce correspond aux PhgCe faiblement substituées.

L'échantillon **WPA06.35A** provient du groupe d'Ambin/V, il a été prélevé une centaine de mètres sous les métaconglomérats de Vanoise. C'est un faciès chlorito-albitique soyeux de teinte gris sombre, qui s'est développé dans des niveaux intensément cisaillés vers l'Est lors de l'événement D2. La schistosité principale S2 renferme principalement des PhgS2 (Si_{moy} = 3,33), mais elle admet une fraction de PhgS1, comme en témoignent les taux de substitution les plus élevés (Si_{max}=3,44). Les bandes de cisaillement Ce se développent presque parallèlement à S2, en raison de la nature phylliteuse de l'échantillon, et de la forte intensité du cisaillement. Aucune distinction chimique n'a pu être établie entre les PhgS2 et les petites lamelles de PhgCe (Figure V- 18). Deux transects ont été réalisés à travers S2 et quelques bandes Ce sub-parallèles à S2 (Figure V- 13), afin de contrôler les variations de composition. Les 2 traversées montrent des degrés de substitution caractéristiques des PhgD2, malgré de nombreuses variations (entre 3,25 et 3,40). Les phengites les moins substituées coïncident parfois avec les bandes Ce, mais les transects traduisent davantage un mélange de générations de PhgS2 et PhgCe. Il pourrait s'expliquer par le caractère pénétratif de la déformation cisaillante, qui permet de ré-équilibrer des PhgCe à très petite échelle.

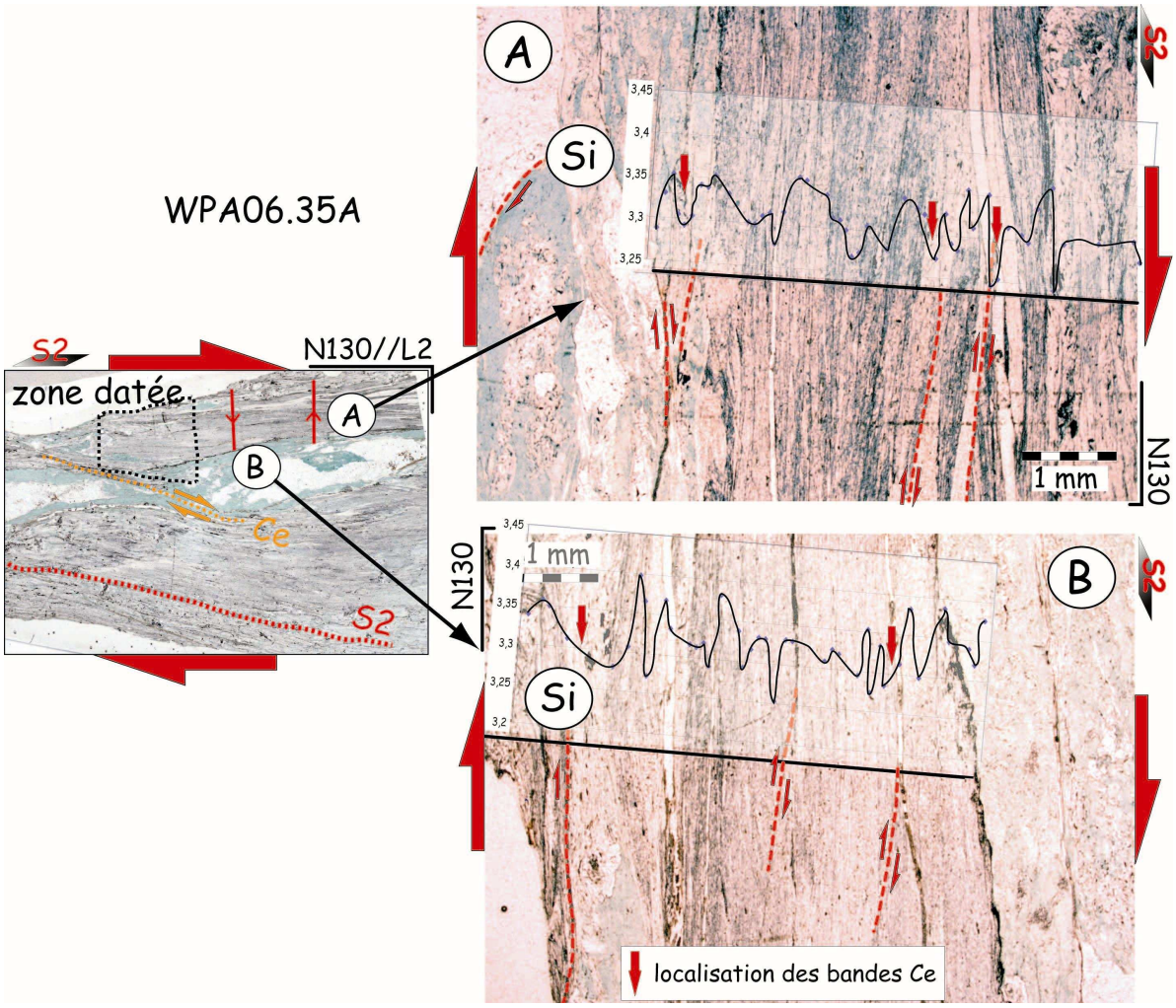


Figure V- 13

Transects de variations chimiques réalisés dans l'échantillon daté WPA06.35A (micaschiste phylliteux), provenant d'un niveau du groupe d'Ambin/V intensément cisaillé vers l'Est (phase D2). Le degré de substitution des phengites de la schistosité principale S2 est très variable, il reste cependant caractéristique de l'événement D2. Les fortes teneurs en Si traduisent pourtant la présence de PhgD1 relictuelles. Les bandes Ce coïncident avec les phengites les moins substituées, mais les PhgCe semblent se développer au sein-même de la schistosité S2, comme en témoignent les fortes fluctuations du taux Si.

WPA06.100A provient de la couverture permo-triasique de Vanoise Sud. Il a été prélevé dans des micaschistes du Vallon de la Fournache, fortement affectés par les cisaillements à vergence est, et dans lesquels abondent la phengite. La schistosité principale S2 est affectée par des bandes Ce bien exprimées. L'échantillon a été sélectionné en raison de l'homogénéité des compositions de phengites, qui sont toutes caractéristiques de l'événement D2 (Si varie entre 3,22 et 3,37). La ré-équilibration quasi-totale des phengites D1 nous permet d'éliminer le problème du mélange des générations. Les cinq transects réalisés à travers les structures Ce/S2 montrent de nombreuses variations du taux de Si des phengites, qui reste toujours dans la gamme des PhgD2. Certains transects font coïncider les faibles taux de substitution avec les bandes de cisaillement (Figure V- 14).

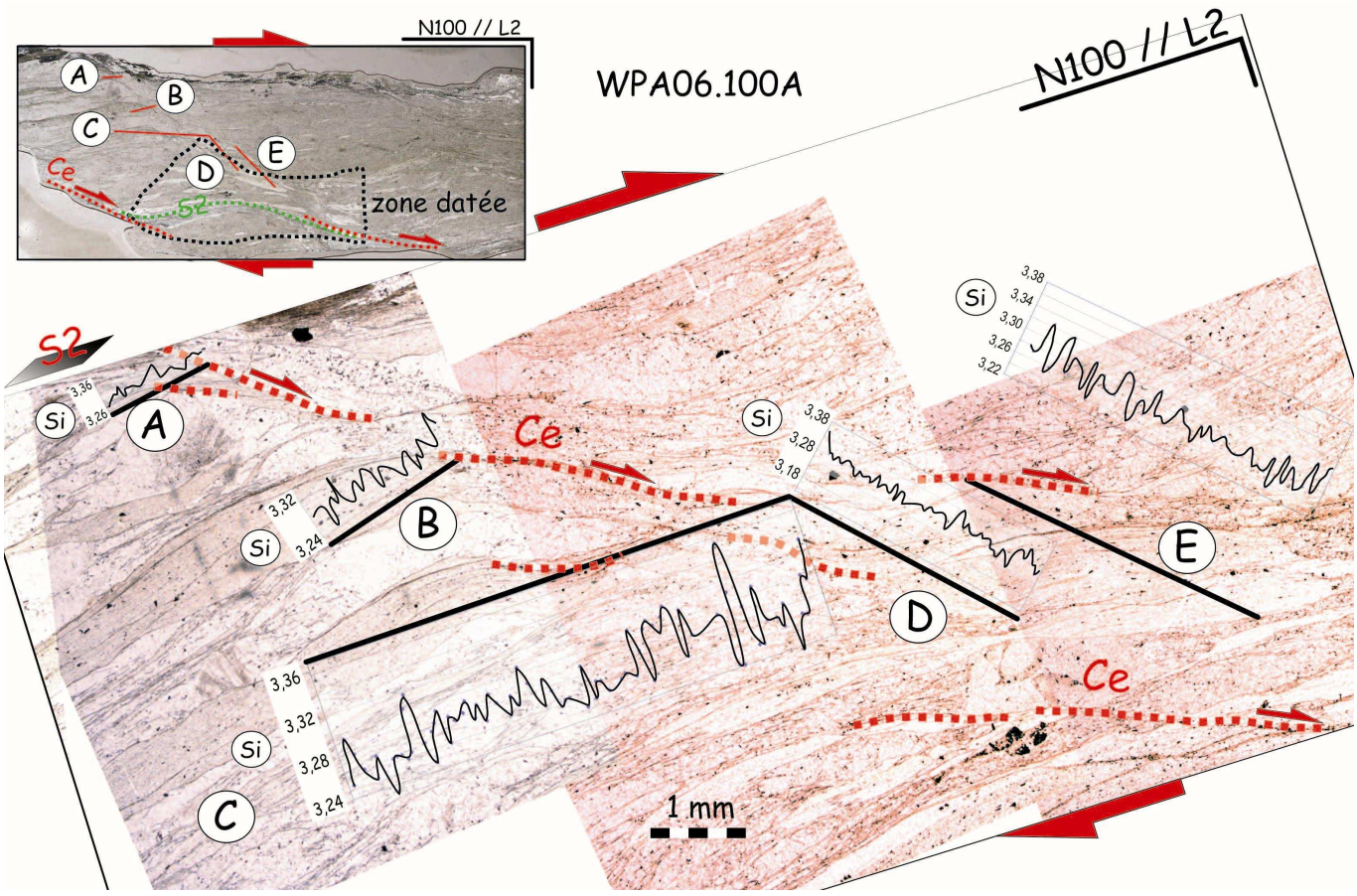


Figure V- 14

Transects de variations chimiques réalisés dans l'échantillon daté WPA06.100A. C'est un micaschiste riche en phengite, prélevé dans le Permo-Trias du Vallon de la Fournache (Vanoise Sud). L'intense déformation cisaillante vers l'Est a permis de développer les structures Ce/S2. L'échantillon est caractérisé par la présence exclusive de PhgD2, qui se développent soit dans la schistosité S2 (taux moyens de substitution des Phg), soit dans les bandes de cisaillement Ce. L'absence de relique de PhgD1 fait de cet échantillon une référence pour les phengites D2, en terme de composition chimique.

L'échantillon **WPA05.06** est un micaschiste à albite et chloritoïde du groupe d'Ambin/V, prélevé à quelques dizaines de mètres au-dessus du contact (faiblement cisaillant) avec le groupe de la Clarea. La schistosité principale S2 est une surface composite entre les fabriques D1 et D2, car elle renferme des phengites D2 moyennement substituées (Si_{moy} = 3,21), ainsi que des PhgS1 (Si_{max}=3,39) non ré-équilibrées. Les PhgS1 relictuelles apparaissent également dans des microlithons entre les plans S2. La schistosité principale est

affectée par des microbandes de cisaillement discrètes à vergence est, qui ré-orientent les PhgS1 et les PhgS2. Notons enfin la présence de paragonites au sein de la schistosité S2.

Les histogrammes du degré de substitution en Si des phengites analysées dans chaque échantillons daté, sont présentés en annexe (Figure Annexe- 21).

Synthèse des observations structurales et chimiques sur les phengites des échantillons datés :

- Les échantillons sélectionnés pour les datations renferment des phengites représentatives des fabriques alpines D1 (S1) et D2 (S2 et Ce), déterminées à partir des observations structurales et texturales.
- Les compositions des phengites datées sont représentatives des différentes générations de micas blancs, déterminées dans l'ensemble des échantillons analysés (PhgS1, PhgS2, PhgCe). Nous distinguons les PhgS1 fortement substituées (Si > 3,35), les PhgS2 moyennement substituées (3,35 > Si > 3,15), et les PhgCe les moins substituées.
- Dans les échantillons datés, les fabriques D2 considérées homogènes à partir des observations optiques, s'avèrent plus complexes d'un point de vue chimique : elles renferment souvent des micas D1 relictuels, discrètement transposés dans la schistosité S2. Seules les bandes de cisaillement Ce présentent des phengites de composition homogène.
- Deux échantillons datés renferment des paragonites (WPA05.06 et WVS05.53). Ce sont les mêmes qui présentent des excès d'argon (voir paragraphe V-5).

5. Résultats des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ in situ sur phengite :

Légende commune aux4 figures suivantes :

Ages obtenus par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ in situ sur phengite, relations avec la position microstructurale et la composition chimique des phengites. Les fragments irradiés puis datés sont localisés sur les lames minces et les sucres de roche (polygones rouges). Les textures caractéristiques reconnues sont soulignées, ainsi que les surfaces ablatées par le laser, et les âges correspondants ($\pm 1\sigma$). Dans les diagrammes de spectre d'âge, les résultats sont placés en fonction du site microstructural des micas datés.

De manière générale les phengites caractérisant la schistosité S1, indiquent les âges les plus anciens et les plus forts taux de substitution. L'événement D2 est mieux représenté, car les fabriques associées (S2, Ce) sont beaucoup plus pénétratives. Les phengites soulignant la schistosité S2 présentent des âges systématiquement plus jeunes que les PhgS1, et des degrés de substitution intermédiaires. Les PhgS1 sont souvent transposées au sein des fabriques D2, comme en témoignent la superposition des compositions et des groupes d'âges. Les phengites soulignant les bandes de cisaillement Ce montrent les âges les plus jeunes, ainsi que les plus faibles taux de substitution. Une fois de plus les PhgS2 sont souvent transposées dans les bandes de cisaillement. L'événement D2 est donc représenté par une schistosité S2 précoce, et par des bandes de cisaillement à vergence Est plus tardives. Les cisaillements locaux à vergence Sud (WVS05.55B) traduisent les derniers événements ductiles enregistrés.

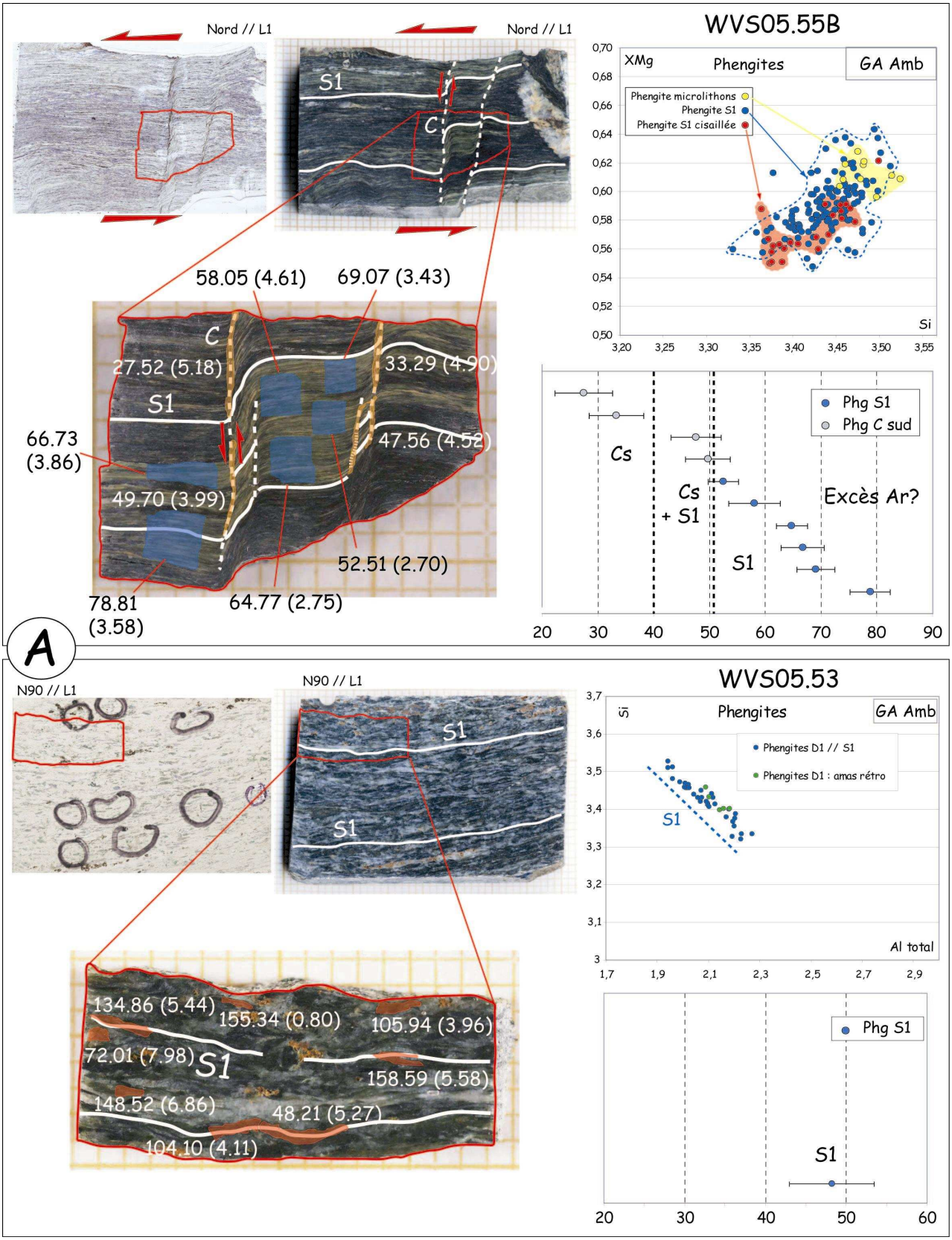

A
Nord // L1
Nord // L1
S1
C
58.05 (4.61)
69.07 (3.43)
C
27.52 (5.18)
33.29 (4.90)
S1
66.73
(3.86)
47.56 (4.52)
49.70 (3.99)
52.51 (2.70)
78.81
(3.58)
64.77 (2.75)
WVS05.55B
XMg
Phengites
GA Amb
Phengite microlithons
Phengite S1
Phengite S1 cisaillée
Si
Phg S1
Phg C sud
Cs
Cs
+ S1
Excès Ar?
S1
N90 // L1
N90 // L1
S1
S1
WVS05.53
Si
Phengites
GA Amb
Phengites D1 // S1
Phengites D1 : amas rétro
S1
Al total
134.86 (5.44)
155.34 (0.80)
105.94 (3.96)
72.01 (7.98)
S1
158.59 (5.58)
148.52 (6.86)
48.21 (5.27)
104.10 (4.11)
Phg S1
S1

Figure V- 15

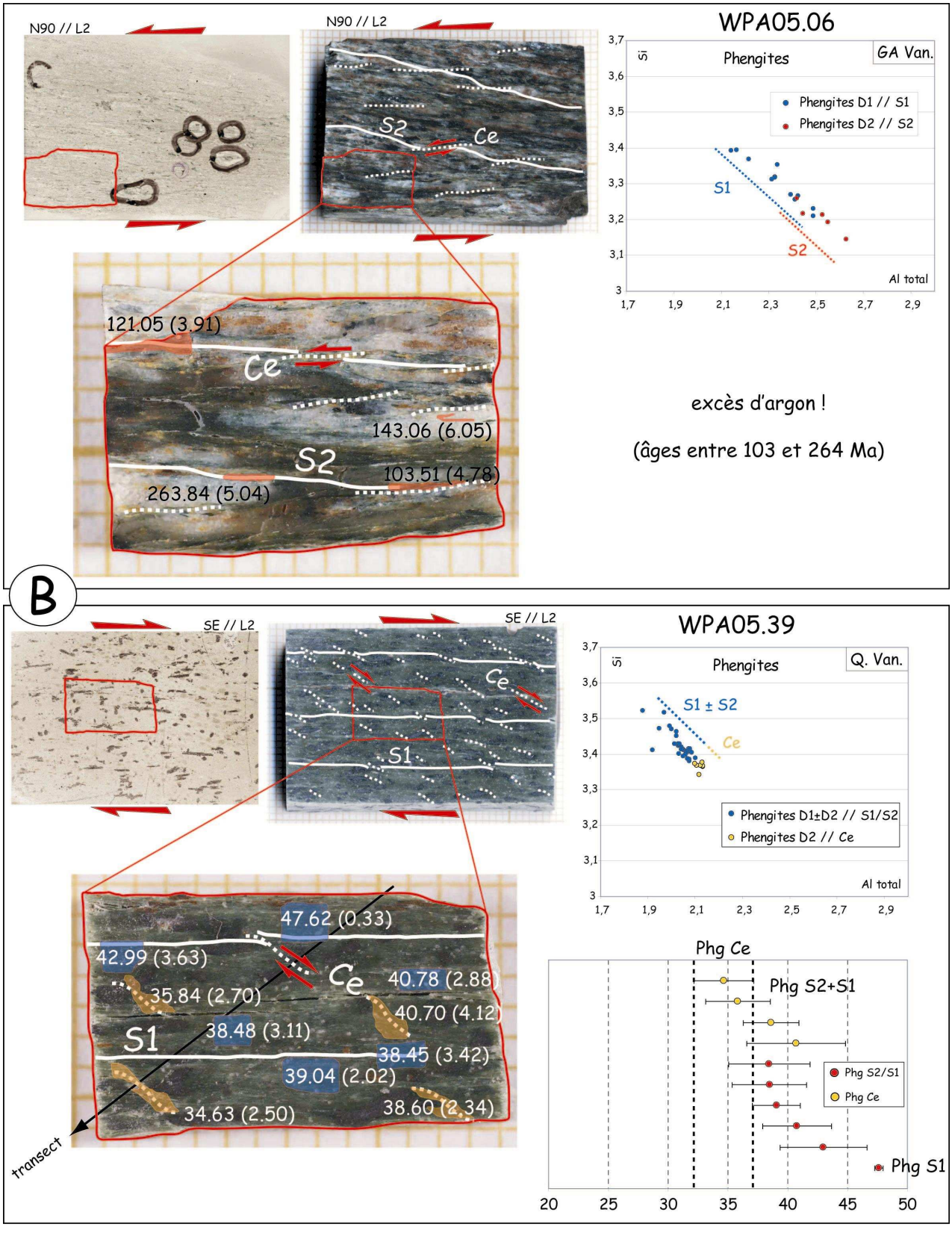
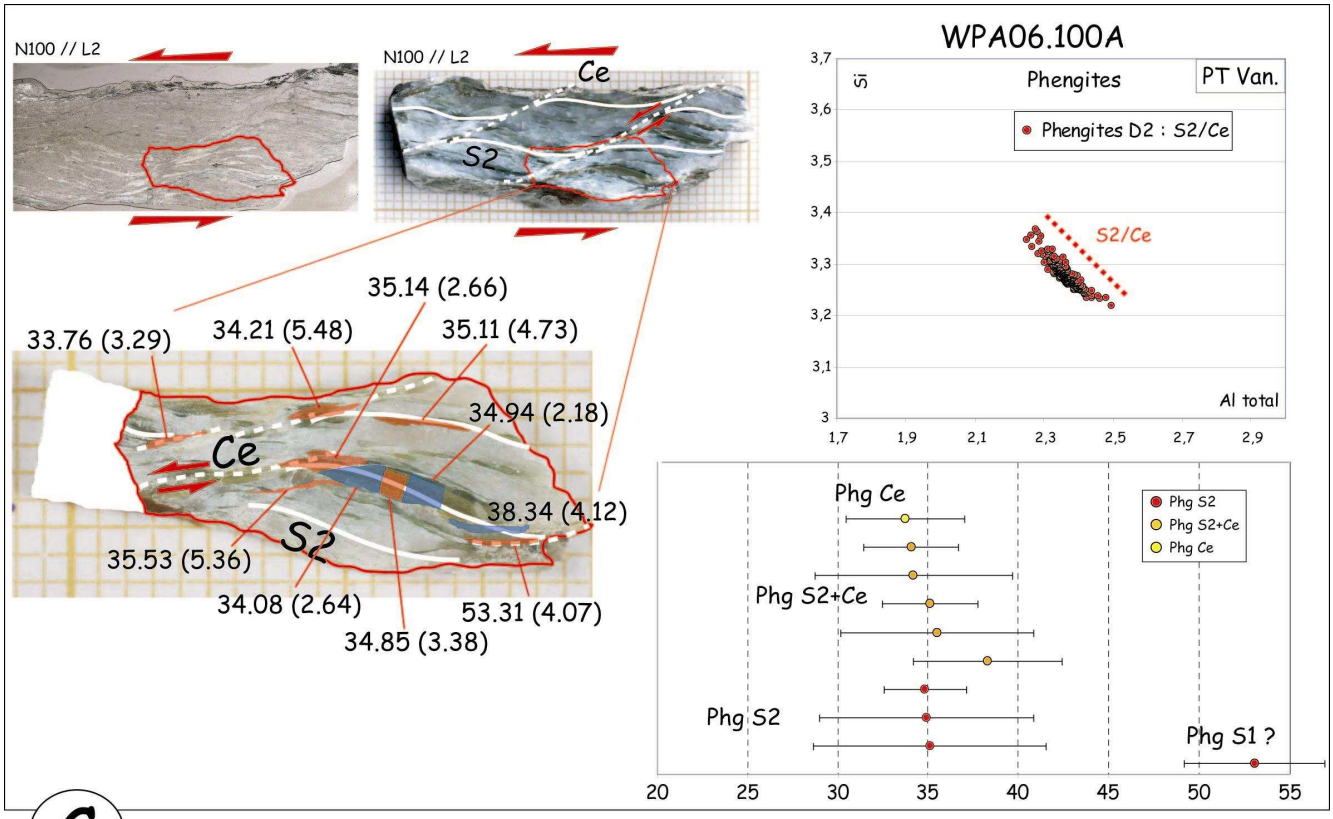

N90 // L2
N90 // L2
S2
Ce
WPA05.06
Si
Phengites
GA Van.
Phengites D1 // S1
Phengites D2 // S2
S1
S2
Al total
121.05 (3.91)
Ce
143.06 (6.05)
S2
103.51 (4.78)
263.84 (5.04)
excès d'argon !
(âges entre 103 et 264 Ma)
B
SE // L2
SE // L2
Ce
S1
WPA05.39
Si
Phengites
Q. Van.
S1 ± S2
Ce
Phengites D1±D2 // S1/S2
Phengites D2 // Ce
Al total
47.62 (0.33)
42.99 (3.63)
Ce
40.78 (2.88)
35.84 (2.70)
40.70 (4.12)
S1
38.48 (3.11)
38.45 (3.42)
39.04 (2.02)
34.63 (2.50)
38.60 (2.34)
transect
Phg Ce
Phg S2+S1
Phg S2/S1
Phg Ce
Phg S1

Figure V- 16


N100 // L2
N100 // L2
Ce
S2
WPA06.100A
Phengites
PT Van.
Phengites D2 : S2/Ce
S2/Ce
Si
Al total
35.14 (2.66)
33.76 (3.29)
34.21 (5.48)
35.11 (4.73)
34.94 (2.18)
Ce
38.34 (4.12)
S2
35.53 (5.36)
34.08 (2.64)
53.31 (4.07)
34.85 (3.38)
Phg Ce
Phg S2+Ce
Phg S2
Phg S1 ?
Phg S2
Phg S2+Ce
Phg Ce

C

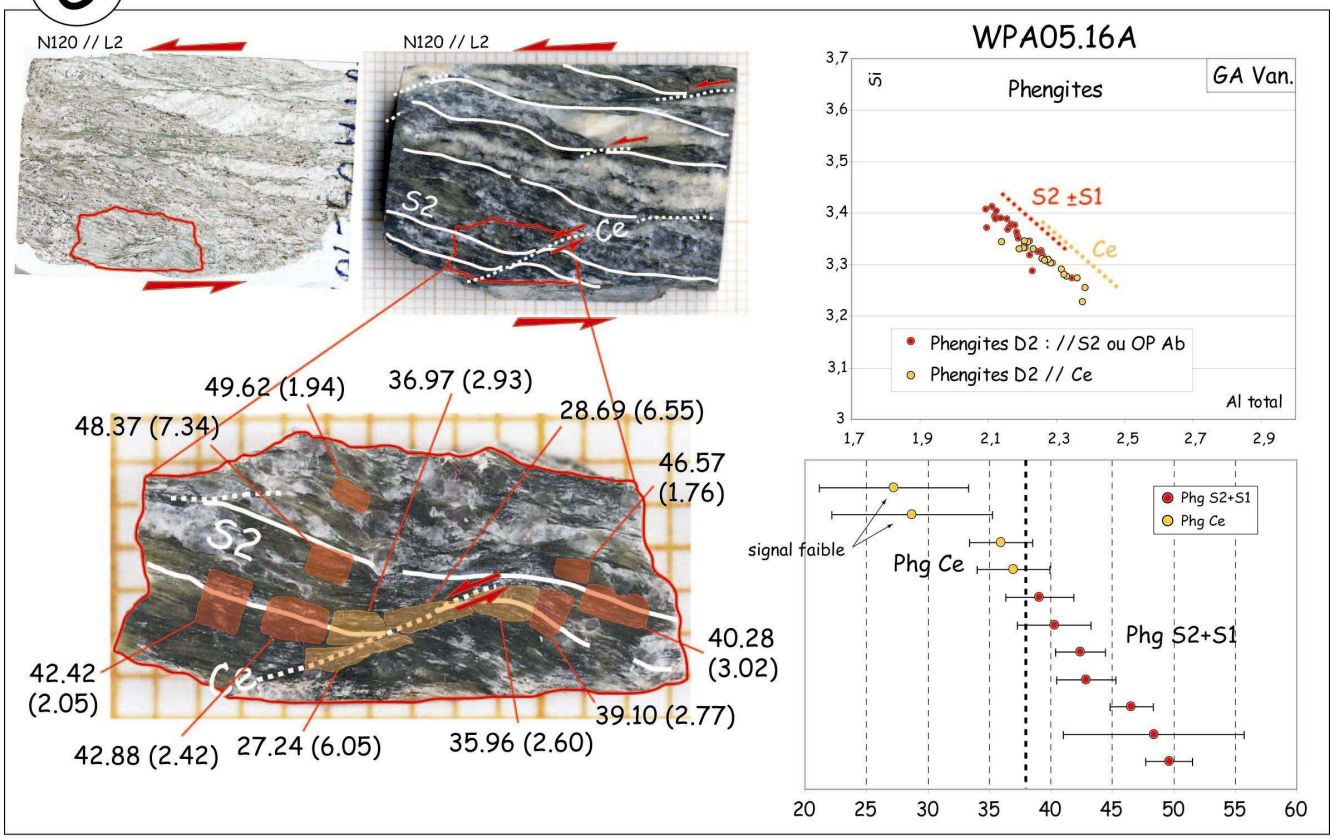

N120 // L2
N120 // L2
S2
Ce
WPA05.16A
Phengites
GA Van.
S2 ±S1
Ce
Si
Phengites D2 : //S2 ou OP Ab
Phengites D2 // Ce
Al total
49.62 (1.94)
36.97 (2.93)
28.69 (6.55)
48.37 (7.34)
46.57
(1.76)
S2
Ce
40.28
(3.02)
42.42
(2.05)
39.10 (2.77)
42.88 (2.42)
27.24 (6.05)
35.96 (2.60)
signal faible
Phg Ce
Phg S2+S1
Phg S2+S1
Phg Ce

Figure V- 17

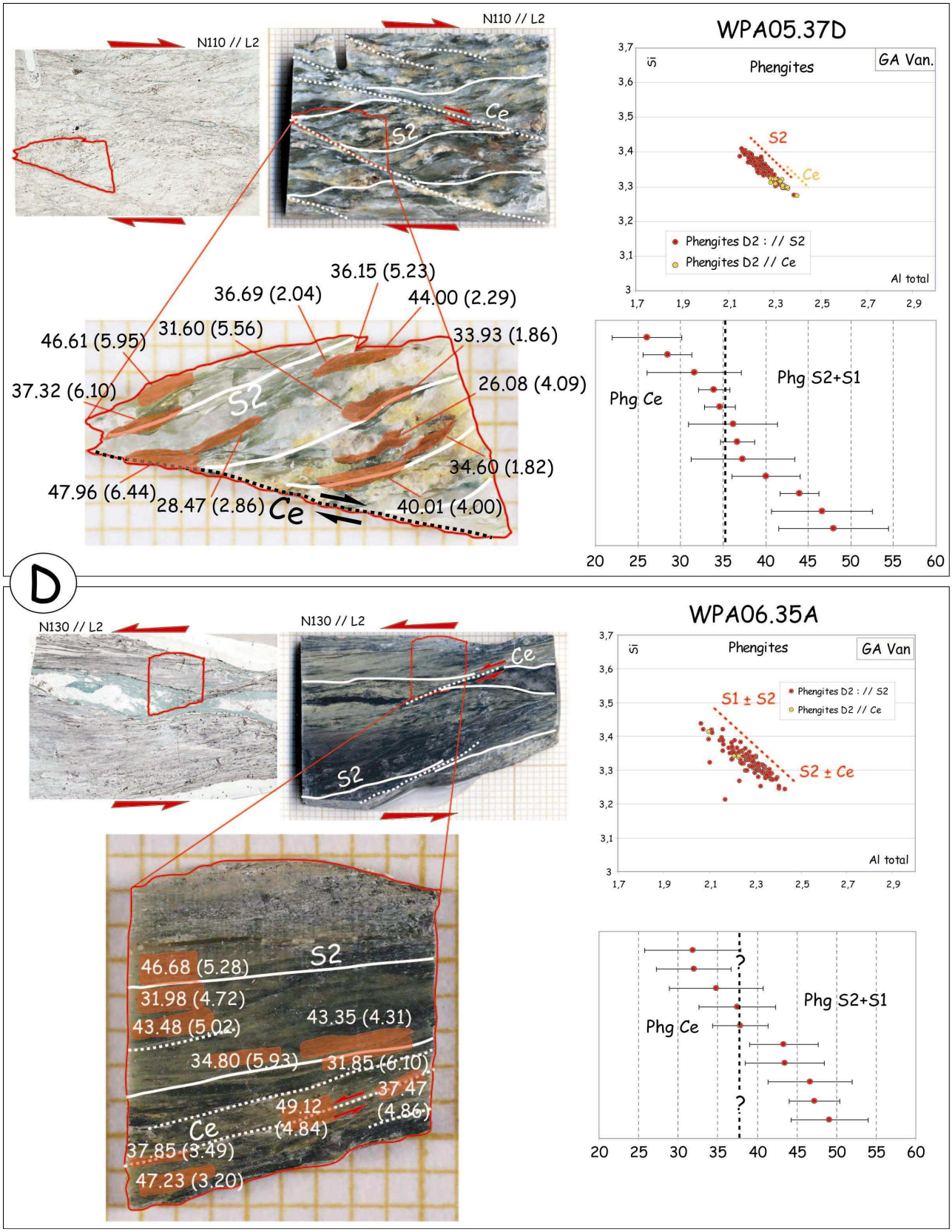


Figure V- 18

Nous présentons d'abord les âges issus des fabriques D1 (schistosité S1), puis ceux concernant les fabriques D2 (schistosité S2 et bandes de cisaillement C2) :

5.1.L'événement D1 :

Dans l'échantillon **WVS05.55B** (groupe d'Ambin/A), les phengites des plans de schistosité S1 présentent des âges ponctuels compris entre 52,5 et 78,8 Ma (moyenne de 65 Ma) (Figure V- 15). Au sein de cet intervalle, les âges les plus jeunes peuvent correspondre à l'événement D1 de haute pression, tandis que les âges les plus anciens peuvent être dus à un excès d'argon ou à la présence de micas détritiques anté-alpins. Les observations microstructurales soulignent en effet la présence de microlithons de phengites entre les plans S1, mais les analyses chimiques ponctuelles et les transects ne montrent aucune distinction chimique majeure entre les PhgS1 et les phengites des microlithons. Ces dernières sont fortement substituées, et leur signature chimique est très différente des muscovites anté-alpines. Nous privilégions ainsi l'excès d'argon au sein de l'échantillon, qui surestime certains des âges de PhgS1.

La quasi-totalité des mesures réalisées sur les phengites S1 de l'échantillon **WVS5.53** (groupe d'Ambin/A) montrent un fort excès d'argon, à travers des âges qui oscillent entre 72 et 158 Ma. L'hypothèse des muscovites détritiques est une fois de plus écartée, car les analyses chimiques des phengites de l'échantillon présentent toutes une signature D1 (Figure V- 15). Seul l'âge le plus jeune (48,21 ± 5.27 Ma) provenant des phengites S1, semble correspondre à l'événement D1 (mais sans certitude).

L'échantillon **WPA05.06** (groupe d'Ambin/V) montre également un fort excès d'argon, à travers les 6 âges situés entre 103 et 264 Ma, obtenus à partir des phengites de la schistosité principale (surface composite S1 et S2). Les analyses chimiques confortent à nouveau l'absence de muscovites anté-alpines dans l'échantillon (Figure V- 16).

Dans une moindre mesure, l'événement D1 peut être daté dans l'échantillon **WPA05.39** (quartzites scythiens) : les phengites issues de la schistosité principale (surface composite S1+S2), présentant des compositions intermédiaires entre D1 et D2, montrent des âges oscillant entre 38 et 47 Ma. Les âges les plus anciens peuvent être attribués à l'événement D1, sans toutefois plus de précision.

Finalement l'événement D1 est assez difficile à dater avec précision dans nos échantillons. Tout d'abord à cause des excès d'argon, qui surestiment les âges D1 (WPA05.06, WVS05.53, WVS05.55B). Les déformations postérieures D2 effacent une partie des fabriques D1, et les transpositions des fabriques D1 et D2 entraînent souvent le mélange des générations de phengites, sous-estimant directement l'estimation de l'âge de l'événement D1 (WPA05.39). L'âge retenu pour l'événement D1 est proposé et discuté dans le paragraphe V-5.

5.2.L'événement D2 :

WPA06.100A (Permo-Trias/V) est un échantillon intéressant pour dater l'événement D2, car aucune relique des fabriques D1 n'a été préservée, et toutes les phengites analysées ont une signature chimique caractéristique de la phase D2 (PhgS2 et PhgCe). Les âges issus des PhgS2 se concentrent entre 34,9 et 35,1 Ma, et une analyse concernant des phengites situées au cœur d'une bande Ce montre un âge de 33,8 Ma. Toutes les autres mesures ont été réalisées dans des sites microstructuraux intermédiaires entre les bandes Ce les plans S2, et les âges associés oscillent entre 34,1 et 38,3 Ma. Ces mesures montrent que les âges des PhgS2 et des PhgCe se repartissent sur l'intervalle [33,8 ;38,3], et que les feuillets des sites S2 sont

souvent réorientés dans les bandes Ce. Ajoutons qu'une des mesures réalisées dans les bandes Ce donne un âge de 53 Ma. Il ne sera pas conservé dans la suite de l'étude, car cet âge ancien n'est pas cohérent avec le reste des mesures et le caractère plus tardif des bandes Ce. Il pourrait être du à un excès d'argon local, ou à d'anciens micas détritiques passés inaperçus à la microsonde. Cet échantillon nous permet toutefois d'attribuer aux cisaillements D2 vers l'Est un âge minimum de 34 Ma, et le début de l'événement D2 au sens large peut être estimé à 38 Ma.

Les datations ponctuelles dans l'échantillon **WPA05 .16A** (groupe d'Ambin/V) ont été réalisées sur les phengites de la schistosité principale (surface composite S1/S2), et sur celles des bandes Ce. Les âges obtenus sur les PhgS2 varient entre 39 et 50 Ma, et correspondent aux générations D1 et D2 transposées dans la même fabrique. Le début de l'événement D2 peut toutefois être précisé par 4 âges proches, concentrés entre 39 et 43 Ma. Les âges des PhgCe se répartissent en deux groupes (27-29 Ma et 36-37 Ma). Le plus jeune est du à un trop faible volume dégazé lors de l'ablation. Le second groupe est plus cohérent et pourrait fixer (dans cet échantillon) l'événement D2 cisaillant entre 36 et 37 Ma.

L'échantillon **WPA05.39** (quartzites scythiens) déjà présenté pour l'événement D1, permet de dater l'événement D2 cisaillant vers l'Est. Les phengites développées dans les microbandes Ce montrent des âges situés entre 35 et 41 Ma. Les plus jeunes d'entre eux permettent ainsi de dater le fonctionnement des cisaillements jusqu'à 35 Ma. Les âges les plus anciens recouvrent ceux obtenus dans la schistosité principale, et traduisent au contraire le mélange des générations de PhgCe avec les PhgS2 voire S1. On peut finalement attribuer à l'événement D2 cisaillant un âge minimum de 35 Ma, mais le début de la phase D2 ne pas être déterminé avec précision dans cet échantillon.

L'échantillon **WVS05.55B** (groupe d'Ambin/A) a été utilisé pour dater l'événement D1, mais les phengites développées dans les bandes de cisaillement tardives à vergence sud ont également été datées. Les âges se répartissent en deux groupes : le premier (47-50 Ma) s'inscrit dans la continuité des âges issus de la schistosité S1 (voir paragraphe V-5.1), et semble du à la transposition des PhgS1 dans les bandes de cisaillement (par réorientation mécanique). Le second groupe correspond aux phengites néoformées dans les bandes Cs, et permet de dater l'événement cisaillant tardif entre 27 et 33 Ma. Les différences d'âges observées entre les PhgS1 et les PhgCs rejoignent les distinctions chimiques remarquées à l'aide des transects (Figure V- 11).

Les datations in situ dans l'échantillon **WPA05.37D** (groupe d'Ambin/V) ont été réalisées sur les phengites des sites S2 et Ce. L'ensemble des âges se situe entre 26 et 48 Ma, mais aucune répartition logique n'est apparue entre les âges issus des PhgS2 et ceux des PhgCe (les mesures réalisées dans les bandes Ce livrent des âges antérieurs aux phengites S2). Ces observations traduisent la forte transposition des phengites S2 dans les bandes Ce, malgré les nettes différences chimiques mises en évidence entre les deux générations (Figure V- 18). Les âges maximums (entre 44 et 48 Ma) correspondent au mélange entre les générations de PhgD1 et D2. La plupart des âges se concentrent cependant autour de 37 Ma, âge qui peut être interprété comme le paroxysme de la déformation D2 à l'échelle de cet échantillon. Nous n'avons pas pris en compte les deux âges les plus jeunes (17 et 26 Ma), à cause d'un signal de dégazage trop faible. Finalement les âges les plus jeunes retenus placent les dernières déformations cisaillantes vers l'Est entre 28 et 32 Ma.

L'échantillon **WPA06.35A** (groupe d'Ambin/V) montre des âges comparables au précédent. Les surfaces datées proviennent des sites S2 et Ce, qui se distinguent difficilement sur le fragment irradié (Figure V- 18). L'ensemble des résultats oscille entre 32 et 49 Ma, mais aucune relation ne peut être établie entre l'âge obtenu et la position microstructurale des phengites datées (comme dans l'échantillon WPA05.37D). Cette observation traduit le mélange des générations de PhgS2 et Ce, déjà montré avec les analyses de microsonde. Finalement nous pouvons attribuer les âges maximums (entre 43 et 49 Ma) à un mélange des générations de phengites D1 et D2. Les âges les plus jeunes permettent de fournir un âge minimum de 32 Ma pour les déformations cisaillantes vers l'Est.

L'ensemble des âges obtenus, de la position microstructurale des phengites datées, des rapports isotopiques et des erreurs associées (± 1σ) est présenté sur la Figure V- 19. La fréquence des âges absolus calculés est présentée sur la Figure V- 20**.**

Résultats analytiques des datations radiométriques $^{40}Ar/^{39}Ar$ in situ sur phengite. Chaque mesure est accompagnée par les rapports isotopiques, les erreurs associées (±1σ) et l'âge calculé (±1σ). La position microstructurale originale des phengites ablatées est précisée.

Echantillon	Site	n°	Age (Ma)	±	Ar^{40*}/Ar^{39}	Ar^{38}/Ar^{39}	Ar^{37}/Ar^{39}	Ar^{36}/Ar^{39}	Ar^{39}	FAr^{39}	$\%Ar^{40*}$	Ar^{40*}/K^{39}	Commentaire
J= 0.009065								10^{-3}	10^{-14} mol	% cumulatif d'Ar relaché			
WVS05.55B	S1	5	78,81	3,58	5,40	0,02	0,00	1,54	0,14	57,85	91,29	4,93	Excès Ar?
GA/A	S1	2	69,07	3,43	4,59	0,02	6,86	2,73	0,14	25,53	93,34	4,31	
	S1	6	66,73	3,86	4,76	0,03	0,00	1,97	0,12	67,52	87,41	4,16	
	S1	4	64,77	2,75	4,69	0,02	0,45	2,28	0,18	47,16	86,01	4,03	
	S1	3	58,05	4,61	5,03	0,02	0,00	4,75	0,10	33,17	71,77	3,61	
	S1	1	52,51	2,70	4,46	0,02	1,66	4,46	0,19	14,80	72,93	3,26	
	C Sud	7	49,70	3,99	4,07	0,03	0,00	3,30	0,12	76,83	75,69	3,08	
	C Sud	8	47,56	4,52	4,64	0,03	1,95	6,19	0,11	85,18	63,44	2,95	
	C Sud	9	33,29	4,90	3,67	0,03	0,00	5,43	0,10	92,63	55,93	2,05	
	C Sud	10	27,52	5,18	3,99	0,05	1,13	8,01	0,10	100,00	42,46	1,70	
WVS05.53	S1	5	158,59	5,58	10,32	0,02	0,93	0,81	0,08	65,12	98,21	10,14	Excès Ar
GA/A	S1	8	155,34	0,80	9,94	0,02	0,00	0,00	0,05	100,00	99,84	9,92	Excès Ar
	S1	7	148,52	6,86	9,56	0,02	0,00	0,27	0,06	92,10	99,02	9,47	Excès Ar
	S1	3	134,86	5,44	9,16	0,02	0,00	1,97	0,08	43,31	93,46	8,56	Excès Ar
	S1	6	105,94	3,96	6,78	0,02	1,10	0,60	0,11	82,48	98,38	6,67	Excès Ar
	S1	2	104,10	4,11	8,38	0,02	4,74	7,39	0,11	30,58	78,00	6,55	Excès Ar
	S1	4	72,01	7,98	4,56	0,02	6,30	1,85	0,06	52,43	98,05	4,49	Excès Ar
	S1	1	48,21	5,27	3,93	0,03	0,00	3,14	0,09	13,53	75,99	2,99	
WPA05.06	S2 ± S1	3	263,84	5,04	17,88	0,01	0,14	1,70	0,09	81,47	97,16	17,37	Excès Ar
GA/V	S2 ± S1	4	143,06	6,05	9,79	0,01	0,00	2,27	0,07	100,00	92,99	9,10	Excès Ar
	S2 ± S1	1	121,05	3,91	8,98	0,02	0,06	4,44	0,12	32,04	85,27	7,66	Excès Ar
	S2 ± S1	2	103,51	4,78	8,02	0,02	0,92	5,29	0,10	57,86	81,16	6,51	Excès Ar
WPA05.39	S2 ± S1	7	38,45	3,42	3,05	0,02	0,00	2,23	0,15	75,79	77,90	2,38	
Q/V	S2 ± S1	6	38,48	3,11	2,90	0,02	0,00	1,72	0,17	67,28	81,92	2,38	
	S2 ± S1	1	39,04	2,02	2,89	0,02	0,25	1,61	0,26	14,52	83,63	2,41	
	S2 ± S1	10	40,78	2,88	3,16	0,02	0,55	2,24	0,17	100,00	79,87	2,52	
	S2 ± S1	8	42,99	3,63	3,19	0,03	0,99	1,98	0,15	84,03	83,47	2,66	
	S2 ± S1	3	47,62	0,33	2,97	0,01	0,00	0,00	0,21	36,63	99,47	2,95	
	S2 ± C Est	5	34,63	2,50	3,04	0,02	1,30	3,34	0,20	57,87	70,24	2,14	
	S2 ± C Est	4	35,84	2,70	3,08	0,02	1,01	3,14	0,18	46,87	71,85	2,21	
	S2 ± C Est	2	38,60	2,34	2,97	0,01	0,41	2,04	0,19	25,07	80,23	2,39	
	S2 ± C Est	9	40,70	4,12	3,18	0,02	0,52	2,32	0,12	90,57	79,14	2,52	
WPA06.100A	S2	9	35,11	4,73	2,79	0,02	0,00	2,04	0,11	93,59	77,79	2,17	
PT/V	S2	1	34,94	2,18	2,86	0,01	0,23	2,39	0,23	15,82	75,39	2,16	
	S2	6	34,85	3,38	3,64	0,02	2,26	5,57	0,15	68,78	59,04	2,15	
	S2 ± C Est	8	38,34	4,12	2,72	0,02	0,53	1,28	0,13	86,19	87,03	2,37	
	S2 ± C Est	5	35,53	5,36	3,02	0,02	3,19	3,55	0,09	58,40	72,63	2,19	
	S2 ± C Est	2	35,14	2,66	2,64	0,02	0,06	1,57	0,19	29,06	82,07	2,17	
	S2 ± C Est	10	34,21	5,48	2,64	0,02	0,00	1,73	0,09	100,00	80,05	2,11	
	S2 ± C Est	3	34,08	2,64	2,76	0,02	0,00	2,17	0,18	41,84	76,21	2,10	
	C Est	7	53,31	4,07	4,10	0,02	0,59	2,77	0,12	77,45	80,74	3,31	Phg S1?
	C Est	4	33,76	3,29	2,66	0,02	0,00	1,90	0,15	51,94	78,31	2,08	
WPA05.16A	S2 ± S1	11	49,62	1,94	3,50	0,02	0,00	1,40	0,23	85,49	87,77	3,08	
GA/V	S2 ± S1	10	48,37	7,34	3,57	0,02	2,20	2,46	0,06	72,77	83,82	3,00	
	S2 ± S1	12	46,57	1,76	3,21	0,01	1,24	1,38	0,26	100,00	89,72	2,88	
	S2 ± S1	2	42,88	2,42	2,96	0,01	1,17	1,30	0,20	24,09	89,52	2,65	
	S2 ± S1	1	42,42	2,05	3,09	0,02	0,01	1,54	0,24	13,10	84,86	2,62	
	S2 ± S1	8	40,28	3,02	3,24	0,02	3,34	3,34	0,16	65,21	76,79	2,49	
	S2 ± S1	6	39,10	2,77	3,01	0,01	0,00	1,96	0,17	56,44	80,25	2,42	
	proche C Est	3	36,97	2,93	2,95	0,01	1,14	2,50	0,16	33,21	77,37	2,28	
	proche C Est	5	35,96	2,60	2,96	0,02	0,00	2,46	0,18	46,86	74,92	2,22	
	proche C Est	9	27,24	6,05	3,09	0,03	3,10	5,52	0,08	69,37	54,22	1,68	signal faible
	proche C Est	4	28,69	6,55	2,95	0,03	0,00	3,96	0,07	37,10	59,86	1,77	signal faible
WPA05.37D	S2 ± S1	1	46,61	5,95	3,34	0,05	0,00	1,48	0,07	4,01	86,44	2,89	signal faible
GA/V	S2 ± S1	2	36,15	5,23	2,93	0,01	0,80	2,52	0,09	8,71	76,10	2,23	signal faible
	S2 ± S1	3	33,93	1,86	3,00	0,02	0,00	3,01	0,23	21,11	69,80	2,09	
	S2 ± S1	4	31,60	5,56	3,40	0,02	0,00	4,86	0,08	25,32	57,33	1,95	signal faible
	S2 ± S1	5	28,47	2,86	3,28	0,02	0,00	5,10	0,15	33,72	53,52	1,75	
	S2 ± S1	7	37,32	6,10	3,77	0,05	2,84	5,64	0,08	45,61	61,03	2,31	
	S2 ± S1	8	40,01	4,00	3,11	0,03	0,25	2,15	0,12	52,10	79,65	2,47	
	S2 ± S1	9	17,02	7,16	3,79	0,05	0,00	9,23	0,06	55,54	27,58	1,05	signal faible
	S2 ± S1	10	26,08	4,09	3,05	0,02	0,00	4,83	0,11	61,74	52,66	1,61	signal faible
	S2 ± S1	11	36,69	2,04	2,78	0,02	0,71	1,88	0,24	75,12	81,42	2,27	
	S2 ± S1	12	34,60	1,82	2,98	0,01	0,32	2,88	0,25	89,07	71,74	2,14	
	S2 ± S1	13	44,00	2,29	3,68	0,01	0,41	3,29	0,20	100,00	73,97	2,72	
	S2 ± C Est	6	47,96	6,44	4,13	0,04	2,28	4,47	0,14	41,26	71,79	2,97	
WPA06.35A	S2	8	47,23	3,20	3,44	0,03	0,00	1,67	0,14	81,14	85,19	2,93	
GA/V	S2	1	46,68	5,28	3,88	0,03	0,00	3,30	0,09	8,50	74,51	2,89	
	S2	3	43,48	5,02	2,99	0,02	0,10	0,98	0,09	26,92	90,01	2,69	
	S2	9	43,35	4,31	3,28	0,02	1,40	2,35	0,11	92,20	81,62	2,68	
	S2	7	34,80	5,93	3,22	0,02	0,00	3,57	0,08	67,11	66,74	2,15	
	S2	2	31,98	4,72	3,39	0,03	0,00	4,74	0,10	17,85	58,20	1,97	
	S2	10	31,85	6,10	3,37	0,02	0,00	4,72	0,08	100,00	58,24	1,96	
	S2 ± C Est	6	49,12	4,84	3,47	0,02	1,75	1,83	0,10	59,36	87,75	3,04	
	S2 ± C Est	5	37,85	3,49	3,14	0,02	0,05	2,66	0,14	49,41	74,59	2,34	
	S2 ± C Est	4	37,47	4,86	2,91	0,02	0,00	1,96	0,09	35,90	79,56	2,31	

Figure V- 19

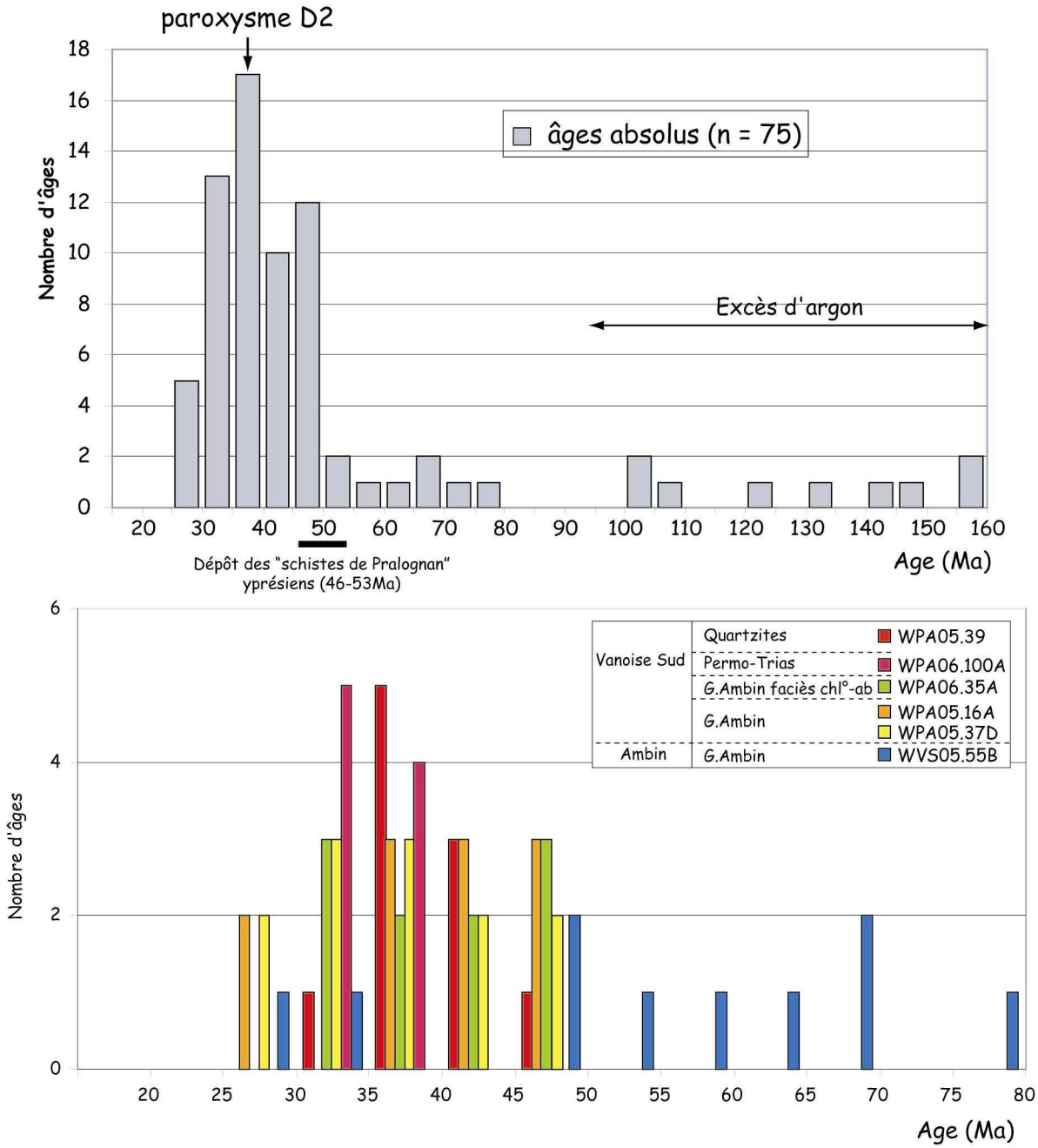


Figure V- 20

Fréquence des âges radiométriques absolus calculés. Les données sont présentées pour l'ensemble des âges obtenus, et avec le détail de chaque échantillon.

Remarques sur les problèmes liés à l'appareillage utilisé lors des datations in situ :

- Le laser UltraViolet utilisé entraîne une **profondeur d'ablation beaucoup plus faible** (2 µm à chaque pulsation) qu'un laser InfraRouge (10µm). Afin de libérer un volume de gaz suffisamment important (pour un signal utilisable), nous avons été contraints d'augmenter la surface d'ablation. Cette première contrainte va à l'encontre de notre démarche de haute précision, qui nous impose l'analyse de petites surfaces (par exemple une queue de cristallisation de mica entraîné dans une bande de cisaillement). Seules les vastes

plages micacées nous autorisent de dégazer de plus grandes surfaces, tout en s'assurant d'être sur le même site textural (par exemple le long d'une schistosité homogène non cisaillée).

- La seule alternative qui permet d'analyser une petite surface d'ablation, est de conserver le laser immobile pendant plusieurs secondes sur le même site. L'épaisseur de solide dégazé augmente ainsi d'un micron à chaque pulsation, mais à partir de 10 µm (profondeur comparable à celle du laser IR) deux problèmes apparaissent : le faisceau laser est tout d'abord défocalisé, puis les éjectas créés par l'ablation retombent dans la dépression creusée, et sont alors analysés en boucle.

- A la différence du laser IR, le laser UV est caractérisé par **une surface d'ablation plus grande que la trace d'impact visible sur l'échantillon**. Au cours de l'analyse, le faisceau peut alors quitter le site microtextural choisi, ce qui entraîne inévitablement le mélange des générations de phengites. Aucune solution n'a été trouvée pour corriger ce problème.

- Les datations in situ ont été réalisées à la suite du remplacement du filament du spectromètre de masse à gaz. Cette intervention de maintenance a nécessité de briser le vide dans l'ensemble de la ligne. Nous avons donc réalisé nos mesures, alors que la stabilité de la ligne n'était pas atteinte. La première conséquence est l'instabilité des mesures « à blanc », qui montrent des teneurs en Ar^{36} anormalement élevées. Ceci entraîne la **surestimation des intervalles d'erreur** lors du calcul des âges. Les valeurs absolues ne sont cependant pas affectées par ce problème.

6. Synthèse et interprétation des résultats radiométriques :

Les résultats montrent un éventail d'âges successifs (Figure V- 21), correspondant à différentes générations de phengites syncinématiques, préalablement définies sur la base d'arguments texturaux, chimiques et thermobarométriques. Si nous considérons ces âges comme le temps écoulé depuis le passage sous la température de fermeture du système phengitique, alors les phengites D1 et D2 devraient présenter des âges comparables. Au contraire, la diversité des âges traduit les différentes étapes de recristallisation des phengites syntectoniques. Le concept de température de fermeture doit dans ce cas être abandonné, et nous devons considérer que les âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ in situ dépendent des compositions chimiques et des conditions P-T d'équilibration des phengites.

Les résultats radiométriques obtenus sont cohérents avec les chronologies relatives déterminées dans le 3ème chapitre, à partir des observations structurales (issues du terrain et des lames minces). Les phengites des sites microstructuraux S1 sont systématiquement plus âgées que les PhgS2, elles-mêmes antérieures aux PhgCe. De manière générale l'incorporation des PhgC2 dans les zones datées entraîne le rajeunissement des âges. Ces observations sont valables à l'échelle de l'ensemble des résultats (Figure V- 21) comme à l'échelle de chaque échantillon daté (Figure V- 22).

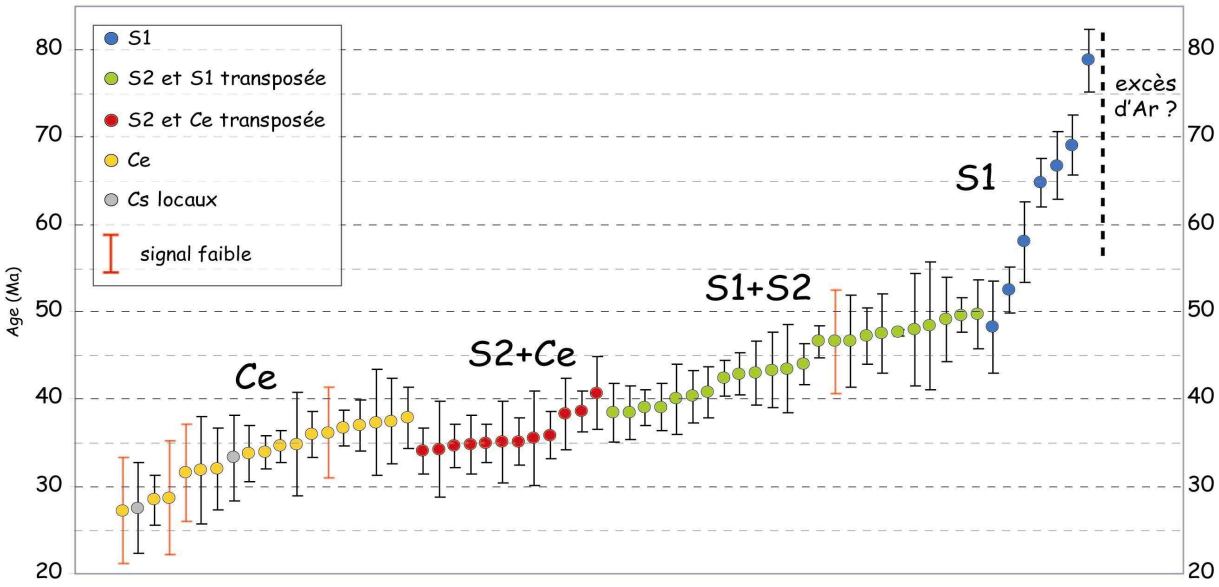


Figure V- 21

Relations entre l'ensemble des âges obtenus (±1σ) et la position microtexturale des phengites analysées. Les âges ont été volontairement classés par ordre croissant, afin de mettre en évidence leur répartition en éventail. Les estimations dont le signal isotopique est faible sont signalées par des barres d'erreur rouges.

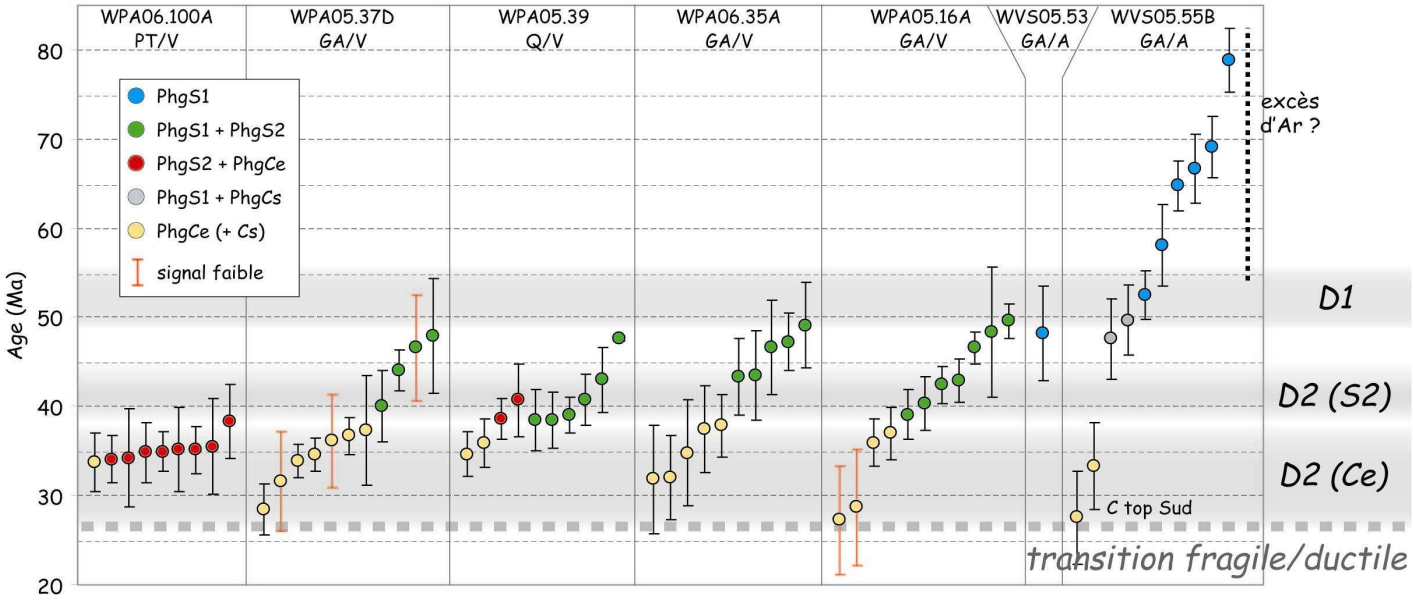


Figure V- 22

Compilation des âges obtenus dans cette étude, présentés par échantillon. La couleur des points correspond à la position microstructurale des phengites datées, en accord avec les observations de terrain et les relations texturales observées en lame mince. Afin de faciliter la comparaison entre les échantillons, ils sont présentés par âge moyen croissant vers la droite, tout comme les âges au sein de chaque échantillon. Les bandes grisées correspondent aux âges moyens des événements métamorphiques décrits dans l'ensemble de cette étude. Les estimations dont le signal isotopique est faible sont signalées par des barres d'erreur rouges.

La description des âges obtenus dans chaque échantillon, nous permet ainsi d'attribuer un âge aux différentes étapes de déformation décrites :

L'âge de l'événement D1 :

Il est difficile de proposer un âge précis pour l'événement D1, en raison des excès d'argon mis en évidence (WVS05.55B, WVS05.53, WPA05.06), et des fréquentes transpositions des fabriques D1 dans les déformations D2. Malgré ces handicaps, nous situons **la fin de l'événement D1 aux alentours de 50 Ma** (D1 fonctionnant entre 48 et 52 Ma dans le faciès des Schistes Bleus).

Cette valeur est cohérente avec l'âge minimum de l'événement D1, déduit de l'âge du dépôt des « schistes de Pralognan », entre 56 et 49 Ma (Yprésien) (Ellenberger, 1958). Ils sont aujourd'hui considérés comme les derniers sédiments ayant enregistré l'événement de haute pression D1.

Dans le Permo-Trias de Vanoise Sud, les datations Ar-Ar sur Phg (chauffage par palier) de Strzerzynski (2006), situent l'événement D1 à 37 Ma. Nous pensons que cet âge correspond plutôt à l'événement D2, et que la surface datée est en fait la schistosité S2, comme en témoignent les faibles taux de substitution donnés par l'auteur (échantillon M80, 3,33 < Si < 3,36). Notre estimation s'accorde davantage avec celle de Ganne (2003). En utilisant la méthode Ar-Ar (chauffage par palier), l'auteur date des phengites Dl relictuelles à 50 Ma dans le groupe d'Ambin/A, avec toutefois peu de précision.

Les principaux âges du métamorphisme de haute pression, obtenus dans l'ensemble des Alpes Occidentales, sont regroupés sur la Figure V- 3. En écartant les âges surestimés par les problèmes d'excès d'argon et d'héritage détritique, nous pouvons retenir quelques âges à titre comparatif :

Dans les unités médianes des Schistes Lustrés, l'âge de la haute pression débute dans l'intervalle 50-60 Ma (Liewig et al., 1981 ; Takeshita et al., 1994 ; Rubatto et al., 1998 ; Agard et al., 2002) et atteint 47 Ma (Ganne, 2003).

Dans le massif de Dora Maira, l'événement de UHP est estimé entre 40 et 21 Ma (Chopin & Monié, 1984 ; Monié & Chopin, 1991), et il se poursuit dans des conditions de HP entre 38 et 32 Ma (Tilton, 1991 ; Duchêne et al., 1997a et b ; Gebauer et al., 1997 ; Rubatto & Hermann, 2003). Dans le Grand Paradis l'événement de HP, initialement daté entre 65 et 70 Ma (Chopin & Maluski, 1980), a été récemment estimé autour de 43 Ma (Meffan-Main et al., 2004). Au nord de la Zone Briançonnaise, le même événement est associé à la mise en place de la Nappe de Siviez-Mischabel entre 36 et 41 Ma (Markley et al., 1998), et Freeman et al. (1998) le datent autour de 38 Ma au niveau du Col du Petit St Bernard. Son âge atteint 35 Ma dans le domaine Valaisan (Bousquet et al., 2002).

Dans l'ensemble des Alpes Occidentales, l'âge de l'événement de HP est diachrone. Les unités les plus internes (MCI par exemple) enregistrent plus précocement le métamorphisme de HP, que les terrains plus externes. Cette zonation traduit l'incorporation successive des unités océaniques puis continentales dans le prisme d'accrétion (voir chapitre I).

L'âge de l'événement D2 :

La majorité des âges obtenus concernent l'événement D2 (Figure V- 20), dont les déformations associées sont les plus pénétratives. Notre étude permet de préciser davantage le calendrier des déformations D2, en différenciant l'âge des fabriques S2 et celui des

événements cisaillants vers l'Est. Cette démarche est inédite, car toutes les datations antérieures ont été réalisées en considérant les phengites S2 et C2 synchrones. Nos résultats radiométriques montrent que les PhgS2 sont plus âgées que les PhgC2 (Figure V- 22). La superposition des âges Ce et S2 est principalement due aux transpositions des fabriques S2 dans les bandes de cisaillement C2.

Nous estimons que **l'événement D2 débute vers 43 Ma**, avec le développement des plis P2. Cet âge ne peut être davantage précisé, car la transposition des PhgD1 dans la schistosité S2 vieilli très souvent l'âge D2. Compte tenu des incertitudes, l'âge que nous proposons est proche de celui de Ganne (2003), qui localise le début de la phase D2 vers 45 Ma. Cet âge est cohérent avec les déformations D2 précoces, réalisées dans le faciès des Schistes Bleus de bas grade (seconde génération d'amphibole sodique). L'âge de 43 Ma est également cohérent avec l'âge proposé par Ganne (2003) et Ganne et al. (2007) pour le début des cisaillements Ce dans le faciès des Schistes Verts (43-42 Ma). Cependant ces auteurs ne différencient pas les fabriques S2 et Ce, la méthode utilisée (chauffage par palier) ne leur permet pas de confirmer l'origine texturale précise des phengites datées. Les spectres obtenus n'étant pas plats, leur interprétation en tant qu'âge plateau est délicate. Dans le groupe d'Ambin/V du Col d'Aussois, Bocquet (Desmons) (1974b) propose un âge cohérent avec l'événement D2 (40 Ma, méthode K-Ar sur phengite).

D'après nos résultats, **le paroxysme de la phase D2 est atteint autour de 37 Ma** dans le faciès des Schistes Verts (Figure V- 20), et correspond à l'âge des premiers cisaillements vers l'Est. Cet âge est légèrement plus jeune que de celui proposé par Ganne (2003) et Ganne et al. (2007) pour le fonctionnement maximal des cisaillements vers l'Est (39 Ma).

Cisaillements vers l'Est :

Nous estimons que **les cisaillements Ce débutent à 37 Ma** dans le faciès des Schistes Verts. **Leur activité culmine à 34 Ma**, et nous repoussons leur **fonctionnent jusqu'à 28 Ma** (à la limite ductile-fragile).

La durée de fonctionnement des cisaillement Ce est supérieure à l'intervalle 35-32 Ma proposé récemment par Strzerzynski (2006), via la méthode Ar-Ar sur Phg (chauffage par palier). Les échantillons de l'auteur offrent pourtant des taux de substitution compatibles avec l'événement D2 (respectivement $3,18 < Si < 3,29$ et $3,36 < Si < 3,38$ dans les 2 échantillons datés). L'âge du paroxysme Ce que nous proposons est plus jeune que celui (39 Ma) proposé par Ganne (2003). L'âge de la fin de l'événement cisaillant Ce estimée par l'auteur (34 Ma, méthode Rb-Sr) est également supérieur à celui que nous proposons.

Nos âges entrent dans les intervalles proposés par de nombreuses études dans la Zone Briançonnaise, et qui concernent les événements cisaillants réalisés dans le faciès des Schistes Verts :

Dans la nappe de Siviez-Mischabel (Briançonnais interne), les structures cisaillantes à vergence est sont datées entre: 45 et 39 Ma (Barnicoat et al., 1995), et entre 41 et36 Ma (Markley et al., 1998). Dans la Nappe de Suretta (Briançonnais Interne, Suisse), les structures cisaillantes sont datées entre 47-36 Ma (Challandes et al., 2003). Dans la zone de cisaillement d'Entrelor (au Nord du Grand Paradis), les cisaillements D2 à vergence est sont datés entre 35 et 32 Ma (Freeman et al., 1997, 1998).

Dans les unités Liguro-Piémontaises de la zone du Combin et de Zermatt-Saas, les cisaillements à vergence est (faciès des Schistes Verts) ont été datés entre 45 et 36 Ma (Wheeler & Buttler, 1993 ; Wheeler et al., 2001 ; Cartwright & Barnicoat, 2002 ; Reddy et al., 1999, 2003 pour la zone de cisaillement du Gressoney). Dans les unités des Schistes Lustrés, Agard et al. (2002) datent les cisaillements Ce entre 52 et 45 Ma.

L'âge que nous proposons pour le début des cisaillements Ce, apparaît plus tardif que la majorité des résultats présentés (à l'exception de Freeman et al., 1997, 1998). En effet les « rétrocharriages » vers l'Est sont classiquement considérés comme les dernières déformations ductiles dans les Alpes Internes à 35 Ma (Hunziker et al., 1992). Nos résultats nous invitent à repousser la fin des cisaillements ductiles à vergence est à 28 Ma.

Cisaillements vers l'Ouest :

Ganne, 2003 et Ganne et al., 2007 proposent que les cisaillements à vergence ouest, qui affectent les unités adjacentes de Schistes Lustrés, fonctionnent entre 40 et 37 Ma. Dans le Grand Paradis, les cisaillements Cw sont datés entre 39 et 34 Ma (Freeman et al., 1997; Inger & Ramsbotham, 1997; Meffan-Main et al., 2004). Dans la zone du Combin et de Zermatt-Saas, les bandes de cisaillement Cw précoces fonctionnent depuis 48 Ma (Reddy et al., 2003), et les bandes Cw plus tardives sont datées entre 37 et 39 Ma (Reddy et al., 1999).

Nous n'avons pas daté ces structures cisaillantes Cw, et ne pouvons donc pas confronter ces résultats à de nouvelles données. Nous pouvons cependant remarquer que les cisaillements à vergence opposés (Ce et Cw), tous deux réalisés dans le faciès des Schistes Verts, semblent fonctionner de manière synchrone.

Les événements fragiles-ductiles et les déformations cassantes :

Les âges les plus jeunes obtenus correspondent en partie aux déformations cisaillantes à vergence est (28 Ma), développées dans le faciès des Schistes Verts de bas grade. Au NW du massif d'Ambin, nous datons également les dernières phengites cristallisées dans des bandes de cisaillement à vergence SW, développées à la limite fragile-ductile (27 Ma).

Nous repoussons ainsi la limite des dernières déformations ductiles jusqu'à 27-28 Ma, par opposition aux récentes datations de Strzerzynski, 2006 (31Ma).

Les méthodes de thermochronologie de basse température (traces de fission sur apatite et zircon), permettent d'accéder aux conditions d'exhumation des roches métamorphiques dans les parties superficielles de la croûte. Les données radiométriques publiées récemment dans la Zone Briançonnaise Interne, nous permettent de mieux contraindre les dernières étapes de l'exhumation des unités de haute pression. Les températures de fermeture de l'apatite et du zircon sont respectivement estimées à 100 ± 20°C et 240 ± 25°C (Dodson, 1973 ; Brandon et al., 1998).

Dans le massif d'Ambin, Malusà, 2004 et Malusà et al., 2005 proposent des âges de traces de fission sur apatite entre 17,9 et 22,5 Ma (Permo-Trias et groupe de la Clarea), qui contraignent bien la partie finale des chemins P-T-t (paragraphe V-7). En considérant un gradient géothermique de 35°C/km pour la fin de l'exhumation, la température de fermeture de l'apatite correspond à une profondeur de 2.5 à 3 km. Ces valeurs imposent pour les unités

de socle et de couverture des vitesses d'exhumation et de refroidissement relativement rapides jusqu'à l'intervalle 18-23 Ma. Elles seront discutées dans la synthèse (chapitre 6).

Le chemin T-t calculé pour un échantillon du Permo-Trias d'Ambin (Malusà et al., 2005) est présenté à la Figure V- 23. Il montre une période de stabilité thermique entre 25 et 5 Ma, puis un fort refroidissement jusqu'à l'actuel (20°C/Ma). Tricart et al. (2007) proposent que cette importante vitesse de refroidissement soit associée au rajeunissement des reliefs dans la région, en réponse à une forte incision des vallées. La limite de 5 Ma marque à l'échelle des Alpes Occidentales et Suisses, l'augmentation brutale du volume de sédiments détritiques mobilisés (Kuhlemann, 2000) (Figure V- 23).

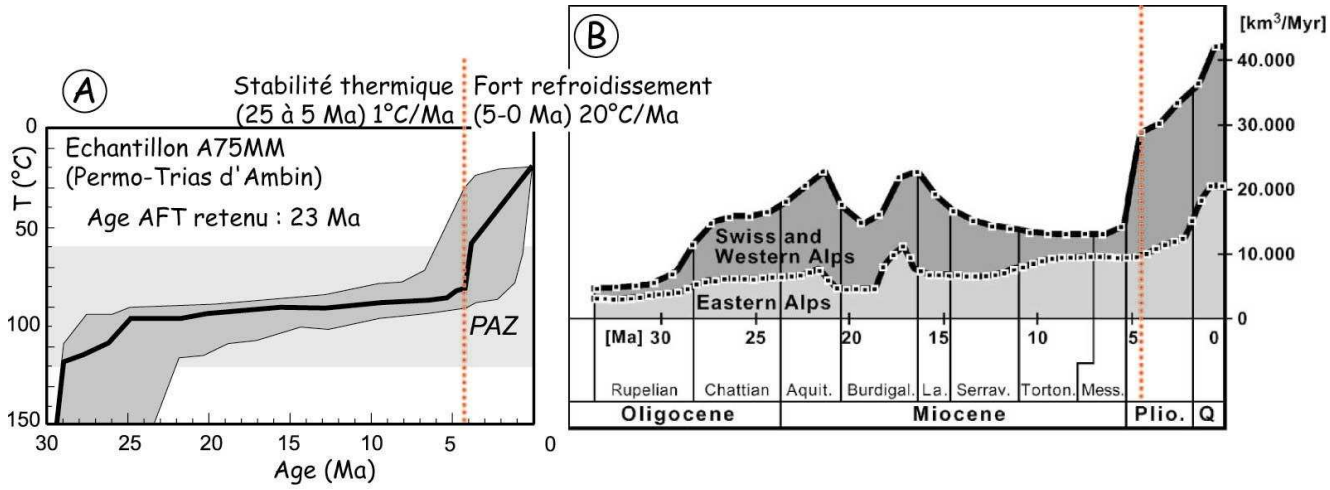


Figure V- 23

A : Chemin T-t modélisé par Malusà et al. (2005) pour un échantillon du Permo-Trias d'Ambin. PAZ = Partial Annealing Zone (Gleadow & Brown, 1999) = intervalle 120-60°C ; AFT = Apatite Fission Track.

B: Evolution depuis l'Oligocène du volume sédimentaire détritique issu des Alpes Occidentales et des Alpes Suisses (d'après Kuhlemann & Kempf, 2002).

Dans la Zone Houillère, la méthode des traces de fission a fourni des âges controversés (entre 3 et 9 Ma selon Sabil, 1995, et entre 16 et 18 Ma d'après Fügenschuh & Schmid, 2003). Ces âges contrastés entre la Zone Briançonnaise et la Zone Houillère, ont permis à Malusà et al. (2005) d'interpréter l'accident de Modane-Chavière comme un contact tectonique jouant un rôle majeur au cours de l'évolution régionale tardive.

L'évolution tectonique cassante de la Zone Briançonnaise est caractérisée par deux événements principaux successifs (Champagnac et al., 2004 ; Malusà, 2004 ; Strzerzynski et al., 2004 et Malusà et al., 2005), reconnus récemment à l'échelle des Alpes Occidentales :

Le premier correspond à une phase d'extension N-S (parallèle à la chaîne) et à un raccourcissement E-W à vertical. Selon Malusà, 2004 (méthode des traces de fission), il fonctionne en Vanoise jusqu'à 27 Ma et jusqu'à 25 Ma dans le massif d'Ambin. Dans le massif de Vanoise Sud, Strzerzynski et al. (2004) proposent un intervalle 31-20 Ma.

Le second correspond à une extension E-W et un raccourcissement N-S à verticale. Selon Malusà (2004) il a débuté il y a 4 Ma dans le massif d'Ambin, et il y a 9 Ma en Vanoise (contre 5 Ma d'après Strzerzynski et al., 2004). Cette seconde phase cassante est toujours active, comme en témoignent la sismicité enregistrée dans la région de Modane. Les séismes

peu profonds (inférieurs à 10km) et de faible magnitude (Mw = 1 à 4) sont associés à des mécanismes au foyer indiquant un raccourcissement vertical, et une direction d'extension NW-SE à SW-NE (Delacou et al., 2004).

7. Relations préliminaires entre les âges obtenus et les estimations P-T :

Trois échantillons provenant du groupe d'Ambin des deux massifs, ont été à la fois datés et utilisés pour les calculs P-T. La Figure V- 24 regroupe les âges in situ et les estimations P-T obtenues sur ces échantillons (WPA05.16A, WPA06.35A et WVS05.53).

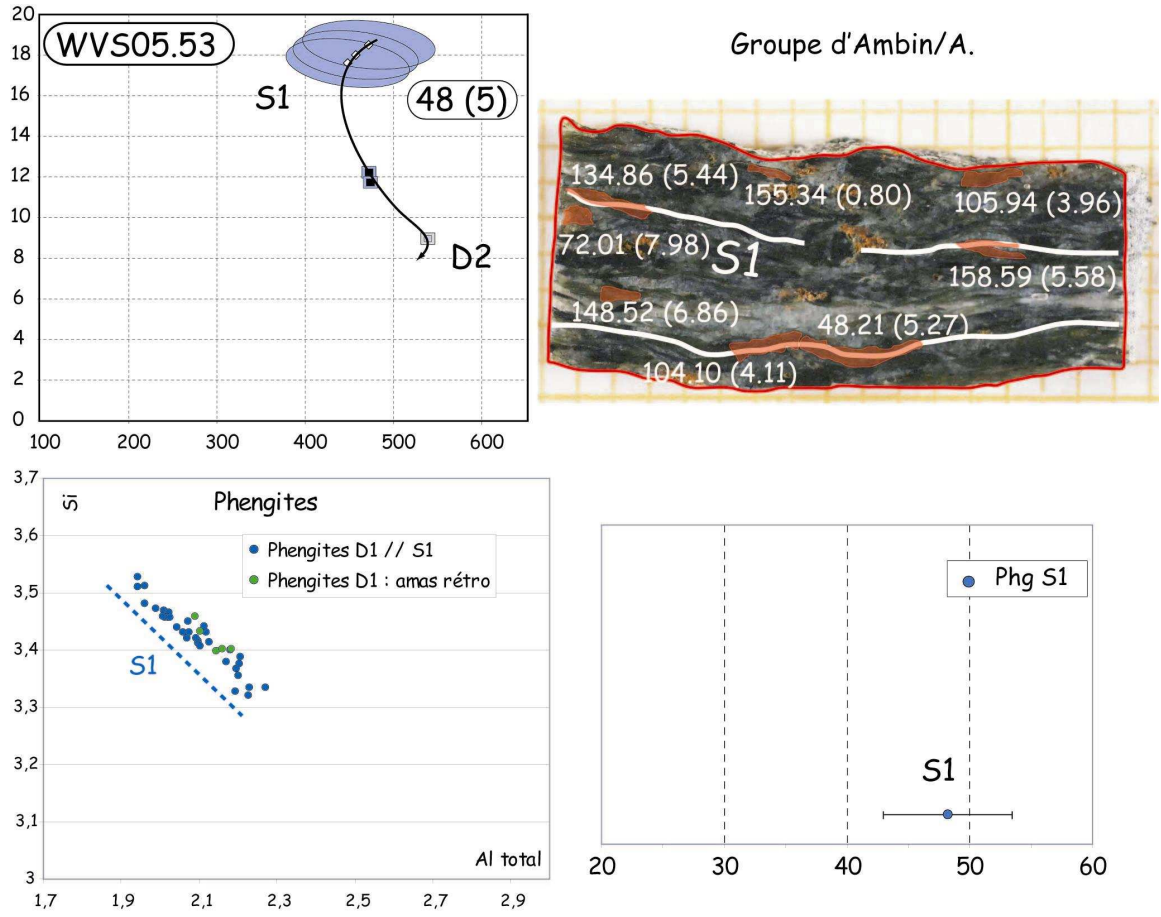
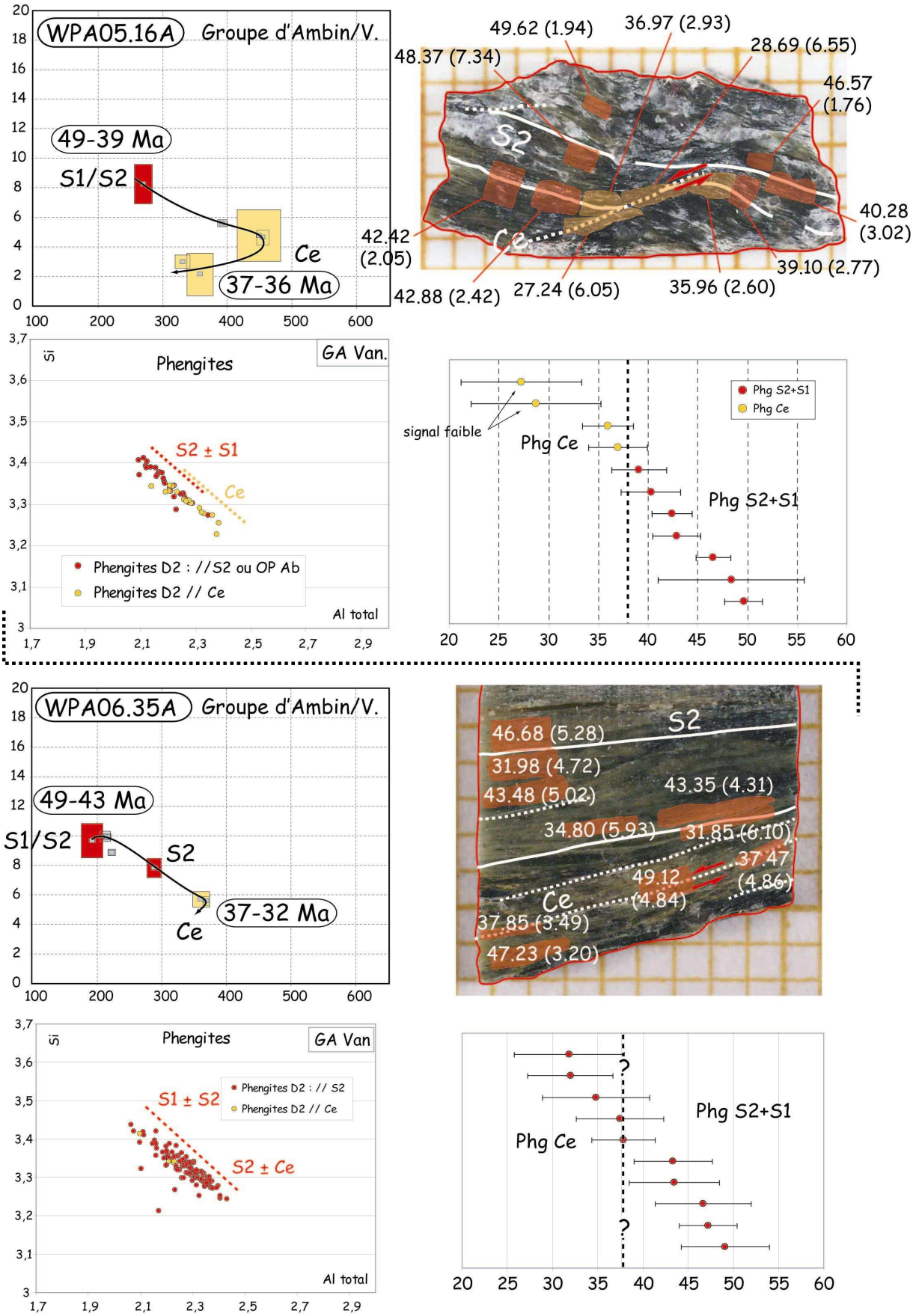


Figure V- 24

Relations entre les âges Ar-Ar in situ sur Phg et les estimations P-T (TWEEQU et THERMOCALC) obtenus sur ***les mêmes échantillons*** *du groupe d'Ambin (massifs de Vanoise Sud et d'Ambin).*



Suite de la Figure V-24

La synthèse des estimations P-T et des nouvelles contraintes chronologiques, est présentée dans le 6ème chapitre.

Synthèse des datations radiométriques :

- L'âge de l'événement D1 de haute pression est estimé autour de 50 Ma (entre 48 et 52 Ma). Il est souvent vieilli par l'excès d'argon (échantillons WPA05.06 et WVS05.53). Il est calculé dans les unités de socle, mais les âges les plus anciens obtenus dans la couverture laissent supposer que l'événement D1 est synchrone dans l'ensemble de la pile structurale.
- Le calendrier des déformations D2 est beaucoup mieux contraint. Les premiers plis D2 débutent vers 43 Ma, à la transition entre les faciès des Schistes bleus de bas grade et des Schistes Verts. Le paroxysme de l'événement D2 est atteint vers 37 Ma, dans le faciès des Schistes Verts. C'est également l'âge des premiers cisaillements à vergence est (syn-schistes verts). Le paroxysme des cisaillements vers l'Est est localisé à 34 Ma, et ils fonctionnent jusqu'à 28 Ma. Cet âge correspond aux dernières déformations ductiles dans le faciès des Schistes Verts de bas grade.
- L'âge des déformations dans le domaine cassant est issu de la littérature, qui propose des âges de traces de fissions sur apatite entre 18 et 23 Ma pour le massif d'Ambin.

Chapitre 6

SYNTHESE

1. Relations synthétiques entre les âges obtenus et les estimations P-T :

Les âges Ar-Ar retenus pour les événements alpins D1 et D2 sont reportés sur la Figure VI- 1, avec les deux chemins P-T synthétiques calculés pour les unités supérieures (de Vanoise Sud) et inférieures (Vanoise Sud et Ambin).

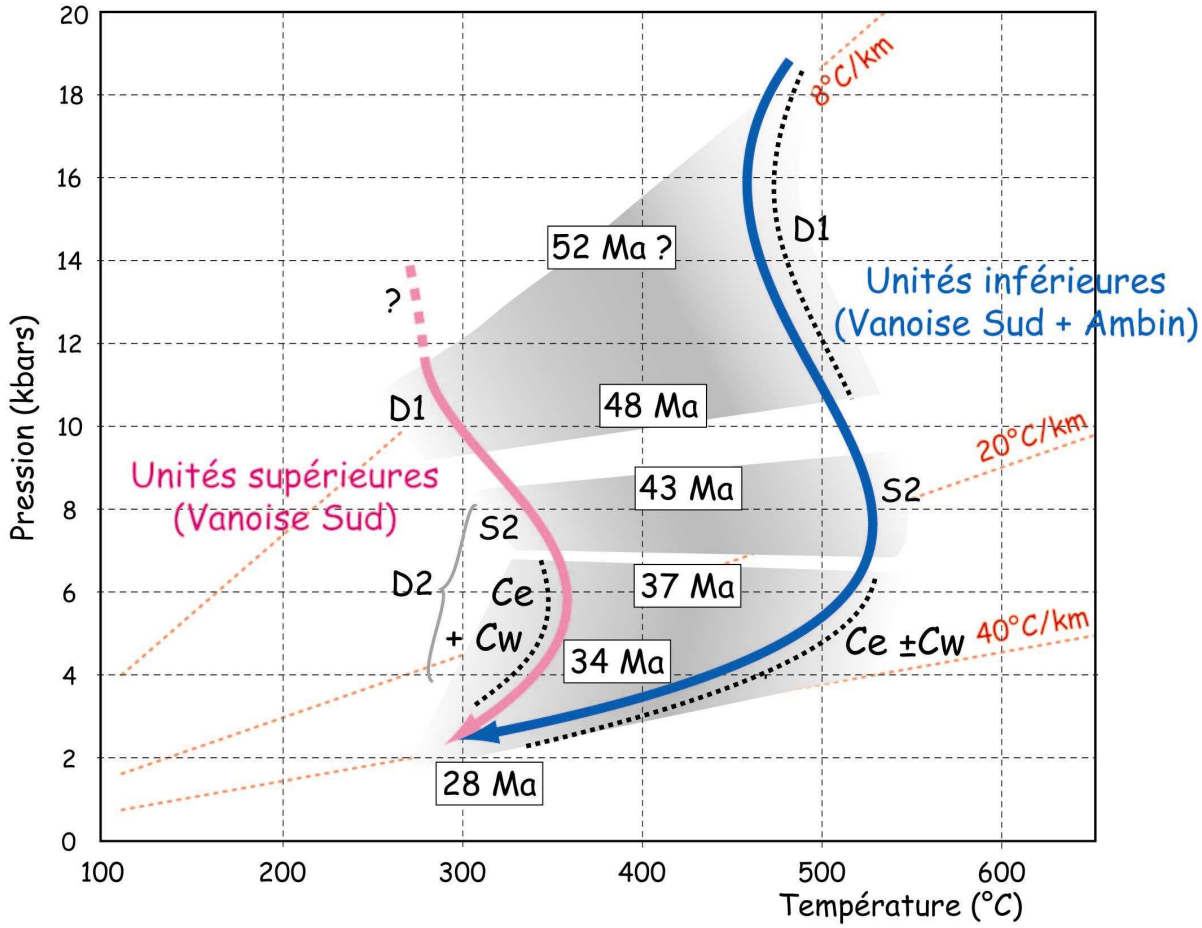


Figure VI- 1

Chemins P-T-t synthétiques retenus pour les unités supérieures (de Vanoise Sud) et inférieures (de Vanoise Sud et d'Ambin). Ils sont déduits des observations structurales, des estimations P-T (TWEEQU, THERMOCALC) et des datations Ar-Ar in situ sur phengite réalisées au cours de cette étude.

Les estimations P-T-t proposées sont relatives à l'exhumation des unités enfouies en subduction. La partie prograde des chemins a été totalement effacée par les déformations postérieures.

Le maximum de pression calculé ne correspond pas au pic métamorphique, mais davantage à la fin de l'événement D1, réalisé dans des conditions de HP (faciès des Schistes Bleus). Il semble être synchrone dans l'ensemble des unités étudiées (50 Ma), mais dans le massif de Vanoise Sud les conditions P-T relatives à l'événement D1 sont très contrastées (Figure VI- 2) :

Dans les unités supérieures (couverture + sommet du groupe d'Ambin), situées au-dessus des zones de cisaillement Φ2 à vergence est, les conditions D1 sont estimées autour de 17 kbar et 420°C. Dans les unités inférieures l'événement D1 est enregistré à 12 kbar et 280°C. Ces deux estimations s'alignent pourtant le long d'un même gradient géothermique froid (8°C/km).

Le début de l'événement D2 est daté vers 43 Ma dans les deux unités, et il est caractérisé par un fort réchauffement (+ 100°C au maximum). Les conditions de pression associées au début de la phase D2 sont communes dans les deux unités (8 kbar), mais la température de l'unité supérieure (330°C, faciès des Schistes Verts) est une fois de plus inférieure à celle atteinte dans l'unité sous-jacente (520°C, faciès des Schistes Bleus de bas grade).

Les cisaillements vers l'Est (et localement vers l'Ouest) débutent de manière synchrone à 37 Ma, et atteignent leur paroxysme à 34 Ma. La quasi-totalité des cisaillements C2 fonctionnent dans le faciès des Schistes Verts, et ils sont contemporains du pic thermique D2.

C'est au cours de cet événement cisaillant majeur que les deux unités, montrant jusqu'alors des évolutions P-T très distinctes, enregistrent une exhumation finale identique. L'évolution commune débute autour de 30 Ma, le long d'un gradient géothermique chaud (35°C/km).

2. Interprétation du saut métamorphique en Vanoise Sud :

Si nous considérons l'intégralité des chemins P-T-t proposés (Figure VI- 1) comme plausible, alors nous devons expliquer les évolutions métamorphiques très contrastées entre les unités supérieures et inférieures, définies dans le massif de Vanoise Sud de part et d'autre de la zone de cisaillement majeure Φ2 à vergence est (Figure VI- 2) :

Modèle hypothétique simple, expliquant le contraste métamorphique entre les unités supérieures et inférieures dans le massif de Vanoise Sud.

A' : chemins P-T calculés dans les échantillons des deux unités de Vanoise Sud. Les échantillons situés au-dessus de l'actuelle zone de cisaillement Φ2 (unités supérieures), enregistrent une évolution P-T dans des conditions inférieures à celles des échantillons situés en dessous (unités inférieures). Le saut de métamorphisme est matérialisé par l'actuelle zone Φ2.

B' : chemins P-T synthétiques redessinés pour les unités supérieures (en rose) et inférieures (en bleu), à partir des échantillons de Vanoise Sud.

C' : log très simplifié montrant la position relative des deux unités. La zone de découplage précoce Φ1 (à vergence NW ?) est ré-utilisée tardivement en zone de cisaillement Φ2 à vergence est.

D' : position hypothétique et très simplifiée des deux unités, à la fin de l'événement D1 (environ 50 Ma) et au cours de la phase cisaillante C2 (vers 30 Ma). ZD=Zone Dauphinoise, ZB=Zone Briançonnaise, FP=Front Pennique, SL=Schistes Lustrés, DM=Dora Maira.

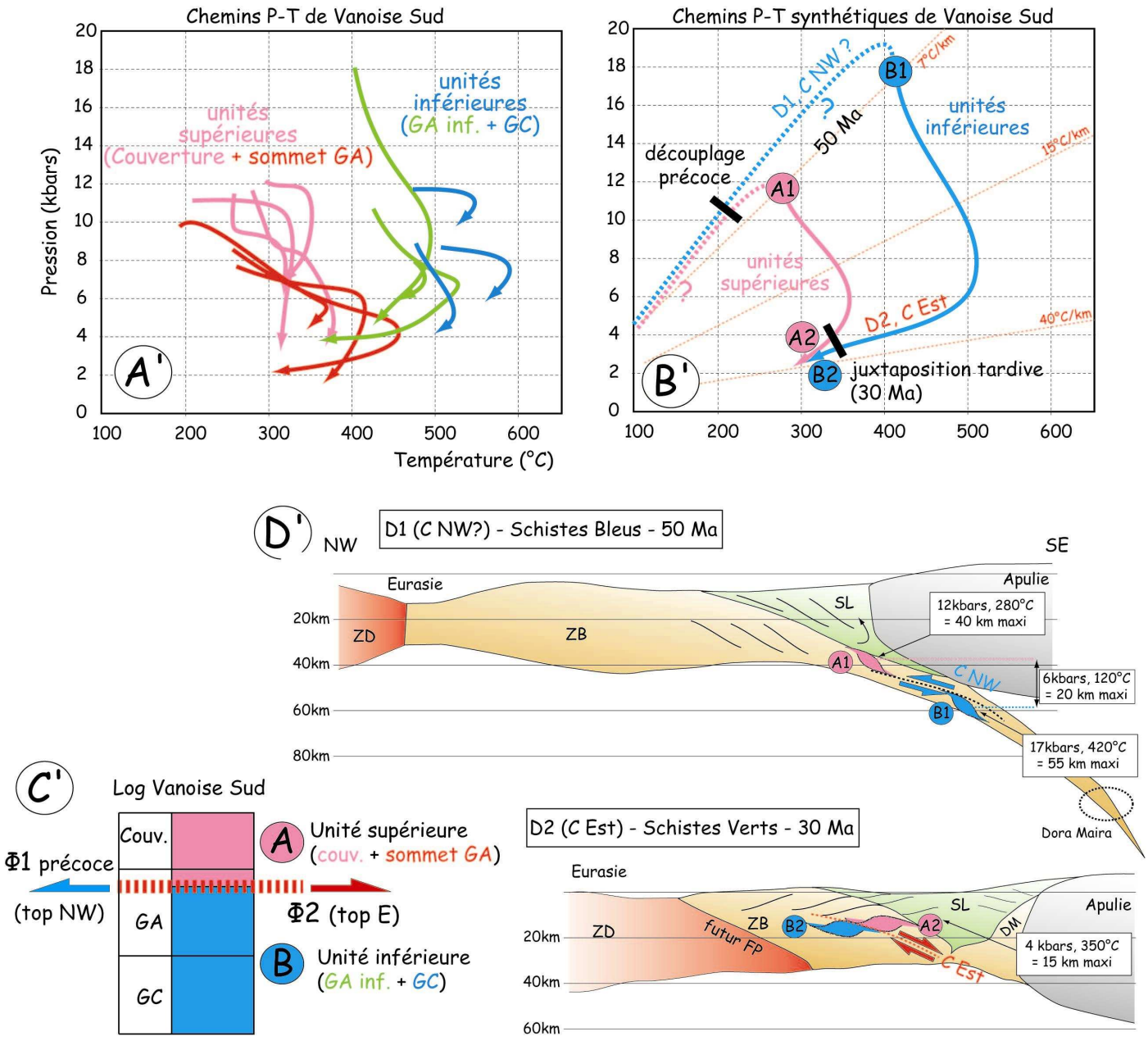


Figure VI- 2

Le découplage précoce Φ1 :

Les estimations relatives à l'événement D1 s'alignent sur un même gradient géothermique (7°C/km), mais les deux unités montrent un fort contraste P-T (120°C et 6 kbar). Il équivaut à une différence d'enfouissement de 20 km au maximum, en considérant un gradient géothermique de 7°C/km, ou une pression strictement lithostatique.

Nous proposons l'existence d'un **découplage mécanique précoce** au sein de la pile structurale, qui permet d'individualiser une unité supérieure (couverture + sommet du socle) et une unité inférieure (socle plus profond). Notre hypothèse rejoint celle de Strzerzynski (2006), mais à la différence de l'auteur nous considérons que le découplage ne se produit pas à la limite socle/couverture, mais plus bas dans la pile structurale. L'allure des chemins P-T calculés dans les échantillons du sommet du groupe d'Ambin, ressemblent à ceux de la

couverture. Tous les échantillons prélevés sous l'actuelle zone Φ2, montrent des chemins très différents (Figure VI- 2).

Le découplage précoce intervient au cours de l'histoire prograde, il est nécessairement antérieur au pic métamorphique. Nous proposons que le découplage s'initie dans les lithologies peu compétentes du sommet du groupe d'Ambin (micaschistes phylliteux), au niveau de l'actuelle zone de cisaillement Φ2.

Dans un contexte de subduction dirigée vers le SE (approximativement), les unités supérieures compétentes, dominées par des quartzites, ont progressivement refusé de plonger. La subduction de la partie supérieure de la pile structurale est freinée, tandis que les forces de traction dirigées vers le SE, entraînent l'unité inférieure en profondeur. Le découplage des unités crée ainsi une zone de cisaillement précoce Φ1, caractérisé par un mouvement relatif « inverse » à vergence NW (Figure VI- 2).

A partir de cet événement majeur, les unités vont enregistrer une histoire P-T distincte, jusqu'à leur juxtaposition au cours de l'événement D2.

Les unités inférieures ont pu ainsi atteindre une profondeur de 55 km (17 kbar et 420°C), voire davantage puisque le maximum de pression calculé correspond plutôt à la fin de l'événement D1 et au début de l'exhumation. Les unités supérieures ont cessé leur progression vers 40 km (12 kbar et 280°C), voire davantage pour le même argument précédent. Il est probable qu'elles ont continué à s'enfouir après le découplage précoce.

La zone de cisaillement précoce à vergence NW est cohérente avec la direction moyenne des linéations de haute-pression L1 (NW-SE). Les travaux de Platt & Lister (1985a), Ganne (2003) et Ganne et al. (2007) ont proposé l'existence d'un cisaillement simple ductile D1 de HP, associé à des plis syn-schisteux à vergence NW à N en Vanoise Sud, et N dans le massif d'Ambin. Leurs observations sont tout à fait cohérentes avec notre hypothèse d'une zone de cisaillement précoce Φ1, à vergence NW, fonctionnant dans le faciès des Schistes Bleus jusqu'à 50 Ma.

La juxtaposition tardive Φ2 :

La modification des conditions aux limites, permet dès la fin de l'événement D1 de débuter l'exhumation des unités situées à des profondeurs distinctes. Le début de l'exhumation est–il plus précoce pour les unités inférieures ? Les âges in situ obtenus sur l'événement D1 dans les unités de Vanoise Sud sont mal contraints en raison du mélange des générations de phengites D1 et D2. Nous considérons que les étapes d'exhumation des deux unités est synchrone, et nous proposons qu'elle se produise dans un contexte cisaillant à vergence SE. La zone de cisaillement précoce Φ1 à vergence NW est ré-utilisée dans le sens opposé, permettant ainsi la remontée progressive des unités inférieures vers les unités supérieures.

L'allure des chemins P-T-t suggère que les deux unités aient été juxtaposées vers 30Ma, à la faveur des mouvements cisaillants C2 à vergence est, initiés à 37 Ma. Les unités suivent une évolution P-T communes à partir de 3-4 kbar et 350°C, le long d'un gradient géothermique chaud (35°C/km).

La zone de cisaillement précoce Φ1 est totalement transposée dans une nouvelle zone de cisaillement Φ2. Dans la zone de contact, les fabriques D1 de HP sont intensément rétromorphosées dans le faciès des Schistes Verts, et les mylonites sont très phylliteuses (Phg et Chl abondantes).

La forte circulation de fluides accélère les réactions métamorphiques et la déstabilisation des assemblages D1. Les critères de cisaillement précoces vers le NW sont totalement effacés au contact entre les deux unités, où les structures asymétriques indiquent toutes un transport vers l'E ou le SE. Les sens de cisaillement C1 vers le NW, mentionnés par Platt & Lister (1985a), Ganne (2003) et Ganne et al. (2007), sont préservés dans les unités de socle (groupe de la Clarea).

Nous considérons donc la zone de cisaillement Φ2 à vergence est du Fond d'Aussois, comme un contact tectonique majeur de type détachement, ayant permis le plaquage d'unités fortement métamorphiques sous des unités enfouies à moindre profondeur. On retrouve aujourd'hui dans un même secteur restreint de Vanoise Sud (le Fond d'Aussois) des unités ayant enregistré des évolutions P-T très distinctes jusqu'à la fin de leur exhumation.

Nous rejoignons ainsi l'hypothèse de l'amincissement crustal proposée par Ganne et al. (2007), principalement basée sur le fonctionnement extensif des zones de cisaillement décrites dans les Alpes Graies méridionales (Figure III-62). L'exhumation des unités profondes pourrait être due à la phase extensive D2, à vergence est dans les socles, ouest à l'extrémité occidentale du Grand Paradis et de Dora Maira, et conjuguée dans les Schistes Lustrés.

Afin d'expliquer le changement du régime de déformation entre les événements D1 et D2, ainsi que le réchauffement D2, Ganne (2003) et Ganne et al. (2007) proposent l'hypothèse de la rupture du panneau plongeant (Von Blankenburg & Davies, 1995). La perte de la racine lithosphérique européenne, pourrait avoir entraîné une modification brutale des conditions aux limites, l'accélération de l'exhumation des unités de haute-pression, et bien sûr le fort déséquilibre thermique que nous observons sur tous les chemins P-T (réchauffement D2).

3. Synthèse sur l'exhumation des unités de haute-pression dans les massifs de Vanoise Sud et d'Ambin :

La compilation des données géochronologiques contraignant l'exhumation des massifs de Vanoise Sud et d'Ambin, est présentée sur la Figure VI- 3.

Compilation des données géochronologiques (et stratigraphiques) dans les massifs de Vanoise Sud et d'Ambin, et nouveaux âges Ar-Ar in situ. Pour chaque étude sont précisés la méthode utilisée, le minéral daté et les conditions P-T correspondantes. Les subdivisions stratigraphiques sont issues de Gradstein et al. (2004).

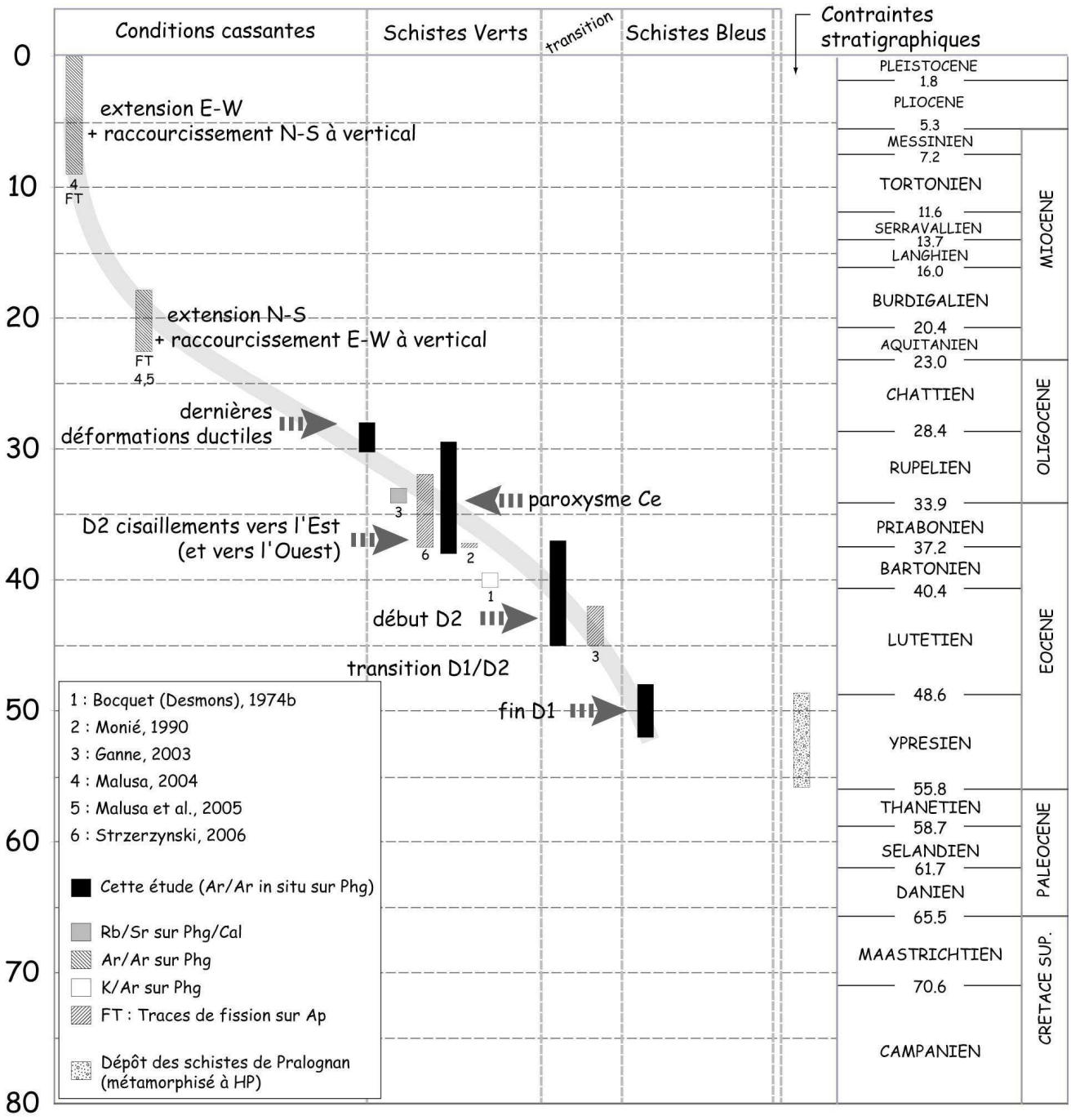


Figure VI- 3

Les taux de refroidissement et d'exhumation des unités de Vanoise Sud (et dans une moindre mesure d'Ambin), sont présentés sur la Figure VI- 4.

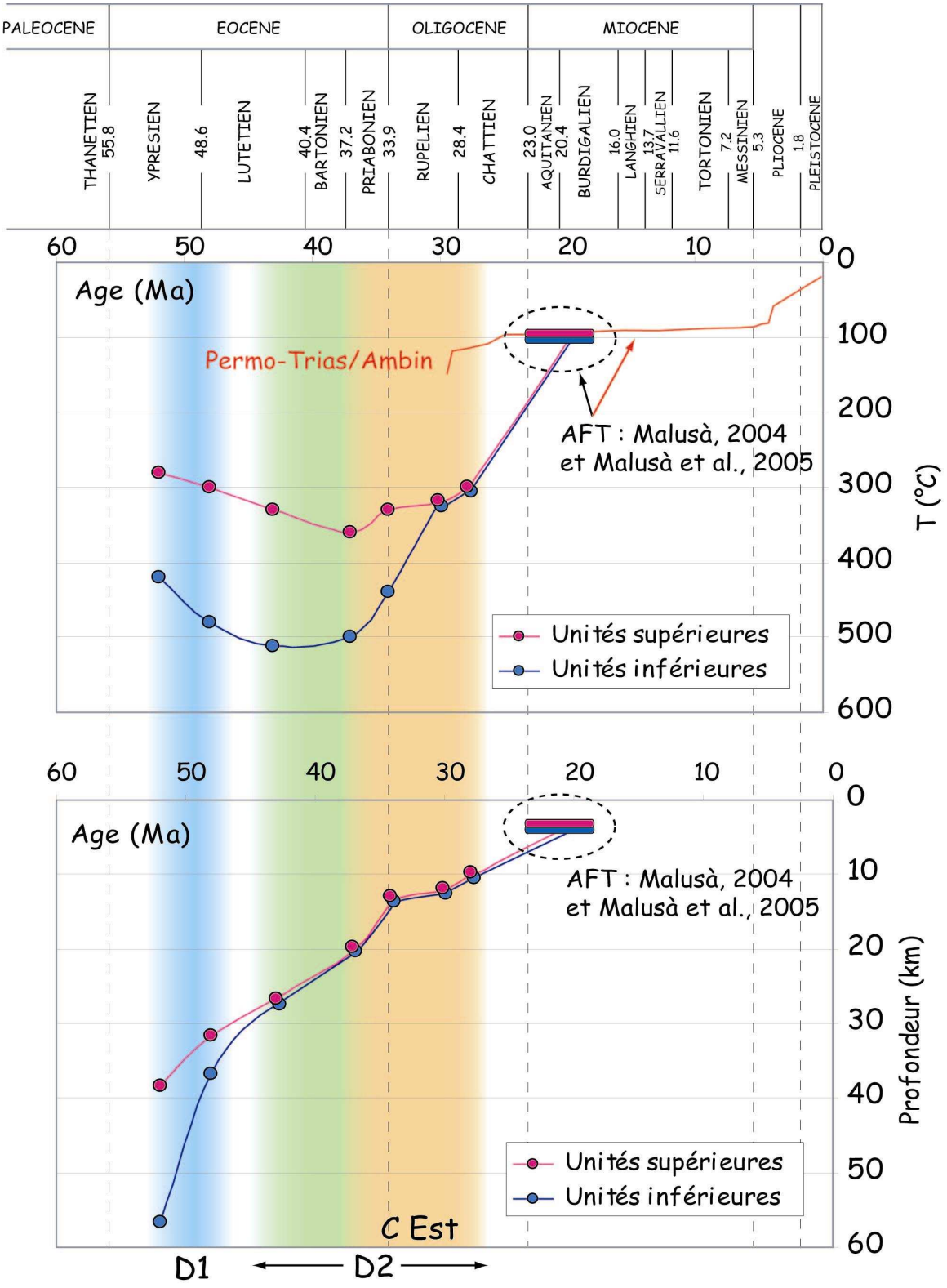


Figure VI- 4

Diagrammes température-temps et profondeur-temps, calculés pour les unités supérieures (couverture + sommet du socle) et inférieures (socle) du massif de Vanoise Sud, et comparaison aux données de traces de fission sur apatite de Malusà (2004) et Malusà et al. (2005) pour le massif d'Ambin (socle et couverture). Ces deux graphiques montrent respectivement les taux de refroidissement et les taux d'exhumation des unités.

Entre la fin de l'événement D1 et la juxtaposition des unités, les vitesses d'exhumation des unités de HP sont élevées : respectivement 2.5 km/Ma et 1.2 km/Ma pour les unités inférieures et supérieures. Entre 38 Ma (âge moyen du pic thermique D2) et 28 Ma (dernières déformations ductiles), les unités inférieures et supérieures ont été exhumées le long d'un gradient chaud (35°C/km), à des vitesses de refroidissement élevées (respectivement égales à 20°C/Ma et 6°C/Ma).

En considérant les dernières déformations ductiles (calculées en Vanoise Sud et dans l'Ambin) que nous datons vers 28 Ma, et leurs conditions P-T associées (3kbar et 300°C), nous pouvons localiser l'ensemble des unités de socle et de couverture entre 8.5 et 10 km de profondeur au milieu de l'Oligocène (28Ma).

Les seules données concernant la période postérieure à 28 Ma, proviennent des travaux de Malusà (2004) et Malusà et al. (2005) par la méthode des traces de fission sur apatite. Les âges obtenus dans la couverture et le socle profond du massif d'Ambin, se situent entre 18 et 23 Ma (Miocène inférieur). En considérant un gradient géothermique chaud (35°C/km) pour l'exhumation tardive des unités, la température de fermeture de l'apatite (100 ±20°C) correspond à une profondeur de 2,5 à 3 km. L'ensemble des unités de couverture et de socle du massif ont donc été exhumées rapidement jusqu'à la période 18-23 Ma (Miocène inférieur), le long d'un gradient de refroidissement élevé.

Ces valeurs permettent de proposer, entre 28Ma et l'intervalle 18-23 Ma, une vitesse d'exhumation élevée (entre 0.6 et 1.5 km/Ma), pour l'ensemble des unités de socle et de couverture. Les vitesses de refroidissement correspondantes se situent entre 20 et 40°C/Ma.

Les données récentes de traces de fission sur apatite de Malusà et al. (2005), obtenues sur un échantillon du Permo-Trias d'Ambin, montrent qu'à la suite du fort refroidissement oligocène et miocène inférieur, la couverture d'Ambin enregistre une période de stabilité thermique entre 25 et 5 Ma (vitesse associée : 1°C/Ma).

Pouvons-nous étendre ces dernières observations (post-28 Ma) à la couverture de Vanoise Sud et au reste du socle ? Aucune donnée géochronologique ne vient conforter ni réfuter ces observations.

Le modèle de refroidissement calculé par Malusà et al. (2005) pour l'échantillon du Permo-Trias/A, propose que la période de stabilité thermique miocène soit suivie par une accélération tardive des vitesses d'exhumation (et de refroidissement), sur la période 5-0 Ma (0.6 km/Ma au cours du Quaternaire). Cet événement est associé par Tricart et al. (2007) au rajeunissement des reliefs dans la région, en réponse à une forte incision des vallées. Cette hypothèse est confortée par l'augmentation brutale du volume de sédiments détritiques mobilisés entre 5Ma et l'actuel, dans l'ensemble des Alpes Occidentales et Suisses (Kuhlemann, 2000).

Perspectives :

Le couplage des données structurales et thermobarométriques, aux datations Ar-Ar in situ, nous permet de contraindre avec précision l'exhumation des unités de haute-pression de Vanoise Sud et d'Ambin. Il apparaît nécessaire d'utiliser une démarche identique sur le reste des unités des Alpes Occidentales, afin d'intégrer l'ensemble des données P-T-t-déformation dans un modèle d'évolution géodynamique de la chaîne alpine.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Adams, C. J. D., 1975: New Zealand K-Ar list—2. New Zealand journal of geology and geophysics 18: 443—468.

Agard P., 1999. Evolution métamorphiques et structurales des métapélite océaniques dans l'orogène Alpin :l'exemple des Schistes Lutrés des Alpes occidentales (Alpes cotiennes). Thèse non publiée, Paris 6, 300p.

Agard P., Jolivet L. & Goffé B., 2001. Tectonometamorphic evolution of Schistes Lustrés complex : implications for the exhumation of HP and UHP rocks in the western Alps. Bull. Soc. Geol. France, tome 172, n° 5, pp 617-636.

Agard P. Lemoine M., 2003. Visage des Alpes : Structure et évolution géodynamique, Commission de la Carte Géologique du Monde, 24 pl., 50 p.

Agard P., Monié P., Jolivet L. & Goffé B., 2002. Exhumation of the Schistes Lustrés complex : in situ laser probe 40Ar/39Ar constraints and implications for the Western Alps. J. metamorphic Geol., vol. 20, P. 599-618.

Agard P., Labrousse L., Elvevold S. & Lepvrier C., 2005. Discovery of Paleozoic Fe-Mg carpholite in Motalafjella, Svalbard Caledonides : A milestone for subduction-zone gradients. Geology, 33(10), 761-764.

Amato J.M., Johnson C.L., Baumgartner L.P. & Beard B.L., 1999. Rapid exhumation of the Zermatt-Saas ophiolite deduced from high-precision Sm-Nd and Rb-Sr geochronology. Earth and Plan. Sci. Let., 171, 425-438.

Argand E., 1911. Sur la repartition des roches vertes mésozoïques dans les ALPES Pennines avant la formation des grands plis couchés. Extrait des procès verbaux de la Société vaudoise des sciences nat.

Argand E., 1916. Sur l'Arc des Alpes Occidentales. Eclogae. Geol. Helv., 14, 145-191.

Arnaud N.O. & Kelley S.P., 1995. Evidence for excess argon during high pressure metamorphism in the Dora Maira massif (western Alps, Italy), using an ultra-violet laser ablation microprobe 40Ar-39Ar tecnhnique. Contrib. Mineral. Petrol., 121, 1-11.

Augier R., 2004. Evolution tardi-orogénique des Cordillères Bétiques (Espagne) : apports d'une etude intégrée. Thèse de l'université Pierre et Marie Curie (Paris 6), 400p.

Augier, R., Agard, P., Monié, P., Jolivet, L., Robin, C. & Booth-Rea, G., 2005. Exhumation, doming and slab retreat in the Betic Cordillera (SE Spain) : in situ 40Ar/39Ar ages and P–T–d–t paths for the Nevado-Filabride complex. Journal of Metamorphic Geology, 23(5), 357-381.

Baldwin, S. L., & G. S. Lister, 1998. Thermochronology of the South Cyclades Shear Zone, Ios, Greece: the effects of ductile shear in the argon partial retention zone (PRZ), Journal of Geophysical Research, 103(B4), 7315-7336.

Balestrieri M.L., Bigazzi G., Cadoppi R. & Sacchi R., 1999. Studio preliminare di alcuni campioni di ortoderivati provenienti dalla Val di Susa, mediante il metodo trace di fissione su apatite. Rapport Alpes Tunnel, 14 p.

Barnicoat A.C., Rex D.C., Guise P.G. & Cliff R.A., 1995. The timing of and nature of greenschist facies deformation and metamorphism in the upper Pennine Alps. Tectonics, 14, 279-293.

Baudin T., 1987. Etude géologique du Massif du Ruitor (Alpes franco-italiennes) : Evolution structurale d'un socle briançonnais. Th. Univ. Grenoble I, 259p.

Beach, A., 1982. Strain analysis in a cover thrust zone, external French Alps. Tectonophysics, 88(3-4): 333-346.

Berman, R.G., 1988. Internally-Consistent Thermodynamic Data for Mineral in the system Na2O-K2O-CaO-MgO-FeO-Fe2O3-Al2O3-SiO2-TiO2-H2O-CO2. J. Petrol., 29, 445-522.

Berman, R. G., 1991. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations : a new technique, with petrological applications. The Canadian Mineralogist, 29, 833-855.

Berman R.G. & Perkins E.H., 1987. GEO-CALC : a software for calculation and display of pressure-temperature-composition phase diagrams. Am. Mineral., 72, 861-862.

Bernard S., Benzerara K., Beyssac O., Menguy N., Guyot F., Gordon E. Brown Jr. & Goffé B., 2007. Exceptional preservation of fossil plant spores in high-pressure metamorphic rocks. Earth and Planetary Science Letters, 262(1-2): 257-272.

Bertrand, J.M., Pidgeon, R.T., Leterrier, J., Guillot, F., Gasquet, D. & Gattiglio, M., 2000. SHRIMP and IDTIMS U-Pb zircon ages of the pre-Alpine basement of the Internal Western Alps (Savoy and Piemont). Schweiz. Mineral Petrogr. Mitt., 80, 225-248.

Beyssac O., Goffé B., Chopin C. & Rouzaud N., 2002a. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. Journal of Metamorphic Geology., v. 20, p. 859-871.

Beyssac O., Rouzaud J.N., Goffé B., Brunet F. & Chopin C., 2002b. Characterization of high-pressure, low-temperature graphitization: a Raman microspectroscopy and HRTEM study.Contributions to Mineralogy and Petrology, 143, 19-31.

Bonhomme M.G., Saliot P. & Pinault Y., 1980. Interpretation of potassium-argon isotopic data related to metamorphic events in south-Western Alps. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 60, 81-98.

Bocquet (Desmons) J., 1974a. Le socle briançonnais de Vanoise (Savoie) : arguments en faveur de son âge anté-alpin et de son poly-métamorphisme. C.R. Acad. Sci. Paris, D, v. 278, p. 2601-2604.

Bocquet (Desmons) J., 1974b. Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse d'Etat, Grenoble. 489p.

Bocquet (Desmons) J., Delanoye M., Hunziker J.C., & Krummenacher D., 1974. K-Ar et Rb-Sr dating of Blue Amphiboles, Micas, and associated minerals from the Western Alps. Contr. Mineral. Petrol., 47, p. 7-26.

Boillot, G. & Capdevila R., 1977. The Pyrenees: Subduction and collision? Earth Planet. Sci. Lett., 35, 151– 160.

Borghi, A., Caddoppi, P., Porro, A. & Sacchi, R., 1985. Metamorphism in the north part of the Dora-Maira Massif (Cottian Alps). Boll. Mus. Reg. Sci. Nat. Torino, 3, 369-380.

Borghi, A, Compagnoni, R. & Sandrone R., 1994. Evoluzione termo-tettonica alpina del settore settentrional del massicio del Gran Paradiso (Alpi Occidentali). Atti Tic. Sci. Terra (Serie speciale), 1, 137-152.

Borghi A., Gattiglio M., Mondino F. & Zaccone G., 1999. Structural and metamorphic evidences of pre-Alpine basement in the Ambin nappe (cottian Alps, Italy). Mem. Soc. Geol., Padova, 51, 205-220.

Bousquet R., Goffé B., Vidal O., Oberhänsli R. & Patriat M., 2002. The tectono-metamorphic history of the Valaisan Domain from the Western to the Central Alps; new constraints on the evolution of the Alps. Geological Society of America Bulletin, 114(2), 207-225.

Bowtell S. A., Cliff R. A. & Barnicoat A. C., 1994. Sm-Nd isotopic evidence on the age of eclogitization in the Zermatt-Saas ophiolite. J. Metamorphic Geol., 12, 187-196.

Brandon, M. T., Roden-Tice M.K., & Garver J.I., 1998. Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State, Geol. Soc. Am. Bull., 110, 985 – 1009.

Brereton, N.R., 1970. Corrections for interfering isotopes in the40Ar/39Ar dating method. Earth and Planetary Science Letters, 8(6): 427-433.

Brouwer, F. M., Van de Zedde, M.J.R., Wortel, M.J.R. & Vissers, R.L.M., 2004. Late-orogenic heating during exhumation: Alpine PTt trajectories and thermomechanical models. Earth and Planetary Science Letters 220, 185-199.

Bucher, S., Schmid, S.M., Bousquet, R. & Fugenschuh, B., 2003. Late-stage deformation in a collisional orogen (Western Alps): nappe refolding, back-thrusting or normal faulting?, pp. 109-117.

Caby R. & Bonhomme G., 1982. Whole-rock and fine fraction K-Ar isotopic study of radiolarites affected by the alpine metamorphism. 5th International Conference on Geochemistry and Isotope Geology, International Geological Congress, Tokyo.

Caby R., 1996. Low-angle extrusion of hight presure rock between outward and inward displacement of middle Pennimic units in the Western Alps. Eclogae geol. Helv., 89, 229-268.

Callegari E., Sacchi R., Bovo S., & Torassa G., 1980. Osservazioni strutturali sul versante italiano del massico di Ambin (Alpi Graie). Bolletino della Societa Geologica Italiana., 99, 395-404.

Caron J.M., 1977. Lithostratigraphie et tectonique des Schistes Lustrés dansles Alpes cotiennes septentrionales (France & Italie). Bull. Soc. Géol. France, 16, 255-268.

Cartwright I. & Barnicoat A.C., 2002. Petrology, geochronology and tectonics of shear zones in the Zerlatt-Saas and Combin zone of the Western Alps. J. Metamorphic Geol., 20, 263-281.

Ceriani S., Fügenschuh B. & Schmid S.M, 2001. Multi-stage thrusting at the 'Penninic Front' in the Western Alps between Mont Blanc and Pelvoux massifs, International Journal of Earth Sciences, 90, pp. 685–702.

Challandes N., Marquer D. & Villa I., 2003. Dating the evolution of C-S microstructures : a combined 40Ar-39Ar step-heating and UV laserprobe analysis of the Alpine Roffna shear-zone. Chemical Geol., 197, 3-19.

Chalot-Prat, F., Ganne, J. & Lombard, A., 2003. No significant element transfer from the oceanic plate to the mantle wedge during subduction and exhumation of the Tethys lithosphere (Western Alps). Lithos, 69(3-4): 69-103.

Champagnac J.D., Sue C., Delacou B. & Burkhard M., 2004. Brittle deformation in the inner NW Alps: from early orogen-parallel extrusion to late orogen-perpendicular collapse. Terra Nova, 16(4), 242.

Chatterjee, N.D., 1991. Applied mineralogical thermodynamics. Springer-Verlag, Berlin, 321p.

Chopin, C., Henry, C. & Michard, A., 1991. Geology and petrology of the coesite-bearing terrain, Dora Maira massif, Western Alps. European Journal of Mineralogy, 3: 263-291.

Chopin C. & Maluski H., 1980. 40Ar/39Ar dating of high-pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso area (Western Alps) : evidence against the blocking temperature concepts. Contrib. Mineral. Petrol., 74, 109-122.

Chopin C. & Monié P., 1984. A unique magnesiochloritoid-bearing high-pressure assemblage from the Monte Rosa, Western Alps : petrologic and 40Ar/39Ar radiometric study. Contrib. Mineral. Petrol., 87, 388-398.

Choukroune, P., Ballèvre, M., Cobbold, P., Gautier, Y., Merle, O. & Vuichard, J.-P. 1986. Deformation and motion in the Western Alpine arc. Tectonics, 5 : 215-226.

Clark S. P. & Niblett E. R., 1956. Terrestrial heat flow in the Swiss Alps, Mon. Not. R. Astron. Soc., 7/4, 176 – 195.

Cliff R.A., Barnicoat A.C. & Inger S., 1998. Early tertiary eclogite facies metamorphism in the Monviso ophiolite. J. Metamorphic Geol., 16, 447-455.

Cortiana G., Dal Piaz G.V., Del Moro A., Hunziker J.C. & Martin S., 1998. 40Ar/39Ar and rb-Sr dating of the Pillonet klippe and Sesia Lanzo basal slice in the Ayas Valley and evolution of the austro-alpine-piemont nappe stack. Memori di Scienze Geologice del' Universitu di Padova, 50, 177-194.

Crouzet, C., Rochette, P., Ménard, G., Prévot, M., 1997. Acquisition d'aimantations thermorémanentes partielles successives portées par la pyrrhotite monodomaine lors du refroidissement de la zone dauphinoise interne (Alpes occidentales, France). C. R. Acad. Sci. Paris, II 325, 643–649.

Dalla Torre M., Livi J.T.K., Veblen D. & Frey, M., 1996. White K-mica evolution from phengite to muscovite in shales and shale matrix melange, Diablo Range, California. Contrib. Mineral. Petrol., 123, 390-405.

Dal Piaz, G.V., 1971. Nuovi ritrovamenti di cianite alpina nel cristallino antico del Monte Rosa. Ren. Soc. It. Min. Petr., 27, 437-477.

Dal Piaz, G.V., 1974. Le métamorphism de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apenninique (2ème partie). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 54, 399-424.

Dal Piaz G., Cortiana G., Del Moro A., Martin S., Pennacchioni G. & Tartarotti P., 2001. Tertiary age and paleostructural inferences of the eclogitic imprint in the Austroalpine outliers and Zermatt-Saas ophiolite, western Alps. International Journal of Earth Sciences, 90(3): 668-684.

Debelmas J., Desmons J., Ellenberger F., Goffé B., Fabre J., Jaillard E. & Pachoud A., Notice explicative, 1989. Carte Géol. France (1/50 000), feuille Modane (775)-Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 53p.

Debelmas J., Shade J., Fabre J., Detraz G., Jaillard E., Accarie H, Goffé B., Lister G., Ménard G., Dondey H., Landès B., Fubral S. & Pachoud A., 1988. Carte Géol. France (1/50 000), feuille Modane (775)-Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières.

Deer, W. A.; Howie, R. A.; Zussman, J. 1966. An introduction to the rock-forming minerals. Harlow, Longman. 528 p.

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. Geophysical Journal International, 158(2), 774.

Delaloye M. & Desmons J., 1976. K-Ar ages determinations of white micas of the Piemont zone, French-Italian Western Alps. Contrib. Mineral. Petrol., 57, 97-303.

Desmons J., 1977. Mineralogical and petrological investigations of Alpine metamorphism in the internal French Western Alps. American Journal of Science, 277, pp. 10451066.

Desmons J., 1989. Different metamorphic evolution in the Alpine-Apenninic ophiolites (France-Italy-Switzerland-Austria). Chemical Geol., 77, 229-250.

Desmons J. & Fabre J., 1988. Contribution à la connaissance pétrographique du Mont Pourri (Savoie, France) ; Conséquences structurales. Géologie Alpine, 64, 13-26.

Desmons J. & Mercier D. 1993. Passing through the Briançon zone. In : Von Raumer J. & Neubauer F., (eds) : Pre-Mesozoic Geology in the Alps Springer-Verlag, Heidelberg, 279-295.

Deville E., 1986. La klippe de la Pointe du Grand Vallon (Vanoise-Alpes occidentales française, Savoie) : un lambeau de métasédiments à foraminifères du Maastrichtien supérieur couronnant les nappes de « Schistes Lustrés », C.R. Acad. Sci. Paris, 303, 1222-1226.

Deville E., 1987. Etude géologique en Vanoise orientale (Alpes occidentales française, Savoie). De la naissance à la structuration d'un secteur de la paléo-marge européenne et de l'océan tethysien: aspects stratigraphiques, pétrographiques et tectoniques. Thèse non publiée, Chambery, 297 p.

Deville E., Fudral S., Lagabrielle Y., Marthaler M. & Sartori M., 1992. From oceanic closure to continental collision : synthesis of the “ Schistes Lustrés ” metamorphic complex of the Western Alps. Geol. Soc. Amer. Bull., 104, 127-139.

Dodson, M. H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems, Contrib. Mineral. Petrol., 40, 259 – 274.

Dodson, M.H. & Rex, D.C. 1971. Potassium-argon ages of slates and phyllites from southwest England. Quarterly Journal of the Geological Society, London, 126, 465- 499.

Dondey H., 1986. Etude géologique des unités de Vanoise méridionale, de Pralognan à Aussois (Alpes de Savoie). Thèse non publiée, Grenoble, 235p.

Duchêne, S., Blichert-Toft, J., Luais, B., Telouk P., Lardeaux, J.M. & Albarède, F., 1997a. The Lu-hf of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism. Nature, 387, 586-588.

Duchêne S., Lardeaux J.M. & Albarède F., 1997b. Exhumation of eclogites : insights from depth-time path analysis. Tectonophysic, 280, 125-140.

Dunlap, W.J., 1997. Neocrystallization or cooling ? 40Ar-39Ar ages of white micas from low-grade mylonites. Chemical Geol., 143, 181-203.

Duyster J., 2000. StereoNett version 2.46, Rurh University, Bochurn, Germany.

Ellenberger F., 1958. Etude géologique du pays de Vanoise (Savoie). Mémoire Explicatif de la Carte Géologique de France, 561pp.

Ellenberger F., 1966. Le Permien du Pays de Vanoise. In : Atti del Symposium sul Verrucano Pisa, settembre 1965. Soc. Toscana di Scienze Naturali, Pisa, 170-211.

Ernst, W. E., 1971. Petrologic Reconnaissance of Franciscan Metagraywackes from the Diablo Range, Central California Coast Ranges. Journal of Petrology, 12(2), 413-437.

Ernst, W. G., 1993. Metamorphism of Franciscan tectonostratigraphic assemblage, Pacheco Pass area, eastcentral Diablo Range, California Coast Ranges. Geological Society of America Bulletin, 105, 618-636.

Florineth D. & Froitzheim N. 1994. Transition from continental to oceanic basement in the Tasna nappe (Engadine window, Graubünden, Switzerland): evidence for Early Cretaceous opening of the Valais ocean. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 74, 437–448.

Freeman S. R., Butler R. W. H., Cliff R. A., Inger S. & Barnicoat T. A. C., 1998. Deformation migration in an orogen-scale shear zone array; an example from the basal Brianconnais thrust, internal Franco-Italian Alps. Geological Magazine; 135: 349 - 367.

Freeman S.R., Inger S., Butler R.W.H. & Cliff R.A., 1997. Dating deformation using Rb-Sr in white mica: greenschist facies deformation ages from the Entrelor shear zone, Italian Alps. Tectonics, 16, 57-76.

Frey, M., Hunziker, J.C., Jäger, E. & Stern, W.B., 1983. Regional distribution of white K-mica polymorphs and their phengite content in the central Alps. Contributions to Mineralogy and Petrology, 83: 185-197.

Frisch W., 1979. Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. Tectonophysics 60, 121–139.

Fudral S., 1996. Etude géologique de la bordure Théthysienne dans les Alpes franco-italienne nord-occidentales, de la Doire Ripaire (Italie) à la région de Bourg Saint Maurice (France). Géol. Alpine. Grenoble, Mém. Hors série, 29, 306p.

Fudral S., Deville E. & Marthaler M., 1987. Distinction de trois unités dans les « Schistes Lustrés » compris entre la Vanoise et le Val de Suse (Alpes franco-italienne septentrionales) : aspects lithostratigraphiques, paléogéographiques et géodynamiques. C. R. Acad. Sci. Paris, 305, II, 467-472.

Fudral S., Deville E., Pognante U., Gay M., Fregolent G., Lorenzoni S., Robert D., Nicoud G., Black C., Jayko A., Jaillard E., Bertrand J.M., Forno M.G. & Massazza G., 1994. Lanslebourg - Mont d'Ambin. Carte géologique au 1/50 000. Ministère de l'Industrie, BRGM.

Fügenschuh B., Loprieno A., Ceriani S. & Schmid S.M., 1999. Structural analysis of the Subbrianconnais and Valais units in the area of Moutiers (Savoy, Western Alps): paleogeographic and tectonic consequences. Int. J. Earth Sci, 88, 201-218.

Fügenschuh B. & Schmid S.M., 2003. Late stages deformation and exhumation of an orogen constrained by fission-track data: a case study in the Western Alps, GSA Bulletin, 115, 11, p.1425-1440.

Gabalda S., Joliet L., Beyssac O., soumis. Detailed temperature of metamorphic structures in Western Alps.

Ganne J., 2003. Les dômes de socles HP-BT dans le domaine pennique des Alpes nord-occidentales (massif d'Ambin et de Vanoise sud) : modalité de leur exhumation, Thèse, Université de Savoie, Chambery, 542p.

Ganne J., Bussy, F. & Vidal O., 2003. Multi-stage garnet in the internal Briançonnais basements (Ambin and South Vanoise massifs): new petrological constraints on the blueschist-facies metamorphism in the Western Alps and tectonic implications. Journal of Petrology, v. 44, p. 1281-1308.

Ganne, J., Bertrand, J.-M. & Fudral, S., 2004. Geometry and kinematics of early Alpine nappes in a Briançonnais basement (Ambin Massif, Western Alps). Comptes Rendus Geosciences, 336(13): 1219-1226.

Ganne, J., Bertrand, J.M. & Fudral, S., 2005. Fold interference pattern at the top of basement domes and apparent vertical extrusion of HP rocks (Ambin and South Vanoise massifs, Western Alps). Journal of Structural Geology, 27(3): 553-570.

Ganne, J., Marquer, D., Rosenbaum, G., Bertrand, J.-M. & Fudral, S., 2006. Partitioning of deformation within a subduction channel during exhumation of high-pressure rocks: a case study from the Western Alps. Journal of Structural Geology, 28(7): 1193-1207.

Ganne J., Bertrand J.M., Fudral S., Marquer D. & Vidal O., 2007. Structural and metamorphic evolution of the Ambin Massif (Western Alps); toward a new alternative exhumation model for the Brianconnais Domain. Bulletin de la Société Géologique de France (Novembre 2007), 178(6):437-458.

Gay M., 1970. Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes Lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution paléographique anté-alpine. Bull BRGM (2ème série), sect. 1, n°3, p. 5-81.

Gay M., 1971. Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes Lustrés (Alpes franco-italiennes). Thèse d'état. Lyon, 296p., non publiée.

Gay M., 1972. Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes Lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution structurale. Evolution métamorphique. Archives des Sciences (de Genève), 25, 5-100 et 165-214.

Gebauer D., Schertl H.P., Brix M. & Schreyer W., 1997. 35 Ma-old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora Maira Massif, Western Alps. Lithos, 41, 5-24.

Ghosh S.K. & Ramberg H., 1976. Reorientation of incluions by combination of pure shear and simple shear, 1976. Tectonophysics 34 (1–2), pp. 1–70.

Gignoux M. & Moret L., 1934. Les grandes subdivisions des Alpes françaises. Ann. Géogr.,, t.43, n° 244, p. 337-363.

Gignoux M. & Moret L., 1938. Description géologique du bassin supérieur de la Durance. Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, t, 21, 215·p, 30 fig., 9 pl

Gillet, P., Goffe, B., 1988. On the significance of aragonite occurrences in the western Alps. Contrib. Mineral. Petrol. 99, p. 70-81.

Giorgis D., Cosca M. & Li S.G., 2000. Distribution and significance of extraneous argon in UHP eclogite (Sulu terrain, China): insight from in situ Ar/Ar UV-laser ablation analysis. Earth Planet. Sci. Lett. 181 4, pp. 605–615.

Goffé B., 1975. Etude structural et pétrographique du versant occidentale du massif paléozoïque de Chasseforêt (Vanoise méridionale), Thèse non publiée, Paris, 110 p.

Goffé B., 1977. Succession de subfaciès métamorphiques en Vanoise méridionale (Savoie). Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 62, p.23-41.

Goffé, B. & Velde, B., 1984. Contrasted metamorphic evolutions in thrusted cover units of the Briançonnais zone (French Alps): A model for the conservation of HP-LT metamorphic mineral assemblages. Earth and Planetary Science Letters, 68(2): 351-360.

Goffé, B., Baronnet, A. & Morin, G., 1994. La saliotite, interstratifié régulier 1:1 cookéite/paragonite : nouveau phyllosilicate du métamorphisme de haute pression et basse température. European Journal of Mineralogy, 6(6), 897-911.

Goguel J., 1955. Précisions nouvelles sur les écailles de la couverture du massif d'Ambin. B. soc Géol France, série 6, t. 5, fasc. 1 et 3, p. 65-76.

Goguel J. & Ellenberger F., 1952. La série mésozoïque de la couverture du massif d'Ambin. CR somm SGF, Acad. Sci. Paris, 262-264.

Gordon, T. M., 1973. Determination of internally consistent thermodynamic data from phase equilibrium experiments. Journal of Geology, 81, 199-208.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Agterberg F.P., Bleeker W., Cooper R.A., Davydov V., Gibbard P., Hinnov L.A., House, M.R., Lourens, L., Luterbacher H-P., McArthur J., Melchin M.J., Robb L.J., Shergold J., Villeneuve M., Wardlaw B.R., Ali J., Brinkhuis H., Hilgen F.J., Hooker J., Howarth R.J., Knoll A.H., Laskar J., Monechi S., Powell J., Plumb K.A., Raffi I., Röhl U., Sanfilippo A., Schmitz B., Shackleton N.J., Shields G.A., Strauss H., Van Dam J., Veizer J., van Kolfschoten, Th., Wilson, D., 2004. 500 A Geologic Time Scale 2004.

Grasty R.L. & Mitchel J.G., 1966. Single sample potassium-argon ages using the omegatron. Earth and Planetary Science Letters, Volume 1, Issue 4, p. 248-248.

Gréber C., 1965: Flore et stratigraphie du Carbonifère des Alpes françaises. Mém. Bur. Rech. Géol. Min. 21, 380 pp.

Guillot F. & Raoult J.F., 1984. Permien et base du Trias en Vanoise septentrionale: données nouvelles et hypothèses (zone briançonnaise interne, Alpes françaises). Annales de la Société géologique du Nord, 104, pp. 183-192.

Hammerschmidt K., Schertl H.P., Friedrichsen H. & Schreyer W., 1992. Überschuss-Argon während der retrograden Metamorphose der Ultrahochdruck-Gesteine des Dora-Maira Massivs, italienische Westalpen. *Eur. J. Mineral.* **4**, p. 112 Beihefte; Berichte der deutschen Mineralogischen Gesellschaft.

Hames, W.E. & Bowring, S.A., 1994. An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite. Earth and Planetary Science Letters, 124: 161-167.

Hames, W.E. & Cheney, J.T., 1997. On the loss of 40Ar from muscovite during polymetamorphism. Geochim. Cosmochim. Acta, 61, 3863-3872.

Hames, W.E. & Hodges, K.V., 1993. Laser 40Ar-39Ar evaluation of slow cooling and episodic loss of 40Ar from a sample of polymetamorphic muscovite. Science, 261, 1721-1723.

Handy, M. & Oberhänsli R., 2004. Age Map of the Metamorphic Structure of the Alps - Tectonic Interpretation and Outstanding Problems. In: Explanatory Notes to the Map: Metamorphic Structure of the Alps. edited by R. Oberhänsli. Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, 149, 97-121.

Harper, C. T. 1964: Potassium-argon dating of slates and their geological significance. Nature 203: 468.

Harper, C. T. & Landis, C. A. 1967. K-Ar ages from regionally metamorphosed rocks, South Island, New Zealand. Earth and planetary science letters 2: 419^29.

Helgeson, H. C., Delany, J. M., Nesbitt, H. W. & Bird, D. K., 1978. Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. American Journal of Science, 278(A), 1-221.

Henry C., Michard A. & Chopin, C., 1993. Geometry and Structural Evolution of Ultra-High-Pressure and High-Pressure Rocks from the Dora-Maira Massif, Western Alps, Italy. J. Structural Geol., 15, 965-981.

Hermann, F., 1938. Carte géologique des Alpes occidentales (avec une légende et une notice explicative). Wepf, Basel.

Holland T.J.B., & Powell R., 1990. An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations : the system K2O-Na2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Al2O3-TiO2-SiO2-C02-H2O. J. Metamorphic Geol., 8, 89-24.

Holland T.J.B. & Powell R., 1998. An internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, J. Metamorphic Geol., 16, 309-343.

Houfflain, B. & Caby, R., 1987. Rétrocharriages précoces en climat Schistes bleus à Lawsonite-grenat : La"bande d'Acceglio-Longet" (Alpes Cottiennes). Comptes rendus de l'académie des Sciences de Paris, 309(II), 199-204.

Hunziker, J.C., Desmons, J. & Hurford, A.J., 1992. Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven maps. Mémoires de Géologie, 13, Lausanne, 59p.

Hurford A. J., 1990. Standardization of fission track dating calibration : recommandation by the Fission Track Working Group of the IUGS Subcommission on Geochronology. Chemical Geol., 80, 171-178.

Hurford A.J., Flisch M. & Jäger E., 1989. Unravelling the thermo-tectonic evolution of the Alps : a contribution from fission-track analysis and mica dating. In “Alpine tectonic”, Special publication, 45 (eds. Coward, M., Dietrich, D. & Park, R. G.), Geol. Soc., 369-398.

Inger S., Ramsbotham W., Cliff R.A. & Rex D.C., 1996. Metamorphic evolution of the Sesia-Lanzo Zone, Western Alps: Time constraints from multisystemgeochronology. Contrib. Mineral. Petrol., 126, 152-168.p.

Jaeger, E., 1979. The Rb-Sr Method. p. 13f in Jaeger, E. and J. C. Hunziker, Lectures in Isotope Geology. Springer- Verlag, Berlin.

Jahn, B., Caby, R. & Monié, P., 2001. The oldest UHP eclogites of the world : Age of UHP metamorphism, nature of protoliths and tectonic implications. Chemical Geol., 178, 143-158.

Jaillard E., Dondey H. & Debelmas J., 1986. Reconstitutions paléogéographiques de la zone briançonnaise de Vanoise (Alpes occidentales) : nouveaux arguments pour une origine intra-briançonnaise de l'unité de la Grande Motte. C. R. Acad . Sc. Paris, 302, Série II , 17, p. 10911094.

Kirschner, D.L., Cosca, M.A., Masson, H. & Hunziker, J.C., 1996. Staircase 40Ar/39Ar spectra of fine-grained white mica: Timing and duration of deformation and empirical constraints on argon diffusion. Geology, 24: 747-750.

Kramar, N., Cosca, M.A. & Hunziker, J.C., 2001. Heterogeneous 40Ar* distributions in naturally deformed muscovite: in situ UV-laser ablation evidence for microstructurally controlled intragrain diffusion. Earth and Planetary Science Letters, 192(3): 377-388.

Kuhlemann, J., 2000. Post-collisional sediment budget of circum- Alpine basins (Central Europe). Mem. Sci. Geol. Padova 52, 1 – 91.

Kuhlemann J. & Kempf O., 2002. Post-Eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin and its response to Alpine tectonics. Sed. Geol. 152, p. 45–78.

Lacassin, R., 1989. Plate-scale kinematics and compatibility of crustal shear zones in the Alps. Geological Society Special Publications, 45, 339-352.

Laffitte P. & Goguel J., 1952. Observations préliminaires sur le massif d'Ambin. Bull. Soc. Géol. France, série 6, II, 575 – 595.

Lallemand, S., Huchon, P., Jolivet, L. & Prouteau, G., 2005. Convergence lithospérique. Société Géologique de France -Vuibert.

Lapen, T.J., Johnson, C.M., Baumgartner, L.P., Mahlen, N.J., Beard, B.L., Amato, J.M., 2003. Burial rates during prograde metamorphism of an ultra-high-pressure terrane: an example from Lago di Cignana, Western Alps, Italy. Earth and Planetary Science Letters 215, 57– 72.

Le Bayon, 2005. Evolution structurale et métamorphique d'une croûte continentale subductée (Grand Paradis, Alpes occidentales). Thèse, Université de Rennes.

Le Bayon, B. & Ballèvre, M., 2006. Deformation history of a subducted continental crust (Gran Paradiso, Western Alps): continuing crustal shortening during exhumation. Journal of Structural Geology, 28(5): 793-815.

Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kish H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., NickelL E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., UngarettiI L., Whittaker E.J.W. & Guo Youzhi, 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. Can. Mineral. V. 35, 219-246.

Lemoine M. & de Graciansky P.C., 1988. Histoire d'une marge continentale passive : les Alpes occidentales au Mésozoïque – Introduction. Bull. Soc.Géol. France, (8), 4, 597-600.

Lemoine, M., De Graciansky, P.-C. & Tricart, P., 2000. De l'océan à la chaîne de montagnes, tectonique des plaques dans les Alpes. Gordon and Breach Science Publishers.

Li, S.G., Wang, S.S., Chen, Y.H., Liu, D.L., Qiu, J., Zhou, H.X. & Zhang, Z.M., 1994. Excess argon in phengite from eclogite: evidence from dating of eclogite minerals by Sm-Nd, Rb-Sr and 40Ar/39Ar methods. Chemical Geology, 112: 343-350.

Liati, A., Gebauer, D., Fanning, C.M., 2003a. The youngest basic oceanic magmatism in the Alps (late Cretaceous; Chiavenna unit, Central Alps): geochronological constraints and geodynamic significance. Contributions to Mineralogy and Petrology, 146, 144– 158.

Liati, A., Gebauer, D., Froitzheim, N., Fanning, M., 2003b. Origin and geodynamic significance of metabasic rocks from the Antrona ophiolites (Western Alps): new insights from SHRIMP-dating. Geophysical Research Abstracts 5, 12648.

Liewig N., Caron J.M. & Clauer R., 1981. Geochemical and K-Ar isotopic behaviour of alpine sheet silicates during polyphased deformation. Tectonophysics, 78, 273-290.

Loprieno A., 2001. A combined structural and sedimentological approach to decipher the evolution of the Valais domain in Savoy, Western Alps. Diss. Geol.-Paläontol. Inst. Univ. Basel 18, 285 p.

Lorenzoni S., 1965. Studio geo-petrographico del versante italiano del massicio d'Ambin. M. Istit. Geol. Miner. Univ. Padova, 25, 88.

Lorenzoni S., 1968. Etude pétrologique du versant italien du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 48/1, 428-436.

Mak E.K., York D., Grieve R.A.F. & Dence M.R., 1976. The age of Mistastin Lake crater, Labrador, Canada. Earth Planet. Sci. Lett. 31, pp. 345–357

Malavielle J., 1982. Etude tectonique et microtectonique de la déformation ductile dans les grands chevauchement crustaux : exemple des Alpes franco Italiennes et de la Corse. Thèse non publiée, Montpellier, 508 p.

Malavieille, J. & Etchecopar, A., 1981. Ductile shear deformation of quartzite in an alpine crustal thrust (Ambin Massif). Tectonophysics, 78(1-4): 65-71.

Malavieille, J., Lacassin, R. & Mattauer M., 1984. Signification tectonique des linéations d'allongement dans les Alpes occidentales, Bull. Soc. Geol. Fr., 26, 895-906.

Malusà M., 2004. Post-metamorphic evolution of the Western Alps: Kinematic constraints from a multidisciplinary approach (geological mapping, mesostructural analysis, fission-track dating, fluid inclusion analysis), Thèse, Univ. de Turin – CNR-IGG, Turin, Italie, 320 p.

Malusà M., Mosca P., Borghi A. & Gattiglio M., 1999. Late tectonic evolution of the western part of the Ambin massif (western Alps). Workshop, Abstract, Tübingen.

Malusà M., Polino, R., Zattin, M., Bigazzi, G., Martin, S. & Piana, F., 2005. Miocene to Present differential exhumation in the Western Alps: insights from fission track thermochronology. Tectonics, 24, 23p., doi:10.1029/2004TC001782.

Maluski, H., 1977. Application de la méthode 40Ar - 39Ar aux minéraux des roches cristallines perturbées par des évènements thermiques et tectoniques en Corse, Montpellier (U.S.T.L., France), 113 pp.

Maluski, H., & Monié, P., 1988. 39Ar/40Ar laser probe multi-dating inside single biotites of a Variscan orthogneiss (Pinet, Massif Central, France), Chem. Geol., 73, 245-263.

Maluski, H., Monié, P., Kienast, J.R. & Rahmani, A., 1990. Location of extraneous argon in granulitic-facies minerals: A paired microprobe-laser probe 40Ar/39Ar analysis. Chemical Geology: Isotope Geoscience section, 80(3): 193-217.

Marchant, R.H. & Stampfli, G.M., 1997. Subduction of continental crust in the Western Alps. Tectonophysics, 269(3-4): 217-235.

Markley, M. J., Teyssier, C., Cosca, M. A., Caby, R., Hunziker, J. C. & M., S., 1998. Alpine deformation 40Ar/39Ar geochronology of synkinematic white mica in the Siviez- Mischabel Nappe, western Pennine Alps, Switzerland. Tectonics 17, 407-425.

Marthaler, M., Fudral, S., Deville, E. & Rampnoux, J.P., 1986. Mise en évidence du Crétacé supérieur dans la couverture septentrionale de Dora Maira, région de Suse, Italie (Alpes occidentales). Conséquences paléogéographiques et structurales. C. R. Acad. Sci. Paris, 302, 91-96.

Massonne, H.-J., 1995. Experimental and petrogenetic study of UHPM. In: Coleman, R.G. and Wang, X. Editors, 1995. Ultrahigh Pressure Metamorphism Cambridge University Press, Cambridge, pp. 33–95.

Massonne H.J., 1991. High-pressure, low-temperature metamorphism of pelitic and other protoliths based on experiments in the system K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O. Habilitation thesis, Ruhr Univ., Bochum, p. 172.

Massonne H.J & Schreyer W., 1987. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. Contrib. Mineral. Petrol, 96, 212-224.

McDougall I. & Harrison T.M., 1988. Geochronology and thermochronology by the $^{40}Ar/^{39}Ar$ method. In Oxford Univ. Press, p. 212.

Meffan-Main, S., Cliff, B., Barnicoat, A.C., Lombardo, B., & Compagnoni, R., 2004. A tertiary age for Alpine high-pressure metamorphism in the Gran Paradiso massif, Western Alps: a Rb–Sr microsampling study. Journal of Metamorphic Geology, 22, 267–281.

Mégard-Galli J. & Baud A., 1977. Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales. Données nouvelles et corrélations stratigraphiques. Bull. B.R.G.M. 2° S., sect.4, n°3, p. 233-250.

Ménard G. & Sabil S., 1998. Recherche d'accident réçents par trace de fission sur apatite: tunnel de base Maurienne-Ambin, secteur de la Pratz. Rapport Alpes Tunnel.

Michel R., 1953. Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes franco-italiennes), Thèse non publiée, Nancy, 287 p.

Michel R., 1956. Premiers résultats de l'étude pétrographique des schistes cristallins du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). C. R. som. Soc. Géol France, fasc. 9, p. 121-123.

Michel R., 1957. Le faciès à glaucophane dans le massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). C R somm Soc Géol France 6 (VII) p130-131.

Monié, P., 1984. Etude par la méthode 40Ar/39Ar de la redistribution de l'argon dans les minéraux des socles anciens repris par l'orogénèse alpine. Application de la géochronologie des massifs de l'Argentéra-Mercantour, du Mont Rose et de la Grande Kabylie. Unpublished Thesis, Montpellier., 206 p.

Monié P., 1985. La méthode 40Ar/39Ar appliquée au métamorphisme alpin dans le massif du Mont-Rose (Alpes occidentales) : chronologie détaillée depuis110 Ma. Eclogae Geol. Helv., 78, 487-516.

Monié P., 1990. Preservation of Hercynian 40Ar/39Ar ages through high-pressure low-temperature alpine metamorphism in the Western alps. European Journal of Mineralogy, 2, 343-361.

Monié P. & Chopin C., 1991. 40Ar/39Ar dating in coesite-bearing and associated units of the Dora-Maira massif, Western Alps. Eur. J. Mineral., 3, 239-262.

Monié P. & Philippot P., 1989. Mise en évidence de l'âge Eocène moyen du métamorphisme de HP dans la nappes eclogitique du Monviso (Alpes occidentales) par la méthode 40Ar/39Ar. C. R. Acad. Sci. Paris, 309, 245-251.

Müller, W., 2003. Strengthening the link between geochronology, textures and petrology. Earth and Planetary Science Letters, 206(3-4), 237-251.

Müller, W., Kelley, S. & Villa, I.M., 2001. Dating fautl-generated pseudotachylytes: comparaison of 40Ar/39Ar stepwise-heating, laser ablation and Rb-Sr microsampling analysis. Contrib. Mineral. Petrol., 144: 57-77.

Oberhänsli, R., Hunziker, J.C., Martinotti, G. & Stern, W.B., 1985. Geochemistry, geochronology and petrology of Monte Mucrone: and example of Eo-Alpine eclogitization of Permian granitoids in the Sesia-Lanzo zone, Western Alps, Italy. Chemical Geology 52, 165– 184.

Oberhänsli R., Bousquet R., Engi M., Goffé B., Gosso G., Handy M., Koller F., Lardeaux J.M., Polino R., Rossi P., Schuster R., Schwartz S. & Spalla I., 2004**.** Metamorphic structure of the Alps, Commission for the Geological Map of the World (CGMW), 1:1.000.000 scale.

Okay, A. I., 2002. Jadeite-chloritoid-glaucophane-lawsonite blueschists in north-west Turkey : unusually high P/T ratios in continental crust. Journal of Metamorphic Geology, 20(8), 757-768.

Paquette J. L., Chopin C. & Peucat J.J., 1989. U-Pb zircon, Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of high- to very-high pressure meta-acidic rocks from the Western Alps. Contrib. Mineral. Petrol., 101, 280-289.

Parra, T., Vidal, O. & Jolivet, L., 2002. Relation between the intensity of deformation and retrogression in blueschist metapelites of Tinos Island (Greece) evidenced by chlorite-mica local equilibria. Lithos, 63(1-2): 41-66.

Petitjohn F. J., 1957. Sedimentary Rocks. Harper & Row, New York, 718p.

Philippot, P. 1990. Opposite vergence of nappes and crustal extension in the French-Italian western Alps. Tectonics, 9, 1143-1163.

Platt J.P. & Lister G.S.L., 1985a. Structural history of high-pressure metamorphic rocks in the southern Vanoise massif, French Alps, and their relation to Alpine tectonic events. Journal of Structural Geology, vol. 7, n° 1, p.19 to 35.

Platt J.P. & Lister G.S.L., 1985b. Structural evolution of a nappe complex, southern Vanoise massif, French Penninic Alps. Journal of Structural Geology, vol. 7, n° 2, p.145 to 160.

Platt J.P., Lister G.S.L., Cunningham P., Weston P., Peel F., Baudin, T. & Dondey, H., 1989. Thrusting and backthrusting in the Briançonnais domain of the Western Alps, in: Coward, M., Dietrich, D., Park, R.G. (Eds.), Alpine Tectonic Geological Society Special Publication, 45, pp. 135–152.

Pognante U., Castelli D., Bogliotti C. & Callegari, E., 1984. Carattere petrograficie petrochemici di alcuni metagabbri ed ortogneiss tardi-paleozoici del massico d'Ambin, Zona Brianzonese interna (Alpi occidentali). Rend. Soc. It. Mineral. Petrol., 39, 275-780.

Polino, R., Dal Piaz, G. V. & Gosso, G., 1990. Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny of the Alps. Mémoires de la Société Géologique de France, 156, 345-367.

Polino R., Delapierre F., Borghi A., Carraro F., Fioraso G. & Giardino M., 1999. Carta geological d'Italia alla scala 1 : 50 000, foglia Bardonecchia. Note illustrative, 118 p.

Powell & Holland, 1985. Powell, R. & Holland, T. J. B., 1985. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations. Journal of Metamorphic Geology, 3, 327-342.

Purdy, J.W. & Jäger, E., 1976. K-Ar ages on rocks-forming minerals from the Central Alps. Memoirs, Institute of Geology and Mineralogy, University of Padova, 30, 1-31.

Quinquis M., Audren C., Brun J.P. & Cobbold P.R., 1978. Intense progresive shear in the Ile de Groix blue-schists and compatibility with subduction or obduction. Nature, 273, 5657, 43-45.

Raoult J.F., 1980. Interprétation nouvelle de la Vanoise (zone Briançonnaise, Alpes Françaises). Revue de Géologie dynamique et Géographie physique, 22, 303-312.

Raguin E. & Hermann F., 1931. Carte géologique de la France à l'échelle du 1/50000, feuille et notice de Lanslebourg.

Ramsay, J.G. & Huber, M.I., 1983. Modern structural geology : Strain Analysis, 1. Academic Press.

Ramsbotham W., Inger S., Cliff R.A., Rex D.C. & Barnicoat A.C., 1994. Time constraints on the metamorphic and structural evolution of the southern Sesia-Lanzo Zone, Western Italian Alps. Mineralogical Magazine, 58A, (V.M.Goldschmidt Conference, Ext.Abstracts.), 758-759.

Reddy S.M., Kelley S.P. & Wheeler J., 1996. A 40Ar/39Ar laser probe study of micas from the Sesia zone, Italian Alps : implications for metamorphic and deformation histories. J. Metamorphic Geol., 17, 573-589.

Reddy S.M., Wheeler J. & Cliff R.A., 1999. The geometry and timing of orogenic extension: an example from the Western Italian Alps. J. Metamorphic Geol., 17, 573-589.

Reddy S.M., Wheeler J., Butler R.W.H., Cliff R.A., Freeman S., Inger S., Pickles C. & Kelley S.P., 2003. Kinematic reworking and exhumation within the convergent Alpine Orogen. Tectonophysics 365, pp 77-102.

Rimmelé, G., Parra, T., Goffé , B., Oberhänsli, R., Jolivet, L. & Candan, O., 2004. Exhumation Paths of High- Pressure-Low-Temperature Metamorphic Rocks from the Lycian Nappes and Menderes Massif (SW Turkey) : a Multi-Equilibrium Approach. Journal of Petrology, 46(3), 641-669.

Rolland Y., Lardeaux J.M., Guillot S. & Nicollet C., 2000. Extension syn-convergence, poinçonnement vertical et unités métamorphiques contrastées en bordure ouest du Grand Paradis (Alpes Franco-Italiennes).

Rosenbaum, G. & Lister, G.S., 2005. The Western Alps from the Jurassic to Oligocene: spatio-temporal constraints and evolutionary reconstructions. Earth-Science Reviews, 69(3-4): 281-306.

Roure, F., Polino, R. & Nicolich, R., 1990. Early Neogene deformation beneath the Po plain : constraints of the post-collisional Alpine evolution. In: Les Mémoires de la Société Géologique de France (eds Roure, F., Heitzmann, P. & Polino, R.), pp. 309-322, Paris.

Rubatto, D., 1998. Dating of pre-Alpine magmatism, Jurassic ophiolites and Alpine subductions in the Western Alps, Unpublished Thesis, ETH Zurich, 160p.

Rubatto D. & Gebauer D., 1999. Eo/Oligocene (35 Ma) high-pressure metamorphism in the Gornergrat Zone (Monte Rosa, Western Alps): implications for paleogeography. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 79, 353-362.

Rubatto, D., Gebauer, D. & Compagnoni, R., 1999. Dating of eclogite-facies zircons: the age of Alpine metamorphism in the Sesia-Lanzo Zone (Western Alps). Earth and Planetary Science Letters 167, 141– 158.

Rubatto D., Gebauer D. & Fanning M., 1998. Jurassic formation and Eocene subduction of the Zermatt–Saas–Fee ophiolites: implications for the geodynamic evolution of the Central and Western Alps, Contrib. Mineral. Petrol. 132, p. 269–287.

Rubatto, D. & Hermann, J., 2003. Zircon formation during fluid circulation in eclogites (Monviso, Western Alps): implications for Zr and Hf budget in subduction zones. Geochimica et Cosmochimica Acta 67, 2173–2187.

Ruffet G., Féraud G., Ballèvre G. & Kiénast J.R., 1995. Plateau ages and excess argon in phengites : an 40Ar/39Ar laser probe study of Alpine micas (Sesia zone, Western Alps, northern Italy). Chemical Geol., 121, 327-343.

Sabil N., 1995. La datation par traces de fission: aspects méthodologiques et applications thermochronologiques en contexte alpin et de marge continentale. Thèse non publiée, Université de Grenoble, France, 238 p.

Scaillet S., 1990. Collision continentale et évolution isotopique des micas blancs de haute pression au cours de la rétromorphose ; etude structurales et 40Ar/39Ar par sonde à laser continu de la partie médiane du massif de Dora-Maira, Val Pellice, Alpes occidentales internes (Italie du Nord). Thèse non publiée, Sophia Antipolis, 124 p.

Scaillet, S., 1998. K-Ar (40Ar-39Ar) geochronology of ultrahigh pressure rocks. In : When Continents Collide : Geodynamics and Geochemistry of Ultrahigh-Pressure Rocks (ed Hacker, B.R. & L.J.G.), 161-201, kluwer, Amsterdam.

Scaillet S., Féraud G., Ballèvre M. & Amouric M., 1992. Mg/Fe and (Mg, Fe) Si-Al2 compositional control on argon behaviour in high-pressure white micas : a 40Ar/39Ar continuous laser-probe study from the Dora Maira nappe of the internal Western Alps, Italy. Geochim. Cosmochim. Acta, 56, 2851-2872.

Schärer U., Ballèvre M., Castelli D., Féraud G. & Ruffet G., 1999. Evidence for a single short-lived phase of deep subduction in the Western Alps : new U-Pb and Rb-Sr data. EUG Meeting No 10. J. Con. Abstr. 4, EUG, Strasbourg.

Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E. & Schuster, R., 2004. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. Eclogae Geologicae Helvetiae, 97(1): 93-117.

Schmid S. & Kissling E., 2000. The arc of the Western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure. Tectonics, 19, 92-85.

Schwartz S., 2002. La zone piémontaise des Alpes occidentales : un paléo-complexe de subduction. Argument métamorphiques, géochronologiques et structuraux. Thèse de doctorat, université Claude Bernard, Lyon 1.

Sletten, V.W. & Onstott, T.C., 1998. The Effect of the Instability of Muscovite During In Vacuo Heating on 40Ar/39Ar Step-Heating Spectra. Geochimica et Cosmochimica Acta, 62(1): 123-141.

Spear, F. S., 1993. Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. Mineralogical Society of America.

Spencer, S., 1992. A kinematic analysis incorporating incremental strain data for the Frontal Pennine Zones of the western French Alps. Tectonophysics, 206(3-4): 285-305.

Spötl C., Longstaffe F.J., Ramseyer K. & Rüdinger B., 1999. Authigenic albite in carbonate rocks – a tracer for deep-burial brine migration?. Sedimentology 46:4, 649–666

Stampfli G., 1993. Le Briançonnais : Terrain exotique dans les Alpes? Eclogae Geol. Helv. 86, 1–45.

Staub E., 1942. Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer Mitt. Geol. Inst. Eidg. Techn. Hochsch. Univ.

Steiger, R.H. & Jäger, E., 1977. Subcommission on geochronology convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. Earth and Planetary Science Letters, 36: 359-362.

Strzerzynski, P., 2006. Evolution tectono-métamorphique et évolution 3D le long du projet ferroviaire Lyon-Turin (Maurienne, Alpes). Thèse de l'Université Claude Bernard-Lyon I.

Strzerzynski, P., Guillot, S., Leloup, H., Ledru, P., Courrioux, G. & Darmendrail, X. 2004. Brittle deformation between the Ambin and Vanoise domes in the frame of the structural evolution of the internal Alpine belt. In: (eds.) Beltrando, M., Lister, G., Ganne, J., and Boullier, A., Evolution of the western Alps: insights from metamorphism, structural geology, tectonics and geochronology, Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, Volume 16, Paper 1.

Sue, C. & Tricart, P. 1999. Late Alpine brittle extension above the Frontal Pennine Thrust near Briançon, Western Alps. Eclogae Geologicae Helvetiae, 92, 171–181.

Takeshita H., Shimoya H. & Itaya T., 1994. White mica K-Ar ages of blueschist-facies rocks from the Piemonte 'calc-shists' of the Western Alps. Island Arc, 3, 151-162.

Tardy, M., Deville, E., Fudral, S., Guellec, S., Ménard, G., Thouvenot, F. & Vialon, P., 1990. Interprétation des données du profil sismique-réflexion profonde ECORS-CROP Alpes entre le front pennique et la ligne insubrienne. Mémoires de la Société Géologique de France, 156, 217-226.

Termier, P., 1927. Que la série cristallophyllienne de la Vanoise et du Mont Pourri est bien d'âge permien ou carbonifère. C. R. Acad. Sci. Paris, p641-645.

Tilton G.R., Schreyer W. & Schertl H. P., 1989. Pb-Sr-Nd isotopic behaviour of deeply subducted crustal rocks from the Dora Maira massif, Western Alps, Italy. Geochim. Cosmochim. Acta, 73, 1391-1400.

Tilton, G.R., Schreyer, W. & Schertl, H.P., 1991. Pb–Sr–Nd isotopic behavior of deeply subducted crustal rocks from the Dora Maira massif, Western Alps, Italy: II. What is the age of the ultrahighpressure metamorphism? Contributions to Mineralogy and Petrology 108, 22– 33.

Tricart, P., Schwartz, S., Sue, C. & Lardeaux, J.-M., 2004. Evidence of synextension tilting and doming during final exhumation from analysis of multistage faults (Queyras Schistes lustrés, Western Alps). Journal of Structural Geology, 26(9): 1633-1645.

Tricart P., Van der Beek P., Schwartz S., & Labrin E., 2007. Diachronous late stage exhumation across the western Alpine arc: constraints from apatite fission-track thermochronology between the Pelvoux and Dora-Maira Massifs. Journal of the Geological Society, vol. 163, pp 1-12.

Trümpy, R., 1955. Remarques sur la corrélation des unités penniques externes antre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines. Bull. Soc. Géol. France, (6) 5, 217–231.

Trümpy R., 1960. Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. Bull. Geol. Soc. Amer. 71, 843–908.

Tsujimori, T., Sisson, V. B., Liou, J. G., Harlow, G. E. & Sorensen, S. S., 2006. Very-low-temperature record of the subduction process : A review of worldwide lawsonite eclogites. Lithos, In Press.

Tullis T.E., 1976. Experiments on the origin of slaty cleavage and schistosity, Geological Society of America Bulletin 87, pp. 745–753.

Twenhofel, W. H., 1950, Principles of sedimentation (2nd ed.): McGraw-Hill, New York, 673 p.

Valasek & Mueller, 1997. A 3D tectonic model of the Central Alps based on an integrated interpretation of seismic refraction and NRP20 reflection data. In: Deep structure of the Swiss Alps (eds Pfiffner, O. A., Lehner, P., Heitzmann, P., Mueller, S. & Steck, A.).

Velde, B., 1965. Phengite micas; synthesis, stability, and natural occurrence. American Journal of Science, Vol. 263, December 1965, P.886-913

Velde, B., 1967. Si^{4+} content of natural phengites. Contributions to Mineralogy and Petrology, 14, 250-258.

Vidal, O. & Parra, T., 2000. Exhumation paths of high pressure metapelites obtained from local equilibria for chlorite-phengite assemblages Geol. J., 35(3/4), 139-161.

Vidal, O., Parra, T. & Trotet, F., 2001. A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100-600°C, 1-25 kbar P-T range. Am. J. Sci., 301, 557-592.

Vidal, O., Parra T. & Vieillard P., 2005. Thermodynamic properties of the Tscherrmak solid solution in Fe-chlorites: Application to natural examples and possible role of oxidation. Am. Mineral., 90, 359-370.

Villa, I. M., 1998. Isotopic closure. Terra Nova, 10, 42-47.

Von Blankenburg F. & Davies J.H., 1995. Slab breakoff : A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. Tectonics, 14, 120-131.

De Wever, P. & Caby, R., 1981. Datation de la base des Schistes Lustrés post-ophiolitiques par des radiolaires (oxfordien supérieur – kiméridgien moyen) dans les Alpes cottiennes (Saint Veran, Fr). C. R. Acad. Sci. Paris, 292, 467-472.

Wheeler J. & Butler R.W.H., 1993. An extensional contact between the oceanic Piemonte and overlying continental Sesia units, Western Italian Alps. Earth Planet. Sci. Lett., 117, 457-474.

Wheeler J.,Reddy S.M. & Cliff R.A., 2001. Kinematic linkage between internal zone extension and shortening in more external units in the NW Alps. Journal of the Geological Society of London. 158(3), p. 439–443.

Wijbrans, J.R. & McDougall, I., 1988. Metamorphic evolution of the Attic Cycladic Metamorphic Belt on Naxos (Cyclades, Greece) utilizing 40Ar/39Ar age spectrum measurements. J. Metamorphic Geol., 6, 571-594.

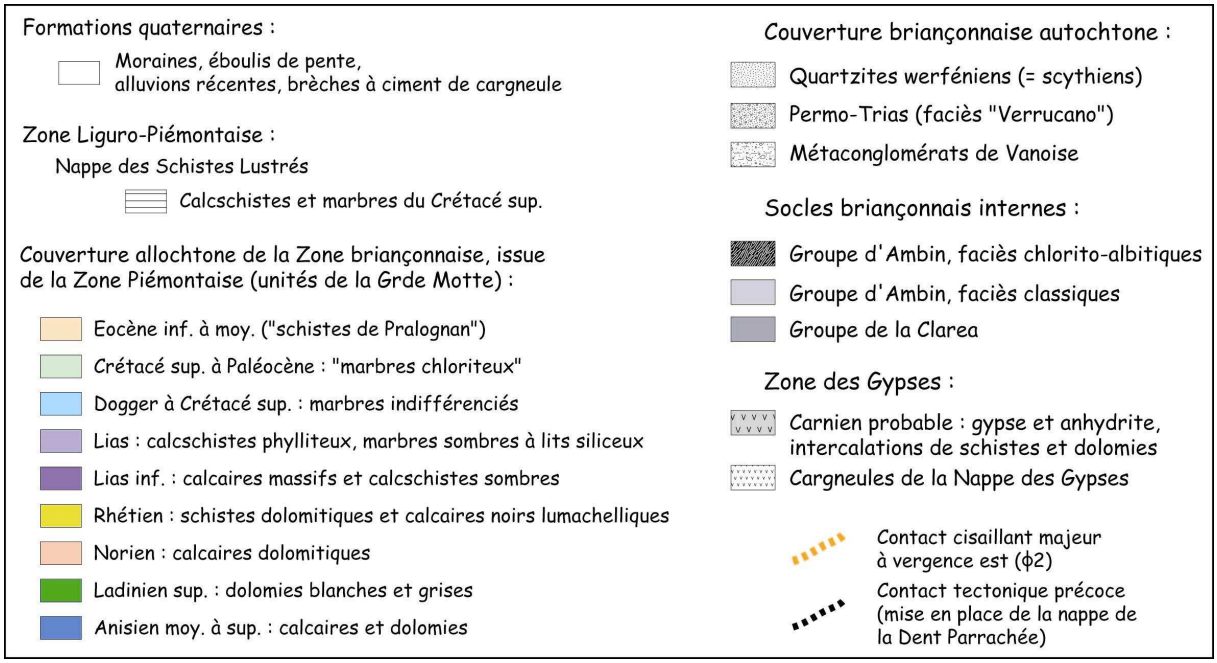
Yamato, P., Agard, P., Goffé, B., de Andrade, V., Vidal, O. & Jolivet, L., 2007. New, High–precision P-T estimates for Oman blueschists: implication for obduction, nappe stacking and exhumation processes. Journal Metam. Geol., 25, 657-682.

ANNEXES

1. Cartes de localisation des échantillons prélevés :

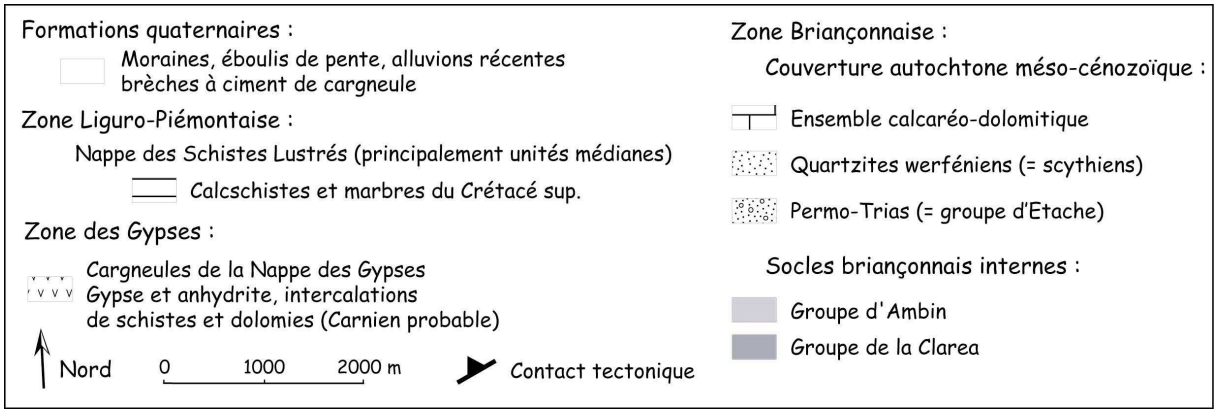
- Echantillons prélevés en Vanoise Sud (depuis le Fond d'Aussois au Nord jusqu'au Canyon de l'Arc au Sud) :

Légende associée :

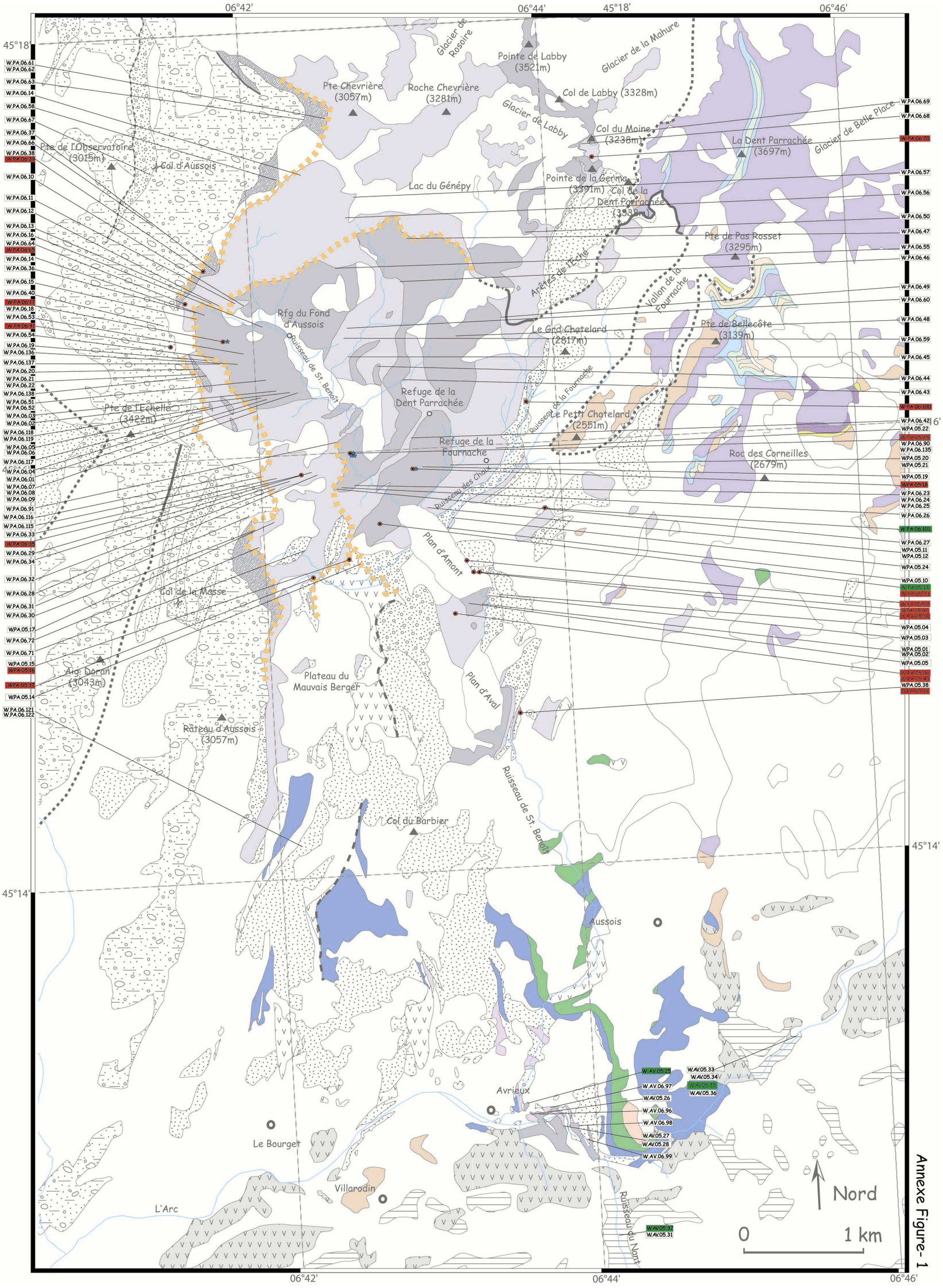


- Echantillons prélevés dans la partie nord du massif d'Ambin :

Légende associée :

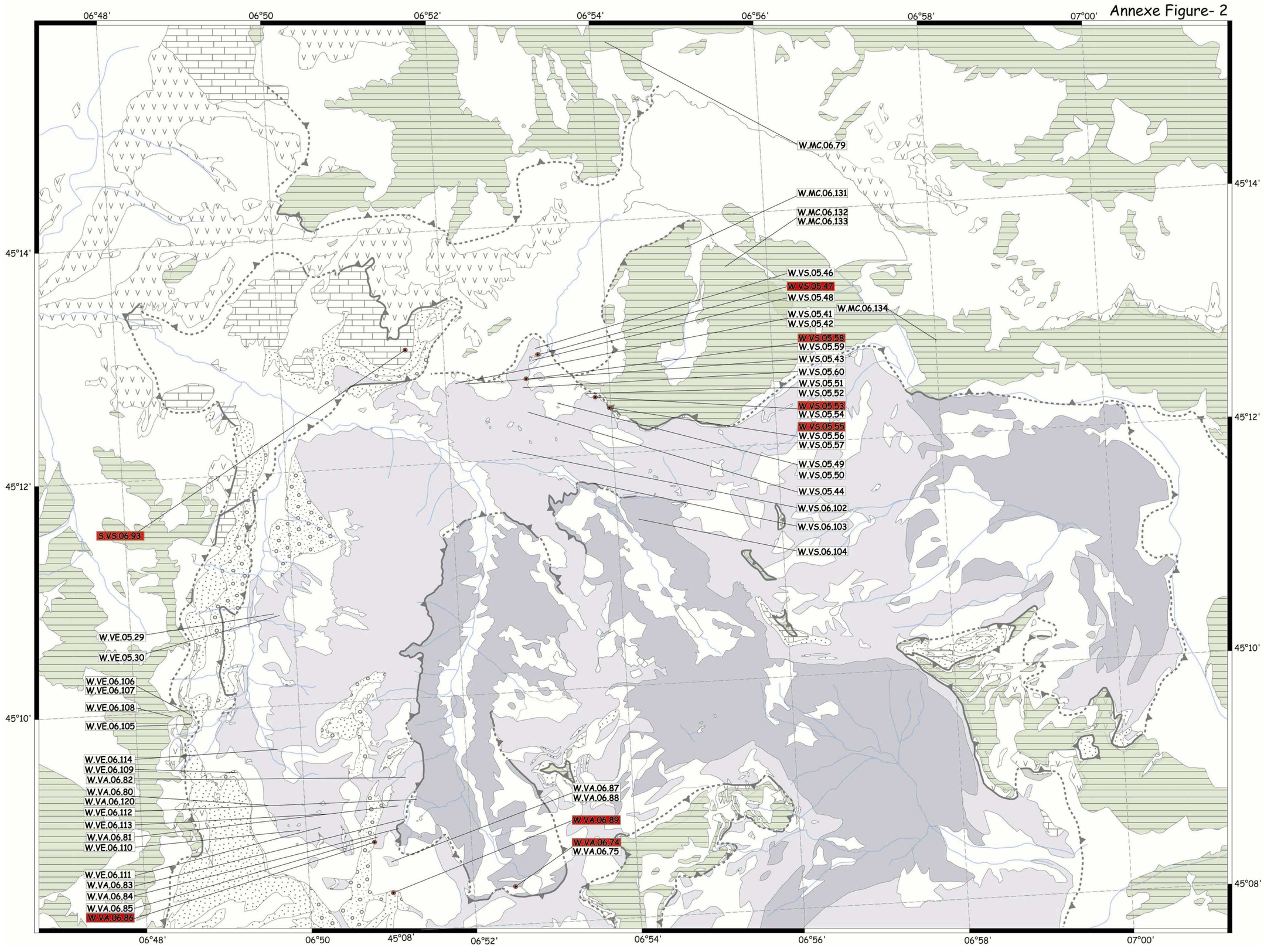


Les échantillons colorés en rouge ont été analysés (microsonde électronique, spectroscopie RAMAN, datations Ar-Ar in situ sur Phg)



Annexe Figure- 1

Annexe Figure- 2



2. Liste des échantillons analysés (microsonde, RAMAN, datations Ar-Ar) :

Unité	Echantillon	Massif	Lithologie	Déformation	Analyse
Schistes Lustrés	W.AV.05.32	Vallée de l'Arc	calcschiste	Cw	Raman
	W.AV.05.35	Vallée de l'Arc	calcschiste	Cw	Raman
Schistes noirs suprawerféniens	S.VS.06.93	Ambin	micaschiste graphiteux	P	Microsonde
Trias (unité ?)	W.PA.06.101	Vanoise Sud	schiste graphiteux	P	Raman
Quartzites werféniens	W.PA.05.09	Vanoise Sud	niveau phylliteux vert	P	Microsonde
	W.PA.05.39	Vanoise Sud	niveau phylliteux à FK détritiques	Ce	Microsonde + datation Ar/Ar
	W.VA.06.89	Ambin	niveau phylliteux à FK détritiques	Ce	Microsonde
Permo-Trias / Groupe d'Etache	W.PA.05.07	Vanoise Sud	micaschiste chloriteux sombre	P	Microsonde
	W.PA.05.08	Vanoise Sud	micaschiste chloriteux sombre	Ce	Microsonde
	W.PA.06.100A	Vanoise Sud	micaschiste	Ce	Microsonde + datation Ar/Ar
	W.VS.05.47	Ambin	micaschiste riche en quartz	P	Microsonde
	W.VA.06.86	Ambin	micaschiste	Ce	Microsonde
Métaconglomérats de Vanoise	W.PA.06.39	Vanoise Sud	métaconglomérat	Cw	Microsonde
	W.PA.06.41	Vanoise Sud	métaconglomérat	Cw	Microsonde
Groupe d'Ambin (faciès chl°-ab)	W.PA.06.65A	Vanoise Sud	micaschiste chlorito-albitique	Ce et Cw	Microsonde
Groupe d'Ambin (faciès classiques)	W.PA.06.35A	Vanoise Sud	micaschiste chlorito-albitique à niveaux soyeux sombres	Ce	Microsonde + datation Ar/Ar
	W.PA.05.06	Vanoise Sud	micaschiste albitique à Ctd	Ce	Microsonde + datation Ar/Ar
	W.PA.05.16A	Vanoise Sud	micaschiste albitique	Ce	Microsonde + datation Ar/Ar
	W.PA.05.37D	Vanoise Sud	micaschiste quartzeux	Ce	Microsonde + datation Ar/Ar
	W.PA.05.40A	Vanoise Sud	veine de quartz et chlorite	P	Microsonde
	W.PA.06.70C	Vanoise Sud	micaschiste phylliteux	P	Microsonde
	W.VS.05.53	Ambin	micaschiste à Ctd et Gln	P	Microsonde + datation Ar/Ar
	W.VS.05.55B	Ambin	micaschiste à Gln	Cs	Microsonde + datation Ar/Ar
	W.VS.05.58B	Ambin	micaschiste à Ctd et Gln	P	Microsonde
Groupe de la Clarea	W.AV.05.25A	Vallée de l'Arc	micaschiste albitique	P	Raman
	W.AV.05.25B	Vallée de l'Arc	micaschiste albitique	P	Raman
	W.PA.05.13	Vanoise Sud	micaschiste albitique	P	Raman
	W.PA.06.17	Vanoise Sud	micaschiste à Gln	P	Microsonde
	W.PA.05.18A	Vanoise Sud	micaschiste à Gln	P	Microsonde
	W.PA.05.23	Vanoise Sud	micaschiste albitique	P	Microsonde
	W.PA.05.45B	Vanoise Sud	micaschiste à Gln	P	Microsonde
	W.VA.06.74	Ambin	micaschiste à Gln et Ctd	P	Microsonde

Figure Annexe- 3

Liste des échantillons analysés (microsonde électronique, spectroscopie RAMAN, datations Ar-Ar in situ sur Phg).

3. Inventaire minéralogique des lames minces :

Composante dominante de la déformation : Ce, Cw et Cn = C vers l'Est, l'Ouest et le Nord P : aplatissement																										
	X(z) : Amphiboles zonées					X : minéral frais		(X) : minéral partiellement rétromorphosé							(-) : minéral totalement rétromorphosé				Echantillon analysé		
D	Echantillon	Qz	W/M	Chl	Kfs	Plg/Ab	Grt	Ctd	Carph	Carb	Amp	Ep	Sph	Ap	Rt/Ilm	Opaques	Tur	Echantillon	Analyse	Unité / Lithologie	Massif
P	W.PA.06.101	X	X	X						X					X	X		W.PA.06.101	Raman	Micaschiste graphiteux, cargneule de la nappe des gypses?	Vanoise Sud
P	S.VS.06.93	X	X	X		X				X					X	X	X	S.VS.06.93	sonde	Schistes noirs suprawerfféniens	Ambin
QUARTZITES																					
P	W.PA.05.09	X	X									X	X	X				W.PA.05.09	sonde	Quartzite, niveau phylliteux	Vanoise Sud
Ce	W.PA.05.39	X	X		X	X				X						X		W.PA.05.39	sonde + datation	Quartzite à FK détritiques (méta-arkose), riche en micas	Vanoise Sud
Ce	W.VA.06.89	X	X		X					X				X	X	X	X	W.VA.06.89	sonde	Quartzite, niveau phylliteux	Ambin
P	W.AV.06.99C	X	X							X					X	X		W.AV.06.99C		Quartzite, niveau phylliteux vert	Vallée de l'Arc
PERMO-TRIAS																					
P	W.PA.05.03A	X	X													X		W.PA.05.03A		Permo-Trias, métaconglomérat quartzeux	Vanoise Sud
P	W.PA.05.03B	X	X													X		W.PA.05.03B		Permo-Trias, métaconglomérat quartzeux	Vanoise Sud
P	W.PA.05.04	X	X							X							X	W.PA.05.04		Permo-Trias, métaconglomérat quartzeux	Vanoise Sud
P	W.PA.05.07	X	X	X		X				X				X		X	X	W.PA.05.07	sonde	Permo-Trias, niveau chloriteux sombre	Vanoise Sud
Ce	W.PA.05.08	X	X	X		X				X					X	X	X	W.PA.05.08	sonde	Permo-Trias, niveau chloriteux sombre	Vanoise Sud
Ce	W.PA.05.14	X	X			X						X			X	X	X	W.PA.05.14		Permo-Trias, métaconglomérat	Vanoise Sud
P	W.PA.05.24	X	X							X		X			X	X	X	W.PA.05.24		Permo-Trias, métaconglomérat quartzeux	Vanoise Sud
P	W.VS.05.47	X	X			X				X		X		X	X	X		W.VS.05.47	sonde	Lentille de Permo-Trias, micaschiste	Ambin
Ce	W.PA.06.68	X	X							X		X			X	X	X	W.PA.06.68		Permo-Trias, micaschiste	Vanoise Sud
Ce	W.VA.06.86	X	X									X		X	X	X	X	W.VA.06.86	sonde	Permo-Trias, micaschiste	Ambin
Ce	W.PA.06.100A	X	X									X			X			W.PA.06.100A	sonde + datation	Permo-Trias, micaschiste riche en micas	Vanoise Sud
Ce	W.PA.06.100B	X	X			X									X	X		W.PA.06.100B		Permo-Trias, micaschiste	Vanoise Sud
P	W.VE.06.109	X	X							X		X			X	X		W.VE.06.109		Permo-Trias, micaschiste	Ambin
METACONGLOMERATS DE VANOISE																					
Ce	W.PA.06.20	X	X			X				X					X	X		W.PA.06.20		Méta-conglomérat de Vanoise	Vanoise Sud
Cw	W.PA.06.38	X	X	X		X				X					X	X	X	W.PA.06.38		Méta-conglomérat de Vanoise	Vanoise Sud
Cw	W.PA.06.39	X	X	X		X				X		X				X	X	W.PA.06.39	sonde	Méta-conglomérat de Vanoise	Vanoise Sud
Cw	W.PA.06.41	X	X	X		X								X		X	X	W.PA.06.41	sonde	Méta-conglomérat de Vanoise	Vanoise Sud
Cw	W.PA.06.63B	X	X	X		X				X		X			X	X	X	W.PA.06.63B		Méta-conglomérat de Vanoise	Vanoise Sud
Cw	W.PA.06.64	X	X	X		X				X					X	X		W.PA.06.64		Méta-conglomérat de Vanoise	Vanoise Sud
Ce	W.PA.06.116	X	X			X				X					X	X		W.PA.06.116		Méta-conglomérat de Vanoise	Vanoise Sud
GROUPE D'AMBIN : FACIES CHLORITO-ALBITIQUES (au sommet du groupe)																					
Ce et Cw	W.PA.06.30	X	X	X		X				X					X	X	X	W.PA.06.30		Groupe d'Ambin, micaschiste chlorito-albitique	Vanoise Sud
Ce et Cw	W.PA.06.34	X	X	X		X				X		X			X	X	X	W.PA.06.34		Groupe d'Ambin, micaschiste chlorito-albitique	Vanoise Sud
Ce et Cw	W.PA.06.37	X	X	X		X				X		X			X	X	X	W.PA.06.37		Groupe d'Ambin, micaschiste chlorito-albitique	Vanoise Sud
Ce et Cw	W.PA.06.58	X	X	X		X				X					X	X	X	W.PA.06.58		Groupe d'Ambin, micaschiste chlorito-albitique	Vanoise Sud
Ce et Cw	W.PA.06.65A	X	X	X		X				X					X	X	X	W.PA.06.65A	sonde	Groupe d'Ambin, micaschiste chlorito-albitique	Vanoise Sud
Ce et Cw	W.PA.06.61	X	X	X		X				X					X	X	X	W.PA.06.61		Groupe d'Ambin, micaschiste chlorito-albitique	Vanoise Sud
D	Echantillon	Qz	W/M	Chl	Kfs	Plg/Ab	Grt	Ctd	Carph	Carb	Amp	Ep	Sph	Ap	Rt/Ilm	Opaques	Tur	Echantillon	Analyse	Unité / Lithologie	Massif

Figure Annexe- 4

D	Echantillon	Qz	W/M	Chl	Kfs	Plg/Ab	Grt	Ctd	Carph	Carb	Amp	Ep	Sph	Ap	Rt/Ilm	Opaques	Tur	Echantillon	Analyse	Unité / Lithologie	Massif
GROUPE D'AMBIN : FACIES CLASSIQUES																					
Ce	W.PA.05.06	X	X	X				(X)		X			X	X	X	X		W.PA.05.06	sonde + datation	Groupe d'Ambin, micaschiste albitique à Ctd	Vanoise Sud
P	W.PA.05.10A	X	X	X						X		X			X	X	X	W.PA.05.10A		Groupe d'Ambin, micaschiste	Vanoise Sud
P	W.PA.05.10B	X	X	X				(-)				X			X	X	X	W.PA.05.10B		Groupe d'Ambin, micaschiste	Vanoise Sud
P	W.PA.05.11A	X	X	X		X				X		X			X	X	X	W.PA.05.11A		Groupe d'Ambin, micaschiste +/- albitique	Vanoise Sud
P	W.PA.05.11B	X	X	X		X				X		X			X	X	X	W.PA.05.11B		Groupe d'Ambin, micaschiste +/- albitique	Vanoise Sud
P	W.PA.05.12	X	X	X				(-)								X	X	W.PA.05.12		Groupe d'Ambin, micaschiste +/- albitique	Vanoise Sud
Ce	W.PA.05.15	X	X			X				X					X	X		W.PA.05.15		Groupe d'Ambin, micaschiste albitique	Vanoise Sud
Ce	W.PA.05.16A	X	X	X		X				X		X			X	X	X	W.PA.05.16A	sonde + datation	Groupe d'Ambin, micaschiste albitique riche en micas	Vanoise Sud
Ce	W.PA.05.16B	X	X	X		X				X					X	X	X	W.PA.05.16B		Groupe d'Ambin, micaschiste albitique	Vanoise Sud
P	W.PA.05.17A	X	X	X		X				X		X			X	X	X	W.PA.05.17A		Groupe d'Ambin, micaschiste albitique	Vanoise Sud
P	W.PA.05.17B	X	X	X		X				X		X			X	X	X	W.PA.05.17B		Groupe d'Ambin, micaschiste albitique	Vanoise Sud
Ce	W.PA.05.20	X	X	X		X				X		X				X	X	W.PA.05.20		Groupe d'Ambin, micaschiste albitique	Vanoise Sud
P	W.PA.05.21A	X	X	X								X			X	X	X	W.PA.05.21A		Groupe d'Ambin, micaschiste	Vanoise Sud
P	W.PA.05.21B	X	X	X								X			X	X	X	W.PA.05.21B		Groupe d'Ambin, micaschiste	Vanoise Sud
Ce	W.VE.05.29	X	X	X		X						X		X	X	X	X	W.VE.05.29		Groupe d'Ambin, micaschiste albitique	Ambin
P	W.VE.05.30A	X	X	X		X						X			X	X	X	W.VE.05.30A		Groupe d'Ambin, micaschiste albitique	Ambin
P	W.VE.05.30B	X	X	X		X						X			X	X	X	W.VE.05.30B		Groupe d'Ambin, micaschiste albitique	Ambin
Ce	W.PA.06.35A	X	X	X		X								X	X	X	X	W.PA.06.35A	sonde + datation	Groupe d'Ambin, micaschiste chlorito-albitique à niveaux soyeux	Vanoise Sud
Ce	W.PA.05.37A	X	X	X		X				X			X			X		W.PA.05.37A		Groupe d'Ambin, micaschiste riche en Qz	Vanoise Sud
Ce	W.PA.05.37B	X	X	X		X				X		X	X	X	X	X		W.PA.05.37B		Groupe d'Ambin, micaschiste riche en Qz	Vanoise Sud
Ce	W.PA.05.37C	X	X	X		X				X		X		X	X	X		W.PA.05.37C		Groupe d'Ambin, micaschiste riche en Qz	Vanoise Sud
Ce	W.PA.05.37D	X	X	X		X				X						X		W.PA.05.37D	sonde + datation	Groupe d'Ambin, micaschiste riche en Qz et micas	Vanoise Sud
P	W.PA.05.38	X	X	X		X		(-)		X		X	X			X		W.PA.05.38		Groupe d'Ambin, micaschiste albitique	Vanoise Sud
P	W.PA.05.40A	X	X	X											X	X		W.PA.05.40A	sonde	Groupe d'Ambin, veine à Qz et WM	Vanoise Sud
P	W.PA.05.40B	X	X	X														W.PA.05.40B		Groupe d'Ambin, veine à Qz et WM	Vanoise Sud
Cw	W.VS.05.41A	X	X	X							(X)	X						W.VS.05.41A		Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln	Ambin
Cw	W.VS.05.41B	X	X	X							(X)	X				X		W.VS.05.41B		Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln	Ambin
Cw	W.VS.05.42A	X	X	X		X				X	(X)z				X	X		W.VS.05.42A		Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln	Ambin
Cw	W.VS.05.42B	X	X	X		X				X	(X)z	X			X	X		W.VS.05.42B		Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln	Ambin
P	W.VS.05.43A	X	X	X				X		X		X			X	X		W.VS.05.43A		Groupe d'Ambin, micaschiste à Ctd	Ambin
P	W.VS.05.43B	X	X	X				(X)		X		X	X		X	X	X	W.VS.05.43B		Groupe d'Ambin, micaschiste à Ctd	Ambin
P	W.VS.05.44A	X	X	X		X				X		(-)			X	X		W.VS.05.44A		Groupe d'Ambin, micaschiste +/- albitique	Ambin
P	W.VS.05.44B	X	X	X						X		X			X	X		W.VS.05.44B		Groupe d'Ambin, micaschiste +/- albitique	Ambin
P	W.VS.05.46	X	X	X		X						X	X	X	X	X		W.VS.05.46		Groupe d'Ambin, micaschiste albitique	Ambin
P	W.VS.05.48	X	X	X		X		(X)				(-)	X		X	X		W.VS.05.48		Groupe d'Ambin, micaschiste à Ctd	Ambin
P	W.VS.05.49	X	X	X		X						(-)	X			X		W.VS.05.49		Groupe d'Ambin, micaschiste albitique	Ambin
P	W.VS.05.50A	X	X	X		X									X	X	X	W.VS.05.50A		Groupe d'Ambin, micaschiste albitique	Ambin
P	W.VS.05.50B	X	X	X		X						X	X		X	X	X	W.VS.05.50B		Groupe d'Ambin, micaschiste albitique	Ambin
P	W.VS.05.51	X	X	X				X			(X)z				X	X		W.VS.05.51		Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln	Ambin
D	Echantillon	Qz	W/M	Chl	Kfs	Plg/Ab	Grt	Ctd	Carph	Carb	Amp	Ep	Sph	Ap	Rt/Ilm	Opaques	Tur	Echantillon	Analyse	Unité / Lithologie	Massif

Figure Annexe- 5

D	Echantillon	Qz	WM	Chl	Kfs	Plg/Ab	Grt	Ctd	Carph	Carb	Amp	Ep	Sph	Ap	Rt/Ilm	Opaques	Tur	Echantillon	Analyse	Unité / Lithologie	Massif
P	W.VS.05.52A	X	X	X		X		X			(X)z				X	X		W.VS.05.52A		Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln	Ambin
P	W.VS.05.52B	X	X	X		X		X			(X)	X	X		X	X		W.VS.05.52B		Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln	Ambin
P	W.VS.05.53	X	X	X				(X)			(X)	X		X	X	X		W.VS.05.53	sonde + datation	Groupe d'Ambin, micaschiste à Ctd et Gln	Ambin
Csw	W.VS.05.54A	X	X	X		X		X		X	(X)	X			X	X	X	W.VS.05.54A		Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln	Ambin
Csw	W.VS.05.54B	X	X	X		X		X		X	(X)	X			X	X	X	W.VS.05.54B		Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln	Ambin
Csw	W.VS.05.54C	X	X	X		X		X		X	(X)	X			X	X	X	W.VS.05.54C		Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln	Ambin
Cs	W.VS.05.55A	X	X	X		X				X	X				X	X	X	W.VS.05.55A		Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln	Ambin
Cs	W.VS.05.55B	X	X	X		X				X	X	X			X	X	X	W.VS.05.55B	sonde + datation	Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln riche en micas	Ambin
Cs	W.VS.05.55C	X	X	X		X				X	X	X			X	X	X	W.VS.05.55C		Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln	Ambin
P	W.VS.05.56A	X	X							X	X				X	X		W.VS.05.56A		Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln	Ambin
P	W.VS.05.56B	X	X							X	X				X	X		W.VS.05.56B		Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln	Ambin
P	W.VS.05.57A	X	X	X						X	(X)	X			X	X		W.VS.05.57A		Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln	Ambin
P	W.VS.05.57B	X	X	X						X	(X)	X			X	X		W.VS.05.57B		Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln	Ambin
P	W.VS.05.57C	X	X	X						X	(X)	X			X	X		W.VS.05.57C		Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln	Ambin
P	W.VS.05.58A	X	X	X		X		X			(X)z				X	X		W.VS.05.58A		Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln	Ambin
P	W.VS.05.58B	X	X	X		X		X			(X)z	X			X	X		W.VS.05.58B	sonde	Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln	Ambin
P	W.VS.05.59A	X	X	X		X		(X)			(X)z	X	X		X	X	X	W.VS.05.59A		Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln	Ambin
P	W.VS.05.59B	X	X	X		X		(X)			(X)z	X	X		X	X		W.VS.05.59B		Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln	Ambin
P	W.VS.05.60A	X	X	X		X					X	X			X	X		W.VS.05.60A		Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln	Ambin
P	W.VS.05.60B	X	X	X		X						X			X	X		W.VS.05.60B		Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln	Ambin
P	W.VS.05.60C	X	X	X		X						X			X	X		W.VS.05.60C		Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln	Ambin
P	W.VS.05.60D	X	X	X		X						X			X	X		W.VS.05.60D		Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln	Ambin
Ce	W.PA.06.07B	X	X	X		X				X		X			X	X	X	W.PA.06.07B		Groupe d'Ambin, micaschiste albitique	Vanoise Sud
Ce	W.PA.06.07C	X	X	X		X				X		X			X	X	X	W.PA.06.07C		Groupe d'Ambin, micaschiste albitique	Vanoise Sud
Cw	W.PA.06.21A	X	X	X		X				X		X		X	X	X	X	W.PA.06.21A		Groupe d'Ambin, micaschiste albitique	Vanoise Sud
Ce	W.PA.06.26A1	X	X	X		X						X		X	X	X	X	W.PA.06.26A1		Groupe d'Ambin, micaschiste albitique	Vanoise Sud
Ce	W.PA.06.26B	X	X	X		X				X		X		X	X	X	X	W.PA.06.26B		Groupe d'Ambin, micaschiste albitique	Vanoise Sud
Ce	W.PA.06.27A	X	X	X		X								X	X	X		W.PA.06.27A		Groupe d'Ambin, micaschiste albitique	Vanoise Sud
Ce	W.PA.06.44	X	X	X		X				X		X			X	X	X	W.PA.06.44		Groupe d'Ambin, micaschiste albitique	Vanoise Sud
Ce	W.PA.06.46	X	X	X		X						X		X	X	X	X	W.PA.06.46		Groupe d'Ambin, micaschiste albitique	Vanoise Sud
Ce	W.PA.06.49	X	X			X				X					X	X		W.PA.06.49		Groupe d'Ambin, micaschiste albitique	Vanoise Sud
Ce	W.PA.06.56	X	X	X		X				X					X	X	X	W.PA.06.56		Groupe d'Ambin, micaschiste albitique	Vanoise Sud
P	W.PA.06.70C	X	X	X								X			X	X	X	W.PA.06.70C	sonde	Groupe d'Ambin, micaschiste phylliteux	Vanoise Sud
Ce	W.PA.06.72	X	X	X		X				X		X			X	X	X	W.PA.06.72		Groupe d'Ambin, micaschiste albitique	Vanoise Sud
Ce	W.VA.06.81	X	X	X		X				X		X			X	X	X	W.VA.06.81		Groupe d'Ambin, micaschiste albitique	Ambin
Ce	W.VA.06.87	X	X	X		X						X		X	X	X	X	W.VA.06.87		Groupe d'Ambin, micaschiste albitique	Ambin
P	W.PA.06.91	X	X	X		X				X		X			X	X	X	W.PA.06.91		Groupe d'Ambin, micaschiste albitique	Vanoise Sud
Cw	W.VE.06.111A	X	X	X		X						X			X	X	X	W.VE.06.111A		Groupe d'Ambin, métaconglomérats à galets de quartz	Ambin
Cw	W.VE.06.113	X	X	X		X				X		X		X	X	X	X	W.VE.06.113		Groupe d'Ambin, micaschiste albitique	Ambin
D	Echantillon	Qz	WM	Chl	Kfs	Plg/Ab	Grt	Ctd	Carph	Carb	Amp	Ep	Sph	Ap	Rt/Ilm	Opaques	Tur	Echantillon	Analyse	Unité / Lithologie	Massif

Figure Annexe- 6

D	Echantillon	Qz	WM	Chl	Kfs	Plg/Ab	Grt	Ctd	Carph	Carb	Amp	Ep	Sph	Ap	Rt/Ilm	Opaques	Tur	Echantillon	Analyse	Unité / Lithologie	Massif
Ce	W.VE.06.114A	X	X	X		X				X		X			X	X	X	W.VE.06.114A		Groupe d'Ambin, micaschiste albitique	Ambin
Ce	W.VE.06.114B	X	X	X		X				X		X		X	X	X	X	W.VE.06.114B		Groupe d'Ambin, micaschiste albitique	Ambin
Ce	W.PA.06.137A	X	X	X		X								X	X	X	X	W.PA.06.137A		Groupe d'Ambin, micaschiste albitique	Vanoise Sud
Cw	W.PA.06.137B	X	X	X		X						X			X	X	X	W.PA.06.137B		Groupe d'Ambin, micaschiste albitique	Vanoise Sud
GROUPE DE LA CLAREA																					
P	W.PA.05.01	X	X	X		X		(-)		X	(-)	X			X	X	X	W.PA.05.01		Groupe de la Clarea, micaschiste albitique	Vanoise Sud
Ce	W.PA.05.02	X	X	X		X		(-)			(-)	X			X	X	X	W.PA.05.02		Groupe de la Clarea, micaschiste albitique	Vanoise Sud
P	W.PA.05.05A	X	X	X		X					(-)	X			X	X	X	W.PA.05.05A		Groupe de la Clarea, micaschiste albitique	Vanoise Sud
P	W.PA.05.05B	X	X	X		X					(-)	X			X	X	X	W.PA.05.05B		Groupe de la Clarea, micaschiste albitique	Vanoise Sud
P	W.PA.05.13	X	X	X		X				X					X	X		W.PA.05.13	Raman	Groupe de la Clarea, micaschiste albitique	Vanoise Sud
P	W.PA.05.18A	X	X	X		X				X	(X)	X			X	X	X	W.PA.05.18A	sonde	Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln	Vanoise Sud
P	W.PA.05.18B	X	X	X		X				X	(X)	X			X	X	X	W.PA.05.18B		Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln	Vanoise Sud
P	W.PA.05.19	X	X	X	X	X				X	(X)	X		X	X	X		W.PA.05.19		Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln	Vanoise Sud
P	W.PA.05.22	X	X	X		X				X					X	X		W.PA.05.22		Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln	Vanoise Sud
P	W.PA.05.23	X	X	X		X				X	(-)			X	X	X		W.PA.05.23	sonde	Groupe de la Clarea, micaschiste albitique	Vanoise Sud
P	W.AV.05.25A	X	X	X		X					(-)	X	X		X	X		W.AV.05.25A	Raman	Groupe de la Clarea, micaschiste albitique	Vallée de l' Arc
P	W.AV.05.25B	X	X	X		X					(-)	X	X		X	X		W.AV.05.25B	Raman	Groupe de la Clarea, micaschiste albitique	Vallée de l' Arc
Ce	W.AV.05.26	X	X	X		X					(-)				X	X		W.AV.05.26		Groupe de la Clarea, micaschiste albitique	Vallée de l' Arc
Ce	W.AV.05.27	X	X	X		X					(-)	X			X	X	X	W.AV.05.27		Groupe de la Clarea, micaschiste albitique	Vallée de l' Arc
P	W.AV.05.28A	X	X							X	(-)				X	X	X	W.AV.05.28A		Groupe de la Clarea, micaschiste albitique	Vallée de l' Arc
P	W.AV.05.28B	X	X							X	(-)				X	X	X	W.AV.05.28B		Groupe de la Clarea, micaschiste albitique	Vallée de l' Arc
P	W.PA.05.45A	X	X	X		X				X	(X)	X	X	X	X	X		W.PA.05.45A		Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln	Vanoise Sud
P	W.PA.05.45B	X	X	X		X				X	(X)	X	X	X	X	X		W.PA.05.45B	sonde	Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln	Vanoise Sud
Cn-nw	W.PA.06.15	X	X	X		X	(X)				(X)	X		X	X	X	X	W.PA.06.15		Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln et Grt	Vanoise Sud
P	W.PA.06.16	X	X	X		X					(-)	X			X	X	X	W.PA.06.16		Groupe de la Clarea, micaschiste albitique	Vanoise Sud
P	W.PA.06.17	X	X	X		X					(X)			X	X	X		W.PA.06.17	sonde	Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln	Vanoise Sud
P	W.PA.06.18B	X	X	X		X					(X)	X			X	X		W.PA.06.18B		Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln	Vanoise Sud
P	W.PA.06.25	X	X	X		X					(-)				X	X	X	W.PA.06.25		Groupe de la Clarea, micaschiste albitique	Vanoise Sud
Cn-nw	W.PA.06.36	X	X	X		X					(-)	X			X	X	X	W.PA.06.36		Groupe de la Clarea, micaschiste albitique	Vanoise Sud
Ce	W.PA.06.47A	X	X	X		X				X		X		X	X	X		W.PA.06.47A		Groupe de la Clarea, micaschiste albitique	Vanoise Sud
Ce	W.PA.06.47B	X	X	X		X				X		X		X	X	X		W.PA.06.47B		Groupe de la Clarea, micaschiste albitique	Vanoise Sud
Cw	W.PA.06.48	X	X	X		X					(-)			X	X	X	X	W.PA.06.48		Groupe de la Clarea, micaschiste albitique	Vanoise Sud
P	W.PA.06.51	X	X	X			(X)				(X)z				X	X		W.PA.06.51		Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln et Grt	Vanoise Sud
Cw	W.PA.06.55C	X	X	X		X					(X)				X	X		W.PA.06.55C		Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln	Vanoise Sud
P	W.VA.06.74	X	X	X		X		(X)			(X)			X	X	X		W.VA.06.74	sonde	Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln et Ctd	Ambin
P	W.PA.06.90B3	X	X	X		X	(X)				(X)	X	X	X	X	X		W.PA.06.90B3		Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln et Grt	Vanoise Sud
P	W.PA.06.90C2	X	X	X		X	(X)				(X)	X			X	X		W.PA.06.90C2		Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln et Grt	Vanoise Sud
Ce	W.TE.06.94	X	X	X		X									X	X	X	W.TE.06.94		Groupe de la Clarea, fente albitique	Termignon
P	W.TE.06.95	X	X	X		X						X			X	X	X	W.TE.06.95		Groupe de la Clarea, fente albitique	Termignon
D	Echantillon	Qz	WM	Chl	Kfs	Plg/Ab	Grt	Ctd	Carph	Carb	Amp	Ep	Sph	Ap	Rt/Ilm	Opaques	Tur	Echantillon	Analyse	Unité / Lithologie	Massif

Figure Annexe- 7

D	Echantillon	Qz	WM	Chl	Kfs	Plg/Ab	Grt	Ctd	Carph	Carb	Amp	Ep	Sph	Ap	Rt/Ilm	Opaques	Tur	Echantillon	Analyse	Unité / Lithologie	Massif
P	W.AV.06.98	X	X	X		X				X		X			X	X	X	W.AV.06.98		Groupe de la Clarea, micaschiste albitique	Vallée de l'Arc
P	W.VS.06.104	X	X	X		X					(X)	X			X	X		W.VS.06.104		Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln	Ambin
P	W.VA.06.120B	X	X	X				(X)			(X)				X	X		W.VA.06.120B		Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln et Ctd	Ambin
Cw	W.VE.06.122	X	X	X		X					(X)z	X			X	X	X	W.VE.06.122		Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln	Ambin
P	W.PA.06.135A	X	X	X		X	X				(X)	X			X	X		W.PA.06.135A		Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln et Grt	Vanoise Sud
P	W.PA.06.135E	X	X	X		X					(X)	X			X	X		W.PA.06.135E		Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln	Vanoise Sud
Cw	W.PA.06.136A	X	X	X			(X)			X	(X)	X			X	X		W.PA.06.136A		Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln et Grt	Vanoise Sud
	SCHISTES LUSTRES																				
P	W.AV.05.31	X	X						(-)	X		X			X	X		W.AV.05.31		Schistes Lustrés, fente à Qz et WM dans calcschiste	Vallée de l'Arc
Cw	W.AV.05.32	X	X	X		X				X		X			X	X		W.AV.05.32	Raman	Schistes Lustrés, fente à Qz et WM dans calcschiste	Vallée de l'Arc
Ce	W.AV.05.33A	X	X	X		X				X		X			X	X	X	W.AV.05.33A		Schistes Lustrés, calcschiste	Vallée de l'Arc
Cw	W.AV.05.33B	X	X	X		X				X		X			X	X	X	W.AV.05.33B		Schistes Lustrés, calcschiste	Vallée de l'Arc
Cw	W.AV.05.34	X	X	X		X				X		X			X	X	X	W.AV.05.34		Schistes Lustrés, calcschiste	Vallée de l'Arc
Cw	W.AV.05.35	X	X	X		X				X		X			X	X	X	W.AV.05.35	Raman	Schistes Lustrés, calcschiste	Vallée de l'Arc
Cw	W.AV.05.36A	X	X	X		X				X	(X)	X			X	X	X	W.AV.05.36A		Schistes Lustrés, calcschiste	Vallée de l'Arc
P	W.AV.05.36B	X	X	X		X				X	(X)	X			X	X	X	W.AV.05.36B		Schistes Lustrés, calcschiste	Vallée de l'Arc
P	W.AV.05.36C	X	X	X		X				X	(X)	X			X	X	X	W.AV.05.36C		Schistes Lustrés, calcschiste	Vallée de l'Arc
Cw	W.BR.06.73	X	X	X						X					X	X	X	W.BR.06.73		Schistes Lustrés, calcschiste	Vallée de l'Arc
Ce	W.TE.06.76	X	X	X		X				X					X	X		W.TE.06.76		Schistes Lustrés, calcschiste	Termignon
Cw	W.TE.06.77	X	X	X						X					X	X		W.TE.06.77		Schistes Lustrés, calcschiste	Termignon
Cw	W.LA.06.78	X	X	X		X				X					X	X	X	W.LA.06.78		Schistes Lustrés, calcschiste	Ambin
Cw	W.MC.06.79	X	X	X		X				X					X	X		W.MC.06.79		Schistes Lustrés, calcschiste	Ambin
P	W.VE.06.105A	X	X	X		X				X					X	X		W.VE.06.105A		Schistes Lustrés, calcschiste	Ambin
Ce	W.VE.06.106	X	X	X				(X)		X		X			X	X	X	W.VE.06.106		Schistes Lustrés, calcschiste	Ambin
P	W.VE.06.107A	X	X	X				(X)		X					X	X		W.VE.06.107A		Schistes Lustrés, calcschiste	Ambin
Cw	W.VE.06.108A	X	X	X		X				X					X	X	X	W.VE.06.108A		Schistes Lustrés, calcschiste	Ambin
Cw	W.IS.06.123	X	X	X						X					X	X		W.IS.06.123		Schistes Lustrés, calcschiste	Iseran
Cw	W.IS.06.124	X	X	X						X					X	X		W.IS.06.124		Schistes Lustrés, calcschiste	Iseran
P	W.IS.06.125	X	X							X					X	X		W.IS.06.125		Schistes Lustrés, calcschiste	Iseran
P	W.IS.06.126	X	X	X						X					X	X		W.IS.06.126		Schistes Lustrés, calcschiste	Iseran
P	W.IS.06.127	X	X	X		X				X					X	X	X	W.IS.06.127		Schistes Lustrés, calcschiste	Iseran
Cw	W.IS.06.128A	X	X	X				(X)		X					X	X	X	W.IS.06.128A		Schistes Lustrés, calcschiste	Iseran
Cw	W.IS.06.129A	X	X	X		X				X		X	X		X	X		W.IS.06.129A		Schistes Lustrés, calcschiste	Iseran
Ce	W.TE.06.130	X	X	X		X				X		X			X	X	X	W.TE.06.130		Schistes Lustrés, calcschiste	Termignon
P	W.MC.06.131	X	X	X						X					X	X	X	W.MC.06.131		Schistes Lustrés, calcschiste	Ambin
P	W.MC.06.132	X	X	X		X				X		X			X	X	X	W.MC.06.132		Schistes Lustrés, calcschiste	Ambin
P	W.MC.06.133A	X	X	X				(X)		X					X	X	X	W.MC.06.133A		Schistes Lustrés, calcschiste	Ambin
Ce	W.MC.06.134A2	X	X	X						X					X	X	X	W.MC.06.134A2		Schistes Lustrés, calcschiste	Ambin
D	Echantillon	Qz	WM	Chl	Kfs	Plg/Ab	Grt	Ctd	Carph	Carb	Amp	Ep	Sph	Ap	Rt/Ilm	Opaques	Tur	Echantillon	Analyse	Unité / Lithologie	Massif

Figure Annexe- 8

4. Coordonnées GPS des échantillons prélevés :

Les échantillons sur fond gris ont été analysés (microsonde ± RAMAN ± datation Ar-Ar)

Echantillon	Arrêt	Position GPS N.°.'.'' E.°.'.''	Massif	Localisation	Unité / Lithologie
W.PA.05.01	4	45 15 15.2 06 43 25.5	Vanoise Sud	Sous barrage Plan d'Amont	Groupe de la Clarea, micaschiste albitique
W.PA.05.02	"	"	Vanoise Sud	Sous barrage Plan d'Amont	Groupe de la Clarea, micaschiste albitique
W.PA.05.03	7	45 15 18.2 06 43 29.4	Vanoise Sud	Barrage Plan d'Amont	Permo-Trias, métaconglomérat quartzeux
W.PA.05.04	10	45 15 17.6 06 43 32.6	Vanoise Sud	Barrage Plan d'Amont	Permo-Trias, métaconglomérat quartzeux
W.PA.05.05	13	45 15 15.6 06 43 20.2	Vanoise Sud	Sous barrage Plan d'Amont	Groupe de la Clarea, micaschiste albitique
W.PA.05.06	16	45 15 13.0 06 43 15.1	Vanoise Sud	Barrage Plan d'Amont	Groupe d'Ambin, micaschiste albitique à Ctd
W.PA.05.07	17	45 15 24.2 06 43 25.1	Vanoise Sud	Rive Est Plan d'Amont	Permo-Trias, niveau chloriteux sombre
W.PA.05.08	18	45 15 24.8 06 43 22.7	Vanoise Sud	Rive Est Plan d'Amont	Permo-Trias, niveau chloriteux sombre
W.PA.05.09	20	45 15 28.3 06 43 20.1	Vanoise Sud	Rive Est Plan d'Amont	Quartzites, niveau phylliteux
W.PA.05.10	22bis	45 15 37.4 06 43 13.7	Vanoise Sud	Rive Est Plan d'Amont - près Ruisseau de la Fournache	Groupe d'Ambin, micaschiste
W.PA.05.11	24	45 15 43.6 06 43 05.8	Vanoise Sud	Rive Est Plan d'Amont	Groupe d'Ambin, micaschiste +/- albitique
W.PA.05.12	"	"	Vanoise Sud	Rive Est Plan d'Amont	Groupe d'Ambin, micaschiste +/- albitique
W.PA.05.13	28	45 15 39.7 06 42 46.2	Vanoise Sud	Rive Ouest Plan d'Amont	Groupe de la Clarea, micaschiste albitique
W.PA.05.14	37	45 15 28.1 06 42 37.2	Vanoise Sud	Rive Ouest Plan d'Amont	Permo-Trias, métaconglomérat
W.PA.05.15	38	45 15 29.2 06 42 33.3	Vanoise Sud	Rive Ouest Plan d'Amont	Groupe d'Ambin, micaschiste albitique
W.PA.05.16	"	"	Vanoise Sud	Rive Ouest Plan d'Amont	Groupe d'Ambin, micaschiste albitique
W.PA.05.17	41	45 15 41.5 06 42 03.1	Vanoise Sud	Sous Pointe de l'Echelle	Groupe d'Ambin, micaschiste albitique
W.PA.05.18	44	45 15 54.7 06 43 01.0	Vanoise Sud	Vallon de la Fournache	Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln
W.PA.05.19	45	45 15 55.2 06 43 04.4	Vanoise Sud	Vallon de la Fournache	Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln
W.PA.05.20	48	45 15 55.7 06 43 15.3	Vanoise Sud	Vallon de la Fournache	Groupe d'Ambin, micaschiste
W.PA.05.21	"	"	Vanoise Sud	Vallon de la Fournache	Groupe d'Ambin, micaschiste
W.PA.05.22	51	45 15 59.5 06 43 34.2	Vanoise Sud	Vallon de la Fournache	Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln
W.PA.05.23	28	45 15 39.7 06 42 46.2	Vanoise Sud	Rive Ouest Plan d'Amont	Groupe de la Clarea, micaschiste albitique
W.PA.05.24	55	45 15 40.3 06 43 15.1	Vanoise Sud	Vallon de la Fournache	Permo-Trias, métaconglomérat quartzeux
W.AV.05.25	61	45 12 51.5 06 43 32.8	Vallé de l'Arc	Avrieux	Groupe de la Clarea, micaschiste albitique
W.AV.05.26	63	45 12 49.6 06 43 34.7	Vallé de l'Arc	Avrieux	Groupe de la Clarea, micaschiste albitique
W.AV.05.27	66	45 12 45.9 06 43 46.6	Vallé de l'Arc	Avrieux	Groupe de la Clarea, micaschiste albitique
W.AV.05.28	"	"	Vallé de l'Arc	Avrieux	Groupe de la Clarea, micaschiste albitique
W.VE.05.29	79	45 10 47.2 06 49 44.3	Ambin	Vallon d'Etache - Ruisseau du Plan Clot	Groupe d'Ambin, micaschiste albitique
W.VE.05.30	80	45 10 46.3 06 49 48.3	Ambin	Vallon d'Etache - Ruisseau du Plan Clot	Groupe d'Ambin, micaschiste albitique
W.AV.05.31	89	45 12 15.6 06 44 03.9	Vallé de l'Arc	Ruisseau du Nant	Schistes Lustrés, fente à Qz et WM dans calcschiste
W.AV.05.32	"	"	Vallé de l'Arc	Ruisseau du Nant	Schistes Lustrés, fente à Qz et WM dans calcschiste
W.AV.05.33	90	45 13 07.6 06 45 21.0	Vallé de l'Arc	Pont de la Scie (SE Bramans)	Schistes Lustrés, calcschiste
W.AV.05.34	"	"	Vallé de l'Arc	Pont de la Scie (SE Bramans)	Schistes Lustrés, calcschiste
W.AV.05.35	"	"	Vallé de l'Arc	Pont de la Scie (SE Bramans)	Schistes Lustrés, calcschiste
W.AV.05.36	"	"	Vallé de l'Arc	Pont de la Scie (SE Bramans)	Schistes Lustrés, calcschiste
W.PA.05.37	96	45 15 25.0 06 42 17.8	Vanoise Sud	Plateau du Mauvais Berger	Groupe d'Ambin, micaschiste riche en Qz
W.PA.05.38	102	45 14 43.6 06 43 38.6	Vanoise Sud	Barrage Plan d'Aval	Groupe d'Ambin, micaschiste albitique
W.PA.05.39	"	"	Vanoise Sud	Barrage Plan d'Aval	Quartzites, niveau phylliteux
W.PA.05.40	16	45 15 13.0 06 43 15.1	Vanoise Sud	Barrage Plan d'Amont	Groupe d'Ambin, veine à Qz et WM
W.VS.05.41	113	45 12 40.9 06 52 06.6	Ambin	Col du Petit Mont Cenis-Ruines des Coulours	Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln
W.VS.05.42	"	"	Ambin	Col du Petit Mont Cenis-Ruines des Coulours	Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln

Figure Annexe- 9

Echantillon	Arrêt	Position GPS N.°.'.'' E.°.'.''	Massif	Localisation	Unité / Lithologie
W.VS.05.43	114	45 12 40.2 06 52 13.9	Ambin	Nord du Vallon de Savine	Groupe d'Ambin, micaschiste à Ctd
W.VS.05.44	118	45 12 24.0 06 52 58.5	Ambin	Nord du Vallon de Savine	Groupe d'Ambin, micaschiste +/- albitique
W.PA.05.45	121	45 15 59.7 06 42 36.9	Vanoise Sud	Fond d'Aussois- dans ruisseau St Benoît	Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln
W.VS.05.46	133	45 12 56.7 06 53 06.6	Ambin	Nord du Vallon de Savine	Groupe d'Ambin, micaschiste albitique
W.VS.05.47	135	45 12 53.3 06 53 08.8	Ambin	Nord du Vallon de Savine	Lentille de Permo-Trias, micaschiste quartzeux
W.VS.05.48	136	45 12 50.6 06 53 04.5	Ambin	Nord du Vallon de Savine	Groupe d'Ambin, micaschiste à Ctd
W.VS.05.49	138	45 12 27.4 06 53 21.5	Ambin	Nord du Vallon de Savine	Groupe d'Ambin, micaschiste albitique
W.VS.05.50	"	"	Ambin	Nord du Vallon de Savine	Groupe d'Ambin, micaschiste albitique
W.VS.05.51	141	45 12 32.0 06 53 42.8	Ambin	Nord du Vallon de Savine	Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln
W.VS.05.52	"	"	Ambin	Nord du Vallon de Savine	Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln
W.VS.05.53	143	45 12 28.7 06 53 49.0	Ambin	Nord du Vallon de Savine	Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln
W.VS.05.54	144	45 12 28.3 06 53 49.7	Ambin	Nord du Vallon de Savine	Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln
W.VS.05.55	149	45 12 23.7 06 53 58.6	Ambin	Nord du Vallon de Savine - sous la falaise de Combe Borgne	Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln
W.VS.05.56	"	"	Ambin	Nord du Vallon de Savine - sous la falaise de Combe Borgne	Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln
W.VS.05.57	"	"	Ambin	Nord du Vallon de Savine - sous la falaise de Combe Borgne	Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln
W.VS.05.58	153	45 12 40.9 06 52 58.9	Ambin	Nord du Vallon de Savine	Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln
W.VS.05.59	"	"	Ambin	Nord du Vallon de Savine	Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln
W.VS.05.60	154	45 12 36.7 06 52 56.2	Ambin	Nord du Vallon de Savine	Groupe d'Ambin, micaschiste à Gln
W.PA.06.01	189	45 16 18.6 06 42 15.6	Vanoise Sud	Fond d'Aussois- Pli du Fond d'Aussois	Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln
W.PA.06.02	190	45 16 18.8 06 42 12.3	Vanoise Sud	Fond d'Aussois- Pli du Fond d'Aussois	Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln
W.PA.06.03	192	45 16 19.6 06 42 07.3	Vanoise Sud	Fond d'Aussois- Pli du Fond d'Aussois	Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln et Grt
W.PA.06.04	195	45 16 17.2 06 42 02.9	Vanoise Sud	Fond d'Aussois- Pli du Fond d'Aussois	Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln
W.PA.06.05	197	45 16 17.7 06 42 00.9	Vanoise Sud	Fond d'Aussois- Pli du Fond d'Aussois	Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln et Grt
W.PA.06.06	"	"	Vanoise Sud	Fond d'Aussois- Pli du Fond d'Aussois	Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln et Grt
W.PA.06.07	200	45 16 14.1 06 41 58.4	Vanoise Sud	Fond d'Aussois- Pli du Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, micaschiste albitique
W.PA.06.08	"	"	Vanoise Sud	Fond d'Aussois- Pli du Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, micaschiste riche en Qz
W.PA.06.09	"	"	Vanoise Sud	Fond d'Aussois- Pli du Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, micaschiste riche en Qz, faciès sombre
W.PA.06.10	206	45 16 44.3 06 41 55.5	Vanoise Sud	Fond d'Aussois- Pli du Fond d'Aussois	Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln
W.PA.06.11	208	45 16 45.2 06 41 52.2	Vanoise Sud	Fond d'Aussois- Pli du Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, micaschiste riche en Qz
W.PA.06.12	211	45 16 45.1 06 41 46.4	Vanoise Sud	Fond d'Aussois- Pli du Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, micaschiste riche en Qz
W.PA.06.13	212	45 16 46.0 06 41 42.8	Vanoise Sud	Fond d'Aussois- Pli du Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, micaschiste riche en Qz
W.PA.06.14	213	45 16 42.4 06 41 39.5	Vanoise Sud	Fond d'Aussois- Pli du Fond d'Aussois	Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln
W.PA.06.15	215	45 16 41.5 06 41 36.3	Vanoise Sud	Fond d'Aussois- Pli du Fond d'Aussois	Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln
W.PA.06.16	218	45 16 38.2 06 42 02.4	Vanoise Sud	Fond d'Aussois- Pli du Fond d'Aussois	Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln
W.PA.06.17	224	45 16 34.5 06 41 46.5	Vanoise Sud	Fond d'Aussois- Pli du Fond d'Aussois	Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln
W.PA.06.18	"	"	Vanoise Sud	Fond d'Aussois- Pli du Fond d'Aussois	Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln
W.PA.06.19	230	45 16 29.3 06 41 39.7	Vanoise Sud	Fond d'Aussois- Pli du Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, micaschiste vert riche en Chl
W.PA.06.20	231	45 16 44.3 06 41 55.5	Vanoise Sud	Fond d'Aussois- Pli du Fond d'Aussois	Métaconglomérat de Vanoise à galets de Qz
W.PA.06.21	232	45 16 25.5 06 41 34.8	Vanoise Sud	Fond d'Aussois- Pli du Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, micaschiste albitique
W.PA.06.22	"	"	Vanoise Sud	Fond d'Aussois- Pli du Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, micaschiste
W.PA.06.23	236	45 15 51.3 06 42 36.4	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln
W.PA.06.24	"	"	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln

Figure Annexe- 10

Echantillon	Arrêt	Position GPS N.°.'.'' E.°.'.''	Massif	Localisation	Unité / Lithologie
W.PA.06.25	"	"	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln
W.PA.06.26	238	45 15 50.6 06 42 31.6	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, micaschiste albitique
W.PA.06.27	240	45 15 50.9 06 42 27.6	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, micaschiste albitique
W.PA.06.28	243	45 15 53.9 06 42 22.8	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, micaschiste albitique
W.PA.06.29	244	45 15 54.9 06 42 19.8	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, micaschiste clair riche en Qz
W.PA.06.30	256	45 15 39.9 06 41 55.5	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, micaschiste chlorito-albitique
W.PA.06.31	260	45 15 43.7 06 41 52.8	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Métaconglomérat de Vanoise
W.PA.06.32	264	45 15 51.4 06 42 04.4	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Faciès quartzeux du groupe d'Ambin
W.PA.06.33	266	45 15 54.3 06 42 05.1	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, facièss sombre
W.PA.06.34	267	45 15 54.2 06 42 10.8	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, micaschiste chlorito-albitique
W.PA.06.35	246	45 15 54.7 06 42 15.5	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, micaschiste chlorito-albitique
W.PA.06.36	273	45 16 43.0 06 41 37.2	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe de la Clarea, micaschiste albitique
W.PA.06.37	276	45 10 43.0 06 41 37.2	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, micaschiste chlorito-albitique
W.PA.06.38	278	45 16 54.9 06 41 39.0	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Métaconglomérat de Vanoise
W.PA.06.39	"	"	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Métaconglomérat de Vanoise
W.PA.06.40	289	45 16 39.9 06 41 23.4	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Métaconglomérat de Vanoise, micaschiste chlorito-albitique
W.PA.06.41	290	45 16 33.8 06 41 25.2	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Métaconglomérat de Vanoise
W.PA.06.42	292	45 16 01.6 06 43 00.5	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln
W.PA.06.43	296	45 16 20.9 06 42 57.6	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln
W.PA.06.44	300	45 16 24.9 06 42 48.6	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, micaschiste albitique
W.PA.06.45	312	45 16 28.3 06 42 36.9	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, métapélites sombre
W.PA.06.46	319	45 16 49.1 06 42 58.6	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, micaschiste albitique
W.PA.06.47	323	45 17 01.7 06 43 02.8	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe de la Clarea, micaschiste albitique
W.PA.06.48	334	45 16 32.8 06 43 20.5	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe de la Clarea, micaschiste albitique
W.PA.06.49	339	45 16 37.5 06 43 39.4	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, micaschiste albitique
W.PA.06.50	350	45 17 01.9 06 43 51.3	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe de la Clarea, micaschiste
W.PA.06.51	361	45 16 22.8 06 42 03.1	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln et Grt
W.PA.06.52	"	"	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln et Grt
W.PA.06.53	362	45 16 31.3 06 41 54.6	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe de la Clarea, micaschiste à Grt
W.PA.06.54	368	45 16 30.3 06 41 42.4	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe de la Clarea, micaschiste chloriteux
W.PA.06.55	381	45 16 54.0 06 42 33.1	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln
W.PA.06.56	384	45 17 08.5 06 42 38.5	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, micaschiste albitique
W.PA.06.57	385	45 17 14.2 06 42 41.9	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, micaschiste albitique
W.PA.06.58	391	45 17 20.7 06 42 10.7	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, micaschiste chlorito-albitique
W.PA.06.59	398	45 16 33.4 06 42 35.5	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, micaschiste clair
W.PA.06.60	399	45 16 36.8 06 42 36.2	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, micaschiste chlorito-albitique
W.PA.06.61	406	45 17 37.7 06 42 32.5	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, micaschiste chlorito-albitique
W.PA.06.62	"	"	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, micaschiste chlorito-albitique
W.PA.06.63	410	45 17 37.6 06 42 23.8	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Métaconglomérats de Vanoise
W.PA.06.64	416	45 16 45.8 06 41 31.9	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Métaconglomérats de Vanoise
W.PA.06.65	"	"	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, micaschiste chlorito-albitique
W.PA.06.66	420	45 17 09.2 06 41 20.0	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, métaconglomérat

Figure Annexe- 11

Echantillon	Arrêt	Position GPS N.°.'.'' E.°.'.''	Massif	Localisation	Unité / Lithologie
W.PA.06.67	430	45 17 24.1 06 41 19.7	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Galet de roche magmatique noire (texture grenue) dans les métaconglomérats de Vanoise
W.PA.06.68	443	45 17 ? 06 44 ?	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Permo-Trias, micaschiste
W.PA.06.69	444	45 17 28.2 06 44 21.1	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe de la Clarea, micaschiste chlorito-albitique
W.PA.06.70	445	45 17 22.3 06 44 20.6	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, micaschiste phylliteux
W.PA.06.71	452	45 15 33.1 06 42 14.7	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, micaschiste
W.PA.06.72	454	45 15 34.7 06 41 56.4	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, micaschiste albitique
W.BR.06.73	455	45 13 05.4 06 46 50.6	Vallé de l'Arc	Bramans	Schistes Lustrés, calcschiste
W.VA.06.74	463	45 08 19.0 06 52 29.9	Ambin	Vallon d'Ambin, Lac d'Ambin	Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln et Ctd
W.VA.06.75	"	"	Ambin	Vallon d'Ambin, Lac d'Ambin	Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln
W.TE.06.76	465	45 16 52.7 06 48 57.7	Vallé de l'Arc	Termignon	Schistes Lustrés, calcschiste
W.TE.06.77	466	45 17 07.6 06 50 19.3	Vallé de l'Arc	Termignon	Schistes Lustrés, calcschiste
W.LA.06.78	467	45 16 49.9 06 53 46.1	Vallé de l'Arc	Entre Lanslebourg et le Mont Cenis	Schistes Lustrés, calcschiste
W.MC.06.79	468	45 15 31.6 06 54 11.0	Ambin	Col du Mont Cenis	Schistes Lustrés, calcschiste
W.VA.06.80	477	45 09 07.1 06 51 21.2	Ambin	Vallon d'Ambin, sous Lac Noir	Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln
W.VA.06.81	478	45 09 04.3 06 51 07.2	Ambin	Vallon d'Ambin, sous Lac Noir	Groupe d'Ambin, micaschiste albitique
W.VA.06.82	480	45 09 18.4 06 51 13.8	Ambin	Lac Noir	Groupe d'Ambin, micaschiste
W.VA.06.83	482	45 09 18.4 06 51 13.8	Ambin	Sous le Lac Noir	Groupe de la Clarea, micaschiste
W.VA.06.84	483	45 08 52.5 06 51 06.8	Ambin	Sous le Lac Noir	Groupe de la Clarea, micaschiste
W.VA.06.85	485	45 08 48.7 06 50 50.9	Ambin	Entre Lac Noir et Col Sommeiller (sous Col de la Coche)	Groupe d'Ambin, micaschiste
W.VA.06.86	486	45 08 46.3 06 50 48.6	Ambin	Entre Lac Noir et Col Sommeiller (sous Col de la Coche)	Permo-Trias, micaschiste
W.VA.06.87	487	45 08 35.4 06 50 59.9	Ambin	Entre Lac Noir et Col Sommeiller (sous Col de la Coche)	Groupe d'Ambin, micaschiste albitique
W.VA.06.88	"	"	Ambin	Entre Lac Noir et Col Sommeiller (sous Col de la Coche)	Groupe d'Ambin, micaschiste
W.VA.06.89	488	45 08 19.5 06 51 00.2	Ambin	Entre Lac Noir et Col Sommeiller (sous Col de la Coche)	Quartzite, niveau phylliteux vert
W.PA.06.90	122	45 16 00.1 06 42 38.3	Vanoise Sud	Fond d'Aussois, ruisseau de St Benoît	Groupe de la Clarea à Gln et Grt
W.PA.06.91	492	45 16 04.2 06 42 30.4	Vanoise Sud	Fond d'Aussois, près du ruisseau de St Benoît	Groupe d'Ambin, micaschiste albitique
W.TE.06.92	496	45 17 57.2 06 49 43.5	Vallé Du Doron de Termignon	Route d'entre deux eaux	Schistes Lustrés, calcschiste
W.TE.06.93	497	45 19 28.7 06 49 48.9	Vallée de la Chavière	Bellecombe	Groupe de la Clarea, micaschiste
S.VS.06.93	/	45 12 57.5 06 51 32.8	Ambin	Bellecombe	Schistes noirs suprawerféniens
W.TE.06.94	501	45 19 42.2 06 49 13.6	Vanoise Sud	Bellecombe	Groupe de la Clarea, fente albitique
W.TE.06.95	"	"	Vanoise Sud	Bellecombe	Groupe de la Clarea, fente albitique
W.AV.06.96	504	45 12 49.3 06 43 37.0	Vallé de l'Arc	Avrieux	Groupe de la Clarea, micaschiste
W.AV.06.97	506	45 12 50.8 06 43 41.7	Vallé de l'Arc	Avrieux	Permo-Trias à galets de dolomie
W.AV.06.98	511	45 12 47.1 06 43 55.6	Vallé de l'Arc	Avrieux	Groupe de la Clarea, micaschiste albitique
W.AV.06.99	512	45 12 41.6 06 43 56.5	Vallé de l'Arc	Avrieux	Quartzites, niveau phylliteux vert
W.PA.06.100	524	45 16 12.6 06 43 47.4	Vanoise Sud	Vallon de la Fournache	Permo-Trias, micaschiste
W.PA.06.101	549	45 15 41.4 06 43 53.0	Vanoise Sud	Vallon de la Fournache	Lamelle plurimétrique de micaschistes graphiteux, incluse dans les caraneules de la nappe des evpses?
W.VS.06.102	553	45 12 04.3 06 52 45.2	Ambin	Vallon de Savine	Groupe d'Ambin - niveau basique vert Chl-Ab
W.VS.06.103	555	45 11 45.4 06 53 43.6	Ambin	Vallon de Savine	Groupe d'Ambin, micaschiste
W.VS.06.104	560	45 11 31.9 06 53 06.0	Ambin	Vallon de Savine	Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln
W.VE.06.105	562	45 09 52.7 06 48 38.2	Ambin	Vallon d'Etache	Schistes Lustrés, calcschiste
W.VE.06.106	563	45 09 57.2 06 48 39.9	Ambin	Vallon d'Etache	Schistes Lustrés, calcschiste, pseudomorphoses de Lws
W.VE.06.107	"	"	Ambin	Vallon d'Etache	Schistes Lustrés, calcschiste, pseudomorphoses de Lws

Figure Annexe- 12

Echantillon	Arrêt	Position GPS N.°.'.'' E.°.'.''	Massif	Localisation	Unité / Lithologie
W.VE.06.108	564	45 09 57.0 06 48 25.3	Ambin	Vallon d'Etache	Schistes Lustrés, calcschiste
W.VE.06.109	573	45 09 26.1 06 49 11.2	Ambin	Vallon d'Etache	Permo-Trias, micaschiste
W.VE.06.110	578	45 08 54.8 06 49 54.4	Ambin	Vallon d'Etache	Groupe d'Ambin, micaschiste
W.VE.06.111	579	45 08 55.6 06 50 09.6	Ambin	Vallon d'Etache	Groupe d'Ambin, métaconglomérat à galets de quartz
W.VE.06.112	585	45 09 08.4 06 49 32.3	Ambin	Vallon d'Etache	Groupe d'Ambin, micaschiste
W.VE.06.113	586	45 09 02.2 06 50 17.5	Ambin	Vallon d'Etache	Groupe d'Ambin, micaschiste albitique
W.VE.06.114	587	45 09 37.1 06 49 40.8	Ambin	Vallon d'Etache	Groupe d'Ambin, micaschiste albitique
W.PA.06.115	591	45 15 55.1 06 41 59.0	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, faciès chloriteux
W.PA.06.116	592	45 15 56.4 06 41 54.9	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Métaconglomérats de Vanoise
W.PA.06.117	596	45 16 13.6 06 41 36.1	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin , faciès chloriteux
W.PA.06.118	597	45 16 15.6 06 41 39.5	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, faciès chlorito-albitique
W.PA.06.119	"	"	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, faciès chlorito-albitique
W.VA.06.120	477	45 09 07.1 06 51 21.2	Ambin	Vallon d'Ambin, sous Lac Noir	Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln et Ctd
W.PA.06.121	606	45 14 08.7 06 42 08.0	Vanoise Sud	Col du Barbier	Groupe de la Clarea, micaschiste
W.PA.06.122	"	"	Vanoise Sud	Col du Barbier	Groupe de la Clarea, micaschiste
W.IS.06.123	620	45 20 15.9 07 01 51.6	Iseran	Pont de la Neige	Schistes Lustrés, calcschiste
W.IS.06.124	624	45 24 56.9 07 01 42.6	Iseran	Pont de la Neige	Schistes Lustrés, calcschiste, bloc
W.IS.06.125	620	45 20 15.9 07 01 51.6	Iseran	Pont de la Neige	Schistes Lustrés, calcschiste
W.IS.06.126	"	"	Iseran	Pont de la Neige	Schistes Lustrés, calcschiste
W.IS.06.127	"	"	Iseran	Pont de la Neige	Schistes Lustrés, calcschiste
W.IS.06.128	"	"	Iseran	Pont de la Neige	Schistes Lustrés, calcschiste
W.IS.06.129	"	"	Iseran	Pont de la Neige	Schistes Lustrés, calcschiste
W.TE.06.130	636	45 16 51.7 06 49 24.6	Vallé de l'Arc	Entre Termignon et Lanslebourg	Schistes Lustrés, calcschiste
W.MC.06.131	638	45 13 45.7 06 55 03.2	Ambin	Mont Cenis	Schistes Lustrés, calcschiste
W.MC.06.132	639	45 13 33.6 06 55 30.1	Ambin	Mont Cenis	Schistes Lustrés, calcschiste
W.MC.06.133	639	"	Ambin	Mont Cenis	Schistes Lustrés, calcschiste
W.MC.06.134	642	45 12 49.2 06 58 00.1	Ambin	Mont Cenis	Schistes Lustrés, calcschiste
W.PA.06.135	121	45 15 59.7 06 42 36.9	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln et Grt
W.PA.06.136	643	45 16 28.0 06 41 51.7	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe de la Clarea, micaschiste à Gln
W.PA.06.137	645	45 16 28.3 06 41 44.8	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, micaschiste albitique
W.PA.06.138	647	45 16 25.0 06 41 39.2	Vanoise Sud	Fond d'Aussois	Groupe d'Ambin, micaschiste

Figure Annexe- 13

5. Evolution chimique des minéraux alpins :

5.1.Micas blancs alpins (phengite et paragonite) :

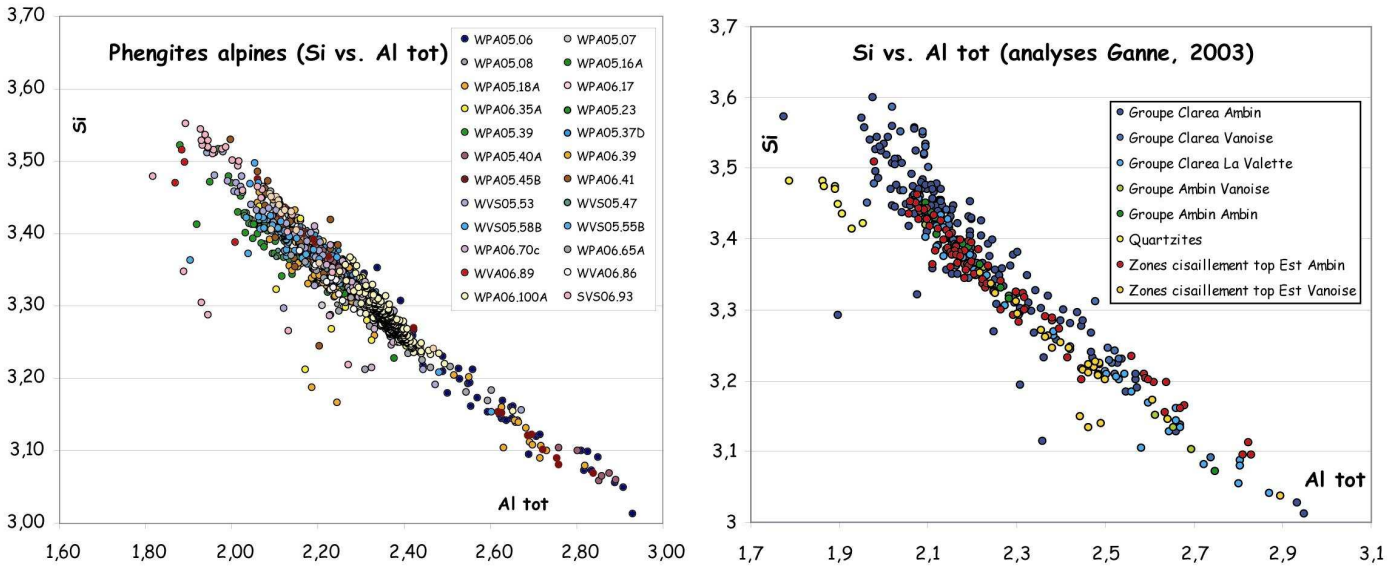


Figure Annexe- 14

Evolution du rapport Si vs. Al total (diagramme de Massone et Schreyer, 1987) de toutes des Phg alpines analysées : analyses personnelles présentées par échantillon, comparées aux analyses triées de Ganne (2003).

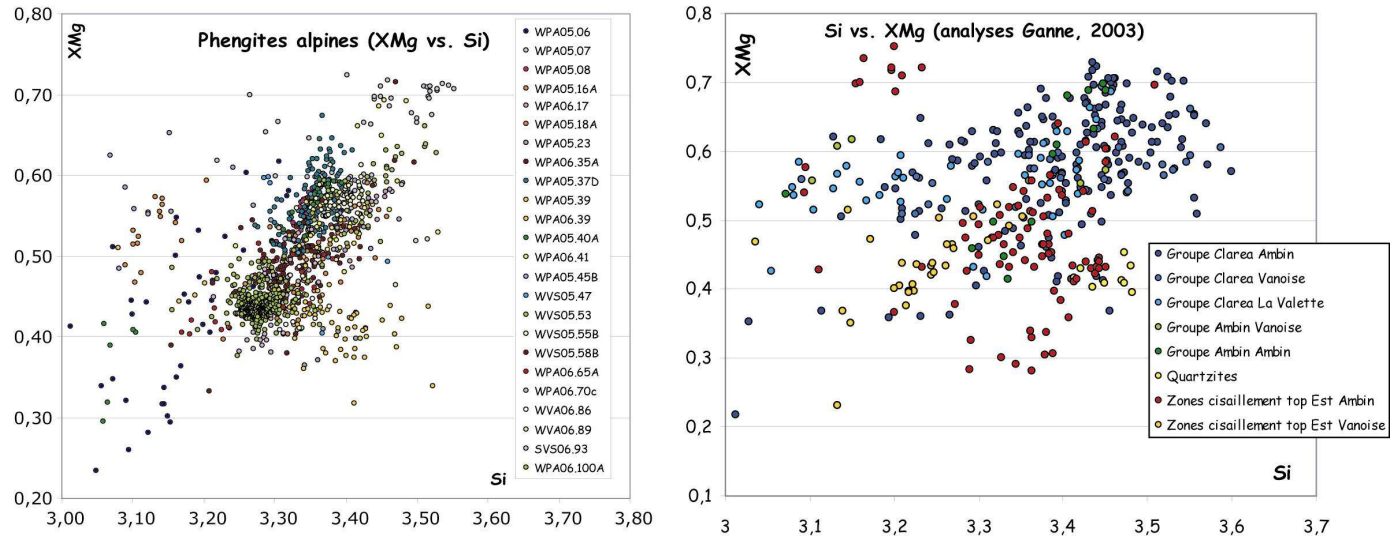


Figure Annexe- 15

Evolution du rapport XMg vs. Si de toutes des Phg alpines analysées, présentées par échantillon et comparées aux analyses triées de Ganne (2003).

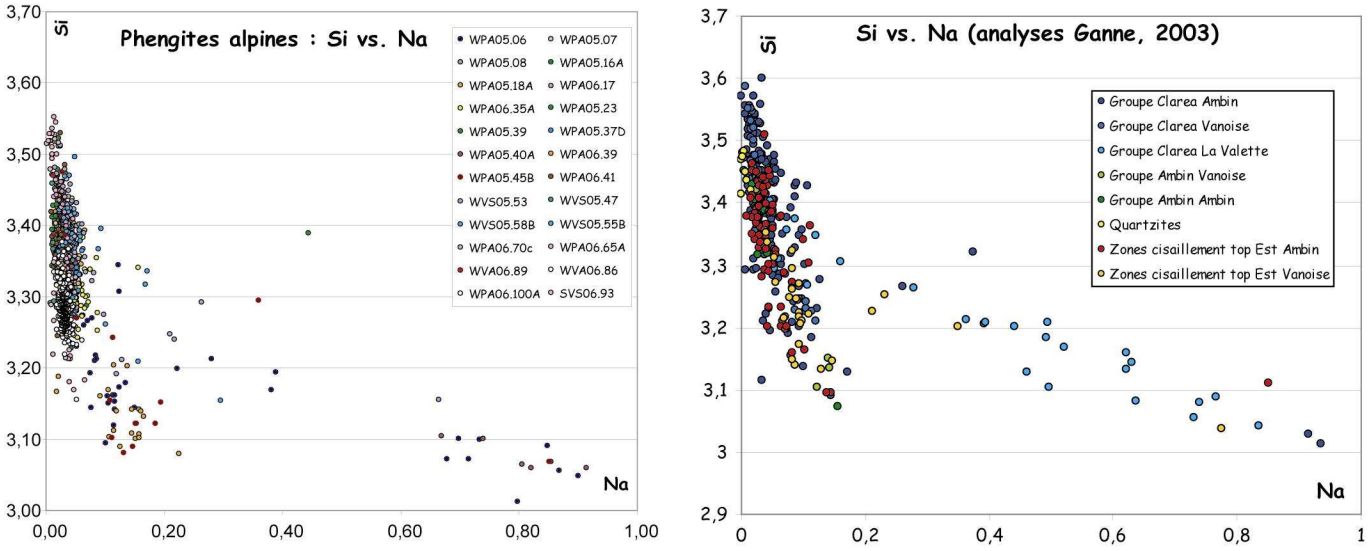


Figure Annexe- 16

Evolution du rapport Si vs. Na de toutes des Phg alpines analysées, présentées par échantillon et comparées aux analyses triées de Ganne (2003).

5.2.Chlorites alpines :

La composition des chlorites alpines est guidée par les unités d'appartenance : une fois de plus le groupe d'Ambin/V est le plus dispersé, alors que son équivalent du massif d'Ambin se concentre sur une étroite surface. Les sédiments suprawerféniens, suivis des métaconglomérats et du groupe de la Clarea se disposent sous la forme d'un chapelet, respectivement depuis les plus fortes valeurs de Si vers les analyses les plus alumineuses.

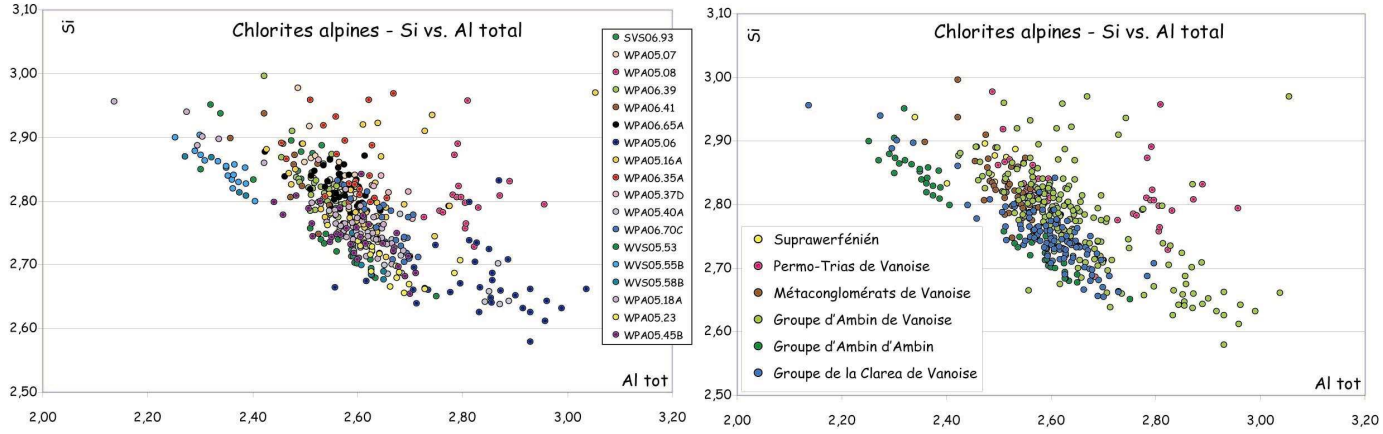


Figure Annexe- 17

Evolution du rapport Si vs. Al total (diagramme de Massone et Schreyer, 1987) de toutes des chlorites alpines analysées, présentées par échantillon puis par unité.

5.3.Amphiboles sodiques alpines :

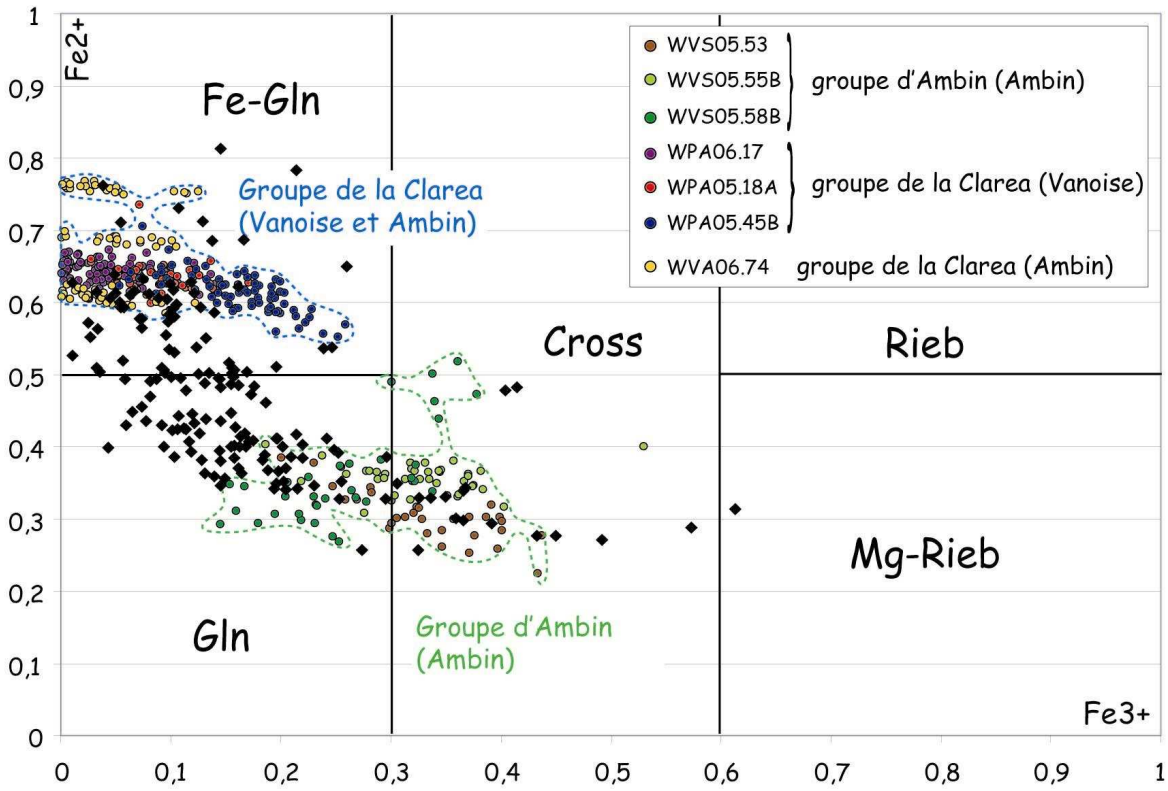


Figure Annexe- 18

Composition des amphiboles sodiques présentées par échantillon. Les analyses de Ganne (2003) et de Gay (1972) ont été ajoutées à titre de comparaison.

Liste des échantillons renfermant deux générations d'amphiboles sodiques : WPA06.17, WPA05.18A, WPA06.18B, WPA05.45B et de manière moins démonstrative WPA06.90B3, WPA06.90C2 et WPA06.135A.

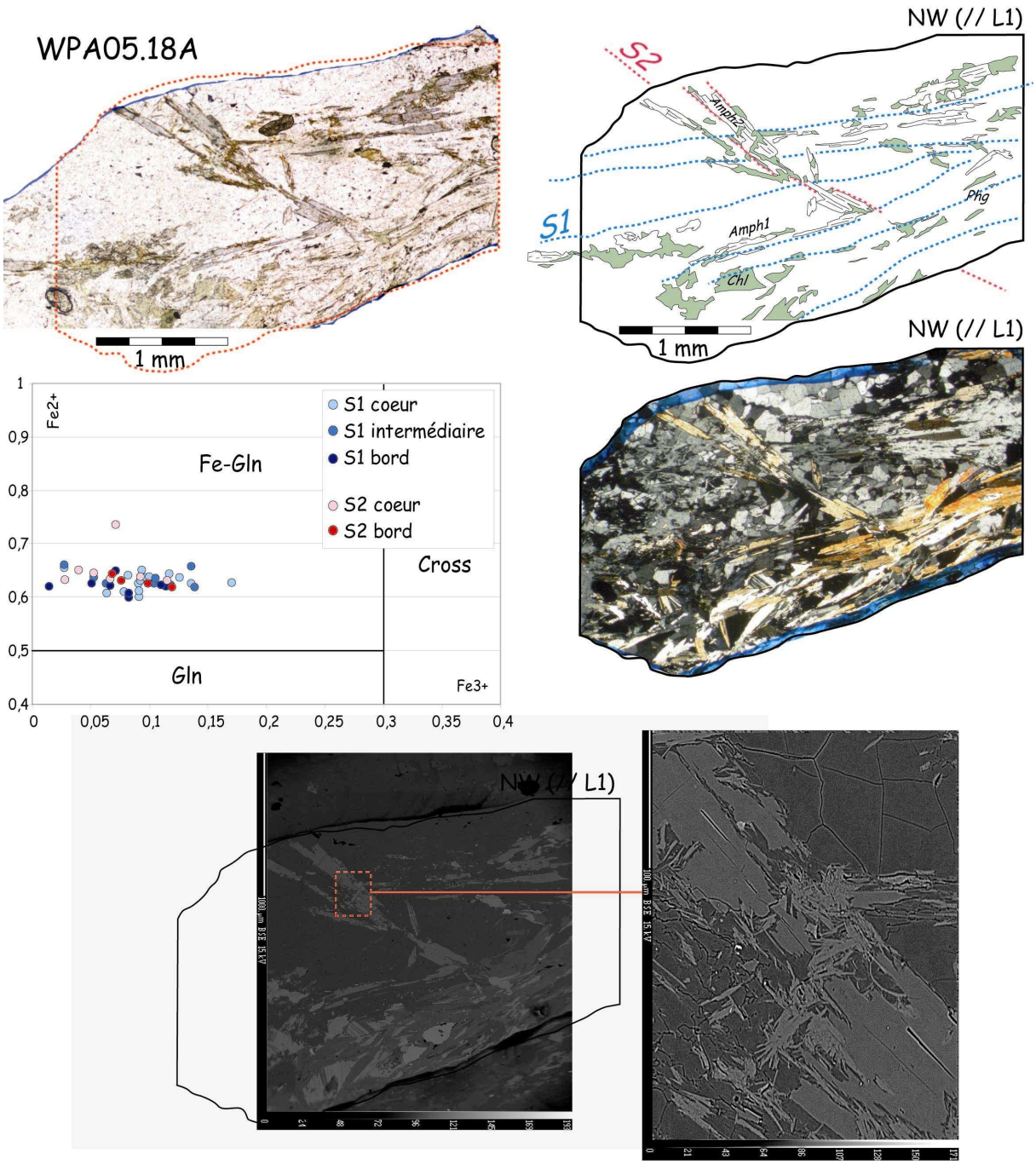


Figure Annexe- 19

*Etude des deux générations d'amphiboles sodiques dans l'échantillon WPA05.18A (groupe de la Clarea de Vanoise Sud) : position microstructurale, composition chimique et image de BSE (*back-scattered electrons*). Clichés en LPNA et LPA. On remarque le développement de microscopiques rosettes d'amphiboles bleues tardives, dont les dimensions n'excèdent pas 50 µm.*

Principes généraux de l'imagerie par électrons rétro-diffusés :

Les électrons rétrodiffusés résultent de l'interaction des électrons du faisceau primaire avec des noyaux d'atomes de l'échantillon. La résolution atteinte avec les électrons rétrodiffusés varie entre le micromètre et le dixième de micromètre. Les électrons sont réémis dans une direction proche de leur direction d'origine, avec une faible perte d'énergie. Ils sont sensibles au numéro atomique des atomes constituant l'échantillon. Les atomes les plus lourds (ceux ayant un nombre important de protons) ré-émettent plus d'électrons que les atomes plus

légers. Cette particularité sera utilisée pour l'analyse en électrons rétrodiffusés. On définit ainsi le contraste de phase : les zones constituées d'atomes avec un nombre atomique élevé apparaîtront plus brillantes que d'autres. Nous utilisons cette méthode pour déterminer l'homogénéité chimique d'un échantillon, et pour accéder à une forme d'analyse qualitative.

5.4.Amphiboles calco-sodiques alpines :

Trois analyses de Ganne (2003) présentent des compositions d'amphiboles calco-sodiques (ferro-barroisite et winchite) (Figure Annexe-). La position microtexturale de ces analyses est inconnue, on peut cependant proposer de les attribuer aux produits de la rétromorphose des amphiboles sodiques.

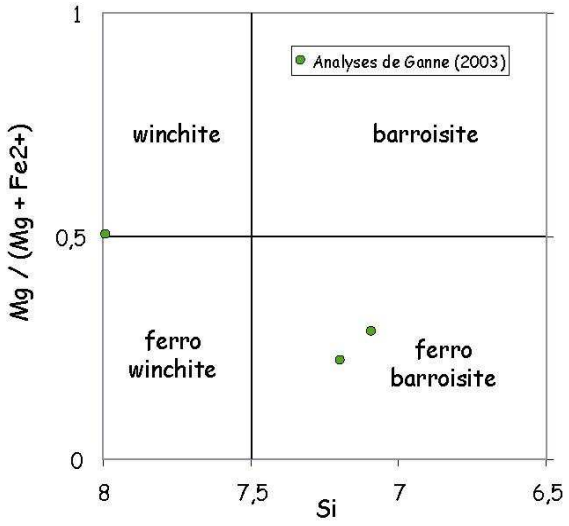


Figure Annexe- 20

Composition des amphiboles calco-sodiques de Ganne (2003), selon la classification de Leake et al. (1997) : $(Na+K)_A<0,50$; $(Ca+Na_B)>1,00$ et $0,50<Na_B<1,50$.

6. Détail sur les datations radiométriques Ar-Ar in-situ sur phengite :

La Figure Annexe- 21 montre les variations du degré de substitution des phengites dans les échantillons datés.

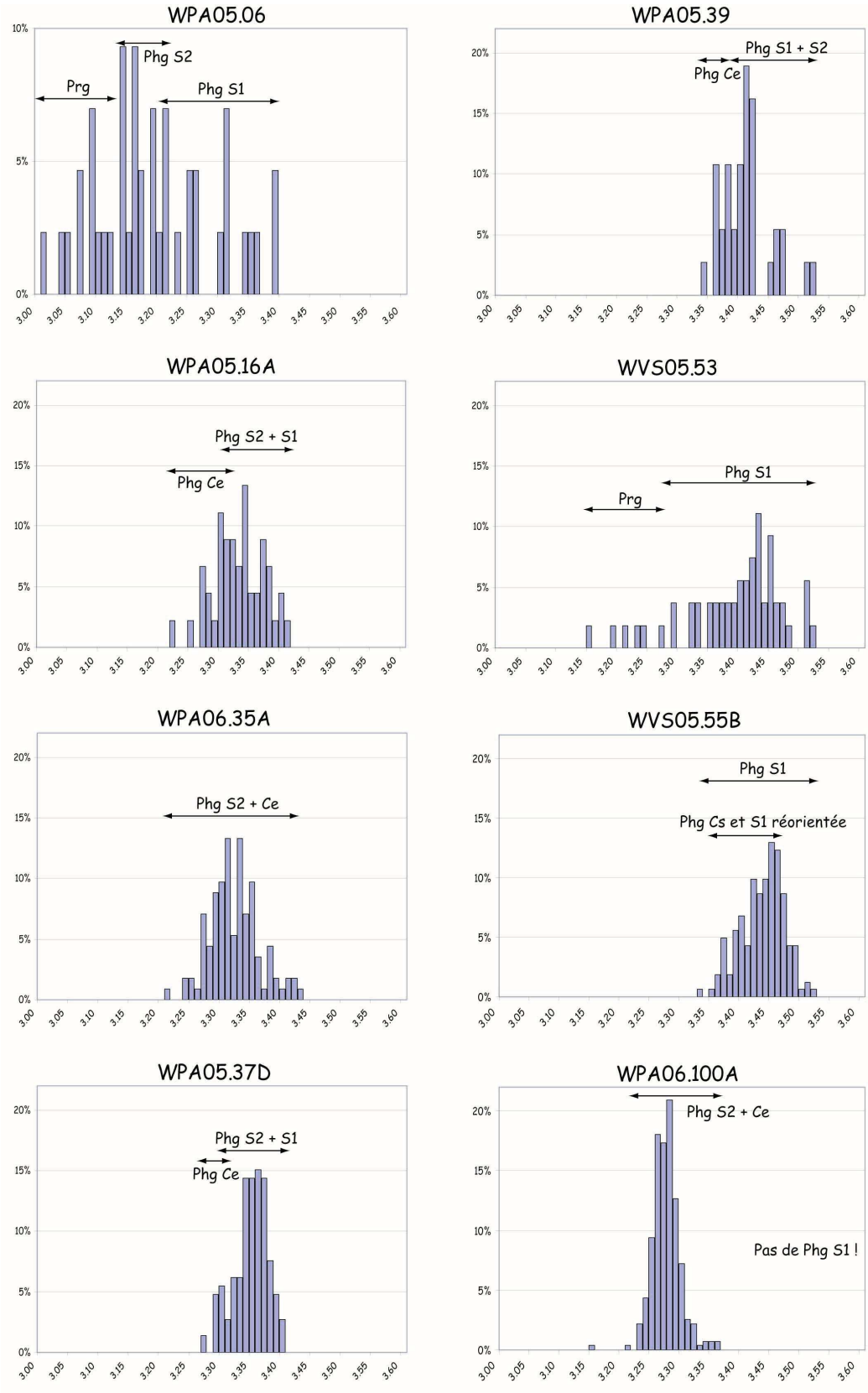


Figure Annexe- 21

Histogrammes des variations du degré de substitution en Si des phengites dans les échantillons datés. Les données sont présentées par classe, les compositions de paragonites sont préservées, et les intervalles correspondants aux différentes générations de phengites sont précisés.

7. Cartes géologiques et structurales du secteur du Canyon de l'Arc :

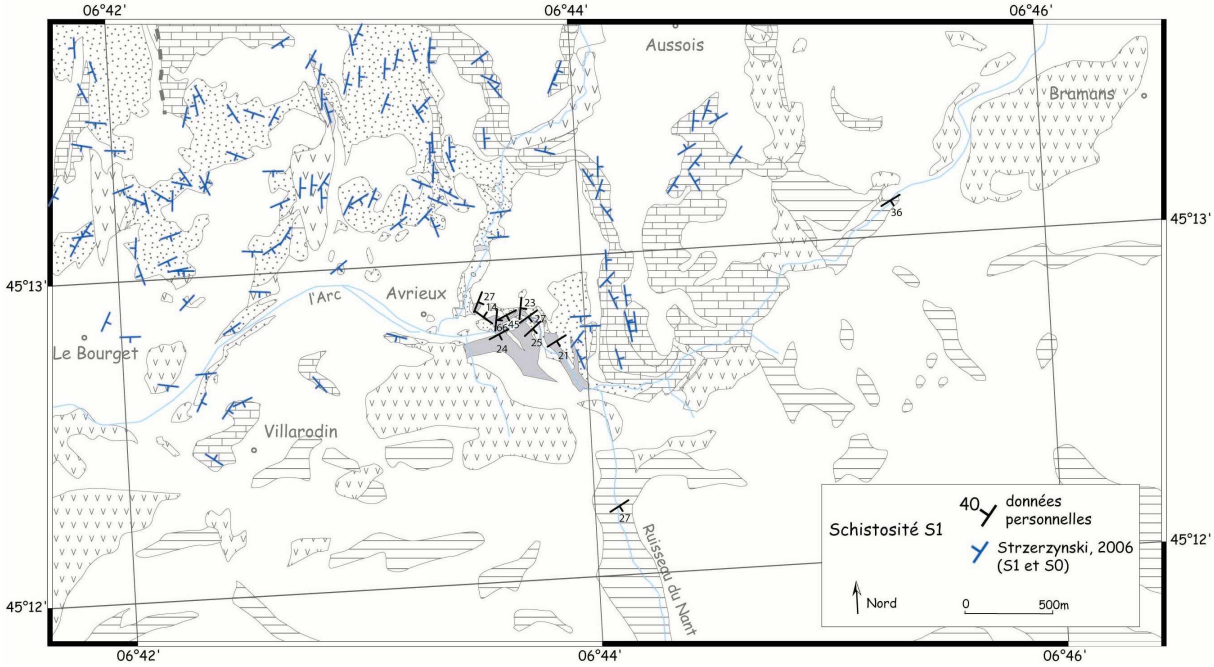


Figure Annexe- 22

Carte des trajectoires des plans de schistosité S1 (données personnelles) et S0/S1 (Strzerzynski, 2006), dans le secteur du Canyon de l'Arc.

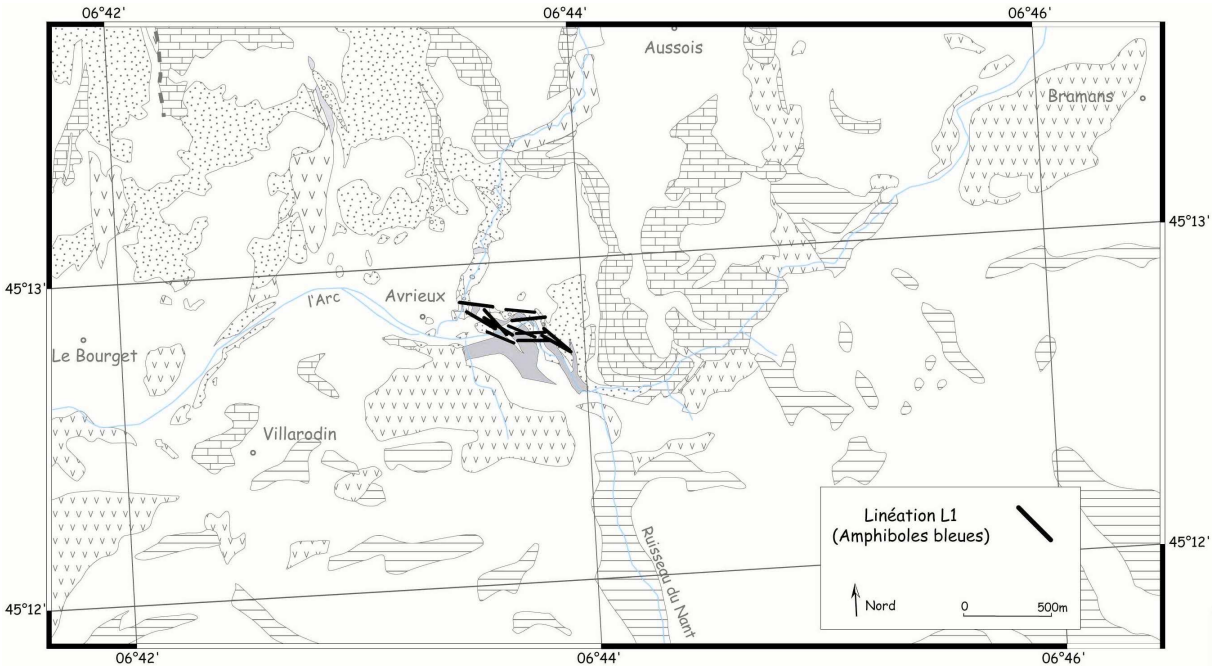


Figure Annexe- 23

Carte des trajectoires des linéations de haute pression L1 dans le secteur du Canyon de l'Arc (données personnelles).

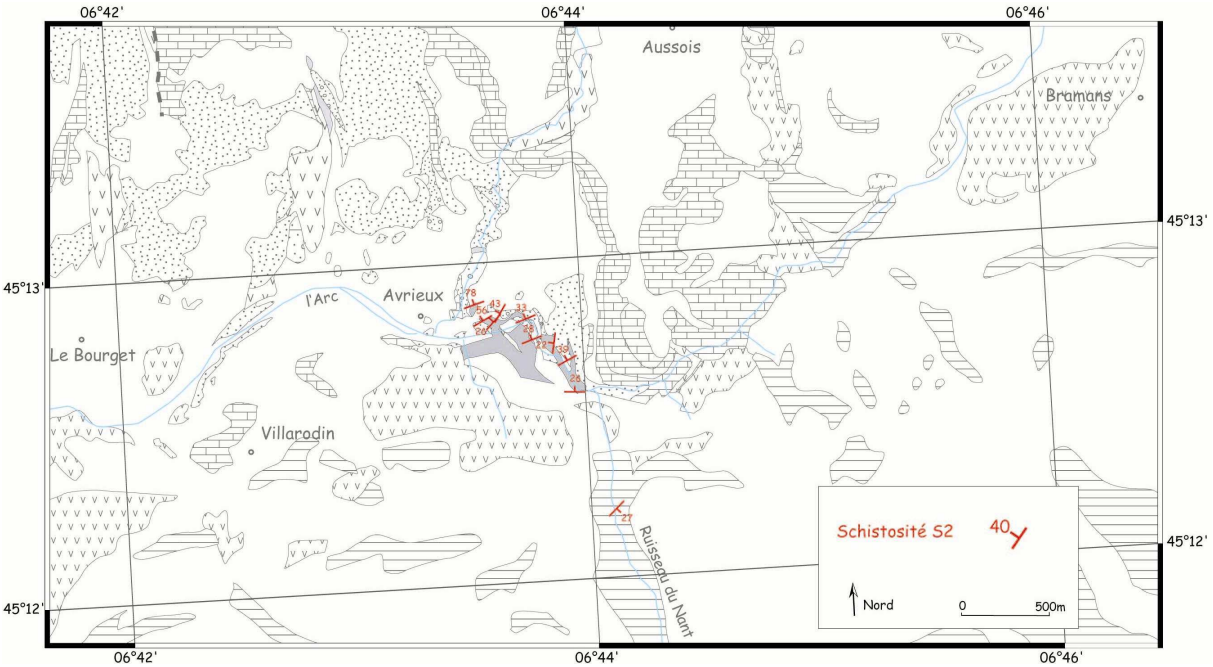


Figure Annexe- 24

Carte des trajectoires des plans de schistosité S2 (et des plans axiaux PA2) dans le secteur du Canyon de l'Arc (données personnelles).

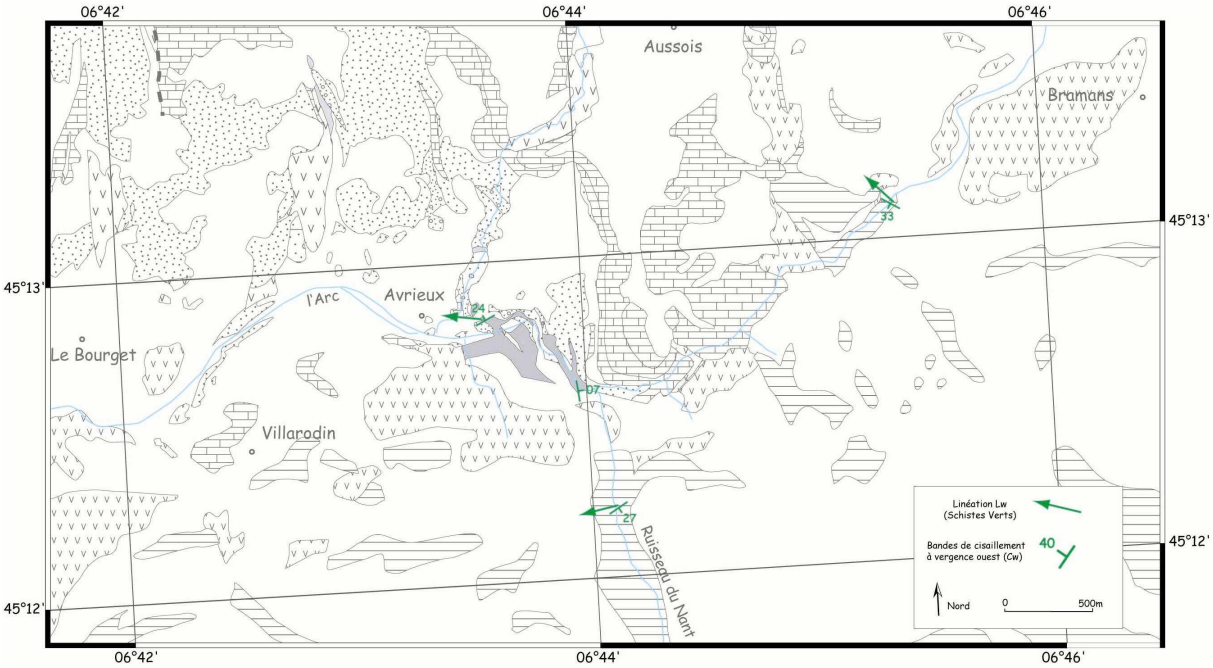


Figure Annexe- 25

Carte des trajectoires des bandes de cisaillement à vergence ouest (Cw) et des linéations associées (Lw) dans le secteur du Canyon de l'Arc (données personnelles).

8. *Résultats des analyses à la microsonde électronique :*

Tous les résultats des analyses de microsonde électronique sont présentées sous la forme de tableaux dans le CD-rom livré avec le manuscrit : phengites et paragonites, chlorites, amphiboles sodiques, chloritoïdes, feldspaths, épidotes et carbonates.

Résumé :

L'objectif de cette thèse est de caractériser les principales étapes de l'exhumation d'unités métamorphisées à haute pression, dans un contexte de subduction continentale profonde de la plaque européenne plongeant sous la plaque apulienne. Les cibles choisies sont les massifs de Vanoise Sud et d'Ambin (Zone Briançonnaise Interne des Alpes Occidentales). Ils renferment des unités de socle et de couverture, ayant toutes été métamorphisées à haute pression.

Notre travail de terrain permet de cartographier en détail les macrostructures (schistosités, linéations, plis, bandes de cisaillement), et de proposer un calendrier des déformations. L'étude des microstructures, associée à l'analyse pétrologique des phases minérales, nous permet de définir les assemblages minéralogiques développés à chaque étape de déformation (D1, D2). Les estimations thermo-barométriques, couplées aux datations Ar-Ar in situ sur phengite (inédite dans les deux massifs), nous permettent de reconstituer dans un espace Pression-Température-temps-déformation, les principales étapes de l'exhumation des unités de socle et de couverture :

- ✓ Une première phase alpine (D1) se développe dans le faciès des Schistes Bleus vers 50 Ma, et correspond au début de l'exhumation des unités subductées. Dans le massif de Vanoise Sud, nous montrons un fort contraste métamorphique entre les unités de socle (17kbar-480°C) et de couverture (11kbar–300°C). Nous l'interprétons comme la conséquence d'un découplage précoce au cours de l'enfouissement, en relation avec les cisaillements syn-Schistes Bleus à vergence NW.

- ✓ L'événement D2 débute à 43 Ma dans le faciès des Schistes Bleus de bas grade, et se poursuit dans le faciès des Schistes Verts. L'événement cisaillant majeur à vergence est (C2) débute à 37 Ma et atteint son paroxysme à 34 Ma. D2 est associé à un réchauffement généralisé dans l'ensemble de la pile structurale (+100°C), qui permet d'atteindre le pic thermique (530°C-7kbar dans le socle, et 350°C–6kbar dans la couverture).

- ✓ En Vanoise Sud, les unités de socle et de couverture sont juxtaposées autour de 30 Ma, à la faveur des cisaillements vers l'Est (3-4kbar-350°C). Nous repoussons la limite des dernières déformations ductiles à 28 Ma (3kbar-300°C).

- ✓ L'exhumation tardive des unités se produit dans le domaine cassant, en trois étapes :
  (i) entre 28 et 20 Ma : vitesses élevées atteignant 1.5 km/Ma.
  (ii) entre 20 et 5 Ma : les unités stationnent à 3km de profondeur (période de stabilité thermique, vitesse de refroidissement = 1°C/Ma).
  (iii) depuis 5Ma, nouvelle accélération de l'exhumation (0.6 km/Ma).

Mots-clefs :

Alpes Occidentales, métamorphisme de haute-pression, datation Ar-Ar in situ, exhumation, microstructures, cisaillements.

Abstract :

The aim of this study is to characterize the main steps of high-pressure (HP) units, metamorphosed in a deep continental subduction context, during the subduction of European plate below Apulian plate. Selected targets are Vanoise Sud and Ambin massifs (Internal Briançonnais domain), where exposed basement and cover units underwent a HP event.

Field work led to a detailed map of structural patterns (schistosities, lineations, folds, shear bands), and allow us to understand the timing of deformations. Microstructures and petrological studies, suggest that a typical mineralogical assemblage developped during D1 and D2 deformation stages. Pressure and temperature estimates, linked with the first Ar-Ar in situ dating on phengites from these two massifs, led us to a synthetic P-T-t-deformation diagram where exhumation steps of basement and cover units are plotted.

- ✓ A first alpine stage (D1) occured in the blueschist facies around 50 My, and is related to the beginning of exhumation of subducted units. In the Vanoise Sud massif, we show a strong metamorphic contrast between basement (17kbar-480°C) and cover units (11kbar-300°C). This data is consistent with an early uncoupling, associated with the burial and related to a NW-verging shear in the blueschist facies.

- ✓ The D2 stage begins at 43 My in the lower blueschist facies, down to the greenschist facies. The main East-verging shear event (C2) starts at 37 My and reaches its paroxysm at 34 My. D2 is related to a heating event in the whole stack of units (+100°C), which leads to the thermal peak (530°C-7kbar in the basement and 350°C–6kbar in the cover).

- ✓ In the Vanoise Sud massif, basement and cover units have been set in contact around 30 My, thanks to East-verging shears (3-4kbar-350°C). The youngest limit for the latest ductile events is consequently shifted around 28 My (3kbar-300°C).

- ✓ The late exhumation of the units occured in the brittle domain, through 3 stages :

  (i) between 28 and 20 My : high speeds, up to 1.5km/My.
  (ii) between 20 and 5 My : units remain stable at 3km deep (period of thermal stability, cooling rate = 1°C/My).
  (iii) since 5 My, increase of exhumation rate (0.6 km/My)

Keywords :

Western Alps, high-pressure metamorphism, laser-probe Ar-Ar dating, exhumation, microstructures, shear bands.