La surrection du massif cristallin externe de l'Argentera (France-Italie) et ses relations avec la déformation pliocène de la marge Nord-Ligure : Arguments thermochronologiques (traces de fission), géomorphologiques et interprétations de sismique marine

Florence Bigot-Cormier

▶ **To cite this version:**

Florence Bigot-Cormier. La surrection du massif cristallin externe de l'Argentera (France-Italie) et ses relations avec la déformation pliocène de la marge Nord-Ligure : Arguments thermochronologiques (traces de fission), géomorphologiques et interprétations de sismique marine. Géologie appliquée. Université Nice Sophia Antipolis, 2002. Français. NNT : . tel-00005799

HAL Id: tel-00005799

https://theses.hal.science/tel-00005799

Submitted on 6 Apr 2004

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

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

REMERCIEMENTS

Cette thèse a pu être réalisée en partie grâce au soutien, à la collaboration et aux conseils de nombreuses personnes que j'ai eu la chance de rencontrer au cours des trois dernières années.

Je tiens tout particulièrement à remercier Monsieur M. Sosson qui, dans le cadre des thématiques de recherche de l'UMR Géosciences Azur, a proposé un sujet pluridisciplinaire qui m'a permis de me familiariser avec de nombreuses techniques d'acquisition et de traitement. Ses conseils, tant sur le plan scientifique que sur le plan humain, m'ont été très bénéfiques et sa disponibilité ainsi que son soutien moral au cours des derniers mois m'ont particulièrement encouragée et permis d'aller de l'avant.

La majeure partie de ce travail n'aurait pas pu être réalisée sans l'apport financier du groupe ad-oc de l'INSU suite à la campagne CYLICE d'une part et du programme GéoFrance 3D d'autre part.

Parmi les acteurs de ce dernier programme, je tiens tout particulièrement à remercier Monsieur J.-F. Stéphan pour son accueil dans son équipe ainsi que pour les discussions et conseils qu'il m'a apportés.

Plusieurs personnes ou groupes de personnes m'ont formée aux différentes techniques utilisées, mettant à ma disposition leurs compétences et des moyens techniques. Ma profonde reconnaissance va tout particulièrement à :

- Monsieur G. Poupeau qui, pendant deux ans avant ma thèse et durant la première année, par sa disponibilité et sa pédagogie, m'a fait découvrir la méthode des traces de fission. Il m'a permis de travailler sur différents objets (la ride de côte d'Ivoire-Ghana, la Sardaigne, le canal de Sardaigne et enfin le massif de l'Argentera), sur différents minéraux (apatites et zircons) et sur différentes thématiques (thermique et tectonique/dénudation). Je le remercie sincèrement pour toute l'expérience qu'il m'a transmise dans ce domaine.
- l'équipe Géomer de Villefranche/Mer, principalement M.-O. Bellier, J. Déverchère et surtout F. Sage avec qui les longues périodes (parfois même nocturnes) d'interprétation de profils sismique réflexion ont été si enrichissantes et sympathiques aussi bien d'un point de vue scientifique que personnel.
- Monsieur P. van der Beek qui m'a accueilli plusieurs semaines au LGCA (Grenoble) afin de me former aux différentes méthodes de géomorphologie quantitative et au modèle d'évolution de processus de surface. Je le remercie pour sa patience et ses explications face à mes faibles connaissances initiales sur ce sujet !

Je tiens également à remercier chaleureusement Madame D. Seward et Monsieur J.-M. Lardeaux qui ont évalué et rapporté ce travail, pour leurs remarques et discussions constructives.

Ma reconnaissance va également à Monsieur J.-P. Réhault pour sa participation au jury et l'apport de ses connaissances sur la marge nord-Ligure dont il m'a fait bénéficier au cours de plusieurs discussions.

Je remercie l'ensemble des équipes de recherche et du personnel du LGCA (Grenoble) ainsi que de l'UMR Géosciences Azur (Nice-Sophia Antipolis) qui a été disponible, à l'écoute et qui a participé de façon directe ou indirecte à la réalisation de cette étude.

Je nommerai tout particulièrement Erika, la « Madame traces de fission » qui m'a formée à l'aspect technique de la méthode et à la recherche des meilleures glaces de

Grenoble ; Tony, Emmanuel, Yves, Nicole pour leur bonne humeur ; Thomas pour son aide à la mise en page les derniers jours de rédaction et tout le reste… ; Nicole pour les discussions et ses conseils concernant le bassin Ligure ; Véronique, notre artiste discrète mais efficace qui m'a soutenue jusqu'à la dernière nuit ; Suzanne, notre bibliothécaire de choc qui a tout mis en place pour que l'on ait un service efficace que de nombreux envient ; Reine, Isabelle et leurs chocolats ! Caroline et Rodolphe pour leur aide informatique, Didier et ses « bonjours » toujours surprenants.

Merci aux thésards et anciens thésards qui m'ont supportée au cours de toutes ces années qu'ils soient de Grenoble ou de Nice et tout particulièrement merci à Ludovic, Olivier, Gloria, Ali, Gilles, Mickaël, Bénédicte, Céline, Mathilde, David, Cédric, Carine et surtout Bernhart qui a partagé mon bureau pendant près de deux ans.

Merci à tous ceux qui ont fait de la pause café du matin un moment convivial et favorable aux discussions. Je pense tout particulièrement à Christophe, Claude V. et Stéphane. Stéphane que je remercie non seulement pour ces moments de discussion mais aussi pour son soutien moral, ses conseils et son savoir informatique.

Ce choix de mener de front mes études et ma famille a été par de nombreux aspects soutenu et encouragé par Babeth. Depuis bientôt 10 ans, je bénéficie de ses conseils et de son exemple de maman enseignante/chercheur, au top dans les deux disciplines !

Je remercie tout particulièrement mes parents et ma p'tite soeur pour leur soutien et leur réconfort au cours de toutes ces années, ainsi que mes beaux-parents et toute ma famille la plus proche.

Enfin, mes remerciements et mes pensées les plus affectueuses vont à mon mari Philippe, pour sa présence, sa confiance, ses sacrifices et son soutien permanent depuis plus de 10 ans et à mes deux p'tits chéris, Juliane et Paul pour le souffle d'air qu'ils m'ont apporté depuis 5 ans, leur fraîcheur, leur bonne humeur et leur joie de vivre.

Je les embrasse tendrement tous les trois.

RESUME

Afin de comprendre l'évolution, la géométrie et le mécanisme des déformations récentes (<10 Ma) du socle européen depuis le massif cristallin externe de l'Argentera jusque sur la marge nord-Ligure, des analyses thermochronologiques par traces de fission (apatites/zircons), géomorphologiques et des interprétations de profils sismiques ont été réalisées.

Une dénudation du massif est enregistrée vers 22 Ma, certainement en relation avec la structuration de l'arc de Castellane au Miocène moyen-supérieur, qui se poursuit localement vers 6 Ma par dénudation le long de la faille du « Camp des Fourches ». Plus globalement un soulèvement à 0,8 mm/a (30°C/km) est enregistré à 3,5 Ma et suivi tardivement par un mouvement inverse le long de la faille de Bersézio/Veillos à 1 mm/a. Malgré une forte emprunte d'érosion glaciaire présente sur le massif, l'analyse géomorphologique conforte ces derniers résultats. A partir d'un modèle d'évolution de processus de surface, le taux d'érosion associé est estimé localement à 1 mm/a et semble aujourd'hui plus important sur le bassin versant oriental du massif.

D'après l'analyse de 70 profils sismique-réflexion, la déformation de la marge nord-Ligure serait liée à la propagation d'un chevauchement aveugle jusque dans les formations salifères messiniennes du bassin.

Cette déformation récente compressive de l'avant-pays alpin est guidée par une tectonique de socle le long de structures héritées et fait suite à l'exhumation des roches THP dans les zones internes.

Mots clés : Alpes occidentales, massif cristallin externe, thermochronologie, traces de fission, géomorphologie, sismique, bassin Ligure, soulèvement, dénudation, érosion.

ABSTRACT

Fission tracks (on apatites and zircons) thermochronological analysis, geomorphological and seismic profile studies are used to understand the evolution, the geometry and the mecanism of recent deformations within european crust (<10 Ma) from the Argentera external cristalline massif to the north-Ligurian margin.

First, the denudation of the massif is recorded at about 22 Ma, probably linked with the “arc de Castellane” structuration during middle and upper Miocene and then localy at about 6 Ma with denudation along the « Camp des Fourches » fault. An uplift more generalized of 0.8 mm/yr (30°C/km) is recorded at 3.5 Ma and followed by a late reversal motion of 1 mm/a along the Bersezio/Veillos fault. In spite of a large glacial erosion of the massif, the geomorphological analysis confirms these last results. Using a surface processes model, the erosional rate associated is localy of 1 mm/a and seems now higher than on the eastern watershed of the massif.

From the analysis of 70 seismic-reflection profiles, the north-Ligurian margin deformation could be linked to a blind thrust propagation up to the messinian salt formation in the basin.

This recent alpin foreland compressif deformation is guided by a basement tectonic along inherited structures and followed the UHP rocks exhumation from the internal zones.

Key words : western Alps, external cristalline massif, thermochronolgy, fission tracks, geomorphology, seismic, Ligurian sea, uplift, denudation, erosion.

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS 1

RESUME 3

ABSTRACT 3

LISTE DES FIGURES 8

LISTE DES TABLEAUX 10

INTRODUCTION 11

I. DES ALPES OCCIDENTALES A LA MARGE NORD LIGURE 13

I.1. CADRE STRUCTURAL 14

I.1.1. Les Alpes centrales et occidentales 14

I.1.2. Le bassin Ligure et sa marge nord 22

I.2. LES STRUCTURES PROFONDES : DONNEES GEOPHYSIQUES 25

I.2.1. Les Alpes occidentales et centrales 25

I.2.2. Depuis le massif cristallin externe de l'Argentera jusqu'au bassin ligure 28

I.3. EVOLUTION GEODYNAMIQUE DES ALPES 34

I.3.1. 1ère étape : Rifting et Océanisation 34

I.3.2. 2ème et 3ème étapes : Convergence, Subduction puis Collision 35

I.4. EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU BASSIN LIGURE ET EVENEMENT MESSINIEN 44

I.4.1. Un historique des hypothèses 44

I.4.2. Les hypothèses mobilistes 44

I.4.3. L'événement Messinien 45

I.5. LIEN CINEMATIQUE AVEC LA TECTONIQUE DES PLAQUES 46

I.5.1. Les modèles d'évolution d'après les anomalies magnétiques 47

I.5.2. Les modèles cinématiques d'après les linéations d'étirement 48

I.5.3. Le poinçonnement Europe-Apulie : deux hypothèses de déformation 48

I.5.4. L'extension syn-orogénique Ligure 50

II. APPORT DE L'ANALYSE THERMOCHRONOLOGIQUE PAR LA METHODE DES TRACES DE FISSION 53

II.1. INTRODUCTION 53

II.2. METHODOLOGIE 54

II.2.1. Historique 54

II.2.2. Formation des traces de fission 54

II.2.3. L'équation d'âge de la datation par traces de fission 58

II.2.4. Méthode de datation utilisée pour l'analyse des échantillons sur apatites et zircons 62

II.2.5. Signification d'un âge traces de fission 65

II.2.6. Représentation d'un âge "trace de fission" 70

II.3. LE MASSIF DE L'ARGENTERA 73

II.3.1. The denudation history of the Argentera Alpine External Crystalline Massif (France-Italy) : an overview from the analysis of fission tracks in apatites and zircons 73
II.3.2. Résumé étendu de l'article 98
II.3.3. Nouvelles données thermochronologiques sur la bordure SO du massif de l'Argentera 101
II.3.4. Synthèse des résultats thermochronologiques obtenus dans le massif de l'Argentera 110
II.3.5. Calendrier des événements affectant le massif de l'Argentera 114
II.4. LES MOUVEMENTS GRAVITAIRES : ASPECT METHODOLOGIQUE 116
II.4.1. Echantillonnage et résultats 116
II.4.2. Interprétation et discussion 117
II.5. LE MASSIF DU TANNERON 119
II.5.1. Echantillonnage et résultats 119
II.5.2. Interprétations thermochronologiques 119
II.5.3. Discussion et conclusion 121
III. APPROCHE GEOMORPHOLOGIQUE 125
III.1. CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE 125
III.2. ETUDE DE GEOMORPHOLOGIE QUANTITATIVE 126
III.2.1. Le réseau hydrographique 127
III.2.2. La topographie 137
III.2.3. Discussion-conclusion partielle 146
III.3. EVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE DU MASSIF DE L'ARGENTERA 147
III.3.1. Présentation du modèle numérique 147
III.3.2. Paramètres et conditions limites utilisés dans le massif de l'Argentera 150
III.3.3. Solutions recherchées 155
III.3.4. Résultats 157
III.3.5. Les limites du modèle 166
III.3.6. Interprétation / Discussion 167
III.3.7. Conclusion 170
IV. DEFORMATIONS PLIOCENES DE LA MARGE NORD LIGURE : LES CONSEQUENCES D'UN CHEVAUCHEMENT CRUSTAL SUD-ALPIN 171
IV.1. INTRODUCTION 171
IV.2. CONTEXTE GEOLOGIQUE ET TECTONIQUE 172
IV.2.1. Les marqueurs dans l'arrière-pays : nappes et chevauchements 172
IV.2.2. Les marqueurs à la côte : les deltas marins / les terrasses du Pliocène 172
IV.2.3. Les marqueurs en mer : les séries messiniennes décalées 174
IV.3. CARACTERISTIQUES DE LA MARGE 175
IV.3.1. Caractéristiques géométriques et morphologiques 176
IV.3.2. Caractéristiques structurales et sédimentaires 176
IV.4. ACQUISITION ET METHODOLOGIE 179
IV.4.1. Origine et acquisition des données 179
IV.4.2. Méthodologie 179
IV.5. L'ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE SUR LA MARGE AU MESSINIEN. 180
IV.6. INDICES DE DEFORMATIONS DE LA SURFACE MESSINIENNE 181
IV.6.1. Déformation des horizons sur la marge 181

IV.6.2. Déformation des horizons en bordure du bassin profond 187
IV.7. RECONSTITUTION SPATIO-TEMPORELLE DES MOUVEMENTS VERTICAUX ET INTERPRETATION 187
IV.8. DISCUSSION 194
IV.8.1. La marge nord-Ligure en contexte tectonique compressif depuis la fin du Pliocène inférieur 194
IV.8.2. A l'échelle de la région Argentera-Ligure 194
IV.9. CONCLUSION 197
V. LA DENUDATION DU MASSIF CRISTALLIN EXTERNE : CAUSES ET CONSEQUENCES 199
V.1. SIGNIFICATION TECTONIQUE DE LA DENUDATION : 29-20 MA 199
V.2. LES MOUVEMENTS DE SOCLE POST-10 MA 201
V.2.1. Cinématique et âges 201
V.2.2. Géométrie des structures de socle : l'héritage structural 201
V.2.3. Pourquoi une déformation de socle généralisée au cours du Pliocène ? 203
CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES 207
BIBLIOGRAPHIE 211
ANNEXE 1 227
ANNEXE 2 283
ANNEXE 3 335
ANNEXE 4 347

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Carte tectono-métamorphique et sédimentaire de la chaîne alpine 13
Figure 2 : Carte structurale simplifiée des Alpes occidentales 15
Figure 3 : Coupes schématiques mettant en évidence la géométrie des structures 16
Figure 4 : Schéma des subdivisions majeures des Alpes. 18
Figure 5 : Les principales directions structurales jurassiques de la zone externe 19
Figure 6 : Localisation du massif de l'Argentera dans les zones externes 20
Figure 7 : Carte géologique détaillée du socle cristallin externe de l'Argentera 21
Figure 8 : Schéma structural et extension des différents domaines dans le bassin Ligure 23
Figure 9 : Données du profil sismique-réflexion profonde ECORS-CROP 26
Figure 10 : Interprétation structurale du profil sismique réflexion profonde 27
Figure 11 : Carte synthétisant 4 études sur la profondeur du Moho 28
Figure 12 : Comparaison des profondeurs du Moho 30
Figure 13 : Cartes tomographiques représentant la vitesse des ondes P 31
Figure 14 : Coupes géologiques traversant l'Argentera 32
Figure 15 : Structures profondes à l'échelle des plaques de la région nord et sud Argentera. 33
Figure 16 : Dynamique d'ouverture de l'océan Téthys 35
Figure 17 : Chronologie de mise en place et évolution tectonique 37
Figure 18 : Comparaison des diagrammes âge/altitude dans les zones externes 39
Figure 19 : Edification de l'arc de Castellane 40
Figure 20 : Répartition des mécanismes au foyer dans le bassin Ligure 41
Figure 21 : Répartition des mécanismes au foyer dans la région Argentera 42
Figure 22 : Modèle cinématique du sud des Alpes occidentales franco-Italiennes 43
Figure 23 : Reconstitution paléogéographique proposée par Réhault *et al.*, 1984. 45
Figure 24 : Différents modèles tectoniques proposés à partir de données paléomagnétiques. 47
Figure 25 : Evolution des Alpes occidentales d'après les linéations d'étirement 49
Figure 26 : Carte des bassins de la Méditerranée délimités par des chaînes de montagnes 51
Figure 27 : Reconstruction paléotectonique de la région Méditerranéenne 52
Figure 28 : Illustration schématique du processus de formation d'une trace de fission. 55
Figure 29 : Diagrammes schématisant la forme de la section d'un trace révélée 56
Figure 30 : Traces de fission fossiles dans les apatites (a-b) et les zircons (e-f) 57
Figure 31 : A- Distribution du nombre de traces 58
Figure 32 : Datations de plusieurs mêmes échantillons apatites et zircons 61
Figure 33 : Illustration schématique des principales méthodes de datation 62
Figure 34 : Explication schématique de la méthode expérimentale utilisée 64
Figure 35 : Détail de la fin du procédé permettant de visualiser après attaque chimique 64
Figure 36 : Illustration schématique des deux procédés utilisés pour cette étude 65
Figure 37 : Schéma comparant les zones de rétention partielle 66
Figure 38 : Vue en coupe des traces en profondeur dites confinées 67
Figure 39 : Diagramme représentant les différentes histoires thermiques 68
Figure 40 : Evaluation de l'erreur sur le taux de dénudation 69
Figure 41 : Type de représentation d'un âge traces de fission 70
Figure 42 : Structural sketch map of the Western Alps 74
Figure 43 : NNE-SSW cross section of the Argentera massif 76
Figure 44 : Sampling map. 79
Figure 45 : Zircon and apatite FT ages in the Argentera massif 80
Figure 46 : Apatite (a) and zircon (b) age/elevation diagrams from data of this study 81
Figure 47 : Apatite age/elevation diagram 82
Figure 48 : Cross-section of the Argentera massif 85

Figure 49 : Apatite FT ages, from the same samples than in **Figure 46** 86
Figure 50 : Apatite age/elevation diagram from the NW block 87
Figure 51 : Young and old zircon age/elevation diagram 88
Figure 52 : Diagram showing only young zircon (<30 Ma) age/elevation 89
Figure 53 : a) Thermal history of the Argentera massif since its Variscan exhumation. 92
Figure 54 : Diagram summarizing the Argentera massif denudation evolution 93
Figure 55 : Carte de localisation du nouvel échantillonnage dans le massif de l'Argentera. 102
Figure 56 : Diagrammes radiaux des huit échantillons datés 103
Figure 57 : Localisation des âges obtenus sur apatites et zircons 105
Figure 58 : Isochrones déduites des mesures effectuées sur les inclusions fluides 107
Figure 59 : Détermination de la pression en combinant les données de microsonde 108
Figure 60 : Coupes localisées dans la région sud de l'Argentera 111
Figure 61 : Silhouette du diagramme âge/altitude 112
Figure 62 : Diagrammes (A et B) âge/altitude 115
Figure 63 : Schéma structural et localisation des perturbations principales 117
Figure 64 : Localisation de l'échantillon provenant du « paléo »-glissement de Malbosc ... 118
Figure 65 : Localisation de l'âge obtenu sur apatites 123
Figure 66 : Interprétation géodynamique proposée par Ribolini (2000) 126
Figure 67 : Carte du réseau hydrographique 127
Figure 68 : Géométrie des bassins versants sur le socle de l'Argentera. 129
Figure 69 : Localisation des 19 cours d'eau étudiés sur le socle de l'Argentera. 132
Figure 70 : Profils longitudinaux des cours d'eau étudiés 133
Figure 71 : Représentation des profils longitudinaux à l'équilibre 135
Figure 72 : Représentation des profils longitudinaux à l'équilibre 136
Figure 73 : Représentation des profils longitudinaux à l'équilibre 137
Figure 74 : A, Représentation topographique du socle de l'Argentera 138
Figure 75 : Répartition des pentes en fonction de l'altitude 139
Figure 76 : Localisation des profils enveloppes 140
Figure 77 : Représentation graphique des paramètres géomorphologiques du profil AA'... 142
Figure 78 : Elévations maximales, minimales et moyennes 143
Figure 79 : Représentation graphique des paramètres géomorphologiques 145
Figure 80 : Géométrie initiale utilisée dans le modèle d'évolution géomorphologique 151
Figure 81 : Densité des différentes structures internes 152
Figure 82 : Présentation en carte de la géométrie des discontinuités 155
Figure 83 : A. MNT du socle de l'Argentera à 500 m 156
Figure 84 : TEST N°1 158
Figure 85 : TEST N°2 160
Figure 86 : Cartes de bilan de flux sédimentaire total (TEST N°2) 161
Figure 87 : TEST N°3 162
Figure 88 : TEST N°4 164
Figure 89 : Cartes de bilan de flux sédimentaire total (TEST N°4) 165
Figure 90 : Représentation du diagramme âge/altitude calculé (TEST N°2) 167
Figure 91 : Composition lithologique des galets et blocs des poudingues Plio-Quaternaire 169
Figure 92 : Localisation des profils étudiés le long de la marge nord Ligure. 175
Figure 93 : Caractéristiques structurales et sédimentaires de la marge nord-Ligure. 177
Figure 94 : Description du modelé messinien 182
Figure 95 : Interprétations de 8 profils sismiques 183
Figure 96 : Carte représentant la localisation du canyon du Paillon 184
Figure 97 : La déformation en limite marge/bassin. 188
Figure 98 : Représentation de 5 profils sismique-réflexion 189
Figure 99 : Proposition d'un modèle de déformation 190
Figure 100 : Représentation de 4 des 5 profils de la **Figure 98** 192

Figure 101 : Profil de sismique-réflexion à forte pénétration (MA31-MALIS'95) 193
Figure 102 : Coupes terre/mer (réalisée à partir de la carte au 1/250000) 196
Figure 103 : Proposition du front de chevauchement en carte 197
Figure 104: Histoire thermique du massif de l'Argentera 200
Figure 105 : Les principales structures de socle..... 202
Figure 106 : Coupe NNE-SSO réalisée entre le massif de l'Argentera et le Tanneron..... 205
Figure 107 : Coupe NNO-SSE entre le massif de l'Argentera et la marge nord-Ligure 206

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1- Liste des étalons d'âges internationalement reconnus..... 60
Tableau 2 - Comparaison des valeurs du paramètres ζ..... 60
Tableau 3 : Comparaison des âges centraux montrant des P(χ^2) 72
Tableau 4 : Apatite (A)/zircon (Z) age analytical data. 84
Tableau 5 : Same legend than Tableau 4 84
Tableau 6 : Données analytiques des âges apatites..... 104
Tableau 7 : Synthèse des données TF et IF..... 109
Tableau 8 : Données analytiques des âges apatites..... 116
Tableau 9 : Données analytiques sur l'analyse des TF 119
Tableau 10 : Caractéristiques de l'ensemble du bassin versant des rivières..... 128
Tableau 11 : Paramètres utilisés pour le TEST N°1 (**Figure 84**). 157
Tableau 12 : Paramètres utilisés pour le TEST N°2 et N°3 159
Tableau 13 : Paramètres utilisés pour le TEST N°4 (**Figure 88**). 163
Tableau 14 : Données analytiques obtenues à partir de 50 profils sismique-réflexion..... 186

INTRODUCTION

L'édifice orogénique alpin occidental (dont l'évolution est détaillée et discutée dans le premier chapitre) est bordé au sud par le bassin Ligure, un bassin marginal en cours de fermeture.

Le plus proche massif de socle européen allochtone qui affleure dans cette région est le massif de l'Argentera, le plus méridional des massifs cristallins externes. Limité au NE par le front pennique, il est proche du massif cristallin interne de Dora Maira contenant des unités européennes de très haute pression.

Des études en mer montrent que la marge nord-Ligure subit des mouvements verticaux (subsidence ? surrection ?) depuis certainement les cinq derniers millions d'années (§ I.1.2.1, p. 22). Parallèlement des études sédimentologiques réalisées sur les produits d'érosion pliocènes de la vallée du Var (Irr, 1984) et quelques données thermochronologiques éparses réalisées sur le massif de l'Argentera semblent mettre en évidence une dénudation du massif au cours du Mio-Pliocène depuis environ 8 Ma (Mansour, 1991 ; Carpéna et Bogdanoff, 1982).

Par conséquent, l'épaississement crustal du socle du domaine alpin et son exhumation sont-ils à l'origine de la déformation de la marge nord-Ligure ?

Il semble évident qu'il existe un lien entre les déformations crustales des alpes et l'ouverture, puis l'évolution compressive du bassin ligure depuis 30 Ma. A cette période charnière, le secteur est le siège à la fois d'un rifting et de l'exhumation rapide de certaines unités européennes de très haute pression. Le passage d'une lithosphère orogénique continentale à une lithosphère océanique se produit entre le massif de l'Argentera et le centre du bassin Ligure. Ce passage reste incompris :

- de par la géométrie inattendue du Moho en fonction de la topographie actuelle (§ I.2.2, p. 28),

- de par son évolution cinématique mal contrainte depuis 30 Ma, en particulier les mouvements verticaux et horizontaux qui ont affecté ce passage depuis 10 Ma.

C'est alors dans ce secteur, sur les terrains cristallins anciens du socle que l'on doit pouvoir retrouver des enregistrements de mouvements récents, tant sur les affleurements à terre que sur les surfaces déformées au-dessus du socle au niveau de la marge nord-Ligure.

L'objectif principal de ce travail a donc été de déterminer la chronologie précise de ces mouvements et les mécanismes de déformation associés, affectant le sud de l'orogène alpin et la marge nord-Ligure.

Ceci peut être énoncé par trois principales questions :

- Depuis quand le massif se dénude-t-il, avec quelle vitesse et de quelle façon (différentielle ou non) ?

- L'enregistrement géomorphologique (orographie et hydrographie) depuis le début de la dénudation est-il lié à des mécanismes isostatiques et/ou tectoniques ?

- Ces mécanismes sont-ils observables sur la marge ? La déformation qui en résulte est-elle liée à un effet bassin (subduction naissante ?) ou à un raccourcissement alpin ?

Pour répondre à ces questions, nous avons utilisé trois différentes méthodes.

Suite à la première partie qui présente l'état des connaissances sur le cadre structural superficiel et profond et sur la géodynamique des Alpes (essentiellement occidentales) ainsi que du bassin Ligure, nous présenterons en deuxième partie, la **chronologie et les quantifications de la dénudation, obtenues par la méthode thermochronologique par traces de fission (TF)**. Cette étude qui a été réalisée sur les apatites et les zircons sera présentée en partie sous forme d'article.

Afin de vérifier nos interprétations thermochronologiques et d'obtenir des renseignements quantitatifs des taux de soulèvement et d'érosion nécessaires pour obtenir la topographie actuelle du massif, nous présentons en troisième partie une **approche de géomorphologie quantitative et une modélisation numérique de processus de surface**.

Enfin, la déformation de la marge nord-Ligure a été réalisée à partir de **l'analyse de profils sismiques couvrant la zone d'Antibes à Imperia**. Cette quatrième partie, sous forme d'article à soumettre, présente le lien structural et tectonique entre cette marge nord-Ligure et les Alpes.

Cette étude s'inscrit dans le cadre des nombreuses actions entreprises par l'UMR Géosciences Azur pour comprendre l'évolution et les mécanismes récents d'une part de l'orogène alpin, en collaboration avec les acteurs du programme GéoFrance 3D et d'autre part du bassin Ligure, suite à plusieurs campagnes de sismique-réflexion (i) à forte pénétration (MALIS'95) ou (ii) associées à des plongées en submersible sur les deux marges conjuguées (CYLICE, 1997).

La région étudiée est une région où le risque sismique est non négligeable. Cette étude va contribuer à une meilleure connaissance des structures profondes et de la chronologie des déformations le long de ces structures entre le massif cristallin et la marge nord-Ligure qui seront autant de données utiles à l'évaluation du risque sismique régional.

I. DES ALPES OCCIDENTALES A LA MARGE NORD LIGURE

L'orogène alpin, long de 1200 km de Nice à Vienne et d'une largeur variant de 200 à 500 km, montre une orientation générale E-O pour les Alpes centrales, orientales et méridionales. Il se courbe à son extrémité occidentale, prenant alors une direction N-S (**Figure 1**). C'est dans cette partie de la chaîne qu'il dessine un arc concave vers la plaine du Pô qui s'étend depuis la latitude du massif de la Dent Blanche jusqu'aux Alpes ligures.

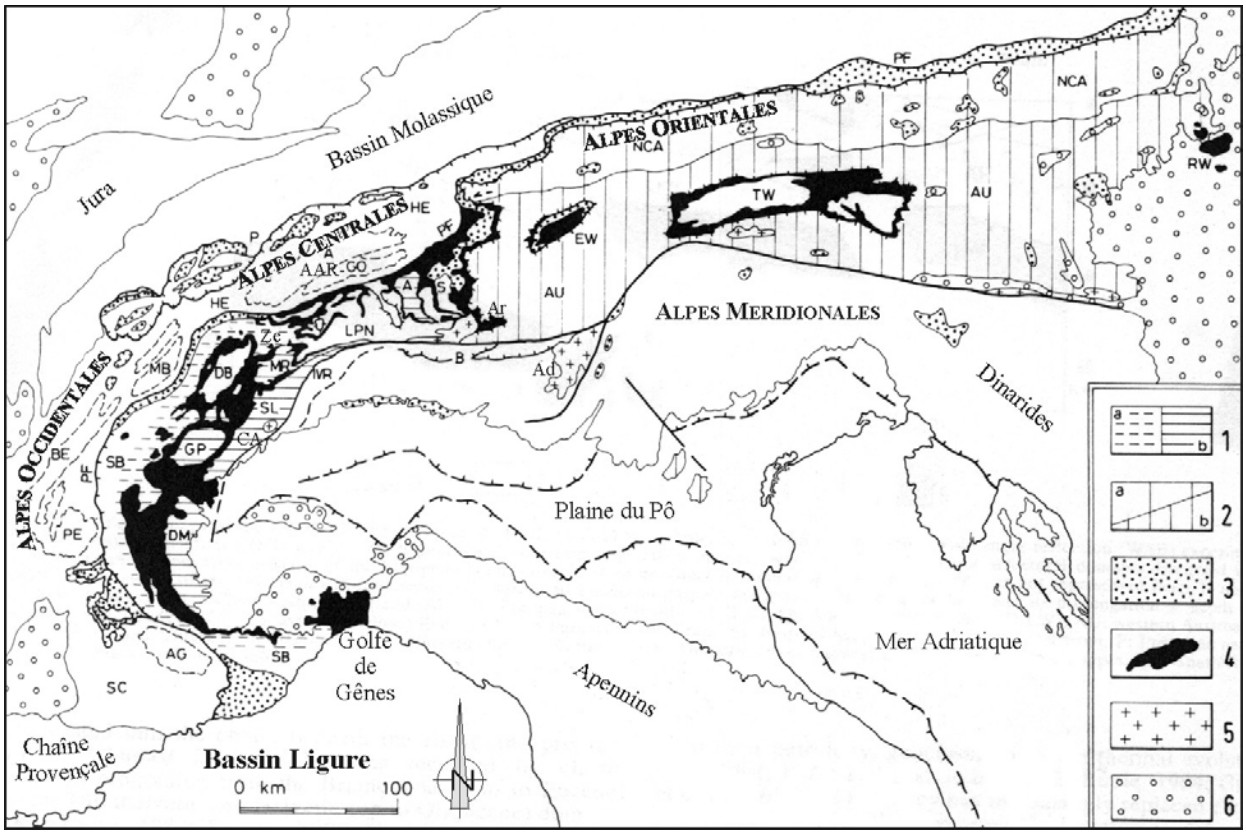


Figure 1 : Carte tectono-métamorphique et sédimentaire de la chaîne alpine mettant en évidence la répartition des domaines alpins : Alpes orientales, centrales, méridionales, occidentales.
(Modifié d'après Polino *et al.*, 1990)
1- métamorphisme (a-schiste bleu ; b-éclogitique) des unités continentales des Alpes occidentales et centrales ; 2- métamorphisme (a-schiste vert à b-faciès amphibolitique) des unités orientales austro-alpines ; 3- flysch crétacé-éocène ; 4- unités ophiolitiques ; 5- plutons oligocènes le long de la ligne de Canavese ; 6- bassins oligo-miocènes ;
A : nappe de l'Adula ; **Ad** : massif de l'Adamello ; **AU** : nappes Austro-alpines orientales de socle et de couverture ; **EW/RW/TW** : fenêtres de l'Engadine, Rechniz et des Tauern ; **CA** : zone de Canavese ; **AAR-GO/ /MB/BE/AG** : massifs cristallins externes de l'Aar-Gothard, du Mont Blanc, de Belledonne et de l'Argentera ; **HE** : couvertures Ultra-Helvétiques, Helvétiques et Dauphinoises ; **HF** : flysch à Helminthoïdes ; **LPN** : nappes simplo-tessinoises inférieures ; **NCA** : Alpes calcaires septentrionales ; **P** : préalpes ; **PA/GL/MA/PI/AN** : unités ophiolitiques ; **UP/TN/SU/MR/GP/DM** : unités penniques supérieures, Tauern, Suretta, Mont Rose, Grand Paradis, Dora Maira ; **Ze :** ophiolites de Zermatt-Saas ; **Ar** : péridotites d'Arami ; **SA** : sud alpin ; **TA/SB/PN** : unités penniques moyennes de Tambo, Grand St Bernard/Briançonnais et Pinerolese ; **SL** : zone de Sezia-Lanzo ; **VA** : flysch et ophiolites de l'unité valaisane ; **PF** : front pennique.

Les Alpes occidentales sont géographiquement limitées par le lac Léman au nord, le sillon rhodanien à l'ouest et par la Provence et le bassin Ligure au sud. Ce dernier situé en mer Méditerranée Occidentale, constitue la partie orientale du bassin Algéro-provençal. Il est limité par la Provence et la Ligurie au N, par le Golfe de Gênes au NE et par le bloc corso-

sarde au SE. Sa marge nord est entre autre la continuité directe, au NE, du socle des massifs cristallins externes et plus particulièrement du socle du massif de l'Argentera, le plus méridional d'entre eux.

Située au cœur de l'Europe, la chaîne alpine est une chaîne très étudiée pour laquelle les grands traits paléogéographiques, structuraux et géodynamiques ont pu être rapidement dressés d'une part grâce aux études géologiques (Tricart, 1980, 1982, 1984 ; Choukroune *et al.*, 1986 ; Lemoine *et al.*, 1986 ; Magard-Galli et Faure, 1988 ; Stampfli et Marthaler, 1990 ; Pfiffner, 1993 ; Dumont, 1994 ; Tricart *et al.*, 1996 ; Dumont *et al.*, 1997 ; Lemoine *et al.*, 1989, 2000) et d'autre part, plus récemment, par l'apport de la géophysique (Tardy *et al.*, 1990 ; Polino *et al.*, 1990 ; Marchant, 1993 ; Roure *et al.*, 1996 ; Pfiffner *et al.*, 1997 ; Waldhauser *et al.*, 1998 ; Paul *et al.*, 2001; Thouvenot *et al.*, soumis).

Quelles relations existe t-il entre les Alpes occidentales et le bassin Ligure ? Quelle est la géométrie des structures profondes ? Sont-elles en adéquation avec les reliefs observés ?

Ce chapitre a pour but de synthétiser les notions géologiques et géophysiques nécessaires à la compréhension des discussions qui suivront. Une synthèse géologique et géodynamique des Alpes occidentales et centrales sera présentée parallèlement à celle du bassin Ligure. Un accent tout particulier sera mis sur la partie la plus méridionale de l'arc alpin ainsi que sur l'histoire de l'ouverture du bassin nord Ligure.

I.1. CADRE STRUCTURAL

I.1.1. LES ALPES CENTRALES ET OCCIDENTALES

La chaîne alpine résulte de la collision entre la plaque eurasiatique et la plaque africaine (plus précisément le promontoire adriatique ou bloc apulien). Au Crétacé supérieur, la convergence de ces deux plaques a entraîné la fermeture de la Téthys alpine (ou océan Téthys-Ligure ou encore domaine Liguro-Piémontais) (Olivet, 1978) conduisant à la mise en place d'un prisme de collision. Sur l'ensemble de la chaîne alpine cet édifice d'échelle crustale est constitué de trois unités superposées. De bas en haut, on y distingue les unités d'origine européenne, les unités d'origine océanique (océan liguro-piémontais) et les unités d'origine apulo-africaine (**Figure 1**). Classiquement, deux ensembles structuraux majeurs ressortent de ce prisme de collision dans les Alpes centrales et occidentales (**Figure 2**) avec toutefois quelques différences :

- d'une part, les zones externes qui sont constituées d'une couverture para-autochtone sur une croûte européenne dans le domaine Helvétique ou Dauphinois. Ces chaînes subalpines sont plissées (plis NO-SE voire E-O) et d'altitude modeste. A l'est le socle est affecté par de grands chevauchements intra-crustaux qui individualisent les massifs cristallins externes qui culminent à plus de 3000 m : l'Argentera, le Pelvoux, Belledonne, le Mont Blanc-Aiguilles Rouges, l'Aar-Gothard.

- d'autre part, les zones internes qui sont composées des nappes penniques et des unités Austro- et Sud-alpines. Les nappes penniques, correspondant à des domaines paléogéographiques océaniques et continentaux, se composent de trois ensembles :
  - l'ensemble pennique inférieur ou Valaisan qui comporte des unités provenant de la marge continentale européenne et du fond océanique (ophiolites). Sa couverture sédimentaire est présente entre la marge européenne et le deuxième ensemble pennique.

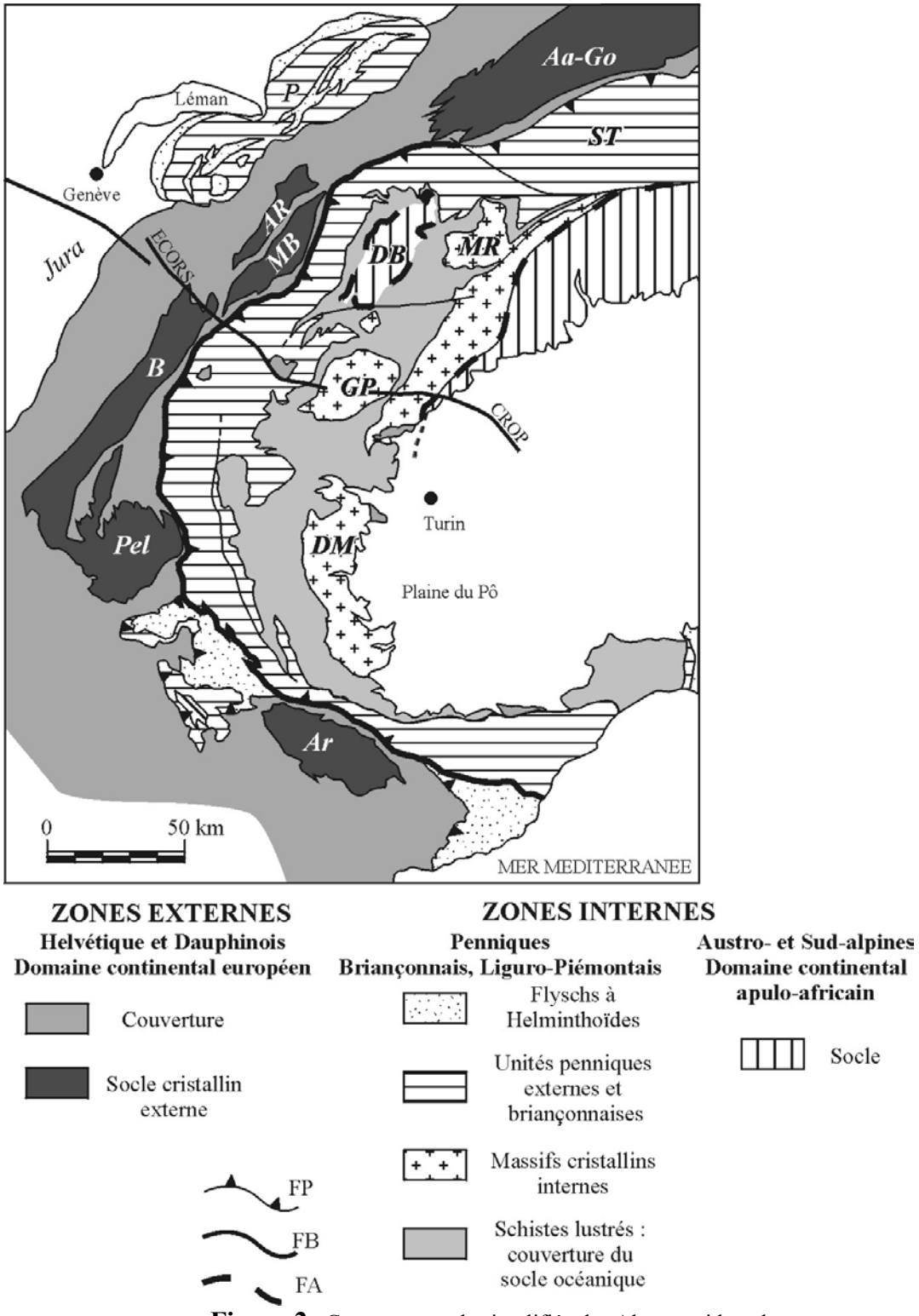


Figure 2 : Carte structurale simplifiée des Alpes occidentales avec la localisation du profil ECORS-CROP.

FP : chevauchement Pennique frontal ; **FB** : chevauchement Briançonnais frontal ; **FA** : chevauchement Austro-alpin frontal ; **Ar** : massif de l'Argentera ; **B** : massif de Belledonne ; **AR** : massif des Aiguilles Rouge ; **MB** : massif du Mont Blanc ; **Aa-Go** : massifs de l'Aar et du Gothard ; **DM** : massif de Dora Maira ; **GP** : massif du Grand Paradis ; **DB** : nappe de la Dent Blanche ; **MR** : massif du Mont Rose ; **ST** : nappes simplo-tessinoises.

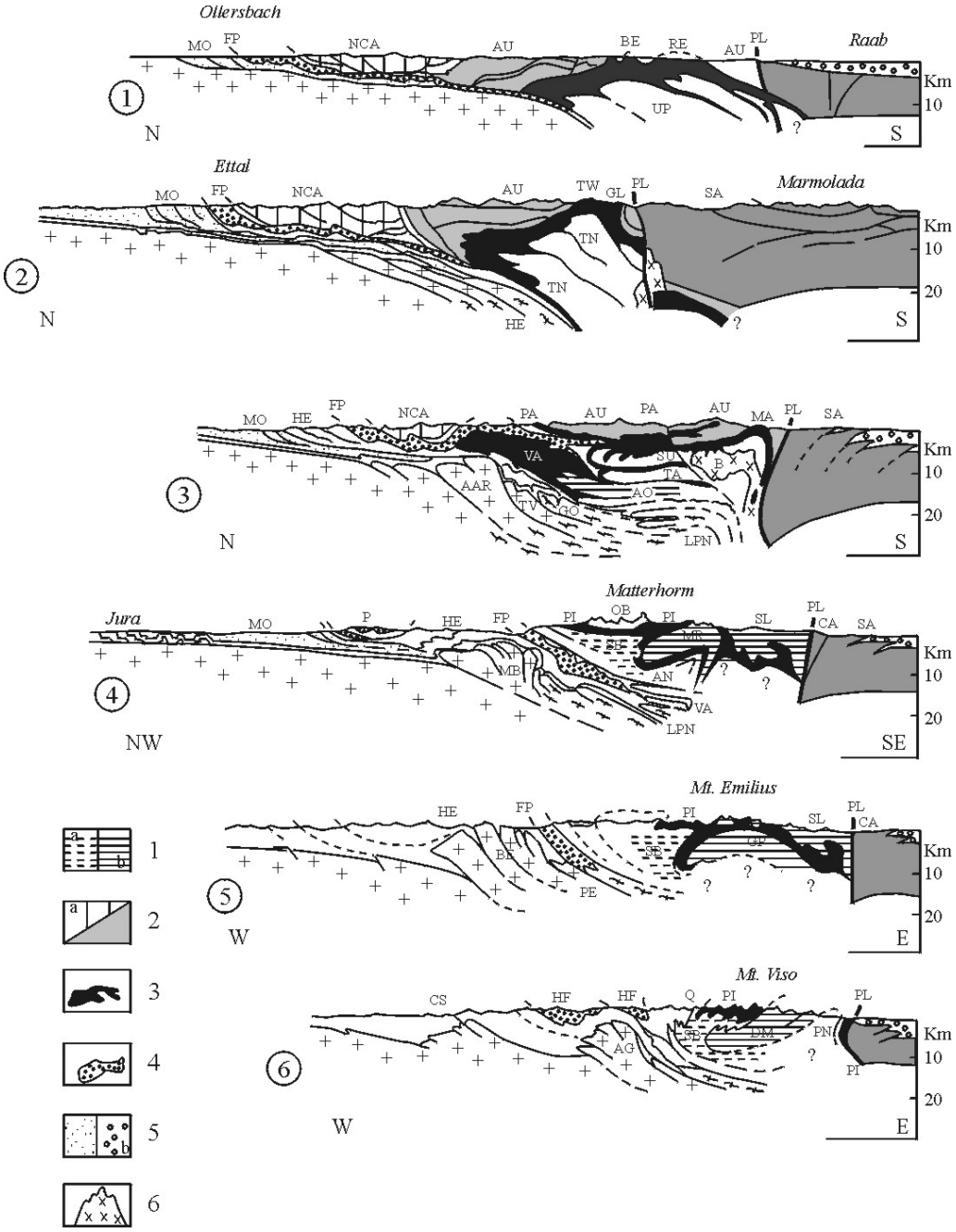


Figure 3 : Coupes schématiques mettant en évidence la géométrie des structures et signatures métamorphiques de l'actuelle pile de nappes alpines dans (1) la bordure orientale, (2) la fenêtre des Tauern, (3) les Alpes centrales, (4) les Alpes Pennines, (5) les Alpes Graies, (6) les Alpes Cottiennes. (d'après Polino *et al.*, 1990).

AD : nappe de l'Adula ; **AU** : nappes Austro-alpines orientales de socle et de couverture ; **BE/RE/TW** : fenêtres de Bernstein, Rechnitz et de Tauern ; **CA** : zone de Canavese ; **GO/TV/AAR/MB/BE/AG** : massifs cristallins externes du Gothard, de Tavetsch, de l'Aar, du Mont Blanc, de Belledonne et de l'Argentera ; **HE** : couvertures Ultra-Helvétiques, Helvétiques et Dauphinoises ; **HF** : flysch à Helminthoïdes ; **LPN** : nappes simplo-tessinoises inférieures ; **NCA** : Alpes calcaires septentrionales ; **P** : préalpes ; **PA/GL/MA/PI/AN** : unités ophiolitiques ; **UP/TN/SU/MR/GP/DM** : unités penniques supérieures, Tauern, Suretta, Mont Rose, Grand Paradis, Dora Maira ; **SA** : sud alpin ; **TA/SB/PN** : unités penniques moyennes de Tambo, Grand St Bernard/Briançonnais et Pinerolese ; **VA** : flysch et ophiolites de l'unité valaisane ; **FP** : front pennique ; **PL** : système de failles périadriatiques.

1- assemblage de HP dans le socle et les couvertures, (a) assemblage SB d'âge Eocène, (b) éclogitique/SB d'âge Crétacé-Eocène ; 2- métamorphisme faible, (a) à faciès schiste vert et amphibolite (b) système austro-alpin oriental ; 3- unités ophiolitiques ; 4- unités de flyschs Crétacé ; 5- dépôts tertiaires (a) molasse européenne, (b) molasse de la plaine du Pô ; 6- plutons périadriatiques oligocènes.

- l'ensemble pennique moyen qui correspond aux unités sub-briançonnaises, briançonnaises et piémontaises, constitué de grandes nappes de socle

continental européen, les massifs cristallins internes métamorphiques : Dora Maira, Grand Paradis, Mont Rose.

- Enfin, l'ensemble pennique supérieur ou liguro-piémontais qui est constitué d'ophiolites de l'océan Téthys-Ligure et de sa couverture sédimentaire, les « schistes lustrés » épais de quelques centaines de mètres, très plissés et intensément métamorphisés contenant localement des blocs ophiolitiques.

Les domaines Austro- et Sud-alpins se réduisent à la seule klippe de la Dent Blanche et correspondent aux zones de Sesia et d'Ivrée. La zone de Sesia dont le socle est constitué de croûte supérieure, en position externe par rapport à la suture ophiolitique, n'est pas strictement sud-alpine (Mattauer *et al.*, 1987). Elle est chevauchée par les unités sud-alpines correspondant à la zone d'Ivrée qui est constituée d'une croûte inférieure et supérieure dont la couverture appartient aux Alpes Méridionales (**Figure 1**).

De plus, on observe un ensemble de nappes exotiques, échappées du prisme : les Préalpes. Cet ensemble exotique est constitué d'un empilement de nappes avec à sa base, (i) les nappes ultrahelvétiques, (ii) les nappes préalpines majeures (Sub-briançonnais, Briançonnais et Piémontais) et enfin au sommet, (iii) les nappes de flyschs précoces (Crétacé supérieur) dans les Alpes centrales. Leurs équivalents pas tout à fait similaires sont présentes dans les Alpes Occidentales entre le massif de l'Argentera et le Pelvoux (§ I.1.1.2 p. 19).

On notera que dans les Alpes occidentales, les zones internes ne sont pas aussi complètes que dans les Alpes orientales. Il n'y a pas de trace d'océanisation de la zone valaisane, seul le bassin vocontien donne des indices de rift avorté correspondant à la continuité ouest de l'océan Valaisan (Lemoine *et al.*, 1989). De plus, les nappes d'affinité africaine, Austro- et Sud-alpines, ne sont pas représentées au Sud de la Dent Blanche, soit parce qu'elles ont été entièrement érodées, soit parce que les Alpes occidentales n'ont jamais supporté ces unités d'origine apulo-africaine. L'ensemble des structures de charriage sont déversées vers le nord, l'ouest, puis le SW en passant des Alpes orientales aux Alpes méridionales françaises (**Figure 3**).

Ces grandes unités structurales que nous venons de présenter sont délimitées par d'importantes zones de chevauchements (**Figure 2**) :

- le chevauchement Pennique frontal sépare, dans les Alpes occidentales et une partie des Alpes centrales, la zone externe dauphinoise (ou helvétique) des zones internes.
- le chevauchement Briançonnais frontal dans les Alpes Centrales, cicatrise le paléo-océan valaisan.
- le chevauchement Austro-alpin frontal, plus interne que le précédent, cicatrise la trace de l'ancien océan Liguro-Piémontais.
- la ligne insubrienne (ou ligne Péri-Adriatique ou encore ligne du Canavese) correspond à la limite orientale de la chaîne séparant le domaine Sud-Alpin de la zone interne (**Figure 4**).

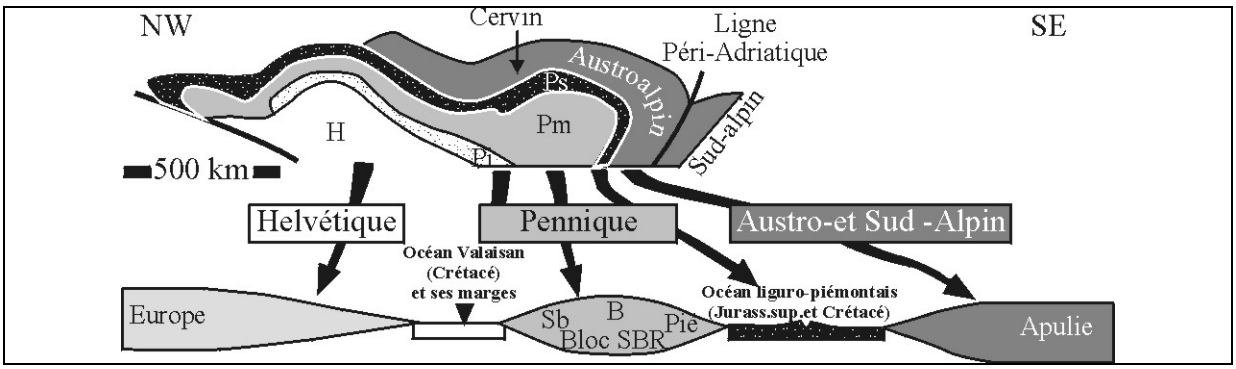


Figure 4 : Schéma des subdivisions majeures des Alpes.
On notera que l'océan valaisan n'existe probablement pas sur toute la transversale.
H : zone externe dauphinoise et helvétique ; **Ps/Pi/Pm** : pennique supérieur ou liguro-piémontais/inférieur/moyen (subbriançonnais, briançonnais, piémontais : **bloc SBR**).
(D'après Lemoine *et al.*, 2000)

L'héritage structural hercynien étant très important dans le socle, les limites des unités avant la collision étaient des zones fragilisés qui ont localisés préférentiellement les déformations alpines. Ces zones de chevauchements cicatrisent d'anciennes limites : c'est pourquoi les principales zones structurales alpines correspondent à des domaines paléogéographiques bien définis.

I.1.1.1. Les zones externes et les massifs cristallins

Comme nous l'avons exposé plus haut, les zones externes sont constituées d'une couverture para-autochtone qui a subi une tectonique et un métamorphisme plus faibles que dans les zones internes.

Les massifs cristallins présents dans ces zones externes, sont localisés à l'avant du front pennique (§ I.1.1 p. 14). Ils forment deux branches bien distinctes par leur position géographique et leur orientation. Une branche nord qui inclut les massifs cristallins de l'Aar-Gothard, du Mont Blanc-Aiguilles Rouges, et de Belledonne et une branche sud incluant les massifs du Pelvoux et de l'Argentera.

Sur les bordures ouest et sud-ouest des massifs cristallins externes de l'Argentera au Mt Blanc, dans les chaînes Subalpines ainsi que sur la bordure du Massif Central (Ardèche, Cévennes), les directions structurales du rifting téthysien sont bien préservées. On observe deux familles de paléofailles sub-perpendiculaires (**Figure 5**). Une première famille, constituée de failles normales orientées NE-SO (orientation Belledonne parallèle aux marges) délimitent des blocs basculés. La deuxième famille, orientées NO-SE (orientation Argentera) correspondent à des failles décrochantes, dites de transfert, synchrones du rifting (Lemoine *et al.*, 1989) (§ I.3.1 p. 34). Ces failles ont profondément influencé la structure du prisme de collision dans lequel elles ont été intégrées et réactivées sous forme de chevauchements. Cet héritage structural mésozoïque associé à l'ouverture du bassin Dauphino-Vocontien a été clairement identifié (Cotillon, 1971 ; Dardeau, 1983 ; de Graciansky *et al.*, 1989 ; Hibsch, 1992 ; Laurent *et al.*, 2000).

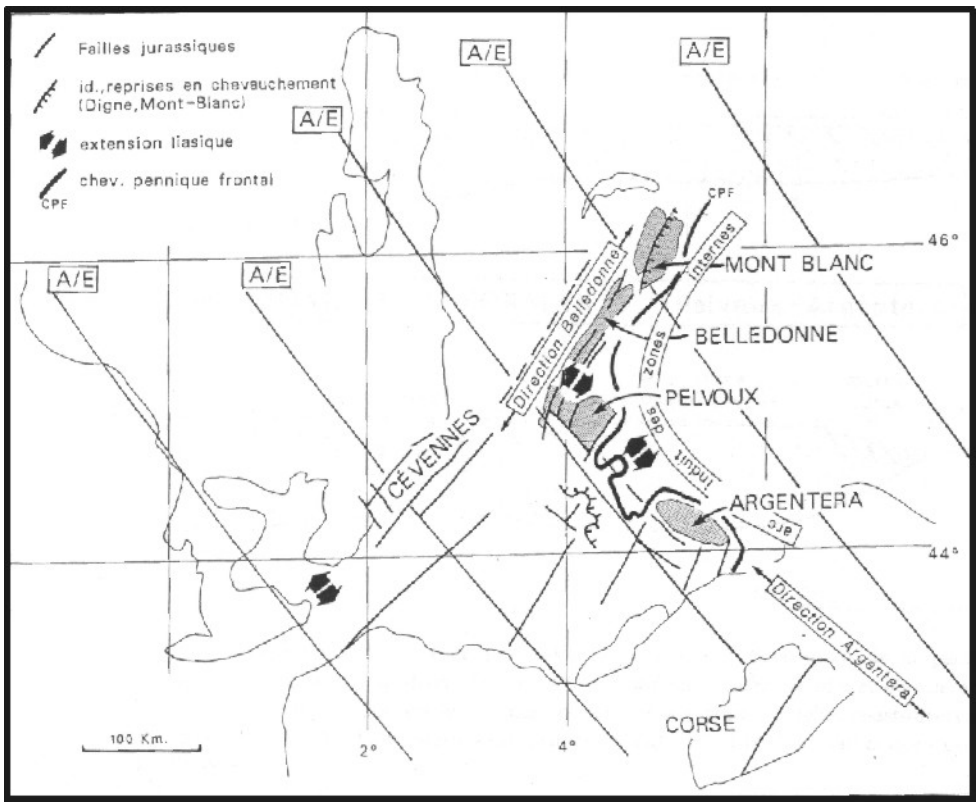


Figure 5 : Les principales directions structurales jurassiques de la zone externe des Alpes occidentales et de l'avant-pays. (d'après Lemoine *et al.*, 1989)
La Corse est en position anté-rotation miocène.
Les petits cercles de rotation Afrique/Europe (A/E) proviennent de Savostin *et al.*, 1986 (I.5.1).

I.1.1.2. Le massif cristallin externe de l'Argentera

Le massif cristallin externe de l'Argentera est le massif le plus méridional des massifs cristallins externes (**Figure 6**). De forme lenticulaire, il est long de 55 km et large d'environ 24 km (dans sa plus grande largeur).

Le socle varisque européen de l'Argentera est composé de deux unités métamorphiques principales (Faure-Muret, 1955 ; Bogdanoff, 1986) juxtaposées le long d'une zone mylonitique d'orientation N120-140 : la zone de cisaillement de Valetta-Molière (Malaroda *et al.*, 1970). Cette zone est parallèle, au moins dans sa partie septentrionale, à la zone de cisaillement de Bersézio qui aurait joué en décrochement dextre (Sturani, 1962). Au sud-ouest (**Figure 7**), l'unité de la Tinée est caractérisée par les micaschistes de la Valetta, les migmatites, gneiss oeillés et gneiss de Rabuons et par les migmatites d'Anelle avec les gneiss d'Iglière. L'unité nord-est est composée des migmatites et des gneiss de Malinvern-Chatillon. Ce dernier groupe est intrudé par le granite de l'Argentera, daté à 293±10 Ma (Carbonifère supérieur-Permien inférieur) (Ferrara et Malaroda, 1969). Les séries carbonifères et/ou permo-triasiques reposent à l'ouest et au sud en discordance sur les séries métamorphiques. Ces séries sont restées structuralement solidaires du socle pendant l'orogenèse alpine et forment le « tégument ». Les sédiments carbonifères d'âges Westphalien D et Stéphanien (Faure-Muret, 1955 ; Haudour *et al.*, 1958), composés de schistes noirs, d'arkoses et de conglomérats à galets de socle sont présents à l'intérieur du massif, pincés dans des couloirs de failles comme celui de la vallée de la Vésubie.

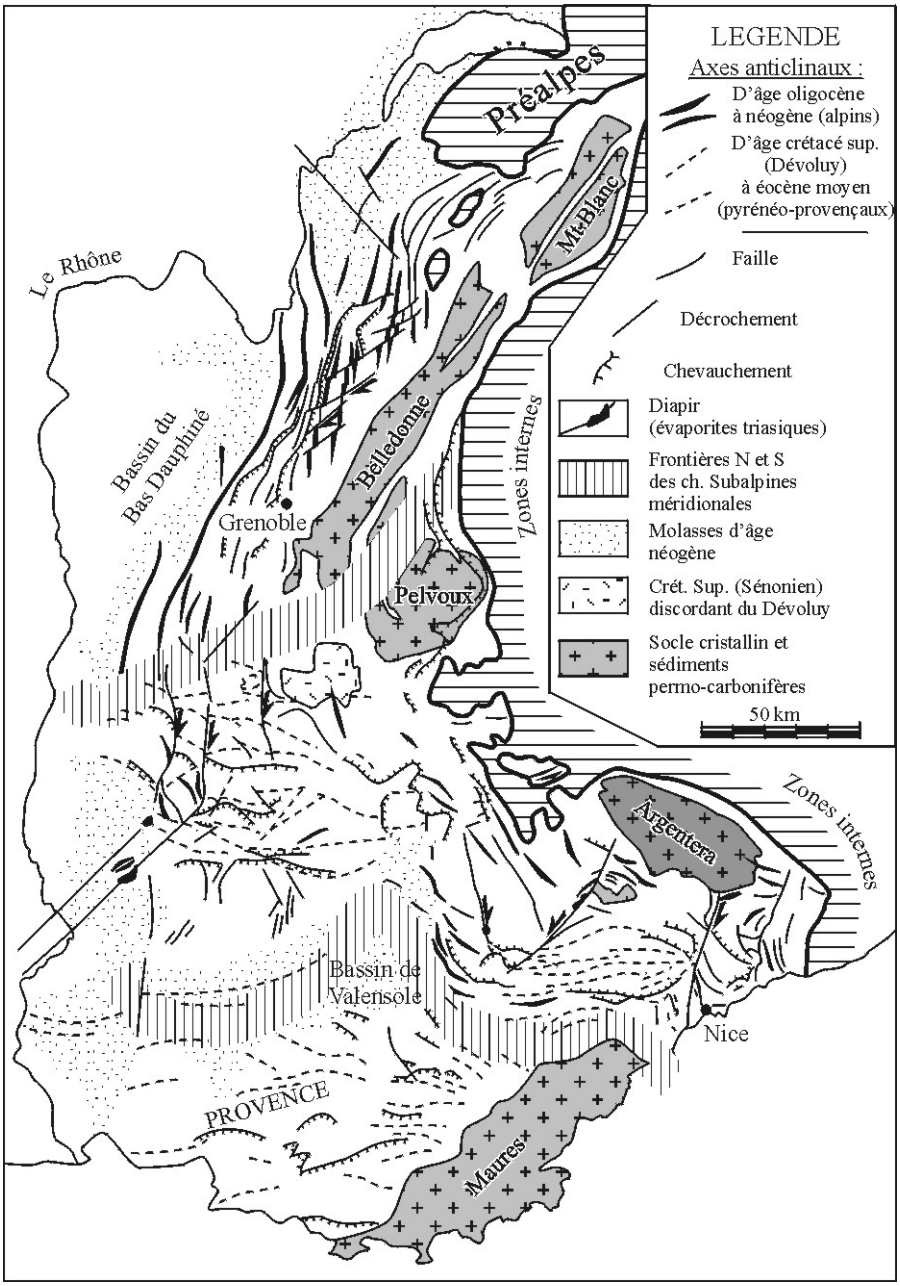


Figure 6 : Localisation du massif de l'Argentera dans les zones externes par rapport aux autres massifs cristallins (d'après Lemoine, 1972).

Les sédiments permiens détritiques sont composés de pélites rouges, grès, conglomérats verts, rouges ou gris et recouvrent en discordance les séries carbonifères ou directement le socle dans la partie méridionale. Le tégument est localement plissé montrant des plis droits (synclinal du Sabion) ou déversés vers le sud ou le sud-est ; il est chevauché par le socle en plusieurs endroits (synclinal de Sespoul, La Blache : Bogdanoff, 1986). Ce tégument aurait localement atteint plus de 4.000 m d'épaisseur (Faure-Muret, 1955).

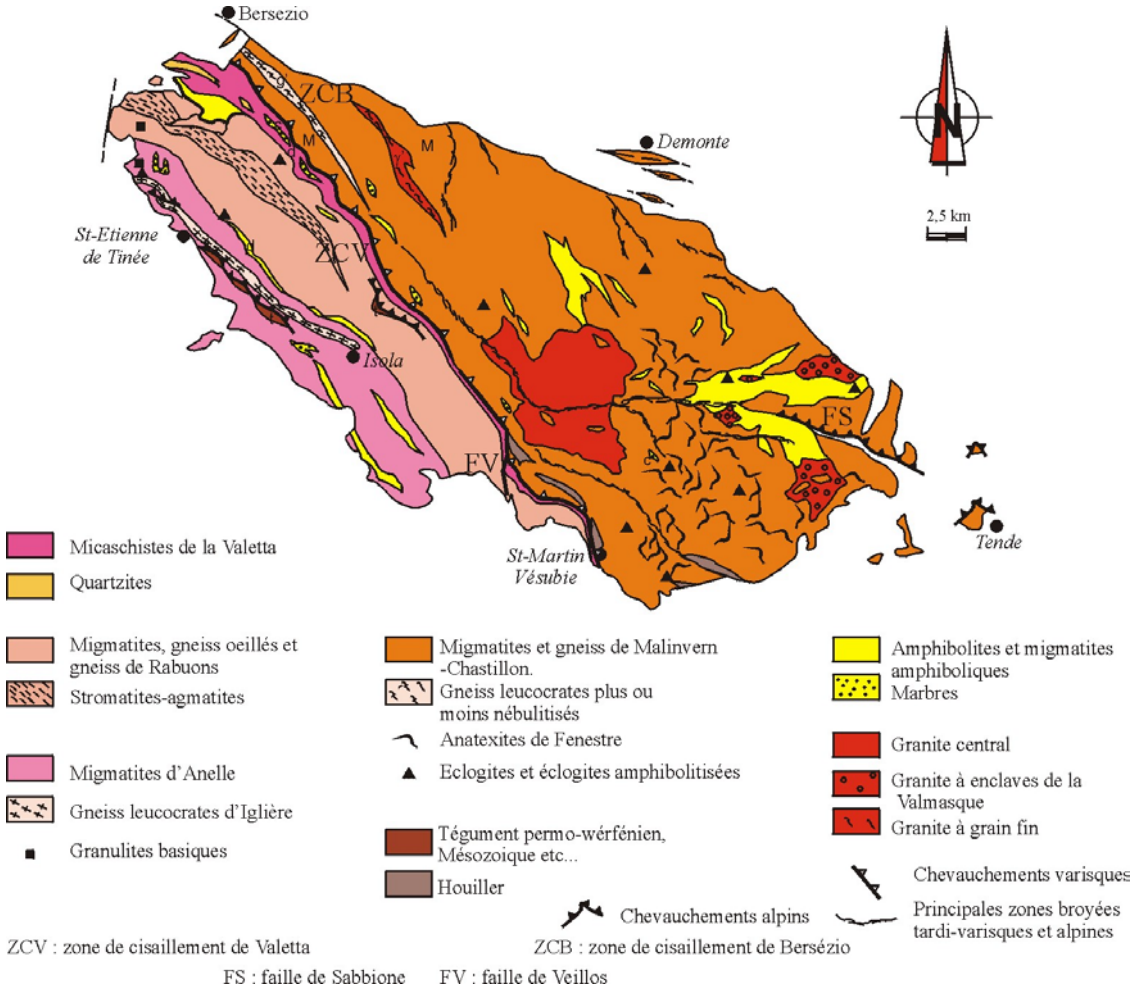


Figure 7 : Carte géologique détaillée du socle cristallin externe de l'Argentera (d'après Bogdanoff, 1986).

Tégument et socle sont recouverts en discordance par une couverture sédimentaire mésozoïque à cénozoïque présente aux bordures du massif, décollée le long de la bordure ouest au niveau des formations évaporitiques du Keuper et de la base du Muschelkalk (Fallot, 1949; Fallot and Faure-Muret, 1949). Cette couverture sédimentaire peut être épaisse de 2.300 à 3.000 m (Kerckhove, 1969 ; Bogdanoff, 1986). Au centre du massif le long de la zone de cisaillement de la Valetta et au sud-est de Saint Etienne de Tinée, on retrouve des témoins des séries du Trias supérieur localement pincées à l'intérieur du socle (Vernet, 1965 ; Bogdanoff *et al.*, 2000 ; Stéphan *et al.*, 2000).

Au Nord et au Nord-Est de l'Argentera, l'ensemble est chevauché par les unités penniques. Les deux nappes (Parpaillon et Autapie) de flysch à Helminthoïdes d'âge Crétacé supérieur affleurent dans l'Embrunais-Ubaye entre le Pelvoux et l'Argentera ainsi que dans les Alpes Maritimes franco-italiennes. Elles représentent un vaste chevauchement des zones internes sur un soubassement formé par la couverture sédimentaire mésozoïque et nummulitique des massifs cristallins externes. Elles sont limitées en arrière par le front briançonnais et charriées sur la zone externe dauphinoise ou provençale (Kerckhove, 1969).

L'épaisseur de la couverture par autochtone et allochtone du socle de l'Argentera est estimée à au moins 4.000 m. Localement, en y ajoutant l'épaisseur du tégument permo-werfénien, la couverture a pu atteindre 8.000 à 10.000 m (Bogdanoff *et al.*, 2000).

Plusieurs datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ réalisées sur des échantillons provenant du socle métamorphique de l'Argentera ont donné des âges compris entre 375 et 330 Ma (sur muscovites et biotites) (Monié et Maluski, 1983). D'autres provenant des deux zones de

cisaillement de Valetta et Bersézio héritées de la période hercynienne ont des âges compris entre 315 et 296 Ma (muscovites) (Caby *et al.,* comm. pers.), excepté à l'intérieur de la zone de cisaillement ultramylonitisée dans le granite de l'Argentera où les auteurs ont obtenu un âge alpin à 22,5 Ma (phengites) (Caby *et al.*, comm. pers.).

Ces âges varisques étant obtenus sur des muscovites et des biotites impliquent que la température atteinte après la période hercynienne a été inférieure à la température de fermeture de l'argon qui est approximativement de 350°C. D'autre part la paragénèse étudiée dans les gneiss et les amphibolites (Caby *et al.*, comm. pers.) permet d'estimer la température du métamorphisme alpin comprise entre 320 et 350 °C.

Le socle métamorphique hercynien affleure localement au sud-ouest et forme le massif des Maures-Tanneron. Il constitue la marge nord ligure localisée dans le prolongement méridional du massif de l'Argentera.

I.1.2. LE BASSIN LIGURE ET SA MARGE NORD

La géologie et la structure du bassin ne sont pas directement accessibles, excepté par des plongées en submersibles dont la campagne la plus récente CYLICE a été réalisée en 1997. C'est pourquoi les principales observations proviennent d'études géophysiques, de dragage et de carottage. L'une des études les plus récentes sur le bassin a permis d'imager le socle acoustique, d'une part à partir de l'exploitation des données de sismique-réflexion multitrace et de sismique grand-angle, d'autre part à partir de données magnétiques et gravimétriques (Rollet, 1999 ; Rollet *et al.*, 2002).

I.1.2.1. La marge Nord-Ligure

La carte structurale (**Figure 8**) montrant l'extension spatiale des différentes natures du socle acoustique présentes a pu être récemment actualisée (Rollet, 1999, Rollet *et al.*, 2002). Cette carte met en évidence la présence de deux segments majeurs sur la marge Nord-Ligure (Chaumillon *et al.*, 1994), mais aussi sur sa conjuguée Corse (Rollet, 1999). Le premier segment de direction N40 s'étend depuis Toulon jusqu'à Monaco. Le second, géométriquement plus étroit et abrupt de direction N60, s'étend depuis Monaco jusqu'au large d'Albenga (Italie).

Ces deux segments « Provence » et « Ligure » sont essentiellement guidés par les structures héritées de la tectonique hercynienne, au SO du bassin et de l'orogenèse alpine, au NE. Ils sont individualisés par trois failles transformantes majeures, traversant tout le bassin, de direction N140 (Réhault, 1981 ; Gennesseaux *et al.*, 1989 ; Rollet, 1999). Sur chacune des marges, on observe deux familles de failles dont l'âge et la nature sont mal contraints :

- l'une orientée perpendiculairement à l'extension NO-SE.
- l'autre sub-perpendiculaire, proche de la direction d'ouverture.

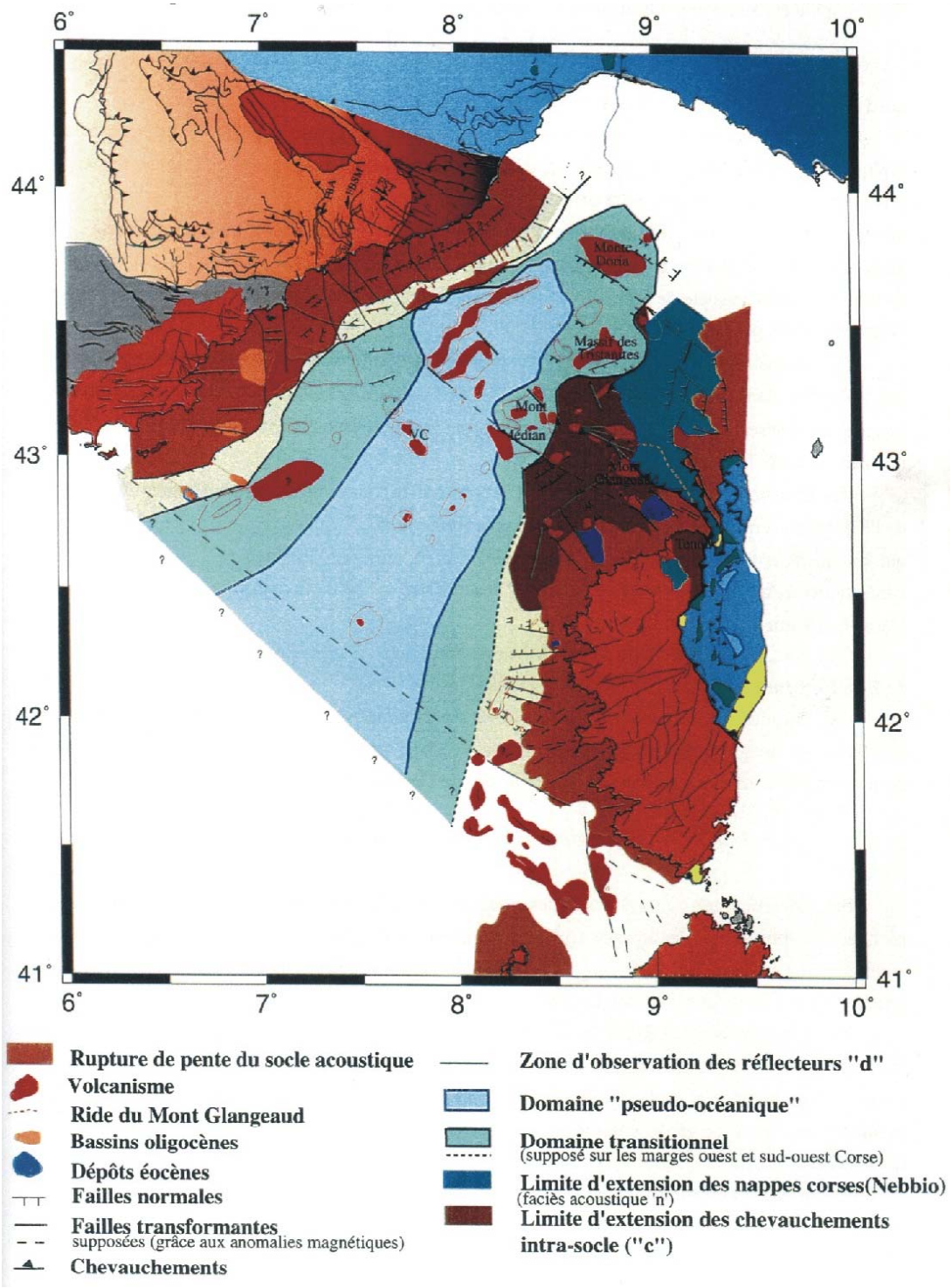


Figure 8 : Schéma structural et extension des différents domaines dans le bassin Ligure (d'après Rollet, 1999).

Les failles orientées NE-SO, perpendiculaires à la direction d'extension ont des directions qui correspondraient à une reprise d'accidents pyrénéens à l'Ouest du Golfe du Lion. Ces accidents semblent s'interrompre soit sur les prolongements de la faille de Nîme de direction NE-SO, soit sur un grand accident décrochant crétacé qui serait à l'origine du déplacement coulissant du bloc Corso-Sarde vers le NE, dans la continuité du bloc Ibérique (Sosson *et al.*, 1998). Au NE du bassin, ces accidents pourraient être hérités de l'Alpin ou du Pyrénéen (Le Cann, 1987). Ces failles qui semblent avoir été réactivées en failles normales à l'Oligocène sont donc des structures héritées de structures plus anciennes dont l'âge reste mal contraint (téthysienne, hercynienne ?)

La famille de failles orientée NO-SE, qualifiée souvent de failles (ou zones) de transfert ou de zones décrochantes et/ou d'accomodation à plus petite échelle, jalonneraient toute la marge depuis la Catalogne jusqu'au Golfe de Gênes (Sosson *et al.*, 1998). Leur contrôle sur la structuration de la marge semble fort et évident, mais l'âge de leur formation non contraint. Dans les Pyrénées et les Alpes occidentales, mais surtout dans les Maures, les structures subméridiennes pourraient signaler une structure hercynienne (Le Cann, 1987). Sur la marge Corse, les accidents hercyniens sont préférentiellement orientés E-O et les failles de transferts ONO-ESE du fait de la rotation de ce bloc.

D'autre part, on notera que dans la partie NE de la marge, la segmentation est fortement influencée par le prolongement sur la marge des failles héritées de la mise en place des nappes alpines (couverture ou socle) (Rollet, 1999).

D'après l'analyse des profils sismiques, la marge Nord-Ligure est constituée d'un socle acoustique sur lequel apparaissent des réflecteurs sismiques ondulés et pentés vers le NE assimilés aux sédiments permiens (par comparaison aux formations que l'on observe à terre : exemple, le bassin de l'Argens situé au NO de Saint Raphaël entre le massif de l'Esterel et le massif des Maures). Au-dessus de cette formation, reposent en discordance des dépôts syn-rift d'âge Oligocène (2000-2500 m) (Bellaiche *et al.*, 1976).

Enfin, vers l'est, le socle acoustique de la marge liguro-provençale est profondément enfoui sous la couverture mésozoïque elle-même recouverte par la nappe du flysch à Helminthoïdes (au niveau de l'escarpement d'Imperia par exemple d'après les plongées CYLICE, 1997).

I.1.2.2. Le bassin et le domaine transitionnel

Dans le bassin, deux zones sismiquement différentes (en terme de vitesse et de signature sismique) sont distinguées : le domaine océanique et le domaine transitionnel (Gueguen, 1995 ; Rollet, 1999).

De nombreux auteurs ont proposé diverses limites variées au domaine océanique du bassin Ligure (Réhault, 1981 ; Burrus, 1984 ; Le Douaran *et al.*, 1984 ; Le Cann, 1987 ; Pasquale *et al.*, 1994 ; Gueguen, 1995 ; Mauffret *et al.*, 1995 ; Contrucci *et al.*, 2001). Les raisons de ces différences sont liées au manque de forage et au fait que les données géophysiques acquises ne permettent pas d'obtenir les caractéristiques typiques d'une croûte océanique, ni par les vitesses acoustiques (Le Douaran *et al.*, 1984) ni par les anomalies magnétiques (Bayer *et al.*, 1973). De plus, ces deux domaines sont affectés par un volcanisme provenant d'édifices volcaniques discontinus (Rollet, 1999). Ce volcanisme est très important dans la zone de transition et masque les limites des deux zones (essentiellement dans la terminaison NE du bassin).

Un dénivelé de 0,5 std (secondes temps double) est observé entre le socle du centre du bassin et le domaine transitionnel de pied de marge. Cette différence de profondeur qui en résulte traduirait un réajustement isostatique différentiel entre deux socles de nature différente (Rollet, 1999).

Les dômes de sel messiniens caractéristiques de la marge nord Ligure (Le Cann, 1987 ; Gaullier, 1993) sont aussi présents dans le domaine central et de plus petite dimension dans le domaine transitionnel.

Des directions structurales N30-40 et N130-140 d'orientations comparables à ce qu'on relève sur la marge, sont observées dans le bassin à partir des données sismiques et magnétiques. Elles sont interprétées comme étant des structures respectivement parallèles et perpendiculaires à la direction d'extension pendant l'ouverture océanique (Réhault, 1981).

Le bassin montre des profondeurs trop élevées comparées à celles qu'on attendrait vu l'âge de la croûte océanique. Cet excès de profondeur estimé à environ 700 m (calculés à partir des lois de Parsons et Sclater, 1977) a classiquement été supposé d'âge Pliocène, conforté par la puissante série plio-quaternaire présente dans le bassin (Réhault, 1981 ; Chamot-Rooke *et al.*, 1999). Néanmoins une modélisation géophysique (Rollet, 1999) montre

que ce fort approfondissement est déjà présent dès la fin du rifting. Cette subsidence toujours présente au plio-quaternaire n'apparaît donc pas bien contrainte aujourd'hui.

Cette première partie nous a donc permis de décrire la géométrie des objets géologiques sur lesquels nous avons travaillé au cours de cette étude.

D'une part, la mise en place du massif cristallin externe de l'Argentera replacé dans son contexte structural à l'échelle de l'arc alpin semble fortement influencée par des directions structurales hercyniennes héritées. D'autre part, la description structurale de l'ensemble du bassin et de ses marges conjuguées, elles aussi fortement influencées par un héritage structural hercynien est un complément nécessaire à l'étude que nous avons réalisée sur la déformation de la marge nord Ligure proche du front alpin. La nature et l'âge des différentes familles de failles présentent sur les marges conjuguée du bassin Ligure qui restent aujourd'hui peu contraints et les limites structurales du bassin toujours en discussion associés à sa localisation par rapport à l'arc alpin rendent compte de la difficulté d'aborder cet objet !

I.2. LES STRUCTURES PROFONDES : DONNEES GEOPHYSIQUES

Dans le but de mieux comprendre les mouvements de surface observés et leurs dépendances par rapport à la déformation du socle, il a semblé nécessaire de visualiser la géométrie des structures présentes en profondeur aussi bien dans le massif alpin que dans le bassin nord-Ligure.

I.2.1. LES ALPES OCCIDENTALES ET CENTRALES

La visualisation des structures profondes dans les Alpes occidentales a été réalisée à la fin des années 80 grâce à l'acquisition de données de sismique profonde verticale lors du programme ECORS-CROP (Bayer *et al.*, 1987 ; Nicolas *et al.*, 1990 ; Roure *et al.*, 1990 ; Tardy *et al.*, 1990). Ce n'est qu'à la fin des années 90 que l'image des structures profondes a été obtenue dans les Alpes centrales par l'acquisition des données sismiques et gravimétriques lors des projets NPF20 et EGT (European GeoTraverse) (Pfiffner *et al.*, 1997).

Le profil ECORS long de 350 km a été réalisé entre 1986 et 1987, depuis le massif central jusque dans la plaine du Pô, en passant par l'extrémité nord des Alpes occidentales (**Figure 9**).

Ce profil de sismique profonde étant unique, il a été difficile de n'aboutir qu'à une seule interprétation (Tardy *et al.*, 1990). Plusieurs variantes ont donc résulté de cette acquisition sismique concernant la structure profonde : (1) un modèle d'écailles lithosphériques dans lequel le corps d'Ivrée est relié au front Pennique (Tardy *et al.*, 1990), (2) un modèle d'écaillage de la lithosphère européenne sous les zones internes (Polino *et al.*, 1990), (3) un modèle de poinçon mantellique apulien, sans écaillage de la croûte continentale européenne (Marchant, 1993), enfin (4) un modèle de poinçon mantellique du même type que le modèle précédent, mais ici, avec un écaillage de la croûte inférieure européenne en avant du poinçon (Roure *et al.*, 1996). Ce dernier modèle semble le plus proche d'une étude récente analysant la structure profonde des Alpes internes (Schwartz, 2000).

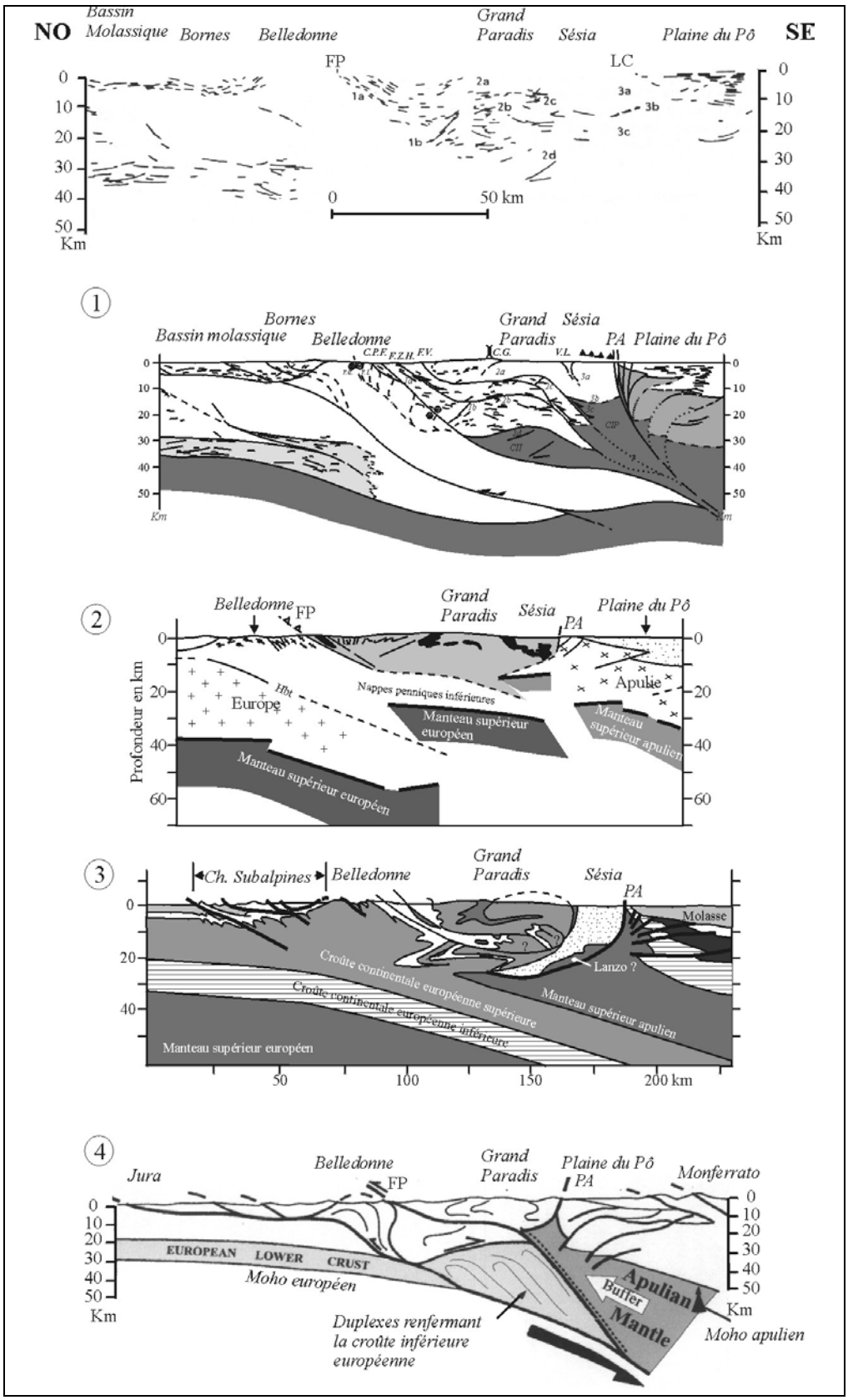


Figure 9 : Données du profil sismique-réflexion profonde ECORS-CROP (Tardy *et al.*, 1990) avec 4 interprétations structurales (FP : front pennique ; PA : linéament péri-adriatique).
La localisation du profil est représentée sur la **Figure 2**.
Modèles proposés par (1) Tardy *et al.*, 1990 ; (2) Polino *et al.*, 1990 ; (3) Marchant, 1993 ; (4) Roure *et al.*, 1996.

Les modèles 1 et 2 montrent un Moho à environ 30 km sous les zones internes et sous les nappes penniques inférieures. Ils montrent le toit d'une écaille mantellique charriée sur la marge européenne et rattachée soit au corps d'Ivrée dans le premier modèle, soit au manteau d'affinité européenne pour la second modèle.

Les modèles 3 et 4 mettent l'accent sur la mise en place d'un indentateur mantellique apulien poinçonnant la croûte continentale européenne qui s'associe pour le 4ème modèle à un ensemble de duplexes affectant la croûte inférieure.

Néanmoins, les auteurs s'accordent sur plusieurs points :

- la flexion de la lithosphère européenne sous les zones internes caractérisée par le sous-chariage vers l'est (subduction continentale) de l'ensemble de la marge passive européenne sous les unités métamorphiques des zones internes implique une structure profonde assymétrique,
- la présence de nombreux écaillages crustaux caractérise un épaississement crustal formant la racine du prisme de collision jusqu'à 50 km de profondeur sous le massif du Grand Paradis,
- le décalage successif du Moho participant à la structuration du prisme de collision,
- l'allure des réflecteurs sismiques qui évoque la « gueule ouverte d'un crocodile » interprété soit par des plis aigus, soit par un coin lithosphérique,
- le chevauchement Pennique Frontal apparaît comme une limite structurale majeure dans la structuration tardive de la chaîne alpine,
- la profondeur du Moho sous Belledonne est estimée à environ 37 km sous une croûte inférieure sismiquement litée,
- l'épaisseur sédimentaire de la plaine du Pô fait écran au Moho ne permettant pas d'interprétation valide sous le bassin sédimentaire.
- Les grands décalages intra-crustaux semblent avoir guidé la mise en place des massifs cristallins externes (Ménard, 1979; Tardy *et al.*, 1990; Lacassin *et al.*, 1990). La période des mouvements sur ces grands chevauchements a été estimée post-24 Ma : période à laquelle les massifs cristallins externes auraient commencé leur dénudation, soumis alors à l'érosion (Mugnier *et al.*, 1990).

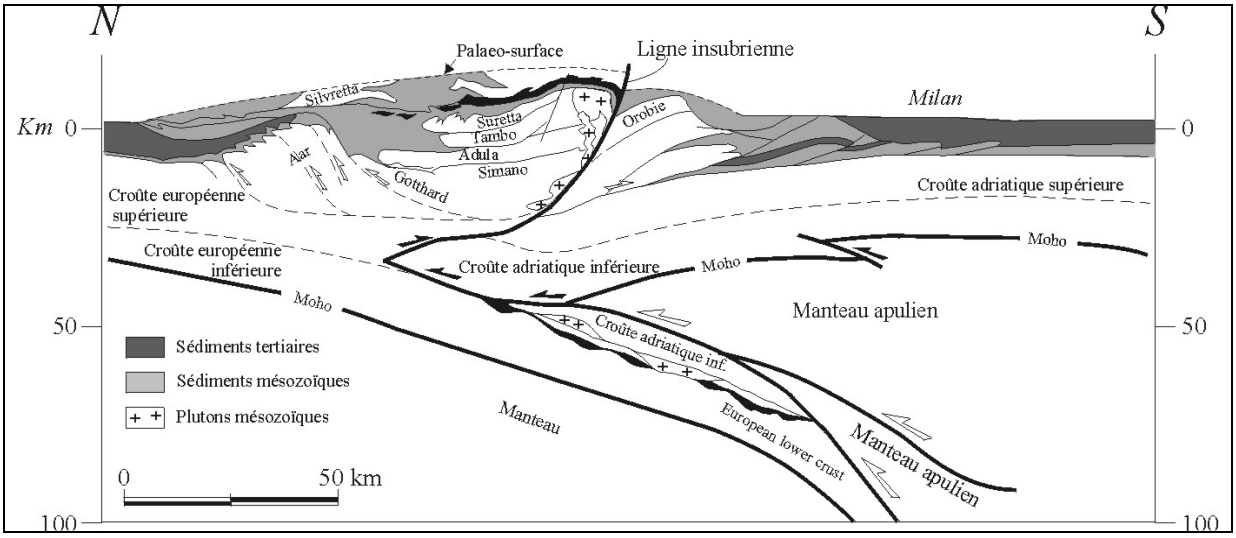


Figure 10 : Interprétation structurale du profil sismique réflexion profonde dans les Alpes centrales (d'après Pfiffner *et al.*, 1997).

La coupe géologique interprétative (**Figure 10**) à l'échelle lithosphérique des Alpes centrales (Pfiffner *et al.*, 1997 ; Transalp working group, 2001) obtenue par la confrontation des données géologiques et structurales (Pfiffner, 1993) avec les données sismiques, aboutit à des conclusions communes de celles obtenues dans les Alpes occidentales. Pfiffner *et al.* (1997) identifient un indentateur crustal et mantellique, avec ici des écaillages mantelliques, identique à la structure en crocodile proposé pour le profil ECORS. Il apparaît dans ce modèle comme responsable de l'écaillage de la croûte supérieure européenne alors que la croûte inférieure européenne est subduite sous les zones internes.

I.2.2. Depuis le massif cristallin externe de l'Argentera jusqu'au bassin ligure

Plusieurs études géophysiques ont été menées depuis la fin des années 80 et durant les années 90 sur la structure profonde de la partie la plus méridionale de l'arc alpin essentiellement afin de contraindre la profondeur du Moho et son prolongement en mer jusqu'en Corse (Egger *et al.*, 1988 ; Béthoux *et al.*, 1986 et 1999; Contrucci *et al.*, 1998 ; Waldhauser *et al.*, 1998 ; Bertrand, 2000 ; Thouvenot *et al.*, soumis).

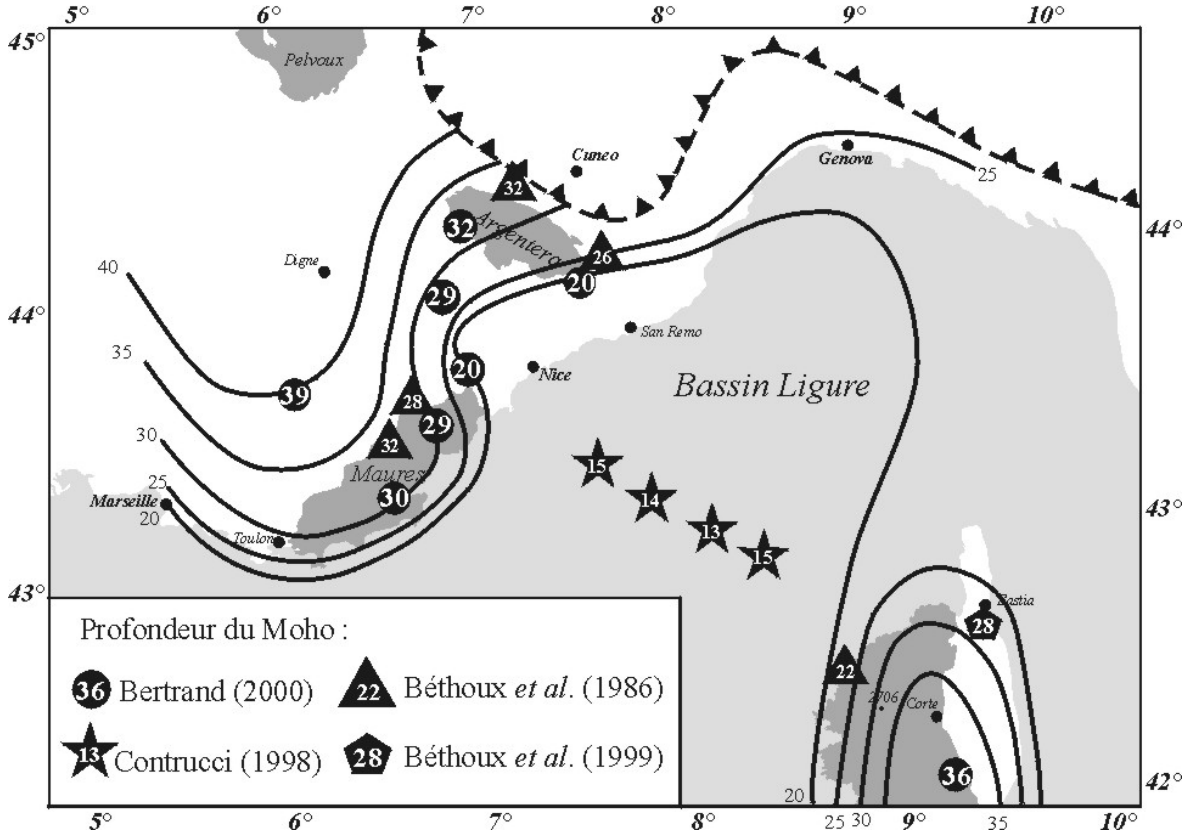


Figure 11 : Carte synthétisant 4 études sur la profondeur du Moho dans la zone sud des Alpes occidentales et dans le bassin Ligure (d'après Bertrand, 2000).

Bertrand (2000) a déduit la profondeur du Moho du calcul des fonctions de transfert obtenues à partir des enregistrements de téléséismes dans les stations régionales permanentes (réseau TGRS) complétées par quelques stations larges-bandes temporaires. Il présente une carte synthétique (**Figure 11**) où il compare ses résultats avec ceux d'autres auteurs (Béthoux *et al.*, 1986 et 1999 ; Contrucci *et al.*, 1998 ; Contrucci *et al.*, 2001) qui ont estimé la profondeur du Moho par sismique grand angle (marine et terrestre) ou par l'étude des ondes Pn.

Or, les résultats déduits des fonctions de transfert fournissent pour les stations de l'Argentera des valeurs qui semblent sous estimées par rapport aux isobathes du Moho obtenues par l'exploitation des données de la campagne de sismique profonde « GéoFrance 3D » (Thouvenot *et al.*, soumis). Ces différences sont liées au fort pendage du Moho dans la région étudiée (Béthoux *et al.*, soumis).

La synthèse des résultats obtenus par Bertrand *et al.* (2000) et ceux obtenus d'après les données acquises lors de la campagne GéoFrance 3D (Thouvenot *et al.*, soumis ; Béthoux *et al.*, soumis) permettent de constater que :

- sous St Etienne de Tinée, les valeurs varient de 30 à 45 km. La profondeur de 37-38 km obtenue semble la mieux contrainte (Béthoux *et al.*, soumis).
- au NE de l'Argentera, apparaît une profondeur de Moho à 50 km (Thouvenot *et al.*, soumis).
- sous la zone SE de l'Argentera, la profondeur du Moho ne serait que de 22-23 km.

Au contraire, le massif des Maures, en limite du bassin ne montre pas d'amincissement de la croûte qui est à 30 km de profondeur.

L'Argentera montre donc une racine crustale au nord devenant une structure plus superficielle au sud. La jonction entre ces deux zones est aujourd'hui non comprise.

Si l'on compare ces derniers résultats synthétisés (**Figure 12**) (Béthoux *et al.*, soumis) avec la carte obtenue par Waldhauser *et al.* (1998) on remarque que le Moho est maintenant défini avec beaucoup plus de précisions dans la région. Bertrand (2000) a proposé que cette épaisseur crustale anormalement faible soit liée à l'ouverture du bassin Ligure au Miocène inférieur (Réhault, 1981).

Parallèlement, des acquisitions de données gravimétriques (Masson *et al.*, 1999) et des calculs de vitesse d'ondes P réalisés dans cette région lors du programme GéoFrance 3D, ont permis d'obtenir des images tomographiques (Paul *et al.*, 2001) (**Figure 13**). L'analyse de ces données a permis de mettre en évidence l'hétérogénéité de la nature des corps composant la lithosphère et la faible profondeur d'un corps dense dès 8 km de profondeur (**Figure 13**) au nord est du massif de l'Argentera.

Toute ces observations sismologiques et gravimétriques (anomalies de Bouguer) mettent en évidence une faible profondeur du Moho sous l'Argentera faisant de ce massif un massif semblant non compensé.

Pourtant, le massif de l'Argentera reste à des altitudes moyennes de 1850 m avec un point haut à 3300 m (plutôt vers le sud) sans racine crustale importante.

En outre, au sud de l'Argentera, la vallée de la Roya incise toujours fortement malgré une profondeur du Moho proche de la vingtaine de km. Cette région devrait être immergée et non soumise à un soulèvement !

Il semble donc y avoir un amincissement crustal anormal ; cependant l'expliquer par l'extension ayant produit l'ouverture du bassin Ligure parait difficilement soutenable sachant qu'extrêmement peu de failles normales et de blocs basculés parallèles aux marges du bassin sont présents le long de toute cette zone sud Argentera.

Il s'agit donc d'un constat : d'après les données géophysiques, les structures profondes sous l'Argentera ne montrent pas de racine crustale et l'avant-pays continue de se soulever et à se déplacer alors qu'il devrait, vues les données de sismiques profondes et les lois physiques de l'isostasie, être immergé !

Pour expliquer cette morphologie, on peut envisager (i) une anomalie de densité sous la croûte, avec une densité du manteau plus faible que la normale et de l'ordre de 3,2 au lieu de 3,3 pris en compte habituellement, (ii) un manteau plus rigide, plus élastique que la normale permettant cette compensation atypique sous le massif.

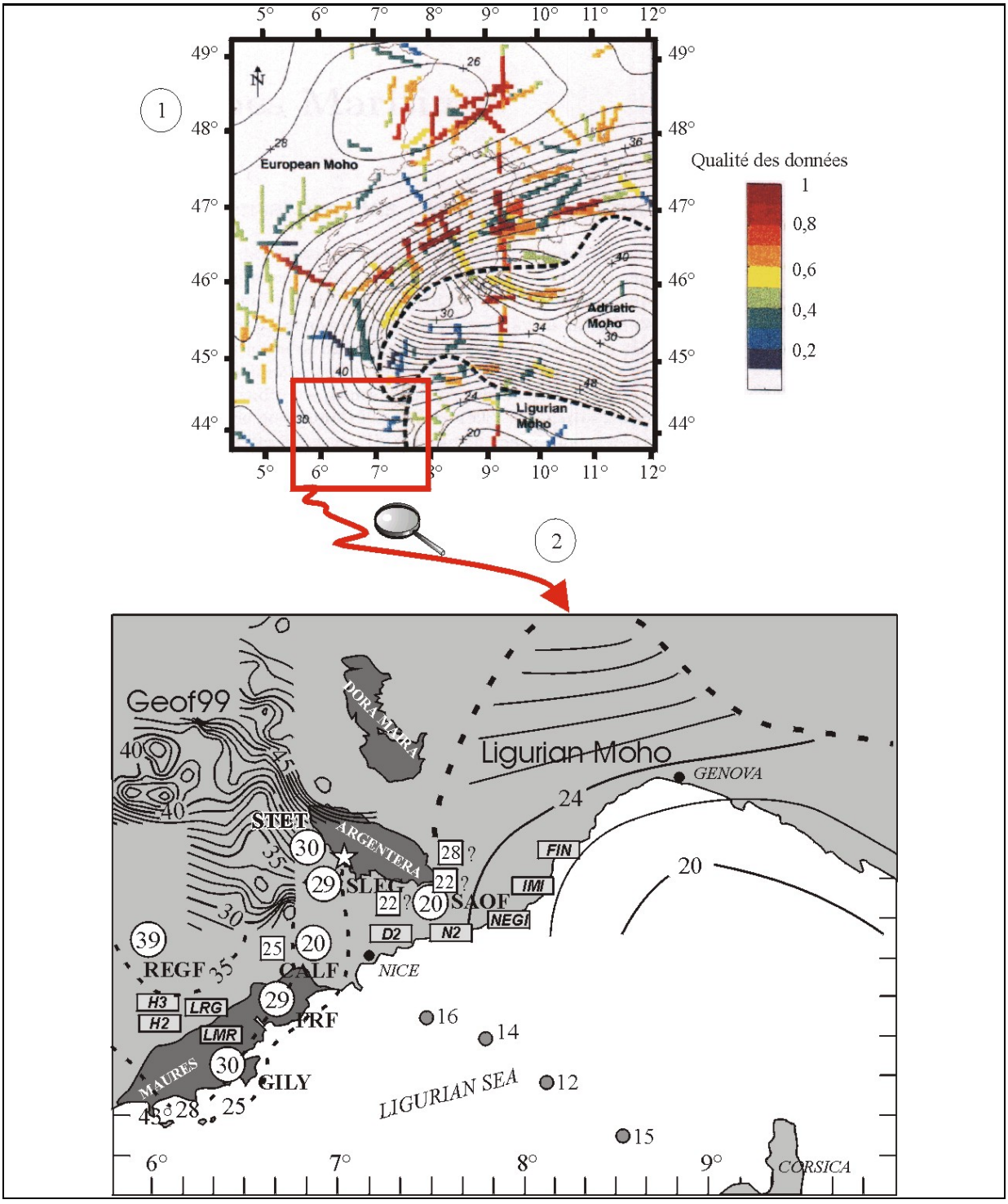


Figure 12 : Comparaison des profondeurs du Moho sous les Alpes sud-occidentales françaises.
(1)- Waldhauser *et al.*, 1998 avec la zone « Argentera » encadrée.
(2)- synthèse de la carte du Moho dans la partie méridionale des Alpes occidentales (Béthoux *et al.*, soumis). Pour cette dernière carte, les cartouches grisées correspondent au nom des stations Geof99, les valeurs dans les cercles blancs correspondent à la profondeur du Moho calculée par les fonctions de transfert -le nom des stations est écrit à côté de chacun des cercles- (Bertrand, 2000), les valeurs dans les carrés blancs sont des profondeurs calculées à partir du tir Geof99 localisé au SO du massif de l'Argentera et représenté par l'étoile (Béthoux *et al.*, soumis), les valeurs du bassin Ligure ont été calculées par Contrucci *et al.* (1998). Les isoprofondeurs sont elles de Waldhauser *et al.* (1998) reportées.
On notera que la zone « Argentera » est la moins contrainte dans le modèle de Waldhauser *et al.* (1998).

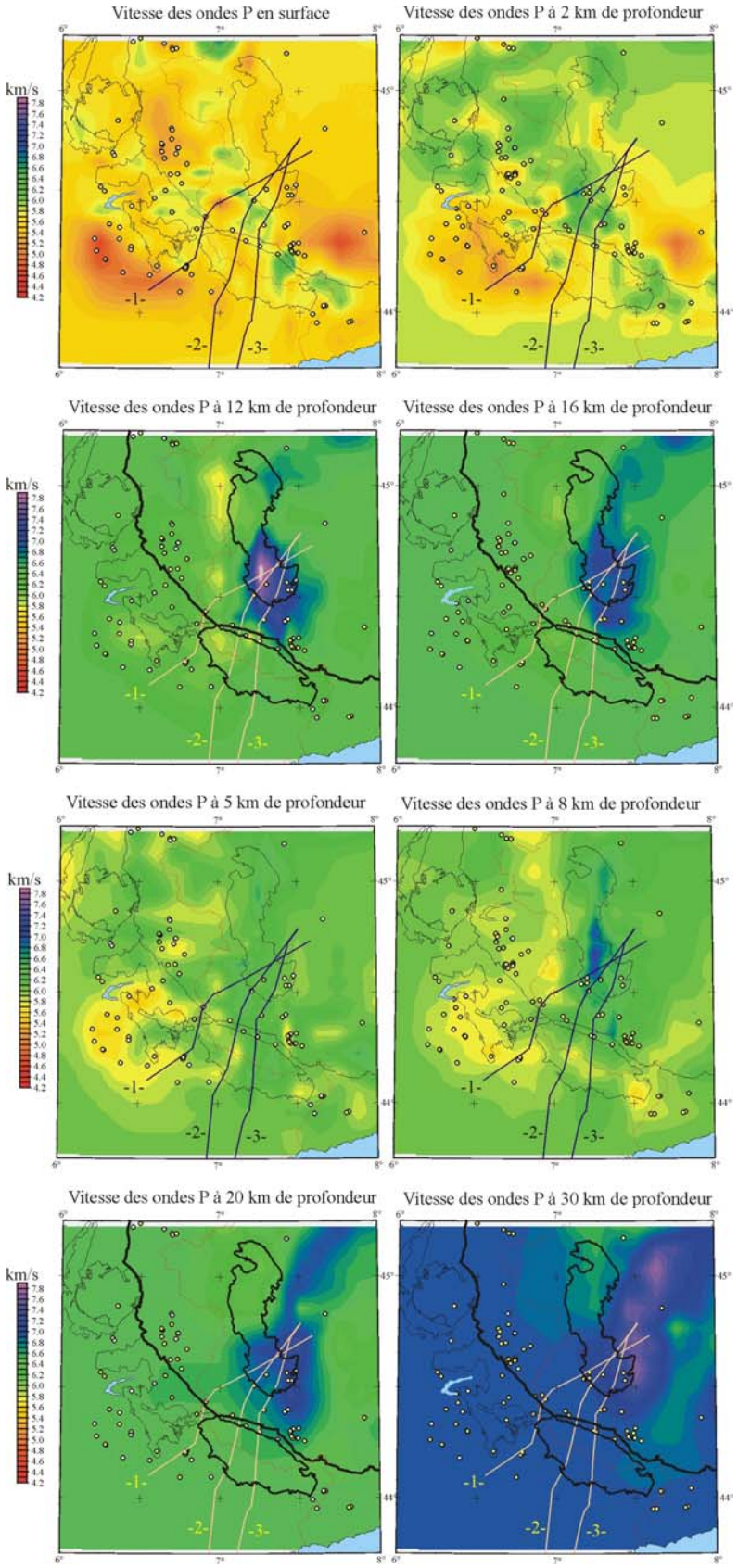


Figure 13 : Cartes tomographiques représentant la vitesse des ondes P sur 8 profondeurs différentes (0-2-5-8-12-16-20-30 km).
En bleu, ce qu'on interprète comme étant le manteau litosphérique est bien visible dès 8 km de profondeur et s'évase jusqu'à 30 km (d'après Paul *et al.*, 2001).
On a localisé le tracé des 3 coupes géologiques de la **Figure 14**.

Trois coupes géologiques interprétatives (**Figure 14**) à l'échelle crustale, au travers du massif de l'Argentera, ont été réalisées en se basant sur la profondeur du Moho obtenue par Bertrand (2000) ainsi que sur les données géologiques de surface.

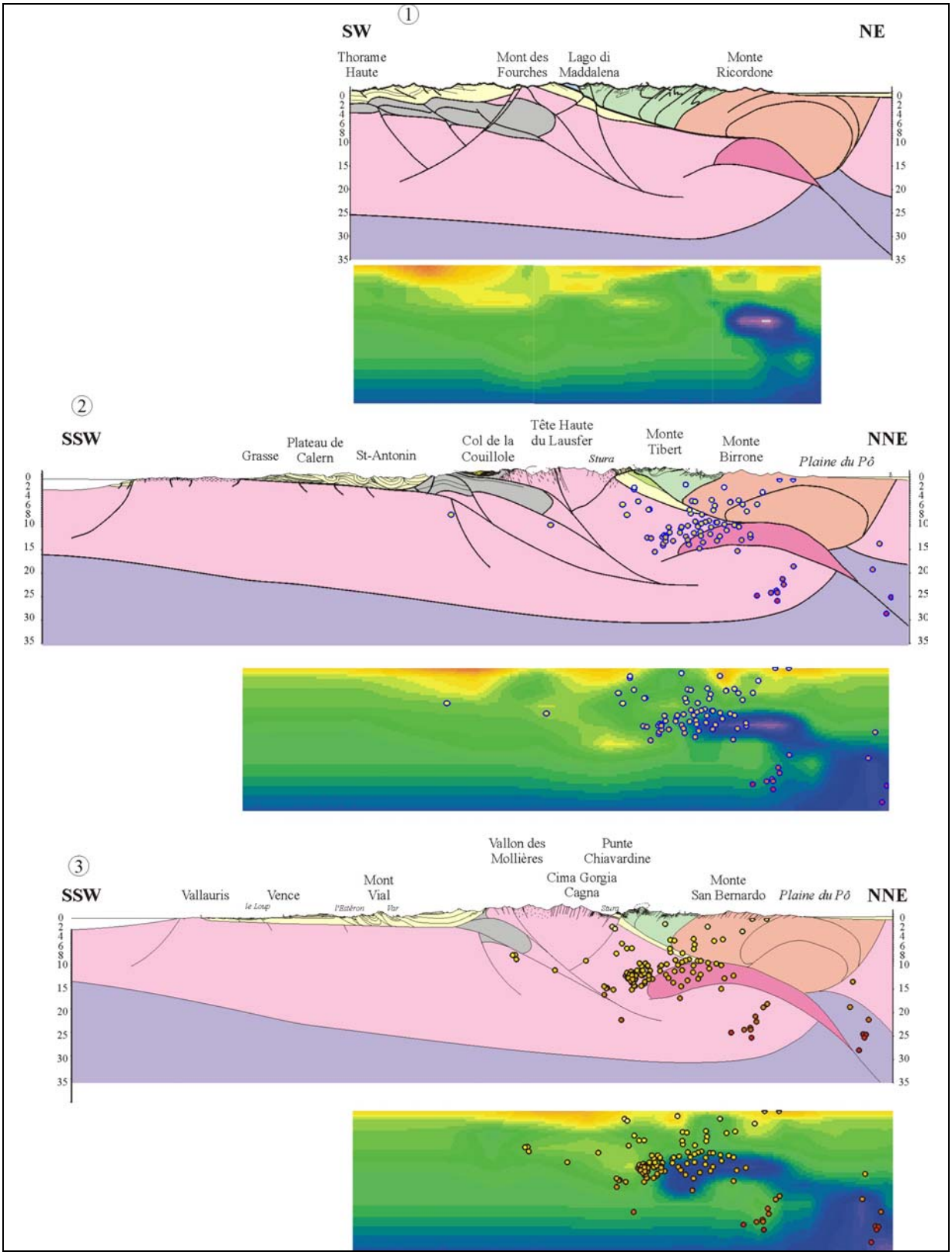


Figure 14 : Coupes géologiques traversant l'Argentera
basées sur la géologie, la tomographie et la gravimétrie (d'après Stéphan *et al.*, 2000), localisées sur la **Figure 13**.

Elles montrent les mêmes structures que dans les Alpes occidentales septentrionales avec ici, une racine crustale moins profonde (Stéphan *et al.*, 2000).

Il faut toutefois souligner, que vue la difficulté d'interpréter les données géophysiques sous l'Argentera, la représentation des structures profondes à l'échelle des plaques n'est donc aujourd'hui pas bien contrainte. Pourtant ce massif certainement à la limite de la plaque Adriatique et européenne (d'après les grandes variations de la profondeur du Moho) pourrait permettre de mieux comprendre l'interaction entre ces deux plaques lithosphériques.

Seule une représentation très schématique des structures profondes au nord et au sud de l'Argentera peuvent être représentées d'après les données géologiques et géophysiques (**Figure 15**).

Dans cette seconde partie, la structure profonde des Alpes apparaît globalement bien connue, excepté sous l'Argentera ! Néanmoins nous nous baserons sur les connaissances géophysiques actuelles pour l'étude de l'évolution géomorphologique où des paramètres géophysiques doivent être introduits.

La connaissance de la profondeur du Moho nous permettra de réaliser une coupe terre-mer lors de notre analyse des déformations récentes sur la marge nord-Ligure.

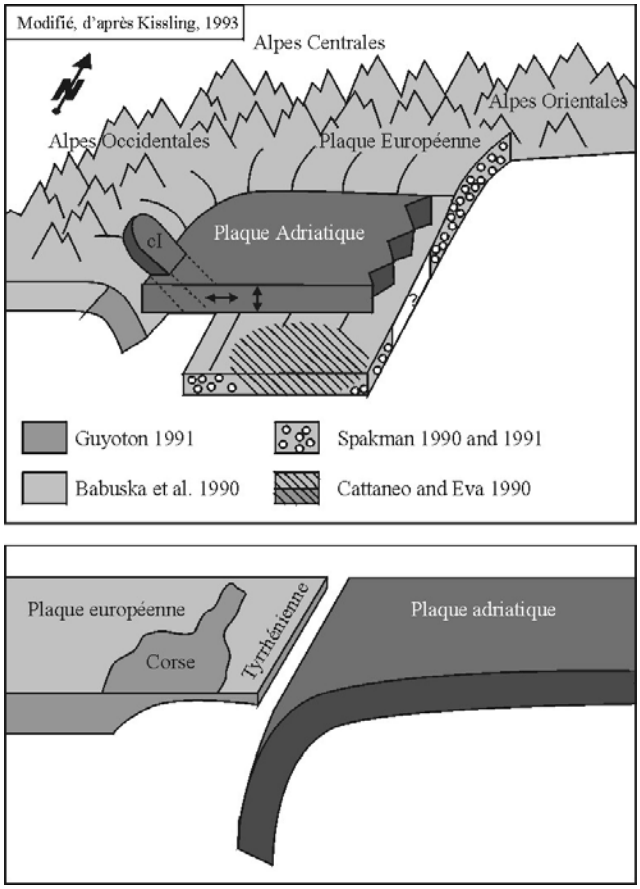


Figure 15 : Structures profondes à l'échelle des plaques de la région nord et sud Argentera. cI : corps d'Ivrée. (Béthoux, 2001).

I.3. EVOLUTION GEODYNAMIQUE DES ALPES

L'étude réalisée dans le cadre de cette thèse consiste, entre autre, à caractériser l'histoire de la dénudation du massif cristallin externe de l'Argentera et par conséquent les déformations du socle au cours de la structuration récente des alpes occidentales. Afin de situer l'environnement structural et géodynamique dans lequel s'est exhumé ce massif (car nos résultats seront intégrés à l'évolution du socle dans les alpes occidentales), il est nécessaire de rappeler ici brièvement l'histoire géodynamique des Alpes à la lumière des résultats les plus récents.

La chaîne alpine est le résultat d'une évolution orogénique *quasi* complète dont l'histoire s'est déroulée en trois principales étapes depuis le stade initial de riftogénèse jusqu'à la formation d'un prisme de collision dont nous sommes aujourd'hui les historiens.

L'histoire hercynienne se termine par une tectonique en extension dès le Carbonifère (320-330 Ma) en liaison avec l'effondrement de la chaîne varisque et le retour à l'équilibre de la croûte continentale surépaissie. Le rôle des structures liées à l'effondrement gravitaire de cette chaîne au début de l'extension (Malavieille *et al.*, 1990 ; Gardien *et al.*, 1997) reste aujourd'hui mal contraint.

C'est une période pendant laquelle des bassins sédimentaires carbonifères et permiens se forment à la faveur de failles normales, de décrochements et d'une subsidence différentielle.

C'est sur ce canevas structural de la plaque européenne que va s'édifier l'orogène alpin en réactivant ou non les principales hétérogénéités tectoniques.

I.3.1. 1ERE ETAPE : RIFTING ET OCEANISATION

Au cours du Trias supérieur, au début de la dislocation de la Pangée, le socle hercynien a subi une distension qui a généré des failles normales syn-sédimentaires individualisant des blocs basculés. Néanmoins, la direction d'extension triasique N60 n'a pas permis l'ouverture de la Téthys au Carnien : le rift a avorté (Mégard-Galli et Baud, 1977 ; Bourbon *et al.*, 1977 ; Mégard-Galli et Faure, 1988). Ce n'est qu'au Dogger supérieur, alors que la direction d'extension est orientée N150 (Mégard-Galli et Faure, 1988), que le rifting est suivi par la rupture crustale et par l'expansion océanique de la Téthys, dont un segment, l'océan Téthys-Ligure est couplé cinématiquement à l'Atlantique central (**Figure 16**) (Lemoine *et al.*, 1986 ; Lemoine, 1988 ; Cowards et Dietrich, 1989 ; Cowards et Ries, 1991 ; Dumont, 1994).

Comme l'indiquent les éléments structuraux et l'analyse des ophiolites, ce bassin apparaît comme étroit et semble caractérisé par une accrétion peu développée et lente, de type « Atlantique » (Lemoine, 1980 ; Weissert et Bernoulli, 1985 ; Lemoine *et al.*, 2000).

Chacunes des marges européenne et apulo-africaine était large de 250 à 350 km impliquant que le rift pré-océanique s'étalait sur 500-700 km. Toutefois il est possible que ce rift ait été dissymétrique, car on ne retrouve pas sur la marge sud de larges hauts fonds comme le Briançonnais de la marge nord, excepté dans l'austro-alpin des Alpes orientales.

Le caractère symétrique ou asymétrique du rifting reste aujourd'hui l'une des questions à résoudre concernant cette phase d'extension (Lagabrielle, 1987 ; Lemoine *et al.*, 1987 ; Stampfli et Marthaler, 1990 ; Lardeaux et Spalla, 1991 ; Lemoine *et al.*, 2000).

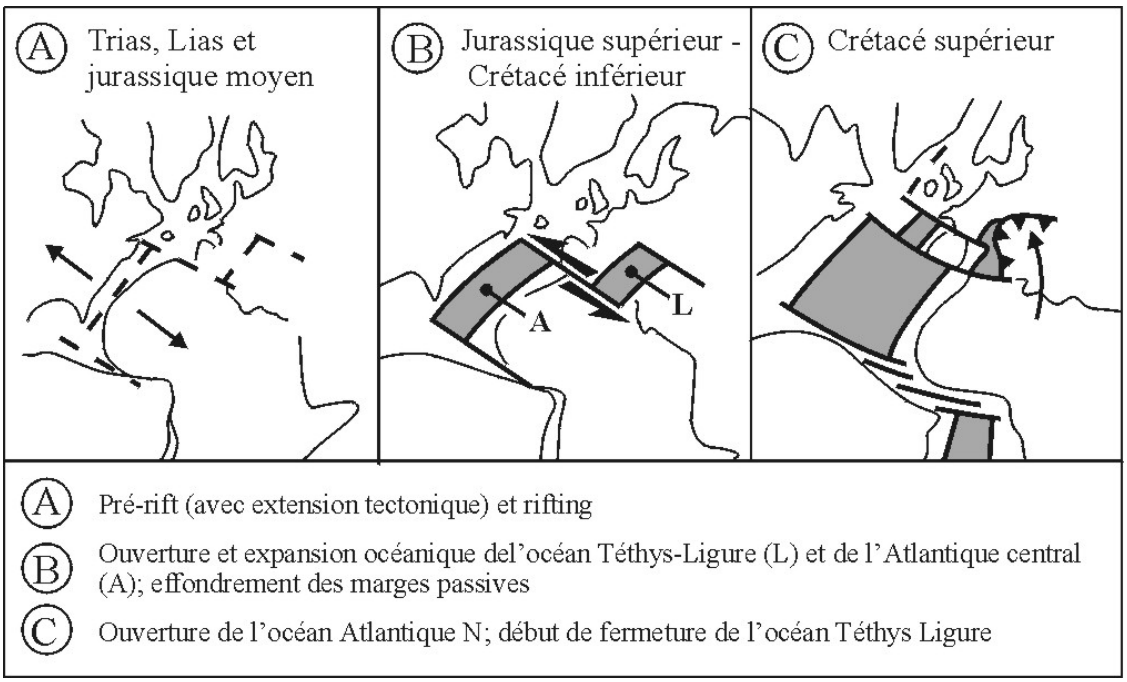


Figure 16 : Dynamique d'ouverture de l'océan Téthys
(d'après Lemoine *et al.*, 1986)

Au cours du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, un autre rift intra-continental s'est greffé sur la branche NO-SE de l'océan liguro-piémontais. Il évolue vers une océanisation partielle au cours du Crétacé pour se refermer au Crétacé supérieur à la même période que l'océan Téthys-Ligure. Ce petit océan Valaisan présent dans les Alpes centrales, se prolongeant vers l'ouest par un rift non océanisé, n'a pas eu une grande expansion car il s'est refermé rapidement dès la fin du Crétacé et début du Tertiaire (65-50 Ma) (Lemoine *et al.*, 2000). Il ne laisse donc que peu de traces d'ophiolites dans la chaîne alpine centrale.

Un tel système comportant un rift océanisé (valaisan) qui se prolonge par un rift non océanisé (Alpes-Provence) est comparable au système de la Mer Rouge (rift océanisé)-Golfe de Suez (rift resté intra-continental), dont les deux segments sont dans le prolongement l'un de l'autre, mais séparés par la transformante golfe d'Akaba-Mer Morte (Lemoine *et al.*, 2000).

I.3.2. 2EME ET 3EME ETAPES : CONVERGENCE, SUBDUCTION PUIS COLLISION

Au cours du Cénomanien-Turonien, la convergence intra-océanique liée à la cinématique entre l'Europe et l'Afrique, engendre la fermeture partielle de l'océan Téthys-Ligure associée à un écaillage océanique et à une obduction (Lagabrielle, 1987). Ce sont les restes obductés - les ophiolites et leur couverture (= une partie des schistes lustrés) - de la Téthys ainsi que du petit océan Valaisan qui témoignent aujourd'hui de la présence de ces océans et qui soulignent leur limites à l'intérieur de l'orogène alpin.

L'agencement des structures témoigne en faveur d'une subduction à vergence orientale de la croûte océanique (Ernst, 1973 ; Ernst et Dal Piaz, 1978) ainsi que des séries sédimentaires et une partie des marges européenne et adriatique (Sesia Lanzo) (Dal Piaz *et al.*, 1972 ; Lardeaux *et al.*, 1982 ; Lardeaux et Spalla, 1991).

La subduction de la croûte océanique de la plaque européenne sous la plaque adriatique (Debelmas, 1975 ; Mattauer et Proust, 1976 ; Stampfli et Marthaler, 1990) à grande profondeur produit un métamorphisme HP-BT et THP dans les séries océaniques ou continentales (Droop *et al.*, 1990 ; Spalla *et al.*, 1996).

Cet événement métamorphique de haute et très haute pression a été daté dans les unités Austro-alpines (Spalla *et al.*, 1996 ; Duchêne *et al.*, 1997) et dans les unités

Piémontaises (Liewig *et al.*, 1981 ; Caby et Bonhomme, 1982 ; Monié et Philippot, 1989 ; Takeshita *et al.*, 1994 : Cliff *et al.*, 1998 ; Rubatto *et al.*, 1998).

I.3.2.1. Datations des roches HP et THP dans les unités autro-alpines

a. *La zone Sesia/Lanzo* (**Figure 1**)

Dans cette zone, les datations U/Pb (SHRIMP) sur zircons prélevés dans des éclogites, ont permis d'obtenir des âges de 65 Ma (Rubatto *et al.*, 1998). Le taux de subduction continentale et le passage au faciès éclogitique est estimé à 0,7 cm/a entre 76 et 65 Ma pour une pression de 15-18 kbars et une température de 550-600 °C.

Dans ces mêmes zones, d'autres âges ont été obtenus par la méthode des TF sur zircons (≈250°C) et sur apatites (≈110°C) prélevés dans des métagabbros. Les âges les plus anciens obtenus sur zircons sont de ≈35 Ma et les plus récents provenant des apatites sont de ≈25 Ma (Hurford et Hunziker, 1985). Ce qui suggère une exhumation (avec décompression) entre 65 et 35 Ma suivie d'une dénudation (avec réajustement thermique) vers 25 Ma.

b. *Les ophiolites de Zermatt-Saas* (**Figure 1**)

Le métamorphisme THP a été daté par les méthodes Sm/Nd et Rb/Sr à 40,6±2,6 Ma. A cette période, la roche subissait une température de 630°C et une pression de 2,8 Gpa (Amato *et al.*, 1999).

La méthode des TF sur zircons (Hurford *et al.*, 1991) montrent des âges de 33-34 Ma pour une température estimée à 250-200°C et une pression de 0,2-0,4 GPa.

Les TF sur apatites (Hurford *et al.*, 1991) donnent des âges de 13-14 Ma pour une température estimée vers 100° et une pression de 0,1 GPa.

La croûte océanique a donc été exhumée (forte dépression et refroidissement) entre 40 et 33 Ma, puis refroidie de 250 à 100°C entre 33 et 13 Ma.

c. *Les péridotites d'Arami (Alpes centrales)* (**Figure 1**)

Le métamorphisme des roches THP a été daté par la méthode Sm/Nd sur grenats à 40 Ma pour une température estimée à ≈1120°C et une pression de 5 GPa (Brenker et Brey, 1997). Ces roches ont aussi été datées sur zircons par U/Pb (SHRIMP) : elles donnent des âges compris entre 35 et 27 Ma pour des températures de 500-600°C et des pressions comprises entre 0,8 et 1,5 Gpa (Adams *et al.*, 1975 ; Vance et O'Nions, 1992 ; Gebauer, 1994).

Dans ces péridotites, on observe un réchauffement d'après les données U/Pb (SHRIMP) sur zircons, vers 26,5 Ma à des pressions <1 GPa pour des températures de 750°C.

I.3.2.2. *Datations des roches HP et THP dans les unités de la marge européenne : Dora Maira* (**Figure 1**)

Les roches THP ont été datées par U/Pb SHRIMP sur zircons à 35,4±1,0 Ma pour une température de 800°C et une pression de 37 kbar (Gebauer *et al.*, 1997).

Un âge à 32,8±1,2 Ma a été obtenu sur Lu-Hf (Duchêne *et al.*, 1997).

Dans cet ensemble, les données traces de fission (TF) sur zircons montre un refroidissement de 800°C à 290±40°C à 29,9±1,4 Ma.

On notera que les datations du Mont Rose sont similaires (**Figure 1**) (Chopin et Monié, 1984).

Les mécanismes classiquement proposés pour expliquer les remontées de roches profondes liées à leur contrastes de densité sont l'extrusion, l'extension le long de failles normales ductiles profondes, le sous-placage, la rupture de slab… ou des combinaisons de tous ces processus (Gillet *et al.*, 1986 ; Platt, 1986 ; Mattauer *et al.*, 1987 ; Avigad *et al.*, 1993 ; Ballèvre et Merle, 1993 ; Platt, 1993 ; Chemenda *et al.*, 1995 ; Von Blanckenburg et Davies, 1995 ; Duchêne *et al.*, 1997 ; Schwartz, 2000).

A l'exception de l'unité de Sesia-Lanzo dont la paléo-position est encore très controversée (Mattauer *et al.*, 1987), la subduction océanique fait place à la subduction continentale qui s'initie dès l'Eocène inférieur et se poursuit à l'Eocène supérieur par le raccourcissement des zones Piémontaise puis Briançonnaise. En surface, les deux continents sont en collision, la Téthys a disparu.

Ce raccourcissement engendre une tectonique de nappes superficielles (Tricart, 1984). C'est à cette période que s'édifie le premier empilement de nappe, par sous charriage sous les flyschs à Helminthoïdes (Dumont *et al.*, 1997 (phase 1) (**Figure 17**). Cet édifice est transporté vers le N ou le NO (Merle et Brun, 1981). Au cours de l'Oligocène, il se déplace vers l'ouest ou le SO, en liaison avec l'activation du front pennique sur les zones externes (phase 2).

Au front des nappes, dans l'avant-pays, des séries molassiques sédimentent en position de bassin d'avant-chaîne (Guellec *et al.*, 1990), remaniant alors des roches métamorphiques HP-BT générées lors de la phase précédente (§ I.3.2) (De Graciansky *et al.*, 1971 ; Bodelle, 1971 ; Polino *et al.*, 1991).

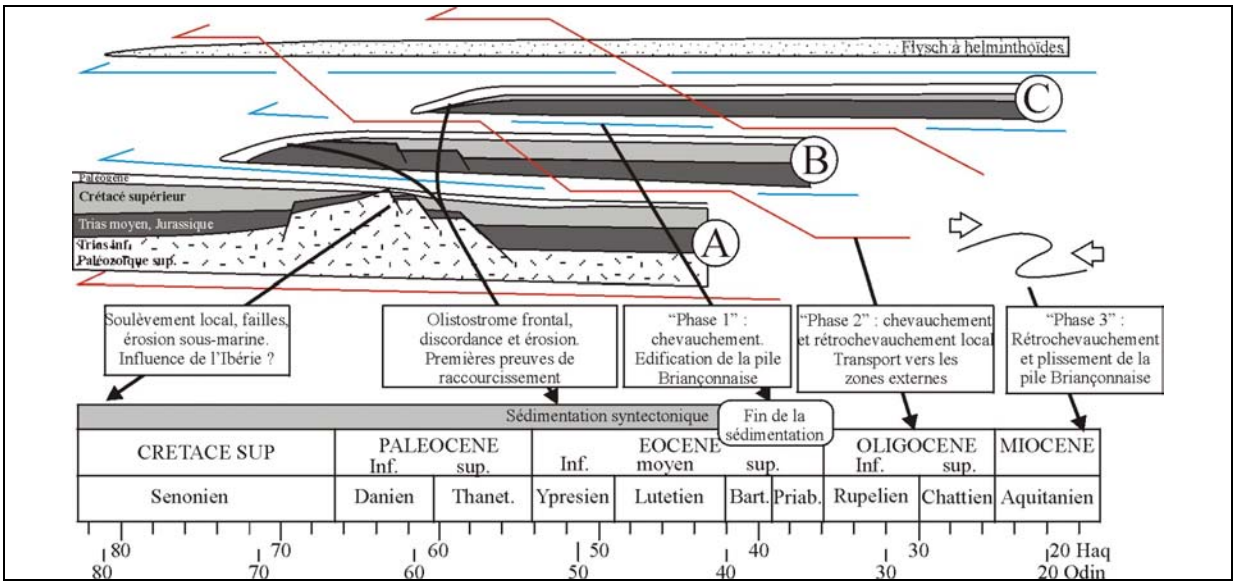


Figure 17 : Chronologie de mise en place et évolution tectonique de la nappe Briançonnaise
(Modifié, d'après Dumont *et al.*, 1997)

Dans la partie la plus méridionale des Alpes occidentales, à partir de l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur, l'autochtone (socle de l'Argentera, tégument et sédiments mésozoïques) a été progressivement enfoui sous les nappes internes. La nappe de flysch à Helminthoïdes de l'Autapie, d'âge Crétacé supérieur-Paléocène, est déformée et charriée fini Eocène-début Oligocène en milieu sous-marin sur l'autochtone (Kerckhove, 1969 ; Tricart, 1984 ; Lawson, 1987 ; Fry, 1989 ; Hamiti, 1994). Au Stampien, les flyschs de l'Autapie sont chevauchés par une partie de la nappe du flysch à Helminthoïde du Parpaillon d'âge Crétacé, charriée vers le NO (Kerckhove, 1969; Merle, 1982). Ces deux principales nappes ont été plissées et déformées au cours de l'Oligocène, impliquant le décollement de la couverture mésozoïque subalpine (Kerckhove, 1969 ; Tricart, 1980 ; Merle, 1982 ; Siddans *et al.*, 1984 ; Fry, 1989)

Ces charriages d'unités crustales progradant vers l'avant-pays aboutit alors à l'édification d'un prisme de collision par épaississement crustal.

La période Oligocène apparaît comme une période charnière dans l'histoire de l'orogène alpin au cours de laquelle se manifestent également des événements thermiques, depuis les zones externes jusqu'aux zones internes.

Au cours de l'Oligocène moyen, dans les zones externes au sud du massif de l'Argentera, plusieurs auteurs associent une zone de subduction au volcanisme calco-alcalin, mis en place dans le synclinal de Saint Antonin et dans l'Estérel (Goguel, 1952 ; Vernet, 1964 ; Bellon et Brousse, 1971 ; Giraud *et al.*, 1979 ; Giraud et Turco, 1981). On considérait alors que le plan de Bénioff était penté vers l'est. Aujourd'hui, des modèles géodynamiques expliquent la mise en place d'un second plan de subduction faisant suite au premier à l'extrême sud de l'arc alpin (Réhault *et al.*, 1984) : le volcanisme serait directement lié au plan de subduction penté vers le nord-ouest et à l'origine de l'ouverture du bassin Ligure.

Durant cette période (33-24 Ma) dans les zones internes, on voit apparaître un magmatisme calco-alcalin se met en place le long de la ligne insubrienne (magmatisme d'Adamello). Cet événement thermique est interprété en terme de rééquilibrage thermique, lié au détachement de la plaque européenne (« slab breakoff ») (von Blanckenburg et Davies, 1995 ; Davies et von Blanckenburg, 1995). C'est aussi la période pendant laquelle se mettent en place un grand nombre de plutons périadriatiques et les principales nappes de flyschs (Stampfli et Marthaler, 1990).

Les données sur la fin de l'exhumation, obtenues par l'analyse thermochronologique par TF dans les zones internes, montrent que la zone piémontaise des Alpes occidentales (unités schistes bleus) est en extension syn-convergence et permet l'exhumation des roches HP à 24 Ma. Cette extension est suivie par la remontée des unités éclogitiques il y a 20 Ma (Schwartz *et al.*, 1999 ; Schwartz, 2000).

De récents travaux soulignent l'existence de tectonique extensive syn-convergence dans les zones internes (Ballèvre *et al.*, 1990 ; Merle et Ballèvre, 1992 ; Lazarre *et al.*, 1994 ; Agard, 1999 ; Sue, 1998 ; Bistacchi *et al.*, 2000 ; Schwartz *et al.*, 1999 ; Schwartz, 2000). Cette notion commence seulement à être intégrée dans le schéma d'évolution des Alpes (Jolivet et Goffé, 2000).

Au Miocène inférieur, l'édifice de nappes briançonnais est replissé et rétrodéversé (phase 3 : Dumont *et al.*, 1997) (**Figure 17**). C'est à cette période que la surrection des massifs cristallins externes semblent se réaliser (Tricart, 1982) alors que les données thermochronologiques par la méthode des TF sur apatites (**Figure 18**) montrent une accélération significative de la surrection de l'ensemble des massifs entre 4 et 2 Ma (Bogdanoff *et al.*, 2000).

La déformation atteint l'avant-pays dauphinois, tectonisant les molasses oligocènes (Milnes *et al.*, 1981) alors que parallèlement dans les zones internes, un coulissage dextre important le long de la faille péri-adriatique, génère de grandes structures décrochantes (Tricart *et al.*, 1996 ; Sue, 1998 ; Bistacchi *et al.*, 2000).

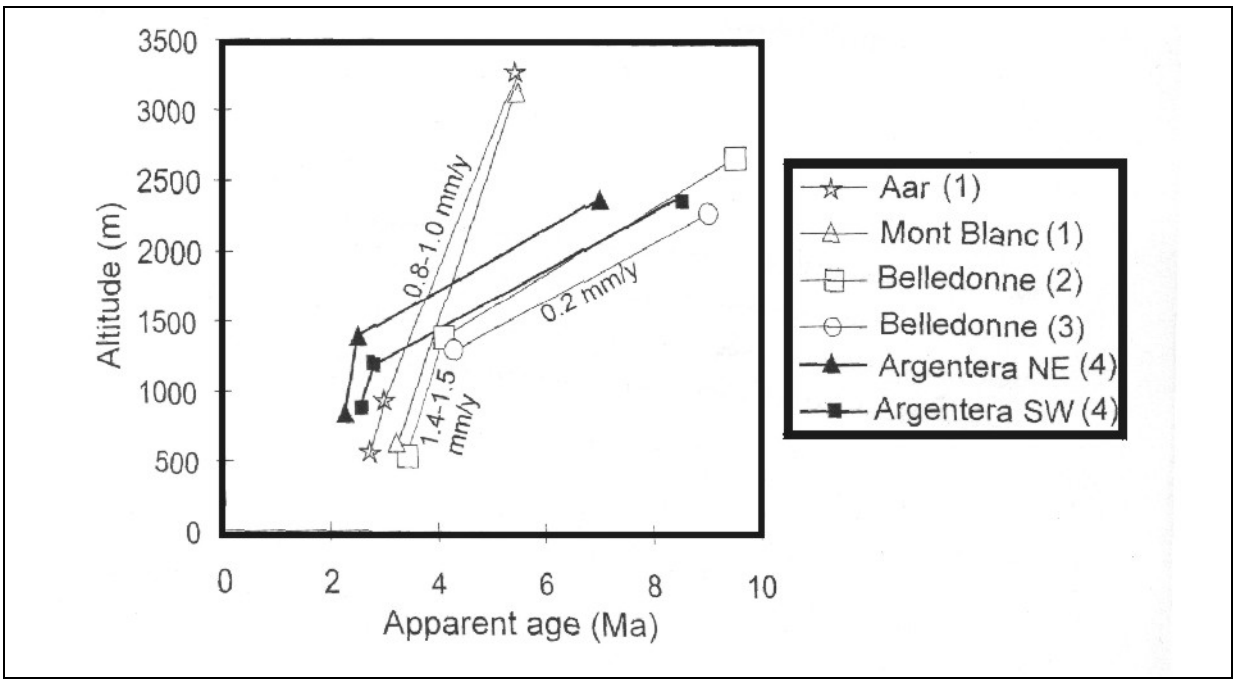


Figure 18 : Comparaison des diagrammes âge/altitude dans les zones externes d'après les données traces de fission (d'après Bogdanoff *et al.*, 2000).

Au Miocène moyen et supérieur une phase compressive, déforme la couverture superficielle de l'avant-pays alpin, vers le NO dans le nord des Alpes occidentales ou le SO dans le sud de cette région. L'arc de Castellane (**Figure 19**) est le résultat de cette phase compressive dans les Alpes occidentales méridionales (Laurent, 1998 ; Laurent *et al.*, 2000). Son déplacement essentiellement contraint par les contraintes aux limites et par l'héritage structural s'est d'abord effectué par une propagation « en-séquence ». Par manque de couverture sédimentaire au sommet des massifs Maures-Tanneron, le déplacement s'est ensuite effectué en progradation « hors séquence ».

La déformation actuelle des Alpes occidentales a été étudiée par la méthode GPS (Global Positioning System) dans le but d'observer des mouvements et d'en déduire l'orientation des déformations instantanées (Calais *et al.*, 2000). Dans la région de l'Argentera, des directions de raccourcissement N-S à NO-SE sont observées associées à des vitesses de l'ordre de 2-4 mm/an.

De plus, de nombreux mécanismes au foyer ont été analysés à terre comme en mer. Une première synthèse des contraintes en mer (**Figure 20**) (Béthoux *et al.*, 1992) a été réalisée à partir de mécanismes calculés par de nombreux auteurs (Bossolasco *et al.*, 1972 ; Réhault *et al.*, 1984 ; Hoang *et al.*, 1987 ; Béthoux *et al.*, 1988 ; Béthoux *et al.*, 1992). Ensuite cette étude a été complétée par une synthèse des analyses des mécanismes au foyer à terre et dans le bassin Ligure (**Figure 21**) (Madeddu *et al.*, 1996). Dans les Alpes sud-occidentales, le champ de contraintes est hétérogène et varie suivant les zones étudiées. La contrainte maximale ($\sigma 1$) est orientée NE-SO dans les unités briançonnaises, NO-SE ou SSE dans le massif de l'Argentera et dans le bassin Ligure, N-S près de Digne.

Excepté dans la région de Haute Ubaye où domine une déformation extensive E-O probablement depuis le Pliocène (Labaume *et al.*, 1989), la déformation majoritaire est décrochante ou compressive.

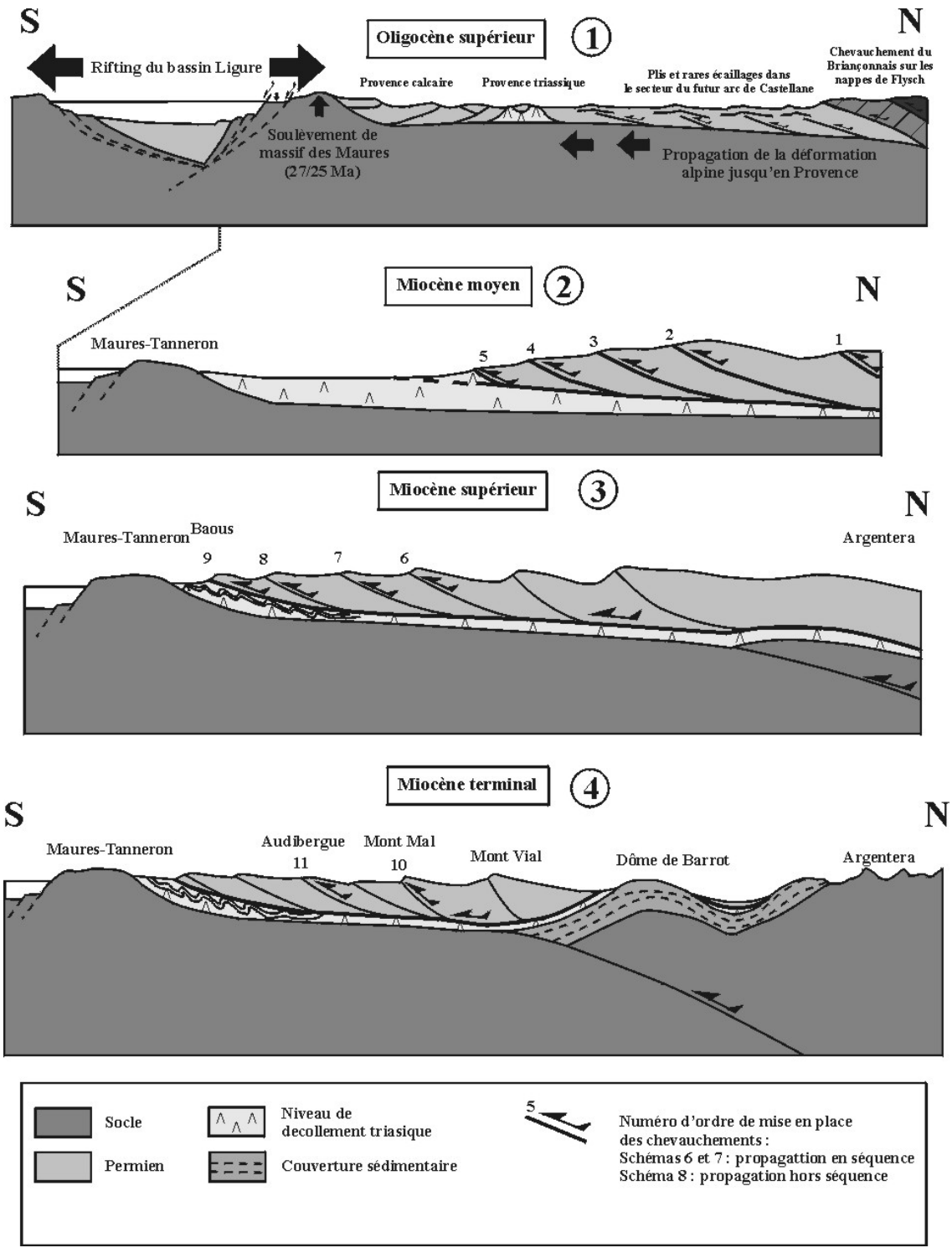


Figure 19 : Edification de l'arc de Castellane
avec des chevauchements d'abord en « séquence » puis « hors-séquence » (d'après Laurent, 1998 ; Laurent *et al.*, 2000).

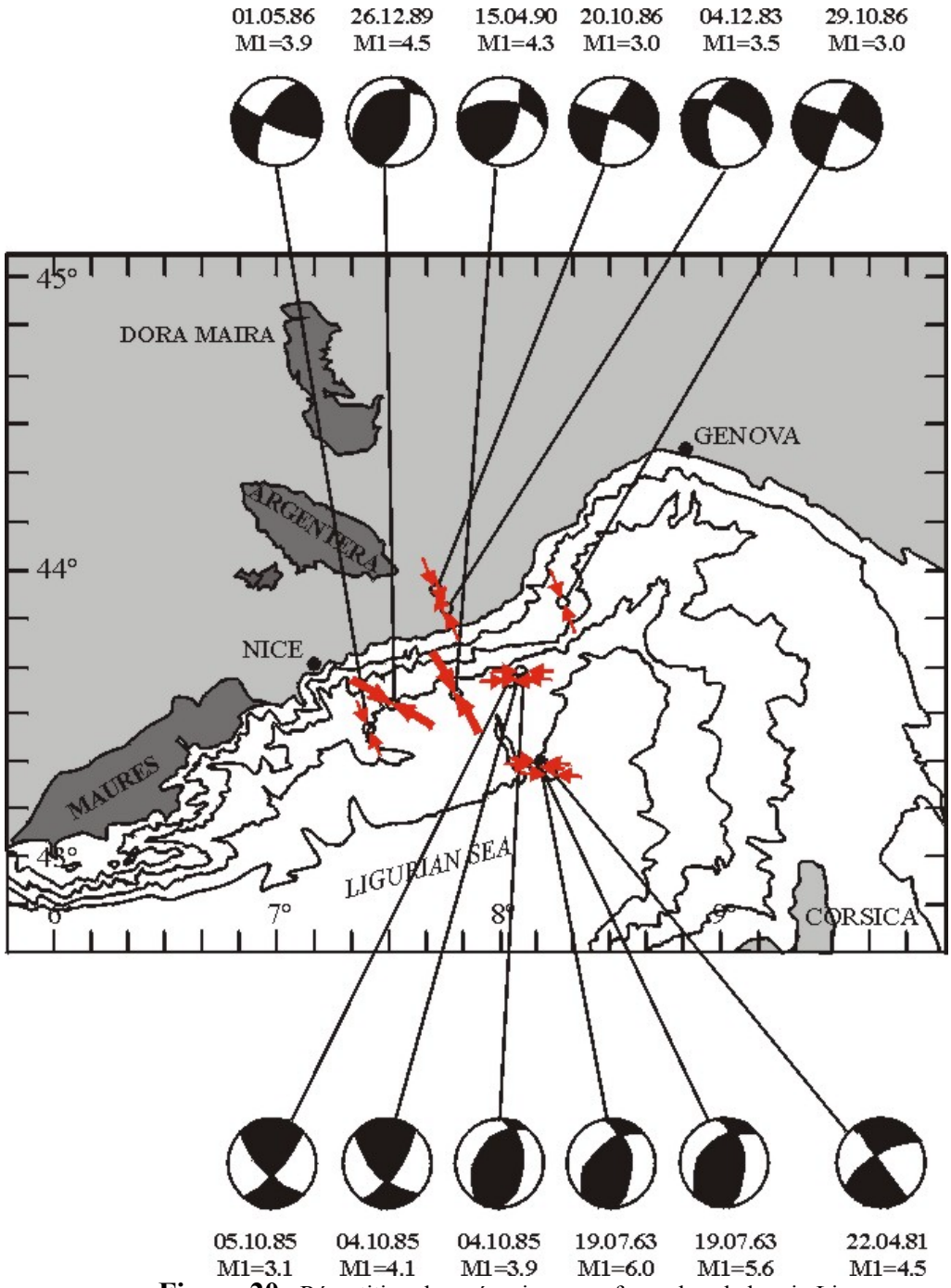


Figure 20 : Répartition des mécanismes au foyer dans le bassin Ligure et des axes de déformation déduits de ces mécanismes (axes P) (d'après Béthoux *et al.*, 1992).

On notera que le bassin Ligure ne montre que des mécanismes au foyer en compression (Béthoux *et al.*, 1992) et que d'après des interprétations de profils sismiques réflexion, la déformation de la marge est beaucoup plus développée à l'est du Var qu'à l'ouest (Chaumillon *et al.*, 1994).

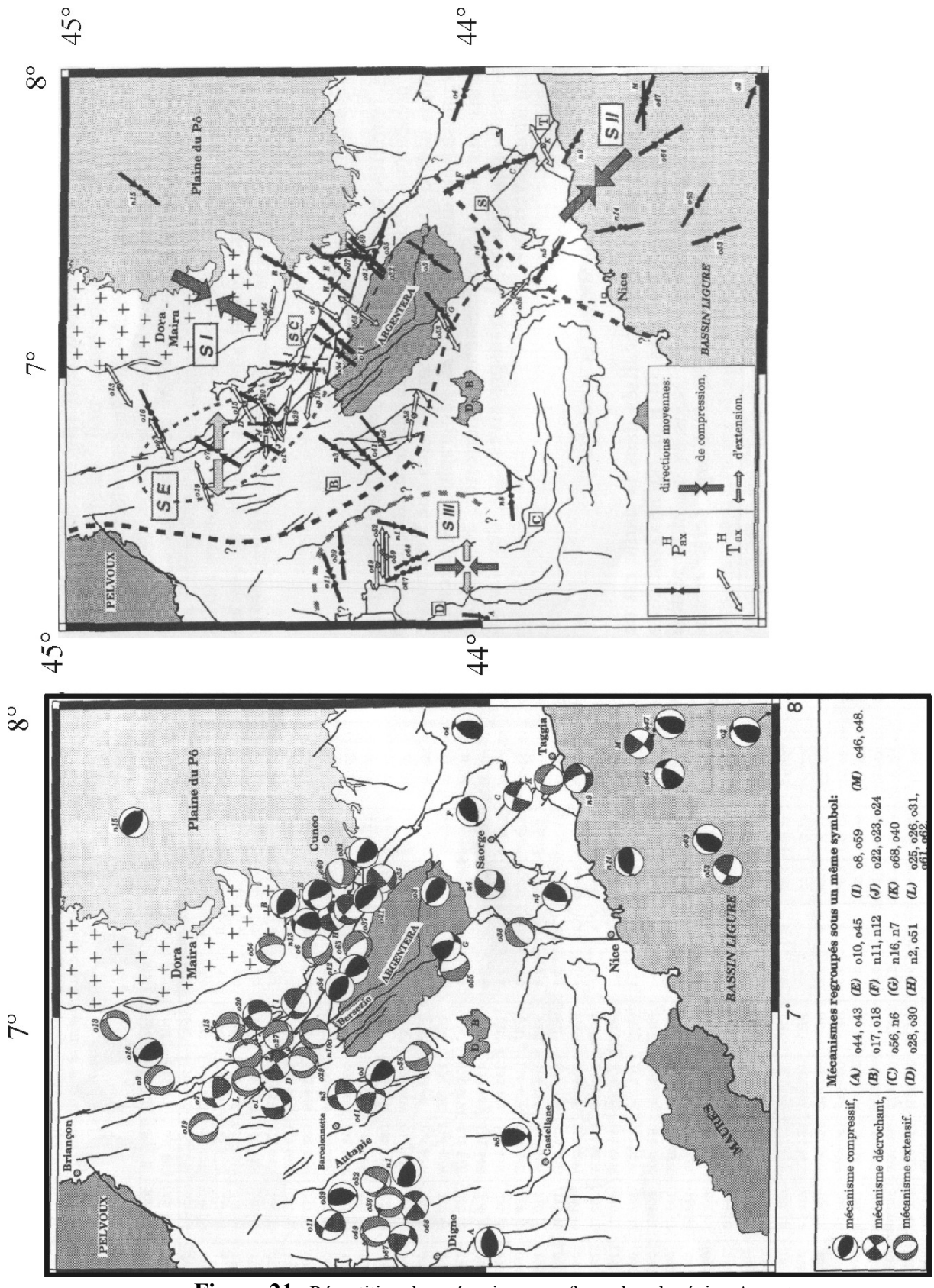


Figure 21 : Répartition des mécanismes au foyer dans la région Argentera et le bassin Ligure (à gauche) et des axes de déformation déduits de ces mécanismes (P et T) (à droite) (d'après Madeddu *et al.*, 1996).

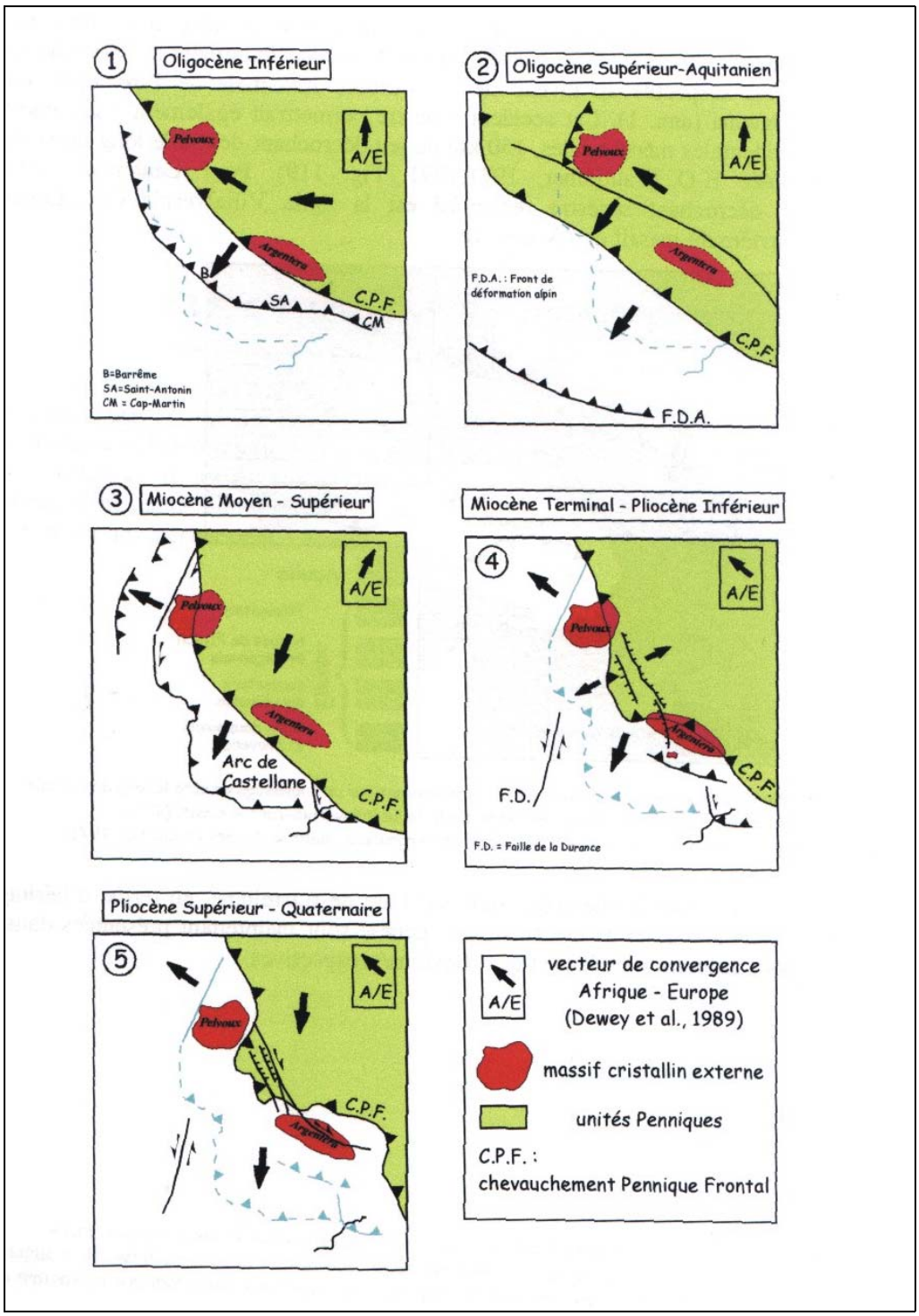


Figure 22 : Modèle cinématique du sud des Alpes occidentales franco-Italiennes d'après Laurent, 1998. (Carte réalisée d'après Labaume *et al.*, 1989 ; Madeddu *et al.*, 1986 ; Tricart *et al.*, 1996 ; Meckel, 1997.
Convergence Apulie/Europe d'après Dewey *et al.*, 1989 (§ I.5.1)).

Un modèle cinématique post-Pliocène des Alpes méridionales franco-italiennes (Laurent, 1998) synthétisant les données sismologiques et tectoniques (Labaume *et al.*, 1989 ; Maddedu *et al.*, 1996 ; Tricart *et al.*, 1996 ; Meckel, 1997), met en évidence le partitionnement de cette région en deux composantes majeures (**Figure 22**) : les chevauchements vers l'ouest ou le nord-ouest au nord du Pelvoux opposés aux chevauchements vers le sud ou le sud-ouest, au sud de ce massif.

La période de dénudation que nous avons étudié par l'analyse des traces de fission dans le massif de l'Argentera s'inscrit à la fin du processus d'exhumation de roches profondes. C'est pourquoi, dans cette partie, en plus d'avoir fait le point sur l'évolution géodynamique des Alpes, nous avons détaillé l'aspect chronologique de l'exhumation des roches THP.

I.4. EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU BASSIN LIGURE ET EVENEMENT MESSINIEN

I.4.1. UN HISTORIQUE DES HYPOTHESES

De nombreux modèles ont été proposés dans la littérature. On peut cependant les classer en trois groupes : l'un basé sur des hypothèses statiques, le second basé sur des hypothèses mixtes, le troisième, sur des hypothèses mobilistes.

Les deux premiers groupes ont été proposés essentiellement à la fin des années 60 et durant les années 70. Bien que contemporains du développement de la tectonique des plaques, ils considèrent que la Méditerranée est une mosaïque de blocs et de plates-formes affectés essentiellement par des mouvements verticaux et secondairement par des mouvements tangentiels. Une synthèse de ces premières hypothèses est développée par Rollet (1999).

Aujourd'hui, la plupart des auteurs s'accordent et considèrent que les bassins de la Méditerranée occidentale n'ont plus de rapport avec la Téthys, mais se sont formés au cours de l'Oligo-Miocène par la dérive de micro-blocs : ce sont les hypothèses mobilistes.

I.4.2. LES HYPOTHESES MOBILISTES

Pour reconstituer l'évolution de la Méditerranée occidentale et plus particulièrement du bassin Ligure dans le système de pensée le plus moderne, il faut prendre en compte :

- (1) les limites d'extension de la croûte continentale immergée (encore controversées) (Réhault,1981 ; Burrus, 1984 ; Le Douaran *et al.*, 1984 ; Le Cann, 1987 ; Pasquale *et al.*, 1994 ; Gueguen, 1995),
- (2) les directions structurales déduites des données magnétiques et de la cartographie du bassin (Galdéano et Rossignol, 1977 ; Réhault, 1981),
- (3) les données de terrain suggérant que la Corse et la Sardaigne sont restées solidaires au cours de leur déplacement pendant l'ouverture du bassin (Arthaud et Matte, 1977),
- (4) les données paléomagnétiques dans les laves tertiaires de Sardaigne permettant de proposer la rotation entre 21 et 19 Ma (Edel *et al.*, 1981 ; Montigny *et al.*, 1981 ; Edel *et al.*, 2001). Des données paléomagnétiques plus récentes dans les sédiments et laves (Vigliotti et Langenheim, 1995) datés par biostratigraphie et radiométrie montrent que la rotation corso-sarde se termine à la limite Langhien-Serravalien (15 Ma) en accord avec une récente étude géochronologique et paléomagnétique dans les laves de Sardaigne et sud Corse (Gattacceca, 2001).
- (5) la géométrie reconstituée des deux marges conjuguées (Gueguen, 1995).

A partir de ces données et malgré les incertitudes, les auteurs s'accordent sur l'évolution suivante :

Alors que le prisme de collision alpin est en pleine structuration (3ème étape de son évolution : § I.3.2, p. 35), débute le rifting du bassin Ligure à l'Oligo-Aquitanien qui se poursuit par l'ouverture océanique entre 21 et 18 Ma (Le Pichon *et al.*, 1971 ; Réhault, 1981 ;

Le Pichon, 1984 ; Réhault *et al.*, 1984). L'âge du rifting a été daté à 29 Ma dans des sédiments synrifts du Golfe du Lion (Gorini *et al.*, 1994 ; Chamot-Rooke *et al.*, 1999 ; Séranne, 1999), à 30 Ma sur la marge de la Sardaigne (Cherchi et Montadert, 1982) et à 28-26 Ma par TF sur apatites en Corse et dans les Maures (Jakni, 2000).

L'ouverture du bassin Ligure fait suite à la mise en place à l'Oligocène moyen, d'un second plan de subduction penté vers l'ouest dans l'extrême sud des Alpes occidentales. Le bassin Liguro-Provençal ainsi que le bassin Tyrrhénien seraient des bassins d'arrière-arc de cette subduction apenninique s'incurvant et reculant vers le sud est sous la mer Tyrrhénienne au cours du temps (**Figure 23**) (Auzende *et al.*, 1973 ; Réhault *et al.*, 1984 ; Malinverno et Ryan, 1986 ; Réhault *et al.*, 1987 ; Jolivet et Faccenna, 2000).

L'ouverture du bassin Ligure s'accompagne de la rotation anti-horaire du bloc corso-sarde de 25 à 30° (Westphal *et al.*, 1973 ; Boccaletti et Guazzone, 1974 ; Réhault *et al.*, 1974) entre l'Oligocène terminal et le Miocène inférieur, voire jusqu'à des angles de 40 à 45° (Gattacceca, 2001). Cette dernière étude, met en évidence une accélération de la rotation entre 21 et 18 Ma à une vitesse de 8 mm/a.

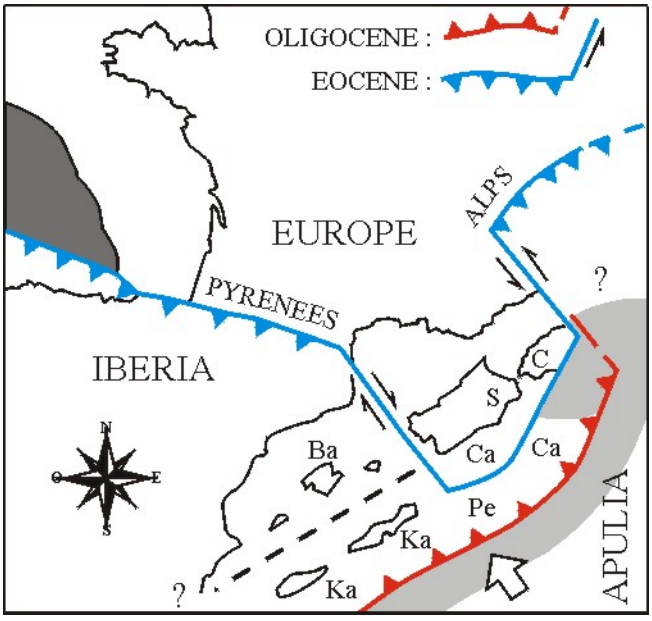


Figure 23 : Reconstitution paléogéographique proposée par Réhault *et al.*, 1984.

I.4.3. L'EVENEMENT MESSINIEN

Les études sédimentologiques sur les évaporites présentes dans le bassin et datées du Messinien ont permis de proposer trois hypothèses pour expliquer leur présence :

- les évaporites proviendraient d'un bassin peu profond, régulièrement alimenté par des eaux océaniques (Nesteroff, 1973)
- les évaporites se seraient déposées dans un bassin profond, asséché par la suite (Hsü, 1972)
- la précipitation des évaporites se serait produite sous grande épaisseur d'eau (Schmalz, 1969) or la faune contenue dans les évaporites n'est pas une faune pélagique (Cita *et al.*, 1978) et les rapports isotopiques très différents témoignent de l'existence d'alimentations diverses (Fontes *et al.*, 1973).

C'est l'hypothèse de Hsü (1972) qui semble aujourd'hui acceptée par la plupart des auteurs car elle s'appuie sur le fait que la Méditerranée était formée avant le Messinien (§ I.4.2). Au cours du Miocène terminal, l'ensemble des bassins méditerranéens a donc subi une crise eustatique aboutissant à un assèchement de la Méditerranée (Clauzon *et al.*, 1996). Cet

assèchement pourrait être lié à la fermeture tectonique du détroit de Gibraltar. En se basant sur le bilan évaporation/vapeur d'eau, on estime que la fermeture du détroit aujourd'hui, profond de 420 m entraînerait l'assèchement de la méditerranée en 2600 ans (Le Pichon *et al.*, 1971).

La profondeur du bassin Ligure a été estimé avant l'événement messinien à 2200 m en moyenne au Tortonien (Lefebvre et Gennesseaux, 1980). D'après le niveau de base des cours d'eau, l'eau se serait retirée jusqu'à -1500 m sous le niveau actuel (Réhault, 1981 ; Clauzon *et al.*, 1983). A ce bas niveau exceptionnel succède le plus haut niveau eustatique des derniers 10 Ma (Haq *et al.*, 1987), +80 NGF pour atteindre après la remise en eau au début du Pliocène une profondeur moyenne de 1900 m (Réhault, 1981). L'ampleur de la remontée eustatique est donc estimée à 1580 m.

Les structures profondes du bassin Ligure, de mieux en mieux connues essentiellement par l'acquisition de données géophysiques, permettent donc aujourd'hui de proposer une évolution géodynamique globalement acceptée. Par contre les données de surface sont beaucoup moins bien contraintes : la stratigraphie de la marge et les structures peu décrites sont généralisées à l'ensemble de la marge Liguro-Provençale. Or, la géométrie de cette marge nord par rapport au front alpin et sa proximité la distinguent des autres marges méditerranéennes. Nous nous focaliserons sur ces aspects dans la partie correspondant à l'étude des déformations récentes de la marge nord-Ligure.

I.5. LIEN CINEMATIQUE AVEC LA TECTONIQUE DES PLAQUES

Pour comprendre la géodynamique de l'orogène alpin à l'échelle des plaques, il faut s'intéresser aux différents modèles d'évolutions cinématiques qui ont été proposés depuis l'apparition de la théorie de la « Tectonique des plaques ».

Les déformations dans l'arc alpin sont fortement liées à deux manifestations tectoniques depuis le Crétacé : 1) les mouvements différentiels de la plaque européenne et du promontoire adriatique ainsi que 2) l'évolution cinématique de la plaque Ibérique, moins intuitive, mais qui nous est rappelée par Lagabrielle (1987).

Depuis les années 70, de nombreux auteurs ont tenté de reconstituer les mouvements Europe-Afrique soit en se basant sur les anomalies magnétiques enregistrées dans l'océan Atlantique depuis le Dogger (Dewey *et al.*, 1973, 1989 ; Biju-Duval *et al.*, 1977 ; Tapponnier, 1977 ; Olivet, 1978 ; Savostin *et al.*, 1986), soit en se basant sur l'étude des linéations d'étirement en considérant comme forte hypothèse de départ, que le champ de déformation finie observé est directement lié au déplacement des plaques (étude globale : Malavieille *et al.*,1984 ou étude dissociant les générations de linéations : Choukroune *et al.*, 1986).

I.5.1. LES MODELES D'EVOLUTION D'APRES LES ANOMALIES MAGNETIQUES

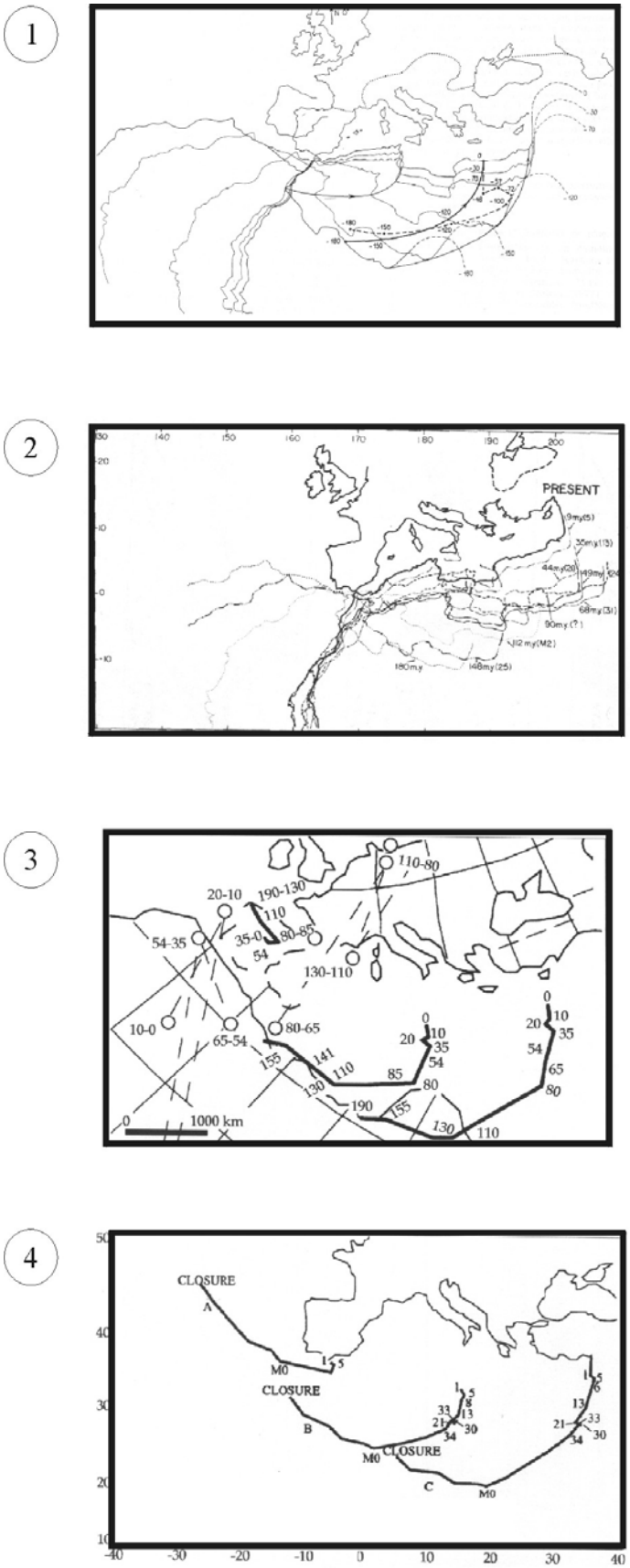


Figure 24 : Différents modèles tectoniques proposés à partir de données paléomagnétiques.
1- Biju-Duval *et al.*, 1977 ; 2- Tapponnier, 1977 ;
3- Savostin *et al.*, 1986 ; 4- Dewey *et al.*, 1989.

Quatre modèles de trajectoire relative de la plaque Afrique par rapport à la plaque Eurasie supposée fixe sont représentés. Le modèle de Biju-Duval *et al.* (1977) et celui proposé par Dewey *et al.* (1973) montrent une évolution en trois mouvements avec un retour vers l'ouest suite au premier déplacement vers le sud-est et l'est. Ces modèles ont été rapidement abandonnés, le retour vers l'ouest n'étant pas contraint par des données de terrain, pour passer à des mouvements plus continus, en deux temps, vers le sud-est et l'est puis vers le nord, nord-ouest (Tapponnier, 1977 ; Olivet, 1978 ; Savostin *et al.*, 1986 ; Dewey *et al.*, 1989). Ces derniers modèles montrent des différences essentiellement au moment du changement d'orientation. En effet, le passage entre le déplacement vers l'est et la direction de convergence vers le nord se produit au cours de la période magnétique stable, à un moment où il n'y a pas eu d'inversions et reste donc peu contraint (période comprise entre l'anomalie M0 à 120 Ma et l'anomalie M34 à 80 Ma).

Le premier mouvement vers l'est permet l'extension de la croûte et donc le rifting jusqu'au Crétacé, suivi de l'océanisation de la Téthys. Cette ouverture se crée par coulissage sénestre en régime transtensif de type pull-apart (**Figure 5**).

Le second mouvement vers le nord produit la fermeture de l'océan par la subduction de la Téthys, puis de la marge européenne.

I.5.2. LES MODELES CINEMATIQUES D'APRES LES LINEATIONS D'ETIREMENT

Les mouvements de la convergence Afrique/Europe ont pu être déterminés chronologiquement par une méthode indirecte qui consiste à établir une cartographie des linéations d'étirement et des sens de cisaillement au cours du temps. L'étude réalisée dans l'arc des Alpes occidentales (Choukroune *et al.*, 1986) a permis de reconstruire la cinématique depuis 120-100 Ma (**Figure 25**).

A cette période, les linéations obtenues sur des éclogites indiquent une orientation des étirements minéralogiques N150. A partir de 40 Ma, dans le sud de l'arc alpin, les linéations obtenues à partir des minéraux rétrométamorphiques, s'orientent préférentiellement vers le nord-ouest. Enfin, entre 25 et 15 Ma, la direction d'étirement des minéraux des faciès schistes verts, est radiale à l'arc, impliquant une rotation rigide des objets. On constate donc que la direction d'étirement des zones ductiles subi une rotation au cours du temps. Celle-ci peut être interprétée comme une rotation du sens de déplacement.

On notera toutefois que certains processus tels que le partitionnement ou l'extrusion latérale perturbent considérablement le champ de déformation. Les différents vecteurs du mouvement relatif entre les deux plaques en présence déduits à partir des différentes étapes de fluage et de transport restent encore aujourd'hui à discuter.

I.5.3. LE POINÇONNEMENT EUROPE-APULIE : DEUX HYPOTHESES DE DEFORMATION

La majorité des auteurs s'entendent sur l'existence du poinçon apulien mais se distinguent par leur interprétation des déformations qui en résultent :

I.5.3.1. Déformation par rotation rigide

Si l'on considère le déplacement du promontoire adriatique vers le NO, les massifs cristallins externes de Belledonne, du Mont Blanc et de l'Aar, sont directement perpendiculaires à cette direction alors que les massifs cristallins externes du Pelvoux et de l'Argentera y sont parallèles. Certains auteurs (Gidon, 1974 ; Ménard, 1988 ; Vialon, 1990)

considèrent donc que la déformation se fait par rotation rigide anti-horaire : le prisme de nappes, bloqué au front est expulsé. Cette rotation est accommodée par de grands décrochements dextres au Nord et au Sud sur lesquels vient se greffer le front pennique qui en plus d'être chevauchant montre un jeu décrochant dextre.

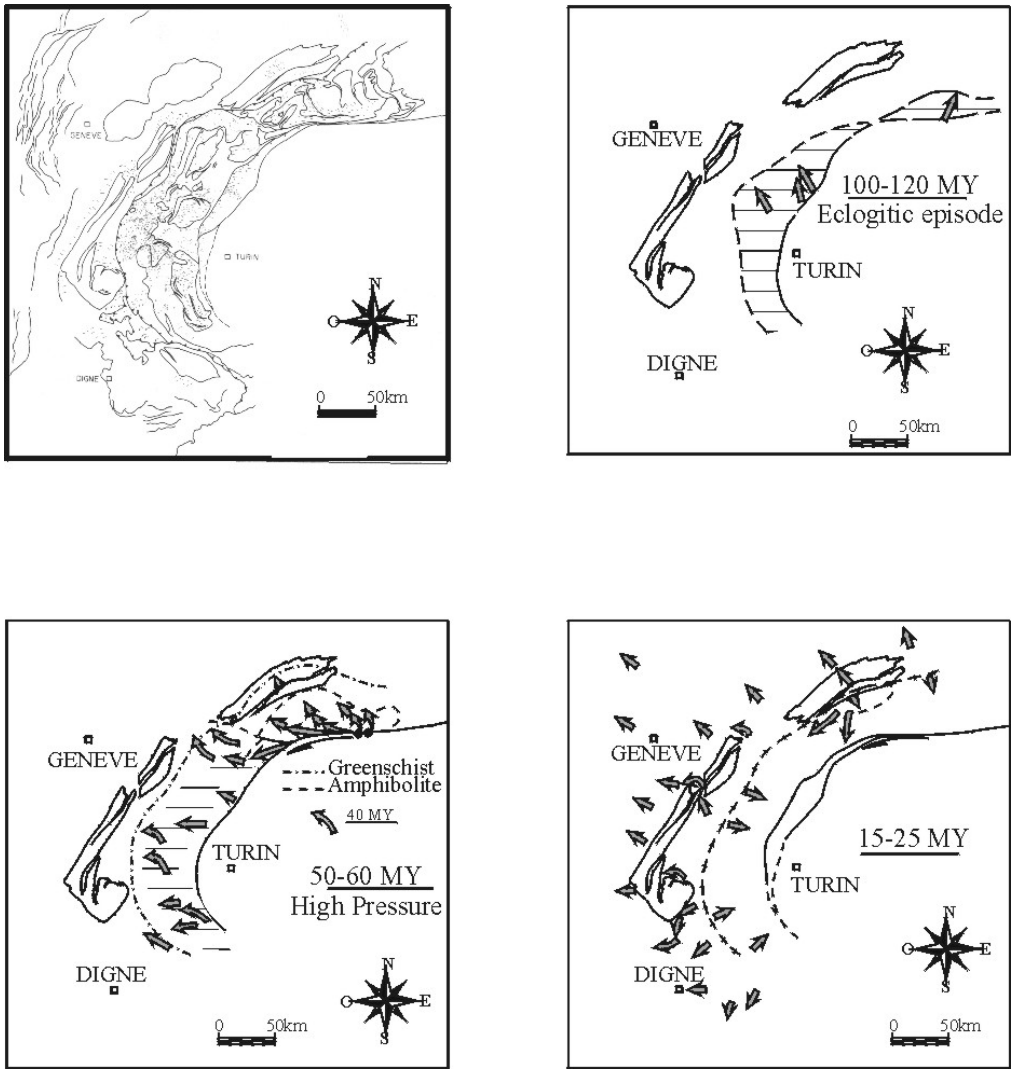


Figure 25 : Evolution des Alpes occidentales d'après les linéations d'étirement (d'après Choukroune *et al.*, 1986).

I.5.3.2. Déformation rigide-plastique

Si l'on considère que le mouvement Afrique-Eurasie, à l'origine de la collision, est orienté NNO en relation directe avec les modèles cinématiques, d'autres auteurs (Tapponnier, 1977 ; Laubscher, 1988) proposent un modèle par poinçonnement et écrasement rigide-plastique. Dans ce cas, de grands chevauchements accusent la déformation comme précédemment, à la différence près qu'ici, les décrochements sont dextres au Nord et le long de la ligne insubrienne, et sénestres au Sud. Dans ce modèle, le front pennique reste uniquement chevauchant.

I.5.4. L'EXTENSION SYN-OROGENIQUE LIGURE

Le rifting des bassins méditerranéens s'est initié depuis l'ouest vers l'est, dans une fourchette de temps relativement courte, entre 30 et 25 Ma (Jolivet et Faccenna, 2000).

Dans la Méditerranée occidentale, l'extension semble débuter par le bassin du Golfe du Lion (29 Ma : Gorini *et al.*, 1994 ; Chamot-Rooke *et al.*, 1999 ; Séranne, 1999), puis se poursuit vers l'ouest jusqu'à la mer d'Alboran (22-23 Ma : Lonergan et White, 1997 ; 27 Ma : Platt *et al.*, 1998 ; Comas et Soto, 1999) ainsi qu'entre le massif des Maures et la Corse (Jakni *et al.*, 2000) (§ I.4.2) (**Figure 26**).

La zone d'extension atteint progressivement la Méditerranée orientale par recul et déchirure de la plaque africaine plongeante sous les Apennins. La géométrie de l'extension et la migration vers l'est de la zone Tyrrhénienne qui est donc contemporaine du retrait de la plaque Apennine vers le SE (Patacca *et al.*, 1990) permettent d'expliquer la rupture continentale et l'emplacement d'une zone océanique (Kastens et Mascle, 1990). Les deux mécanismes d'ouverture du bassin Ligure et de la mer Tyrrhénienne semblent donc continus dans le temps (Malinverno et Ryan, 1986 ; Faccenna *et al.*, 1997 ; Chamot-Rooke *et al.*, 1999).

Après le début de la collision alpine, (**Figure 27**), une phase de distension intra-continentale affecte le pourtour de la Méditerranée alors que la compression est généralisée dans la chaîne alpine. L'extension intra-crustale aboutit à l'ouverture océanique autour de 20 Ma et se poursuit jusqu'à aujourd'hui en se propageant vers l'est.

Ces bassins méditerranéens situés au centre de deux zones de collision ont donc subi de l'extension dans un contexte tectonique global en convergence. La vitesse du recul de la plaque africaine sous la mer Tyrrhénienne étant supérieure à la vitesse de convergence, Jolivet et Faccenna (2000) proposent donc que la collision Europe-Afrique ait généré l'extension dans la région Méditerranéenne. Cette interprétation nous permet de mieux comprendre les événements Oligo-début Miocène qui se sont déroulés dans la Méditerranée au sud de la collision alpine.

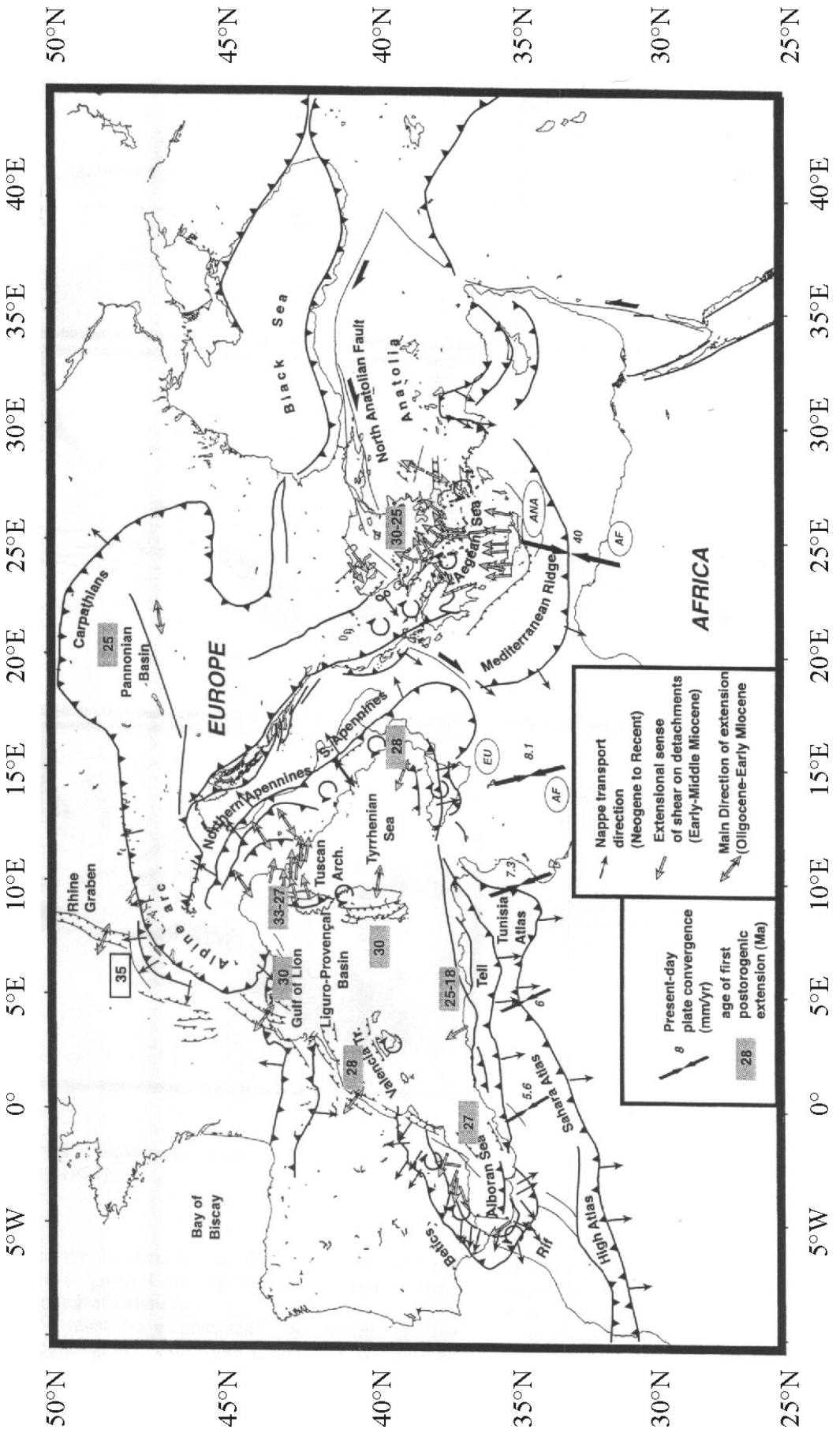


Figure 26 : Carte des bassins de la Méditerranée délimités par des chaînes de montagnes et leur cinématique Miocène d'après Jolivet et Faccenna (2000).

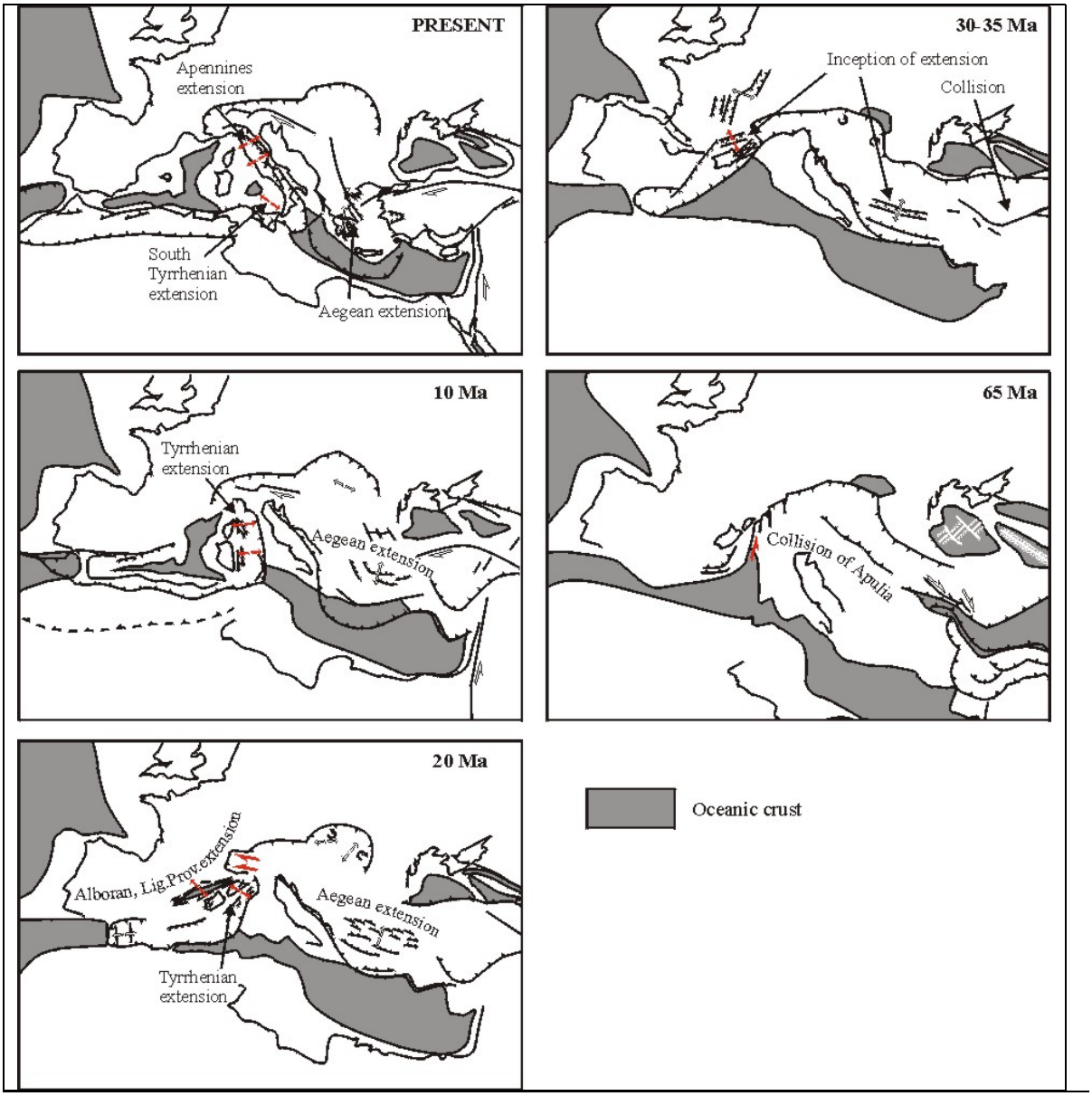


Figure 27 : Reconstruction paléotectonique de la région Méditerranéenne modifiée d'après Dercourt *et al.*, 1986. (Jolivet et Faccenna, 2000).

L'histoire de l'évolution des Alpes occidentales est donc intimement liée à celle de l'évolution des bassins méditerranéens et plus particulièrement du bassin Ligure, le plus proche du massif cristallin externe de l'Argentera. Afin de comprendre désormais l'évolution géodynamique de ce secteur, les études doivent intégrer à la fois les données provenant à terre, des alpes occidentales et en mer, de la marge nord Ligure.

II. APPORT DE L'ANALYSE THERMOCHRONOLOGIQUE PAR LA METHODE DES TRACES DE FISSION

II.1. INTRODUCTION

La méthode des traces de fission (TF) est utilisée pour différentes problématiques dans diverses disciplines comme par exemple en archéométrie pour l'étude des « commerces » préhistoriques ou encore en sciences de la terre où elle permet de quantifier, entre autre la thermicité des bassins, l'évolution géomorphologique d'une région (e.g. Gunnell, 2000) ou encore la dénudation des orogènes (pour revue : Gallagher *et al.*, 1998).

C'est pour cette dernière problématique que nous avons utilisé la méthode des traces de fission sur apatites et sur zircons. En effet, le massif cristallin externe de l'Argentera est le socle hercynien exhumé le plus proche de la marge nord Ligure. Sa dénudation a joué un rôle non négligeable sur la structure et l'évolution sédimentaire de la région s'étendant jusqu'à la marge ligure (§ I.2.2, p. 28). La quantification dans l'espace et dans le temps des mouvements verticaux qui ont pu affecter ce socle apporte une contrainte significative sur l'évolution non seulement superficielle (pour l'histoire la plus récente d'après l'étude des apatites) mais aussi interne (pour l'histoire la plus ancienne d'après l'analyse des zircons) de la région étudiée.

Depuis une dizaine d'années, de nombreuses études thermochronologiques utilisant la méthode des traces de fission ont été menées dans les massifs cristallins externes afin de mieux intégrer l'histoire de leur dénudation et de leur surrection dans l'évolution générale récente des Alpes occidentales (§ I.3.2, p. 35). La particularité du massif de l'Argentera réside essentiellement dans sa localisation très méridionale, par rapport aux autres massifs cristallins externes et dans sa position très proche des unités THP exhumées (massif cristallin interne de Dora-Maira) avec les conséquences que cela peut apporter : (i) sur la structuration de la marge Nord Ligure (I.1.2.1, p. 22), (ii) sur les orientations des contraintes tectoniques qu'il a pu subir au cours de sa dénudation par rapport à la direction de compression alpine (§ I.3.2, p. 35).

Plusieurs études thermochronologiques TF ont été menées sur le socle du massif de l'Argentera, essentiellement sur apatites (Carpéna et Bogdanoff, 1982 ; Mansour, 1991), excepté deux datations réalisées sur zircons et jusque là non interprétées par manque de données (Carpéna et Bogdanoff, 1982).

De nouveaux échantillonnages ont donc semblé nécessaires pour densifier les datations dans le but d'une part, de quantifier l'histoire thermique et les mouvements verticaux associés du socle de l'Argentera et d'autre part de préciser l'existence de ces mouvements sur la bordure du massif et dans le tégument afin d'évaluer l'homogénéité ou non de ces mouvements sur l'ensemble du massif : cette dernière étude reprenant des échantillons antérieurement analysés par la méthode des inclusions fluides (Attal, 1999).

Afin de comparer les histoires de dénudation des massifs cristallins autochtone (Maures-Tanneron) et allochtone (Argentera), nous avons daté un échantillon localisé sur le Tanneron, le plus proche du socle du massif de l'Argentera. Une comparaison de la dénudation de ces deux socles cristallins, espacés d'environ 50 km, peut ainsi nous permettre d'avoir une réflexion plus globale sur les processus de dénudation.

L'échantillon daté au cours de cette étude vient compléter un ensemble de datations obtenues antérieurement par TF sur apatites dans le massif des Maures-Tanneron (Morillon, 1997 ; Jakni, 2000).

D'autre part, les études thermochronologiques réalisées dans le socle de l'Argentera ont permis de détecter des mouvements gravitaires que nous discuterons. D'un point de vue

méthodologique, nous verrons que cette méthode, pour un échantillonnage choisi, peut permettre de quantifier les mouvements verticaux de type gravitaire et d'estimer les périodes de glissements.

Toutes les tables analytiques sont présentées en Annexe 1 (p. 227) et Annexe 2 (p. 281).

II.2. METHODOLOGIE

II.2.1. HISTORIQUE

En 1958, Young publie les premières observations en microscopie optique de traces de fission dans des minéraux. Il s'agit de traces issues de la fission induite de ^{235}U par capture neutronique, observées dans des cristaux de fluorure de lithium soumis à une attaque chimique après irradiation.

Silk et Barnes (1959) observent ce même type de traces nucléaires au microscope électronique dans des feuillets de micas, sans attaque chimique préalable.

Price et Walker (1962a) reprennent les observations de Silk et Barnes (1959) et montrent que ces traces nucléaires peuvent être rendues visibles en microscopie optique en les traitant par une attaque chimique (Price et Walker, 1962b).

Price et Walker (1962c) montrent que des traces "fossiles" existent dans les micas et les attribuent à la fission spontanée de ^{238}U. Ces auteurs proposent alors en 1963 une nouvelle méthode de datation par "traces de fission".

Dès 1964, Maurette *et al.* ainsi que Fleischer *et al.* observent que les traces de fission spontanées peuvent être remarquablement plus courtes que les traces induites de ^{235}U. Ils en concluent que les traces de fission spontanée ont la particularité d'enregistrer l'histoire thermique du matériel qui les renferme.

Depuis, le domaine d'application de la méthode de datation par les traces de fission s'est élargi par exemple à l'étude de l'histoire thermique des roches cristallines, de la dénudation des terrains métamorphiques et plus généralement en tectonique (Wagner et Van den Haute, 1992 ; Gallagher *et al.*, 1998).

II.2.2. FORMATION DES TRACES DE FISSION

La méthode des traces de fission est fondée sur la fission de l'uranium, présent dans la nature sous forme de ^{238}U à 99,3 % et à 0,7 % sous forme de ^{235}U. La fission d'un de ces atomes libère deux ions-fils dits "fragments de fission", quelques neutrons, et une énergie d'environ 200 MeV. Celle-ci est principalement impartie sous forme d'énergie cinétique aux fragments de fission qui sont éjectés selon des directions opposées.

Les détecteurs solides non conducteurs ou semi-conducteurs de grande résistivité comme la plupart des minéraux, les verres et les plastiques, sont capables d'enregistrer leur passage. Lorsque le phénomène se produit dans un minéral, il induit selon le modèle de "pic d'explosion ionique" (Fleischer *et al.*, 1965), une désorganisation locale du réseau cristallin par ionisation des atomes le long de leur trajet. Des répulsions électrostatiques donnent naissance à une zone linéaire déprimée en atomes, de très faible diamètre et d'une longueur d'environ 15 à 25 µm selon les espèces minérales : il s'agit d'une trace dite "trace latente" (**Figure 28**).

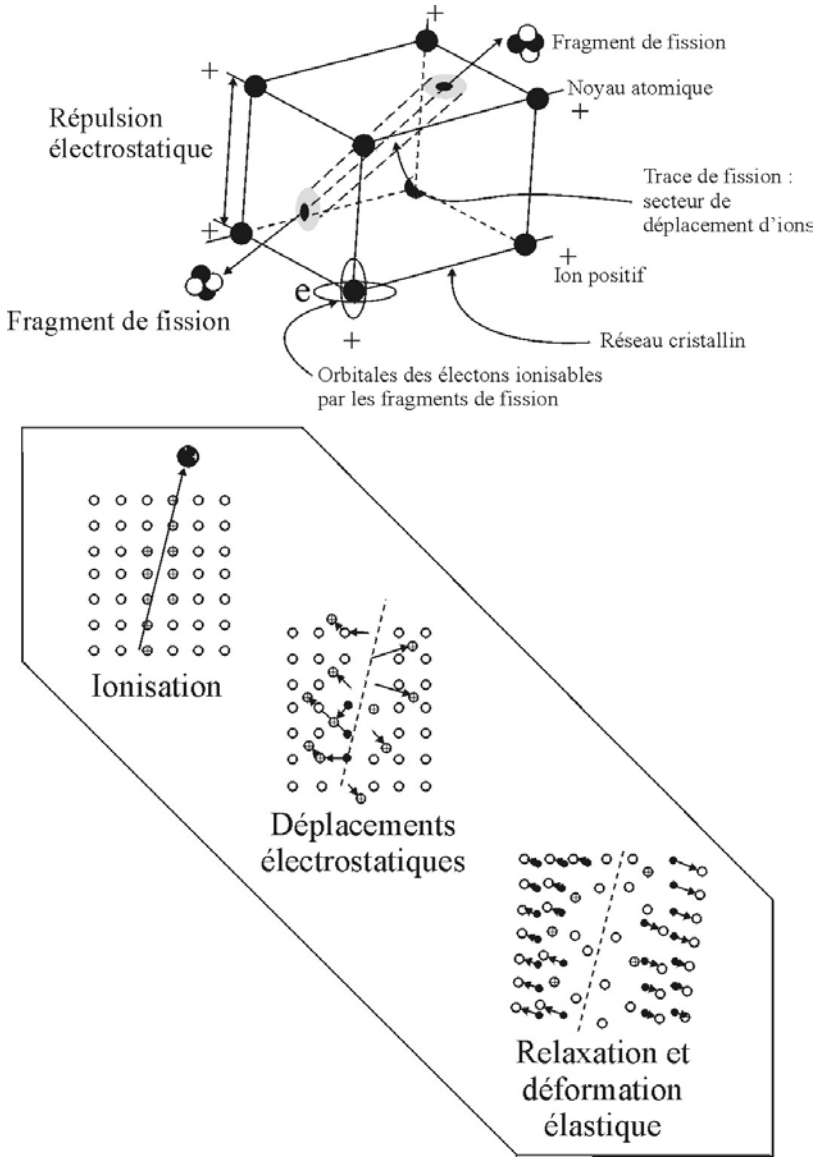


Figure 28 : Illustration schématique du processus de formation d'une trace de fission. Modèle du pic d'explosion ionique proposé par Fleischer *et al.*, 1965.

Dès 1962 (b), Price et Walker se sont rendus compte qu'avec une attaque chimique, ces "traces latentes" pouvaient être observées au microscope optique. Ces traces, une fois révélées montrent des variations morphologiques selon les types de minéraux (apatites, zircons, verres volcaniques) dues aux variations du rapport V_G/V_T où V_G et V_T sont respectivement les vitesses de dissolution du matériel sain et le long de la trace latente (Masumoto, 1992). Après l'attaque chimique, les "traces latentes" sont appelées "traces révélées".

Dans les apatites et les zircons, les traces révélées montrent une certaine anisotropie selon leur orientation cristallographique. Ainsi dans le plan parallèle à l'axe cristallographique C, on observe que les traces sont très fines parallèlement à C et se présentent sous la forme d'un V plus ouvert perpendiculairement à C. Cela est dû au fait que V_T est plus élevée parallèlement à C que perpendiculairement à cet axe cristallographique (**Figure 29**).

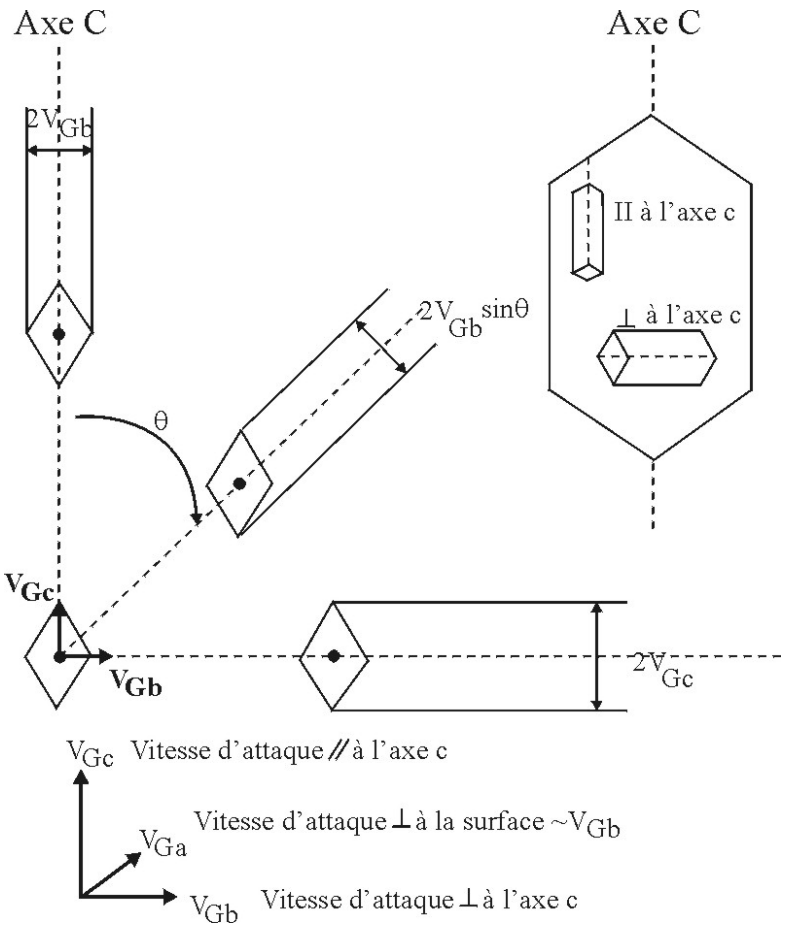


Figure 29 : Diagrammes schématisant la forme de la section d'un trace révélée dans le zircon, sur un plan parallèle à l'axe cristallographique C, selon l'angle avec l'axe C (d'après Masumoto, 1992 : modifié). θ ; angle de la projection d'une trace sur le plan d'observation.

Dans un plan parallèle à l'axe C, les traces sont révélées à peu près simultanément dans les apatites.

Dans ces minéraux, une attaque chimique sélective, réalisée par de l'acide nitrique (6,5%) pendant 40 à 50 secondes, à température ambiante, suffit à les rendre visibles en microscopie optique (**Figure 30**).

Dans les zircons, si l'on utilise une solution eutectique NaOH-KOH à 220°C, le découplage peut être important. Ainsi dans l'exemple présenté dans la **Figure 31**, alors que les premières traces sont révélées en 24 heures, dans un plan parallèle à l'axe C, il faut attendre 60 heures pour une révélation complète, isotrope, dans le plan considéré. A ce moment, on atteint la densité maximum révélable des traces. Le nombre d'heures pour atteindre une distribution angulaire uniforme est variable selon les zircons. Cette distribution angulaire constitue le critère d'évaluation qui permet de décider si le temps d'attaque est optimal (Zhai et Zhao, 1992).

Lorsque les traces sont bien révélées, selon toutes les orientations cristallographiques possibles, on observe qu'il n'y a pas d'anisotropie non plus dans les longueurs des traces révélées (Masumoto, 1992).

Concernant les zircons du massif de l'Argentera, une distribution uniforme des traces dans les plans parallèles à l'axe C a été atteinte entre 11 heures et 27 heures selon les échantillons.

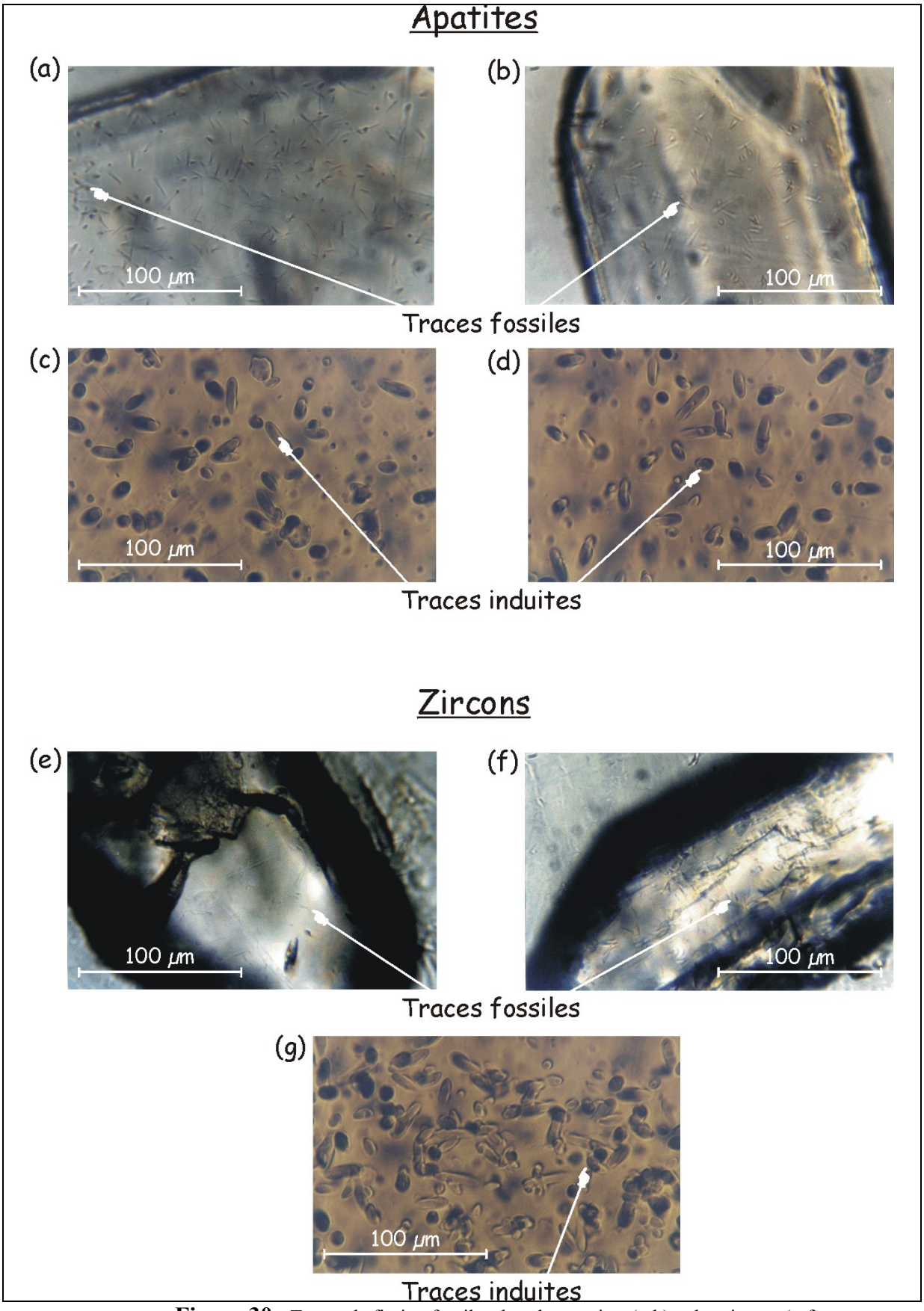


Figure 30 : Traces de fission fossiles dans les apatites (a-b) et les zircons (e-f) et traces de fission induites (c-d-g). Photos : F. Bigot-Cormier

II.2.3. L'EQUATION D'AGE DE LA DATATION PAR TRACES DE FISSION

La population d'un isotope "père" instable décroît selon une loi exponentielle avec le temps. Par conséquent, plus la population d'atomes ^{238}U décroît, plus la densité de traces (traces/cm^2) enregistrées dans un minéral est corrélativement élevée. Cette densité ρ_s est obtenue par comptage au microscope optique et varie en fonction de la concentration en uranium, de l'âge et de l'histoire thermique du minéral. En effet, les traces de fission conservées dans un minéral sont celles qui se sont formées lors de son passage en-dessous de la température dite de fermeture (lors d'un refroidissement linéaire avec le temps).

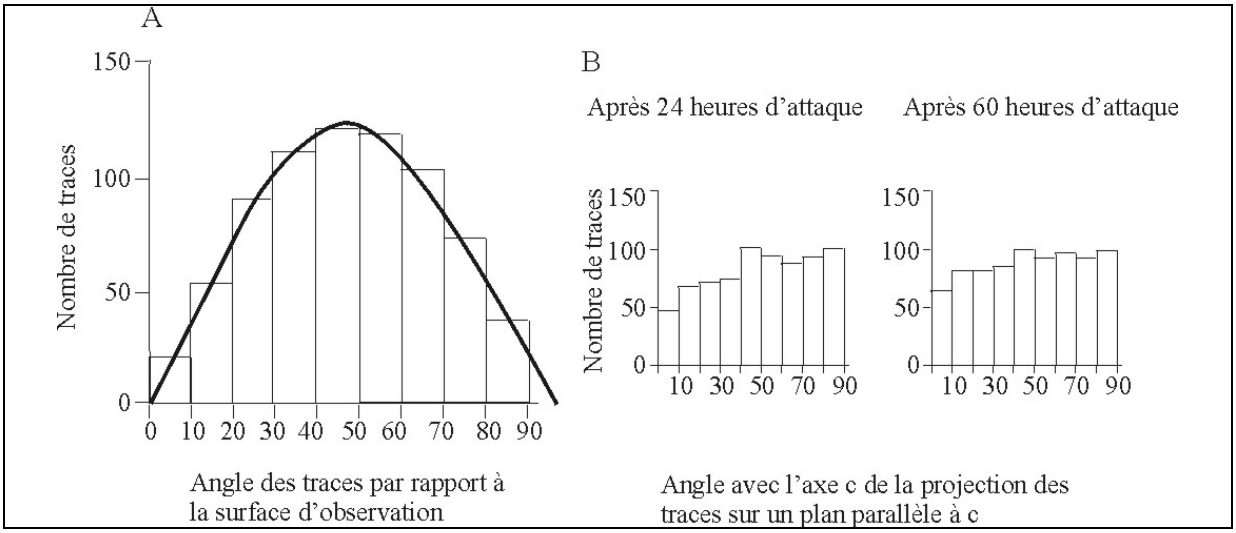


Figure 31 : A- Distribution du nombre de traces selon l'angle d'inclinaison de la trace par rapport à la surface du cristal. L'anisotropie se conserve avec le temps d'attaque.
B- Distribution azimutale du nombre de traces d'une surface par rapport à l'axe cristallographique C. L'anisotropie diminue avec le temps d'attaque. D'après Masumoto (1992).

Toutefois, la densité ρ_s ne suffit pas à déterminer l'âge du minéral : la concentration en ^{238}U, ou un paramètre qui en dépend, doit être connue.

On utilise pour cela la fission induite de ^{235}U en réacteur nucléaire (dans ce travail, ORPHEE, du Centre d'Etudes Nucléaire, Saclay).

La densité de traces induites ρ_i est, quant à elle, fonction de la fluence neutronique ϕ (neutrons/cm^2), et de la concentration en ^{235}U.

La constante de désintégration par fission spontanée de ^{238}U étant supposé connue, ce système peut alors jouer le rôle de géochronomètre, en tenant compte de la composition isotopique $I=^{235}U/^{238}U$ de l'uranium qui est constante.

Dans ces conditions, on peut montrer que l'équation d'âge pour la datation par traces de fission s'écrit :

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \times \ln\left(1 + \frac{(\rho_s g \lambda_\alpha \phi \sigma I)}{\rho_i \lambda_f}\right) \quad (1)$$

où t est l'âge traces de fission, avec :
ρ_s : densité de traces de fission spontanée (traces/cm^2)
ρ_i : densité de traces de fission induite (traces/cm^2)

g : "facteur de géométrie", qui dépend de la technique de datation utilisée (population ou détecteur externe par exemple)

ϕ : fluence neutronique (n/cm^2)

σ : section efficace de ^{235}U par capture de neutrons thermiques (cm^{-2})

I : rapport des abondances isotopiques ^{235}U/^{238}U

λ_f : constante de décroissance par fission spontanée de ^{238}U (ans^{-1})

λ_α : constante de désintégration par radioactivité α de ^{238}U (ans^{-1})

La dosimétrie neutronique est assurée par des pastilles de verre, ou "moniteurs", renfermant de l'uranium, irradiées conjointement aux minéraux à dater. Au cours de l'irradiation, il s'y produit des fissions de ^{235}U par capture neutronique. La densité ρ_m des traces induites révélées dans ces moniteurs ou dans des "détecteurs externes" (§ II.2.4, p. 62) qui leur sont associés, est proportionnelle à la fluence ϕ, soit :

$$\phi = B \times \rho_m \qquad (2)$$

où B est une constante caractéristique du dosimètre

En combinant (1) et (2), l'équation d'âge devient :

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \ln\left(1 + \frac{\rho_s g \lambda_\alpha B \rho_m \sigma I}{\rho_i \lambda_f}\right) \quad (3)$$

Toutefois, cette équation ne peut être utilisée telle quelle car la détermination de la valeur de B demande une expérimentation lourde (Van den Haute *et al.*, 1988 ; De Corte *et al.*, 1991). Cette difficulté est contournée par l'introduction d'un paramètre ζ de substitution :

$$\zeta = \frac{B \sigma I}{\lambda_f} \qquad (4)$$

On obtient alors la forme finale de l'équation d'âge :

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \ln\left[\ 1 + \left(\frac{\rho_s}{\rho_i} \lambda_\alpha g \rho_m \zeta\right)\ \right] \qquad (5)$$

ζ est une constante déterminée expérimentalement par calibration à partir d'échantillons standards, minéraux ou verres volcaniques d'âges bien connus.

La valeur de ce paramètre varie selon la thermalisation des neutrons du réacteur et doit être déterminée par chaque observateur, en fonction de ses conditions de révélation et d'observation des traces.

Pour la détermination de cette constante, on utilise des échantillons étalons dont les âges sont reconnus internationalement (**Tableau 1**).

Roches étalons	Localisation	Age ± 2σ (Ma)	Méthode	Référence
Apatite				
*Durango (Dur)	Mexique	30,68 ± 0,62 31,40 ± 0,62 30,88 ± 0,62 31,91 ± 0,72 32,32 ± 0,72 31,40 ± 0,72	K/Ar (feldspath) K/Ar (feldspath) K/Ar (feldspath) K/Ar (feldspath) K/Ar (feldspath)	Naeser et Fleischer (1975)
Mount Dromedary	Australie	98,80 ± 0,60	Rb/Sr (biotite)	Hurford et Green (1983)
Zircon				
Bishop Tuff	Californie (U.S.A.)	0,760 ± 0,001	$^{40}Ar/^{39}Ar$ (sanidine)	Van den Bogaard et Schirnick (1995)
*Buluk Member Tuff	Bakata (Kenya)	16,10 ± 0,20 16,40 ± 0,20 16,25 ± 0,14	K/Ar (feldspath-K) K/Ar (feldspath-K)	McDougall et Watkins (1985)
Tardree rhyolite	Irlande du Nord	58,70 ± 1,10	K/Ar (sanidine)	Hurford et Green (1983)
Apatite et Zircon				
*Fish Canyon Tuff (FCT)	Colorado (U.S.A.)	27,90 ± 0,70	K/Ar (plagioclase, sanidine, biotite et hornblende)	Steven *et al.*, 1967
		27,42 ± 0,41	K/Ar (plagioclase, sanidine, biotite et hornblende)	Hurford et Hammerschmidt (1985)
		27,80 ± 0,20	$^{40}Ar/^{39}Ar$ (biotite)	Kunk *et al.*, 1985
		27,79 ± 1,40 27,74 ± 0,30	$^{40}Ar/^{39}Ar$ (plagioclase, sanidine, biotite et hornblende)	

Echantillons utilisés pour déterminer notre calibration Zeta (ζ),* ***les âges en gras* *sont des âges pondérés.*

Tableau 1- Liste des étalons d'âges internationalement reconnus pour les datations par traces de fission.

Observateurs	ζ apatites±1σ		ζ zircons±1σ (verre CN1)	
F. Bigot-Cormier	FTC93-5b	348±24	FTC6	120±6
	FTC93-5	326±16	FTC61	128±7
	Dur96-12	351±10	FTC7	129±8
	Dur93-1	347±11		
		337±11		
	Dur02-1	327±15		
		333±25		
	Val. pondérée (962)	**341±5**		**125±4**
E. Labrin	Val. pondérée (962)	339±7		141± 6
N. Ziad	Val. pondérée (CN5)	312±4	-	-
S. Schwartz	Val. pondérée (CN1)	-	-	125±4

Tableau 2 - Comparaison des valeurs du paramètres ζ utilisées par différents observateurs pour cette étude sur le massif de l'Argentera.

Dans ce travail (**Tableau 1**), nous avons utilisé trois verres moniteurs (pour la dosimétrie neutronique) afin de calculer les valeurs de ζ pour les datations sur apatites et zircons : les verres 962 du National Institute of Standards and Technology (NIST, Gaithersburg, Maryland, USA) pour la plus grande partie des apatites et les verres CN1 pour les zircons. Seuls trois échantillons d'apatites ont été datés en plus des verres 962 avec les verres CN5 (**Tableau 2**).

Bien que cette valeur soit différente pour chaque observateur, les âges d'un même échantillon déterminés par différents observateurs sont concordants et témoignent de la fiabilité des valeurs de ζ utilisées (**Figure 32**).

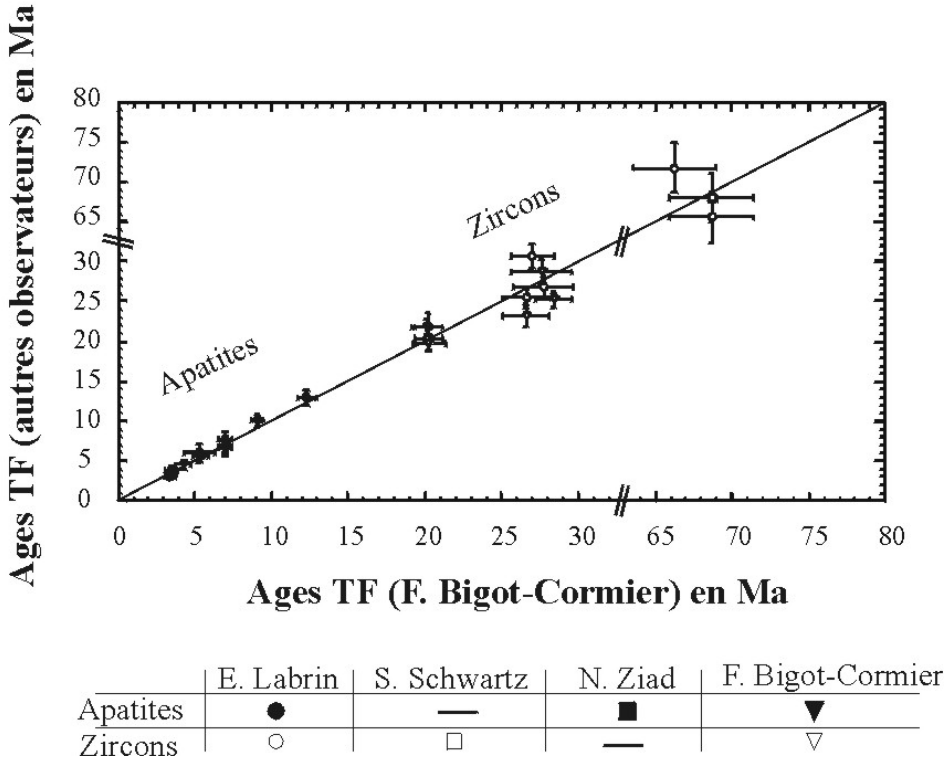


Figure 32 : Datations de plusieurs mêmes échantillons apatites et zircons au cours de cette étude, par plusieurs observateurs avec des zétas différents comparées aux datations obtenues par F. Bigot-Cormier.
Ce diagramme met en évidence la reproductibilité des datations.

II.2.4. METHODE DE DATATION UTILISEE POUR L'ANALYSE DES ECHANTILLONS SUR APATITES ET ZIRCONS

Pour cette étude, nous avons utilisé la méthode de datation dite du "détecteur externe" (**Figure 33**) (Gleadow *et al.*, 1976 ; Hurford, 1990).

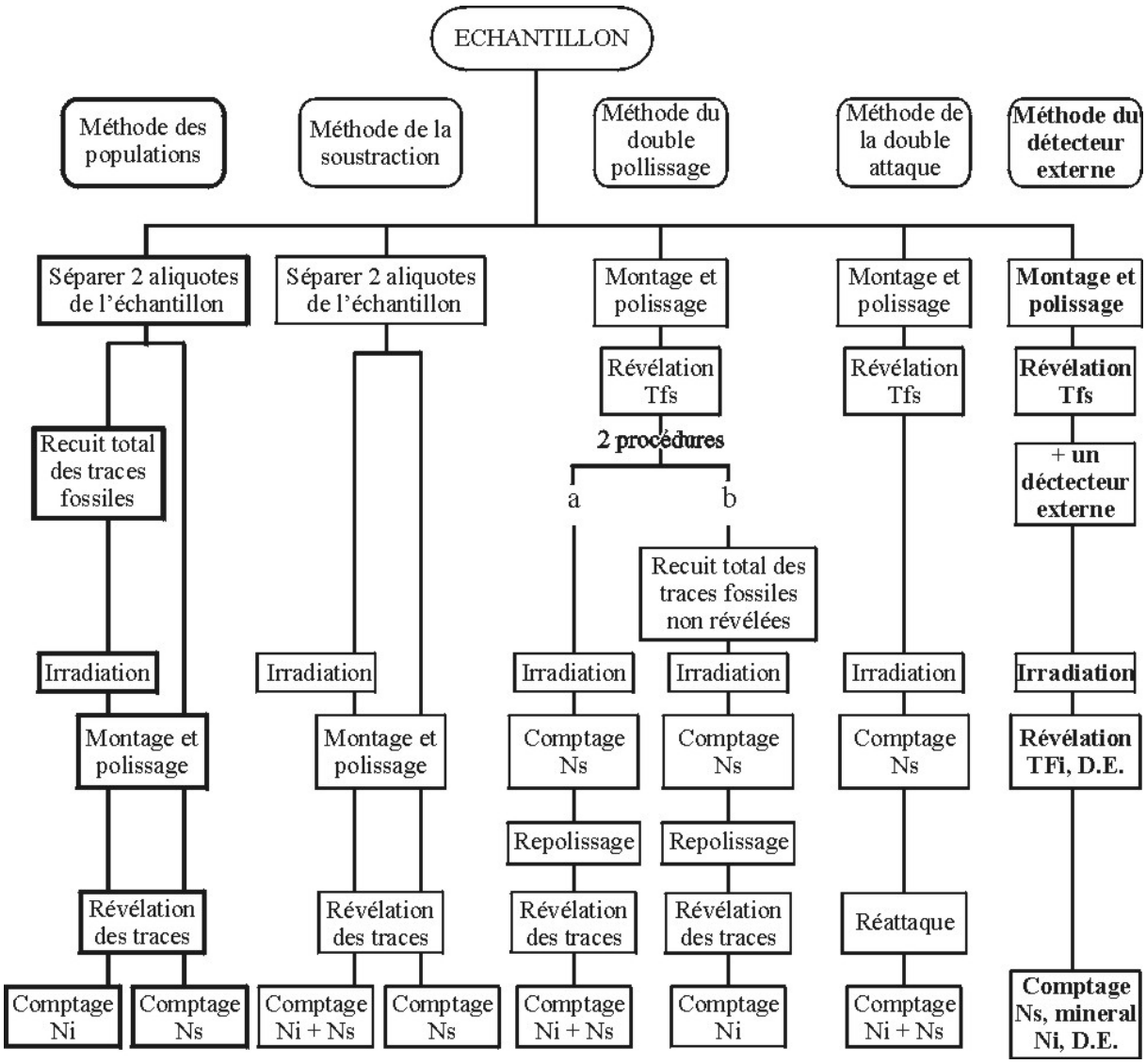


Figure 33 : Illustration schématique des principales méthodes de datation par traces de fission.
TFs et Tfi : respectivement traces de fission spontannées et induites, Ns et Ni : nombre de traces fossiles et induites, D. E. : détecteur externe (d'après Gleadow, 1981).

Cette méthode permet une datation grain par grain. Elle est indispensable lorsque les variations de teneur en uranium sont considérables d'un grain à un autre, comme dans les zircons, ou lorsque chaque grain est porteur d'une histoire thermique spécifique, comme dans les minéraux provenant de roches sédimentaires détritiques.

Dans les apatites, où les variations de teneurs en U de grain à grain sont souvent peu importantes, on peut adopter une autre approche dite "des populations", où les valeurs de ρ_s et

ρ_i utilisées en datation sont obtenues à partir d'une moyenne sur une grand nombre de grains. Ainsi pour l'Argentera, alors que les premières datations par TF étaient obtenues par la méthode "des populations" (Carpéna et Bogdanoff, 1982 ; Mansour, 1991), les datations réalisées dans cette étude le sont par la méthode du "détecteur externe". Cette approche permet une meilleure analyse de l'homogénéité de la mémoire TF grain par grain.

Dans l'approche de la méthode du "détecteur externe", les densités de traces fossiles et induites mesurées sont relatives à la même surface d'un cristal. Néanmoins, comme les traces induites ne sont pas directement comptées sur le minéral, mais sur un détecteur externe qui enregistre les traces de fission induites en réacteur par la fission de ^{235}U, il existe une différence géométrique dans l'origine des traces. Les traces fossiles, dans le minéral, proviennent d'un espace à géométrie 4π stéradians car nous travaillons sur une surface interne du minéral atteinte par polissage, alors que les traces induites, sur le détecteur externe proviennent du demi-espace du minéral qui lui fait face. En effet, une feuille de plastique (kapton) est fixée sur ce montage et l'ensemble est irradié. Les traces induites obtenues sur le détecteur sont révélées chimiquement à leur tour, mais sont cependant produites dans une géométrie 2π stéradians.

Outre cette différence de géométrie, les rapports V_T/V_G, les seuils d'enregistrement des fragments de fission et les critères d'identification ne sont pas les mêmes dans le détecteur et le minéral à dater. Ainsi pour tenir compte de toutes ces différences, un "facteur de géométrie" "g", correspondant au rapport des densités des traces fossiles et induites (**Figure 34** et **Figure 35**), doit être déterminé :

Ce rapport "g" dépend d'une part de facteurs intrinsèques au minéral et au détecteur externe utilisé puisque chaque minéral et chaque type de détecteur externe ont des seuils d'enregistrement de trajectoires des fragments de fission différents ; d'autre part, des conditions expérimentales : la méthode de révélation et d'observation des traces, les critères d'identification des traces, etc...

Ce facteur doit donc être déterminé par chaque observateur en fonction de son mode opératoire. Dans différents laboratoires, l'expérience montre qu'en travaillant sur les faces parallèles à l'axe C du zircon ou de l'apatite, avec un détecteur externe de muscovite (Gleadow et Lovering, 1977) ou de kapton (Lelarge *et al.*, 1993), on obtient un facteur "g" constant proche de 0,5.

Dans le cas d'une datation par la méthode "des populations", où ρ_s et ρ_i sont mesurées dans les mêmes conditions, sur des surfaces internes, g=1. L'équation d'âge (5) doit donc être modifiée dans le cas des datations par la méthode "des populations" et s'écrire finalement :

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \ln\left[\ 1 + \left(\frac{\rho_s}{\rho_i} \lambda_\alpha \rho_m \zeta\right)\ \right] \qquad \text{(5 bis)}$$

Nous noterons toutefois, qu'au cours de cette étude, nous avons comparé nos résultats TF obtenus par la méthode du détecteur externe avec ceux obtenus avec la méthode des populations par Carpéna et Bogdanoff (1982) réalisée sur apatites et zircons et Mansour (1991) réalisée sur apatites seules. Nous avons donc schématisé plus clairement les deux procédures de datations (**Figure 36**), qui bien que différentes nous permettent toutefois de dater, de façon comparable, les échantillons du massif de l'Argentera.

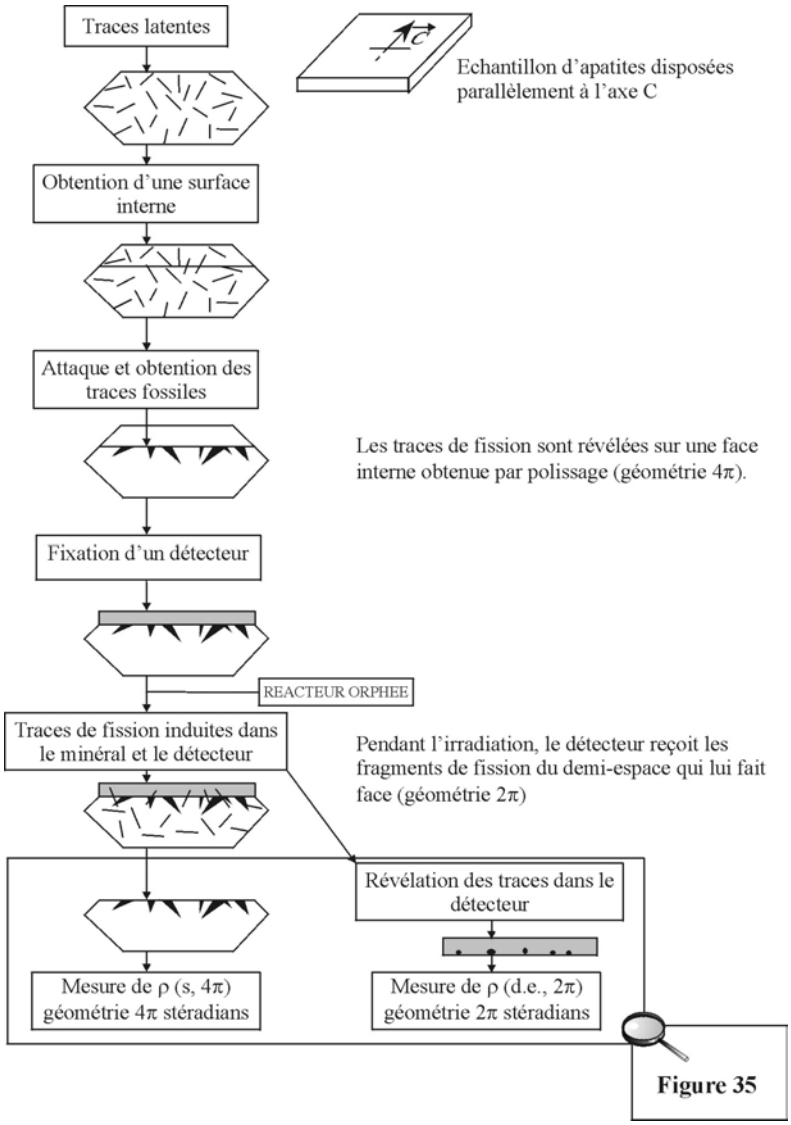


Figure 34 : Explication schématique de la méthode expérimentale utilisée impliquant une différence de géométrie des deux parties à compter.

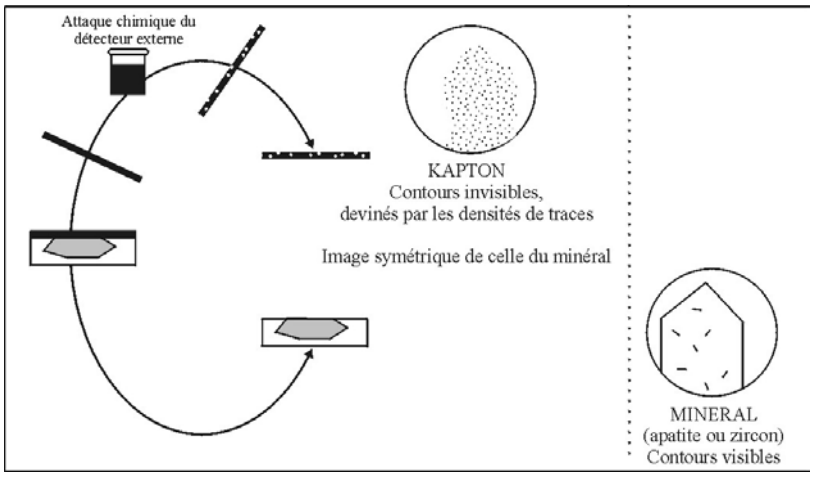


Figure 35 : Détail de la fin du procédé permettant de visualiser après attaque chimique les deux types de traces à observées dans le kapton et dans le minéral.

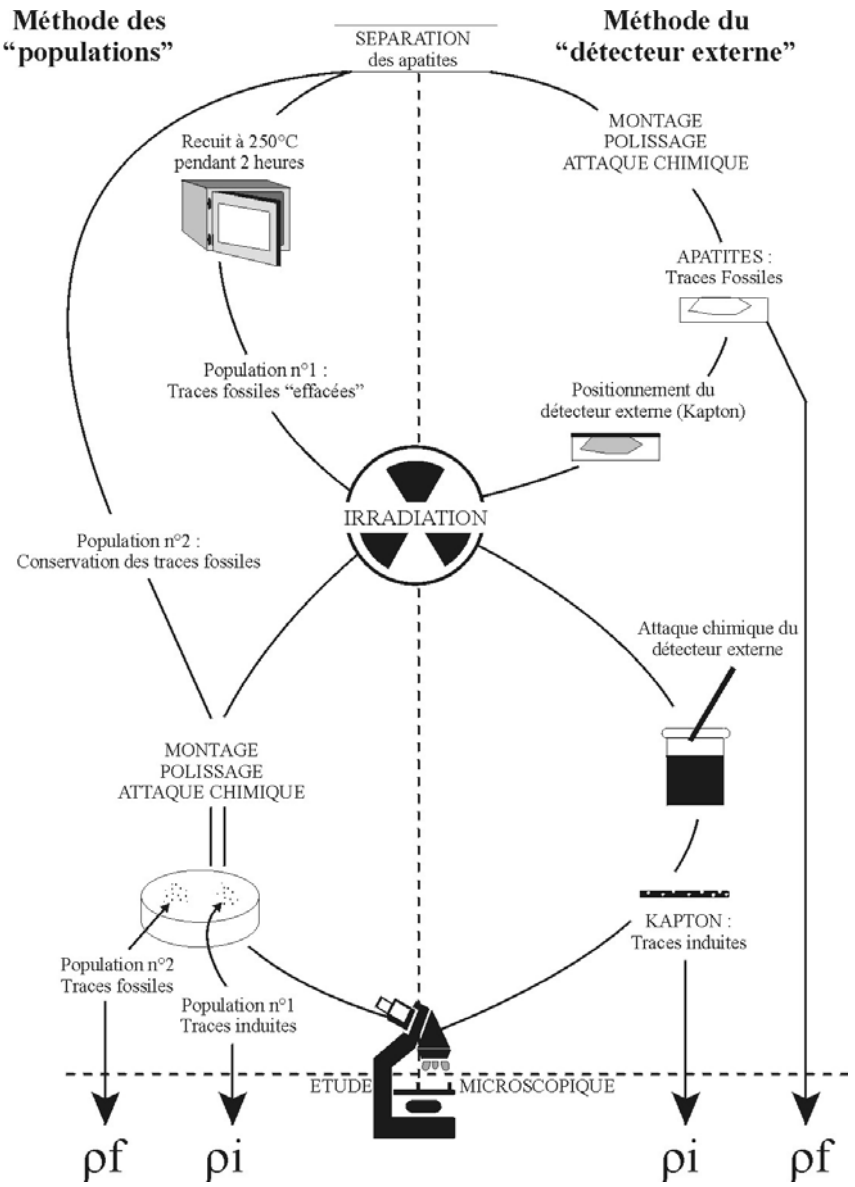


Figure 36 : Illustration schématique des deux procédés utilisés pour cette étude : la méthode des populations et la méthode du détecteur externe. ρ_f et ρ_i : respectivement la densité des traces fossiles et induites.

II.2.5. SIGNIFICATION D'UN AGE TRACES DE FISSION

II.2.5.1. Zones de stabilité des traces

L'âge traces de fission défini par l'équation (5) est le temps depuis lequel les traces fossiles ont été enregistrées, à condition qu'elles aient été intégralement conservées, c'est à dire que leur longueur moyenne révélable soit proche de celle des traces induites. Dans le cas contraire (traces plus courtes dues à une augmentation de température), l'âge TF de l'équation (5) défini précédemment n'est qu'un âge apparent : une limite inférieure de l'âge du dernier refroidissement.

En effet, le réseau cristallin endommagé par le passage des fragments de fission a la propriété de se réorganiser "spontanément" sous l'effet de la température. Les traces latentes

peuvent donc montrer une diminution de leur longueur révélable. Ce raccourcissement est fonction de la nature du minéral et de la durée de résidence à certaines températures.

En général, on définit pour les minéraux, trois domaines de stabilité thermique des traces latentes (Wagner et Storzer, 1972 [apatites] ; Tagami et Shimada, 1996 [zircons]) (**Figure 37**).

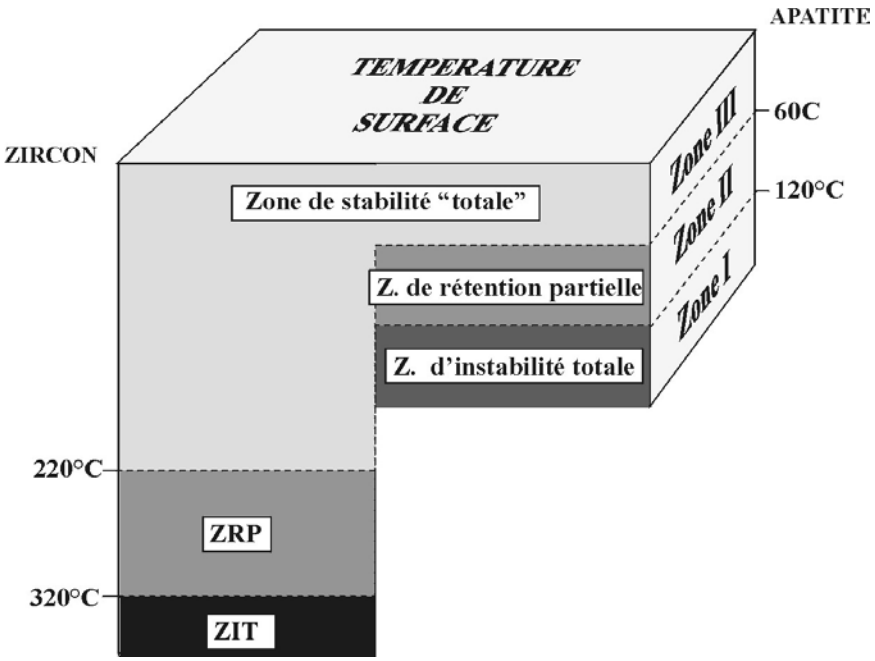


Figure 37 : Schéma comparant les zones de rétention partielle (ZRP) des zircons et des apatites.

La **zone d'instabilité totale (ZIT)**, où la température est supérieure à 120±10°C pour les apatites et supérieure à ~320°C pour les zircons, est un domaine "d'effacement" total des traces fossiles. Dans cette zone, les traces latentes ont une durée de vie très brève en raison d'une réorganisation rapide, plus ou moins parfaite, du réseau cristallin, due à l'influence de la température ambiante.

La **zone de rétention partielle (ZRP)** est la zone d'enregistrement partiel des traces. Dans cette zone, le réseau cristallin ne se réorganise pas totalement, les traces latentes sont encore révélables.

La ZRP est comprise entre 120°C et 60°C (apatites), ~320°C et ~220°C (zircons) pour une durée isotherme de 1 à 100 Ma. Pour les apatites ces limites varient peu, d'environ 10°C, pour des durées variant d'un ordre de grandeur.

Pour un temps de résidence donné, les traces révélées sont d'autant plus courtes, en moyenne vers la base de cette ZRP.

La **zone de stabilité totale (ZST)** est la zone d'enregistrement total des traces. De la température de surface à 60°C pour les apatites et jusqu'à 220°C pour les zircons, il n'existe qu'une influence minime sur la longueur des traces qui est alors plus grande que celle mesurée sur les minéraux ayant séjournés dans la précédente zone et proche des longueurs des traces induites produites en réacteur nucléaire.

II.2.5.2. Distributions de longueurs confinées

Il est possible d'interpréter plus finement un âge traces de fission obtenu sur apatite, si l'on détermine, pour chaque échantillon, la distribution des longueurs révélables totales des traces fossiles. Il faut pour cela introduire le concept de "traces confinées". Il s'agit de traces "entières" (non coupées par le plan de polissage), totalement inclues dans le cristal et uniquement révélables lorsqu'elles sont recoupées par une fracture ou un clivage (TINCLE : Track IN CLeavagE) ou par une autre trace (TINT : Track IN Track) grâce auxquels la révélation chimique a pu se faire (**Figure 38**).

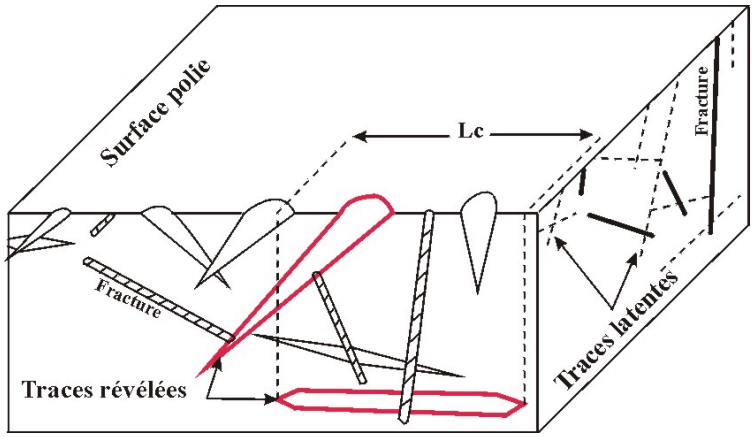


Figure 38 : Vue en coupe des traces en profondeur dites confinées utilisées pour l'étude de la distribution des longueurs de traces.

On observe dans des échantillons standards d'apatites volcaniques n'ayant jamais été réchauffées au-delà de 60°C depuis leur éruption (Fish Canyon Tuff, Ouest des Etats-Unis et Durango, Mexique), que les traces fossiles sont en moyenne plus courtes que les traces induites de 1 à 1,5 µm. D'une manière générale ces traces confinées ont une longueur variant de 12 à 17 µm avec un pic vers 15 µm et une déviation standard (écart-type) comprise entre 0,8 et 0,9 µm.

Les traces de fission de ^{238}U et ^{235}U devraient pourtant, pour des raisons théoriques, présenter la même distribution de longueurs. La différence observée provient d'une réorganisation, dans les conditions naturelles, de la moindre stabilité du défaut d'irradiation aux extrémités des traces latentes. En effet, le dommage par unité de parcours de l'énergie le long du réseau créé par la fission s'atténue aux extrémités de la trace impliquant une longueur réduite de la trace latente fossile. On a d'ailleurs observé en laboratoire, cette diminution en fonction de l'intervalle de temps entre la fin de l'irradiation en réacteur et le moment de la révélation des traces (Green *et al.*, 1986 ; Donelick, 1991). On admet cependant qu'on obtient rapidement une stabilisation. Ainsi les traces de fission spontanée de roches volcaniques du FCT (28 Ma) et de la marge SE de l'Australie (120 Ma) présentent des distributions semblables, centrées vers 15 µm.

Ce sont ces longueurs qui, dans l'apatite, apportent l'information nécessaire à la modélisation de l'histoire thermique d'un échantillon depuis le dernier refroidissement au-dessous de 120°C.

La distribution des longueurs de traces fossiles est fonction du parcours du minéral dans l'espace temps-température. La **Figure 39** montre trois scénarios types :

- la courbe **I** représente le cas de roches qui ont subi un refroidissement très rapide après leur mise en place telles que des roches volcaniques ou exhumées par dénudation tectonique. Le temps passé dans la ZRP étant très court, la longueur moyenne des traces fossiles confinées est élevée, 14 à 15 μm, et la déviation standard est proche de 1 μm.

- la courbe **II** exprime un refroidissement simple par surrection-érosion et dénudation progressives. La longueur moyenne est un peu plus courte, de l'ordre de 13 μm, et la déviation standard est comprise entre environ 1,2 et 1,9 μm selon le taux de refroidissement. Le minéral a effectivement passé un temps plus long dans la ZRP que celui de l'exemple précédent.

- la courbe **III** résume le cas d'un parcours plus complexe réalisé notamment au cours d'un enfouissement sous une pile sédimentaire, d'un métamorphisme de contact, ou par exemple, à la suite de la circulation de fluides hydrothermaux. Ainsi, après un refroidissement rapide jusqu'à la ZST, le matériel subit un réchauffement dans la ZRP. Les traces formées avant l'excursion thermique sont toutes raccourcies en fonction de l'intensité du réchauffement, alors que celles formées après sont en moyenne plus longues. Il peut en résulter, comme ici, une population globale bimodale.

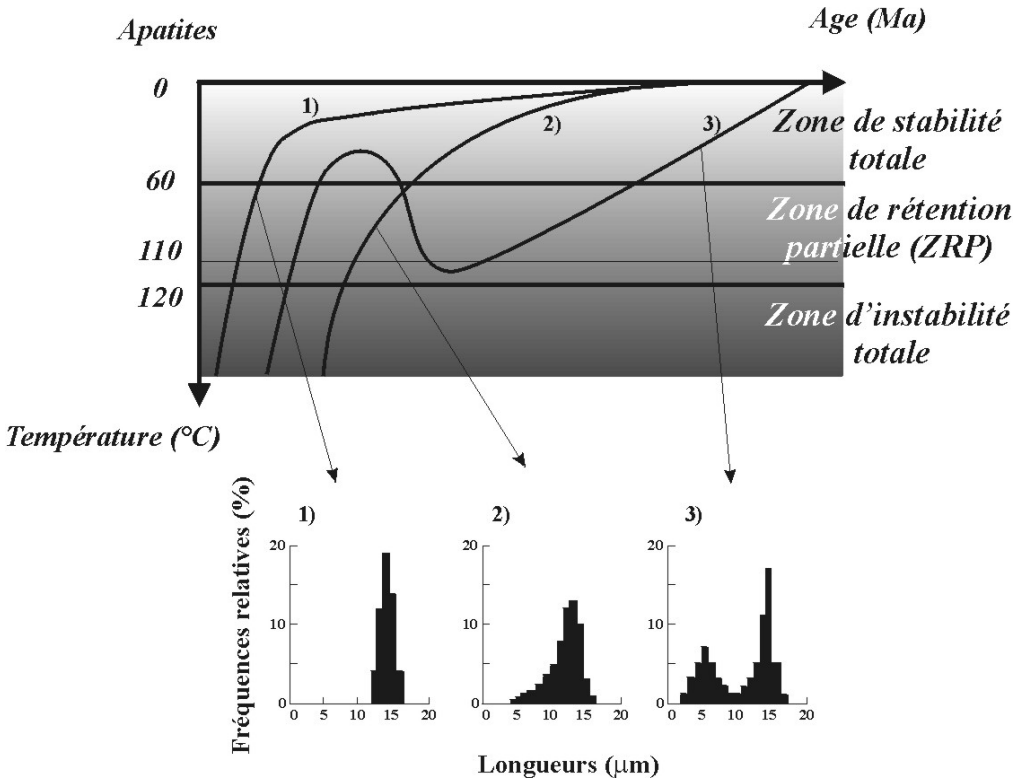


Figure 39 : Diagramme représentant les différentes histoires thermiques possible déterminées pour un échantillon en fonction de la distribution des longueurs de traces confinées.

II.2.5.3. Géométrie du gradient géothermique en fonction de la topographie

On se rend compte d'après la méthode décrite ci-dessus, que la géométrie du gradient géothermique va avoir une influence considérable sur l'interprétation des résultats TF en terme de dénudation.

Cette géométrie dépend essentiellement de la topographie qui par ses crêtes et ses vallées peut faire varier la géométrie du géotherme en profondeur. Généralement, une courbe de refroidissement concave ou convexe, basée sur la variation des âges TF en fonction de

l'altitude, est interprétée comme reflétant un changement de taux de dénudation. Or il peut aussi être la conséquence d'une variation du gradient géothermique induit par exemple par un refroidissement latéral lié à la topographie (Grasemann et Mancktelow, 1993 ; Mancktelow et Grasemann, 1997) : un échantillon en fond de vallée ne va pas avoir suivi exactement le même chemin T-t que celui qui affleure sur une crête. L'erreur sur le taux de dénudation augmente avec l'augmentation de la longueur d'onde entre les vallées et avec l'augmentation du taux de dénudation apparent estimé graphiquement (**Figure 40**).

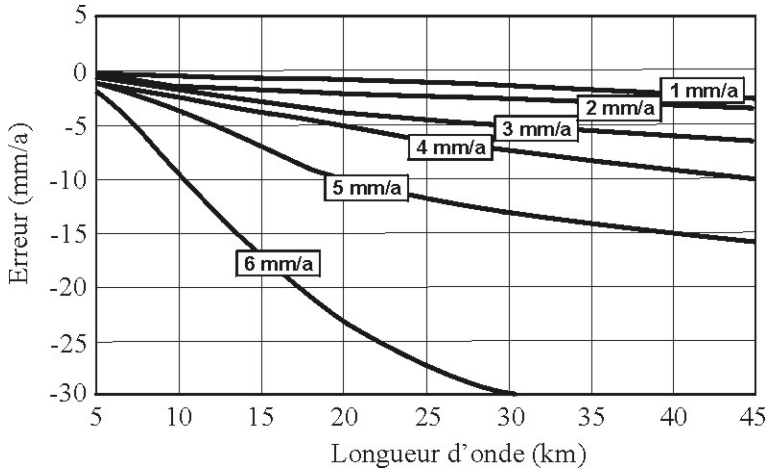


Figure 40 : Evaluation de l'erreur sur le taux de dénudation en fonction de la longueur d'onde des crêtes du massif (pour 3000 m de différence d'altitude entre les vallées et les crêtes) et de la valeur du taux de dénudation (d'après Mancketelow et Grasemann, 1997).

Le massif de l'Argentera est un massif dont les longueurs d'onde sont inférieures à 10 km et dont les taux de dénudation sont faibles, de l'ordre du mm/a, nous sommes donc dans un cas favorable pour estimer les taux de dénudation.

Néanmoins, malgré les faibles longueurs d'ondes présentes sur le massif, les échantillons des vallées ont pu connaître un chemin T-t légèrement différent par rapport à celui traversé par les échantillons localisés sur les crêtes, il faut donc s'attendre à ne pas avoir tous les âges sur une même droite de refroidissement, mais plutôt une tendance de l'évolution thermique de l'ensemble du massif.

II.2.5.4. Estimation du gradient géothermique dans une zone à croûte épaissie

La géométrie d'une croûte épaissie en zone de collision est caractérisée par un empilement de nappes (England et Thompson, 1984 ; Thompson et England, 1984). Cet empilement va modifier le gradient géothermique régional (Davy et Gillet, 1986).

Ce gradient géothermique n'est pas directement accessible. Seuls les parcours P,T,t, déterminées à partir des données expérimentales et de leur inversion permettent indirectement de repérer et d'estimer d'éventuelles variations temporelles de ce gradient.

Il apparaît que l'empilement de trois nappes par exemple, provoque une relaxation thermique dans la nappe centrale liée tout d'abord, au refroidissement par l'unité inférieure (effet écran), ensuite une baisse de température et de pression associée à l'érosion, et enfin, un réchauffement par l'unité du dessus (effet de couverture) (Gillet *et al.*, 1986).

L'épaississement crustal résultant d'un grand nombre d'unités superposées impliquera donc un faible gradient géothermique (Gillet *et al.*, 1986) <30°C/km.

L'orogène alpin est structuré par un empilement de nappes qui se sont mises en place selon divers mécanismes (§ I.2, p. 25). Néanmoins, des événements thermiques ont affecté le nord et le sud de la zone étudiée depuis 35 Ma. D'une part, le métamorphisme Néoalpin (35-

30 Ma) observé dans les Alpes centrales, liée à un transfert de chaleur le long de la limite des plaques adriatique et européenne (Merle, 1994). D'autre part, le volcanisme calco-alcalin du synclinal de Saint Antonin et dans l'Estérel (Goguel, 1952 ; Vernet, 1964 ; Bellon et Brousse, 1971 ; Giraud *et al.*, 1979 ; Giraud et Turco, 1981) d'âge Oligocène moyen associé au rifting du bassin ligure sont autant d'événements qui ont pu localement permettre une augmentation du gradient affaibli par l'empilement des nappes. L'utilisation d'un gradient de 30°C/km pour l'interprétation TF ne semble pas en désaccord avec les arguments géologiques observés à cette période. Depuis 25 Ma, aucun réchauffement ne permet d'envisager un gradient géothermique >30°C/km. L'utilisation de l'intervalle 25-30°C/km pour qualifier le gradient géothermique sous l'Argentera depuis 25-30 Ma sera donc utilisé dans la suite de ce travail.

II.2.6. REPRESENTATION D'UN AGE "TRACE DE FISSION"

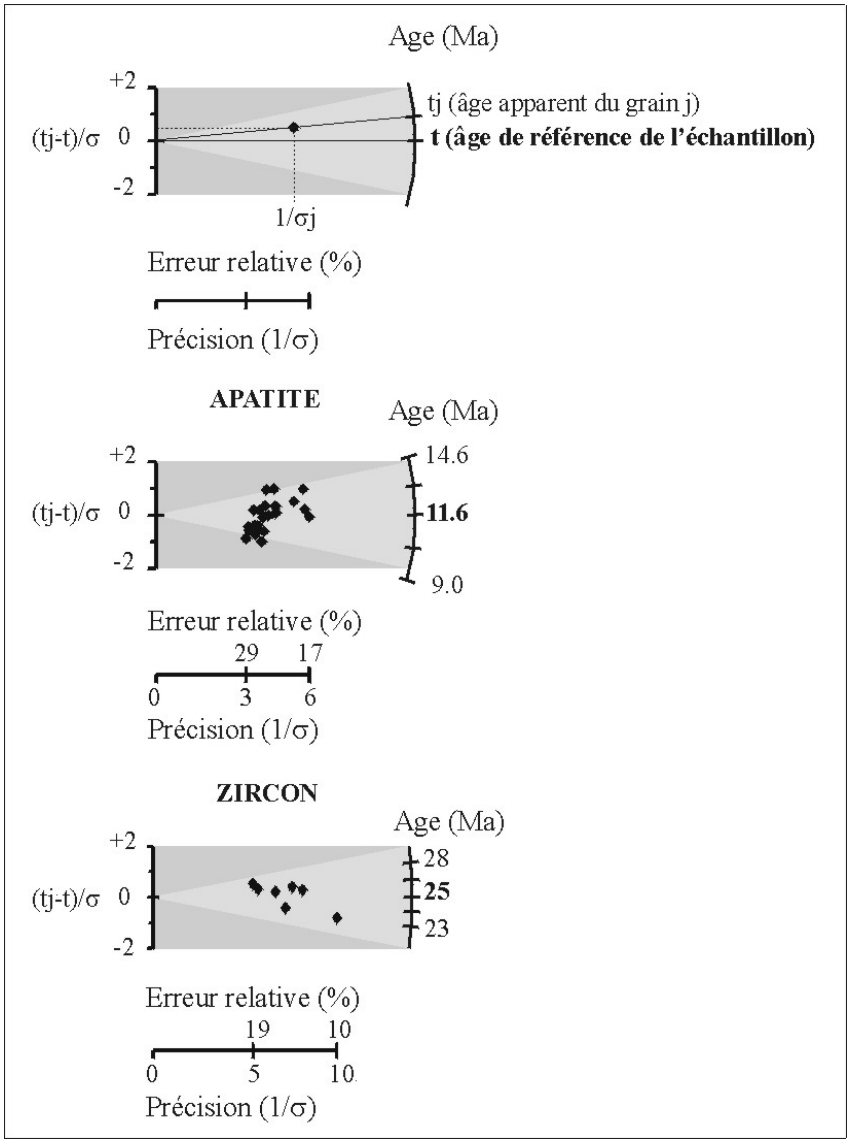


Figure 41 : Type de représentation d'un âge traces de fission sous forme de diagramme radial pour apatites et zircons. Chaque point représente l'âge du j^{ème} grain (tj). t correspond à l'âge central de l'échantillon et σ à l'erreur sur l'âge.

Pour le calcul de l'âge de chaque échantillon, nous avons utilisé la méthode de l'âge central (Galbraith et Laslett, 1993). Cette méthode permet de calculer la moyenne géométrique (âge central) des âges des différents grains datés, mais aussi un paramètre de dispersion (écart-type) qui permet de reconnaître si tous les âges appartiennent ou non à une même population. C'est à dire, si tous les âges de chaque grain (apatites ou zircons) sont considérés comme concordants, aux erreurs statistiques près ou s'ils représentent un mélange de population.

La représentation graphique des âges centraux peut se faire sous diverses formes. Au cours de cette étude, nous avons adopté la représentation sous forme de diagrammes dits "radiaux" (Galbraith, 1988 et 1989) bien que des diagrammes de type "isochrones" puissent être aussi utilisés. Dans ces types de diagrammes, chaque point représente un cristal analysé (**Figure 41**).

Ce graphique permet une très bonne visualisation des données, puisque chaque âge est représenté avec son incertitude par un seul point. Il permet ainsi de rendre compte de la distribution des âges des grains individuels autour d'un âge de référence. Les erreurs sur les âges individuels sont calculées selon la statistique de Poisson : $\sigma=[(1/Ns)+(1/Ni)+(1/Nd)]^{1/2}$.

Un autre moyen de tester l'homogénéité des âges TF dans la datation par détecteur externe est le test de χ^2 (Galbraith, 1981 ; Green, 1981) où le nombre de traces fossiles et induites comptées dans chaque grain est comparé avec le nombre espéré pour une distribution poissonnienne dont la moyenne est celle des Nj des grains comptés. On calcule donc χ^2 pour un degré de liberté $\nu=n-1$ où n représente le nombre de grains datés. Vous retrouverez les valeurs des $P(\chi^2)$ en annexe (Annexes 1 et 2, p. 227 et 281) pour chacune des datations.

On considère que l'on a une seule population d'âges parmi les n grains datés d'un échantillon si l'erreur standard de l'âge central est <15 % (Galbraith et Laslett, 1993) ou le $P(\chi^2)>5$ % (Galbraith, 1981 ; Green, 1981).

On considère qu'il y a au moins deux populations d'âges si l'erreur standard est >30 % ou si le $P(\chi^2)<5$ %.

Dans une roche métamorphique ou plutonique, on peut en effet avoir dans les apatites et les zircons, plus d'une population d'âge selon l'histoire de résidence de l'échantillon dans la ZRP. Pour les apatites, cela est dû à la différence de sensibilité à l'effacement des traces entre chlorapatites et fluorapatites, ces dernières étant légèrement plus sensibles surtout lorsque T≥90°C (Green *et al.*, 1987). Pour les zircons, cela est attribué aux degrés variables de métamictisation, c'est à dire d'altération de leur réseau cristallin par les noyaux de recul des émetteurs-α qu'ils renferment (U,Th et leurs descendants radioactifs-α).

Au cours de notre étude, les 60 premiers âges centraux obtenus sur apatites et zircons ont été calculés à partir d'un programme réalisé sous le logiciel Mathematica (Toro, 1999), alors que les 14 derniers âges ont été calculés par le programme de Dunkl (2001 et sous presse). Ces deux programmes suivent la procédure de calcul de l'âge central (Galbraith et Laslett, 1993), néanmoins quelques différences apparaissent.

Nous avons reporté certains âges centraux obtenus par le premier programme (Toro, 1999) que nous avons comparés aux âges centraux obtenus sur ces mêmes échantillons, mais par le deuxième programme (Dunkl, 2001 et sous presse) afin de vérifier que l'erreur liée au calcul est négligeable et que les résultats obtenus par les deux programmes différents puissent être traités ensemble (**Tableau 3**).

Echantillon	P(χ^2)	Age central (1) Ma±1σ	Age central (2) Ma±1σ	Différence
Apatites				
Me 97-02	> 99%	5,7±**0,5**	5,7±**0,5**	0±**0**
Me 97-26	> 99%	5,8±**0,5**	5,8±**0,6**	0,0±**0,1**
Me 97-33	42,22%	3,8±**0,4**	3,8±**0,5**	0,0±**0,1**
Zircons				
Me 97-14	> 99%	21,3±**1,1**	21,3±**1,9**	0,0±**0,8**
Me 97-21	71,10%	84,8±**3,3**	84,8±**7,3**	0,0±**4,0**
Me 97-26	52,22%	57,9±**2,4**	57,9±**5,2**	0,0±**2,8**
Me 98-02	12,37%	22,0±**1,2**	22,0±**2,2**	0,0±**1,0**

Tableau 3 : Comparaison des âges centraux montrant des P(χ^2) (Galbraith, 1981 ; Green, 1981) variables, calculés par deux programmes différents (1- Toro, 1999 ; 2- Dunkl, 2001 et sous presse) basés sur la méthode de Galbraith et Laslett (1993).

On remarque que seule l'erreur sur l'âge varie alors que la valeur de l'âge central reste identique pour chacun des calculs. Cette différence ne semble pas montrer de linéarité avec la diminution du P(χ^2). Par contre elle semble très sensible à la valeur de l'âge central. Plus l'âge central est élevé, plus la différence de l'erreur est élevée. L'âge le plus ancien obtenu sur zircon sur l'ensemble de cette étude a été obtenu par l'échantillon Me 97-21 (**Tableau 3**). Il montre une variation sur l'erreur de 4 Ma, soit 5% d'erreur sur l'erreur de l'âge central au maximum obtenu pour l'ensemble des datations.

On peut donc considérer que les deux méthodes de calcul ne font pas varier significativement l'erreur de l'âge central et encore moins la valeur de l'âge central lui-même.

Les nouvelles datations obtenues avec le programme de Dunkl (2001 et sous presse) peuvent donc être comparées aux précédentes.

II.3. LE MASSIF DE L'ARGENTERA

II.3.1. THE DENUDATION HISTORY OF THE ARGENTERA ALPINE EXTERNAL CRYSTALLINE MASSIF (FRANCE-ITALY) : AN OVERVIEW FROM THE ANALYSIS OF FISSION TRACKS IN APATITES AND ZIRCONS

Soumis à Tectonophysics (juillet 2001, en attente d'une première réponse),
numéro spécial GéoFrance 3D.

Florence Bigot-Cormier[a,b], Marc Sosson[a] , Gérard Poupeau[b,c] Jean-François Stéphan[a] and Erika Labrin[b]

[a]Géosciences Azur, UMR 6526-CNRS/UNSA, 250 rue A. Einstein, 06560 Valbonne-Sophia Antipolis, France. E-mail : bigot@geoazur.unice.fr ; sosson@geoazur.unice.fr ; stephan@geoazur.unice.fr

[b]LGCA, UMR 5025-CNRS/OSUG, Maison des Géosciences, 1381 rue de la Piscine, 38041 Grenoble cedex 9, France. E-mail : e.labrin@ujf-grenoble.fr

[c]Institut de Recherche sur les Archéomatériaux, UMR 5060/CNRS, CRPAA, Maison de l'Archéologie, Université Bordeaux 3, Esplanade des Antilles, 33607 Pessac, France. E-mail : gerard.poupeau@montaigne.u-bordeaux.fr

Abstract

We analysed the fission track (FT) record of apatites and zircons from the Hercynian basement of the western Alps Argentera external crystalline massif. Three tectonic pulses are identified from Partial Track Annealing (PAZ) zones uplifts fingerprintings, respectively at 22 Ma (zircons), 6 and 3.5 Ma (apatites). The first pulse is coeval with the major deformations recorded in the foreland of the belt from Middle Miocene to early Upper Miocene. The two others might be respectively local expressions of the syn-collisional extension and the final Plio-Quaternary belt uplift.

The evidence denudation events postdate the overburding of the massif by internal alpine nappes which culminated during the Lower Oligocene some 38 Ma ago. Zircon ages of 50-80 Ma in a limited NW area and evidences of an uplifted zircon PAZ elsewhere show that in a large fraction of the massif temperatures in post-Variscan times never reached 320°C, in agreement with stratigraphical data and reasonable geothermal gradients assumptions.

Finally, FT data show that the Argentera massif did not behaved as a single block during its denudation. First, in the NW of the massif, a small fault-limited block was already individualized since the Cretaceous and later on recorded the 6 Ma denudation event, the 22 Ma pulse being recorded only in the remaining part of the massif. Second, less than 3.5 Ma ago, the northeastern part of the massif thrusted the southwestern one along the Bersézio-Veillos fault zone.

Keywords : thermochronology ; fission tracks ; denudation ; uplift ; erosion ; Western Alps ; Argentera.

II.3.1.1. Introduction

In the Western Alps, the External Crystalline Massifs (ECMs) are uplifted basement cores of the European plate (mean elevation ~1,800 m) located West of the internal zones

front (Frontal Penninic Thrust in the western Alps) (**Figure 42**). They correspond to a Variscan basement made of metamorphic units disconformably overlain by Carboniferous and/or Permo-Triassic tegument and Mesozoic to Oligo-Miocene sedimentary cover (**Figure 43**). As evidenced by the seismic ECORS-CROP profile through the Northwestern Alps, the ECMs were carried in their present positions by a westward migration of crustal thrusts (Ménard, 1979; Tardy *et al.*, 1990; Lacassin *et al.*, 1990). This motion started less than 24 Ma ago (Mugnier *et al.*, 1990) and was accompanied by uplift and erosion of the ECMs. Recent structural and thermochronological works document upper Neogene to Quaternary syn-collisional extension (combined with the ECM thrusting) within the allochthonous upper crust in the internal Alps (Labaume *et al.*, 1989; Sue *et al.*, 1999; Sue and Tricart, 1999; Cannic *et al.*, 1999).

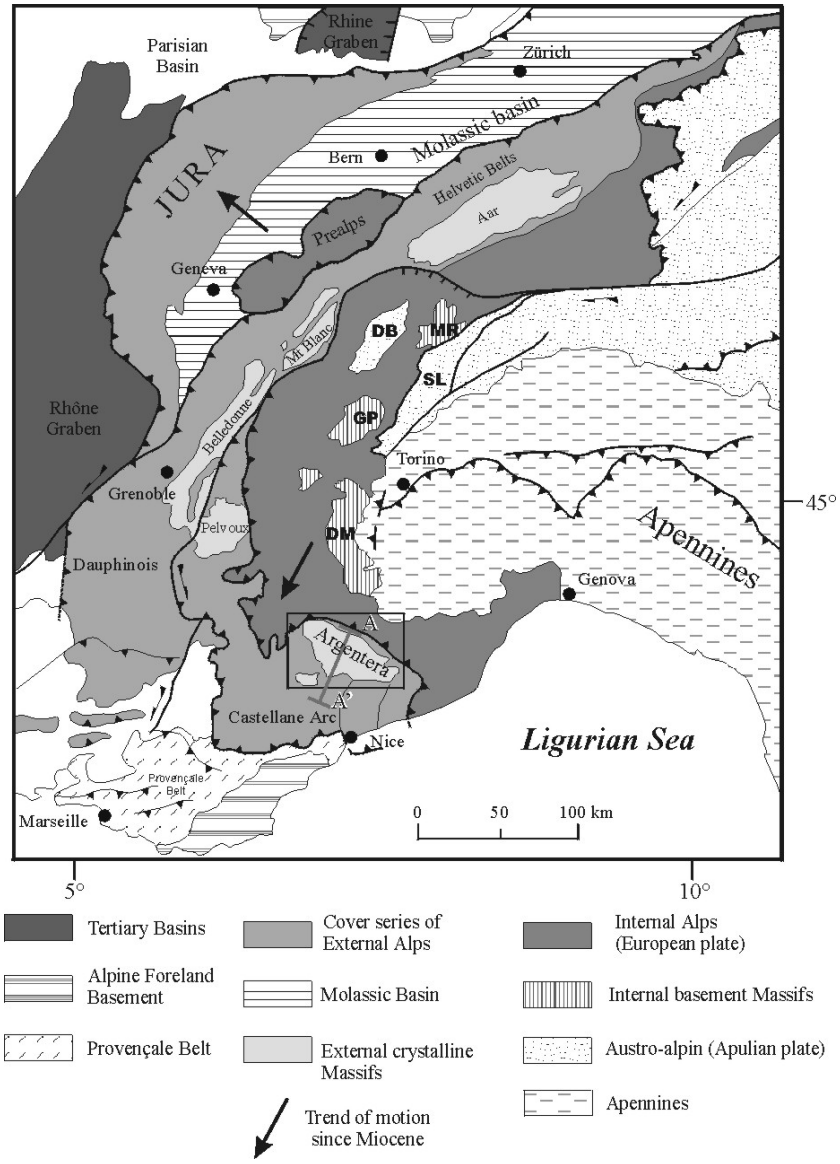


Figure 42 : Structural sketch map of the Western Alps modified from Laurent (1998). The study area is indicated by the rectangle, AA' : cross-section shown on Fig. 2. SZ : Sesia Zone, GP : Grand Paradiso nappe, DB : Dent Blanche, MR : Monte Rosa, DM : Dora Maira.

It is possible, taking advantage of the low temperatures of fission track (FT) retention in zircons and apatites, respectively below ~320°C (Tagami and Shimada, 1996) and 110°C (Wagner, 1979), to quantify the cooling/denudation histories of the ECMs. Several FT studies already brought informations on these processes. Apatite ages revealed an active denudation of all the ECMs during Mio-Pliocene times (Carpéna and Bogdanoff, 1982 ; Mansour, 1991 ; Carpéna, 1992 ; Lelarge *et al.*, 1993 ; Seward and Mancktelow, 1994 ; Sabil, 1995 ; Seward *et al.,* 1999 ; Bogdanoff *et al.,* 2000) while rarer data showed that track retention in zircons started earlier, in some cases at least during the Upper Cretaceous, as in the Mont-Blanc (Carpéna, 1992 ; Seward et Mancktelow, 1994) or in the Argentera (Carpéna et Bogdanoff, 1982) massifs. However in no case a detailed FT study of a single ECM had been undertaken.

We took advantage of the GeoFrance-3D Alps program to conduct an apatite/zircon comprehensive study of the southernmost ECM of Argentera, in order to constrain more thoroughly its neogene models of kinematics and denudation evolution (Stéphan *et al.*, 2000). The Argentera massif appears as a large anticline considered by Fry (1989) as a pop-up relative to the Neogene thrusting. Since the Oligocene, its evolution should be linked to the formation of the external culmination of the western alpine belt (Lacassin *et al.*, 1990). During the Oligo-Miocene, the Variscan basement and its sedimentary cover were overthrusted by an internal nappes wedge (Gèze, 1963; Siddans *et al.*, 1984). In order to document the exhumation stage(s) of the massif, Carpéna and Bogdanoff (1982) dated by FT the apatites and zircons of three samples from the NW part of the massif and Mansour (1991) the apatites of 18 other samples taken along a SW-NE transect from Isola to Pratolungo (Bogdanoff *et al.*, 2000). The study here is based on FT analyses of apatites and zircons belonging to 32 new samples and discuss on structural, kinematic and thermal consequences.

II.3.1.2. Geological setting

The Argentera basement core, 55 km long and 22 km wide, consists of two main metamorphic Variscan units (Faure-Muret, 1955 ; Bogdanoff, 1986) juxtaposed along the N120-140 E trending Valetta-Molières mylonitic zone (Malaroda *et al.,* 1970). The southwestern unit (Tinée group) is characterized by the Valetta black micaschists, the Rabuons migmatites, the Iglière meta-diorites, the Anelle migmatites and the Valérios-Fougiéret gneisses. The northeastern unit is composed of the Malinvern group (migmatites and anatexites) and the Chatillon-Valmasque group (orthogneiss and migmatites). A late orogenic 293±10 Ma old Argentera granite (Upper Carboniferous-Lower Permian) (Ferrara and Malaroda, 1969) intrudes the Malinvern unit. Overprinting the Variscan foliation and shear zones within metamorphic rocks, NW-SE trending alpine shear zones can be locally observed as at Sespoul (Monié and Maluski, 1983), along the Valetta-Molières mylonitic zone and the dextral strike-slip Bersézio fault (Sturani, 1962) where, from mapping, the horizontal throw is estimated to reach ~3 km (Vernet, 1965).

Carboniferous sediments (black schists, sandstones and conglomerates) are only present as pinched materials within the alpine shear zones (as in the Vésubie valley). Permian continental red beds showing lateral lithological variations unconformably overlie the Carboniferous formations (Faure-Muret, 1955) and the southern part of the Variscan basement. The Permian thickness varies from 0 to 4,000 m. The youngest formations of the tegument are the Werfenian marine detrital series (up to 200 m thick) which overlie Permian series or Variscan metamorphic rocks.

The tegument series are folded, either upright (Sabion syncline) or towards the S or SE and are commonly thrusted by the basement (Sespoul syncline, La Blache, Bogdanoff, 1986).

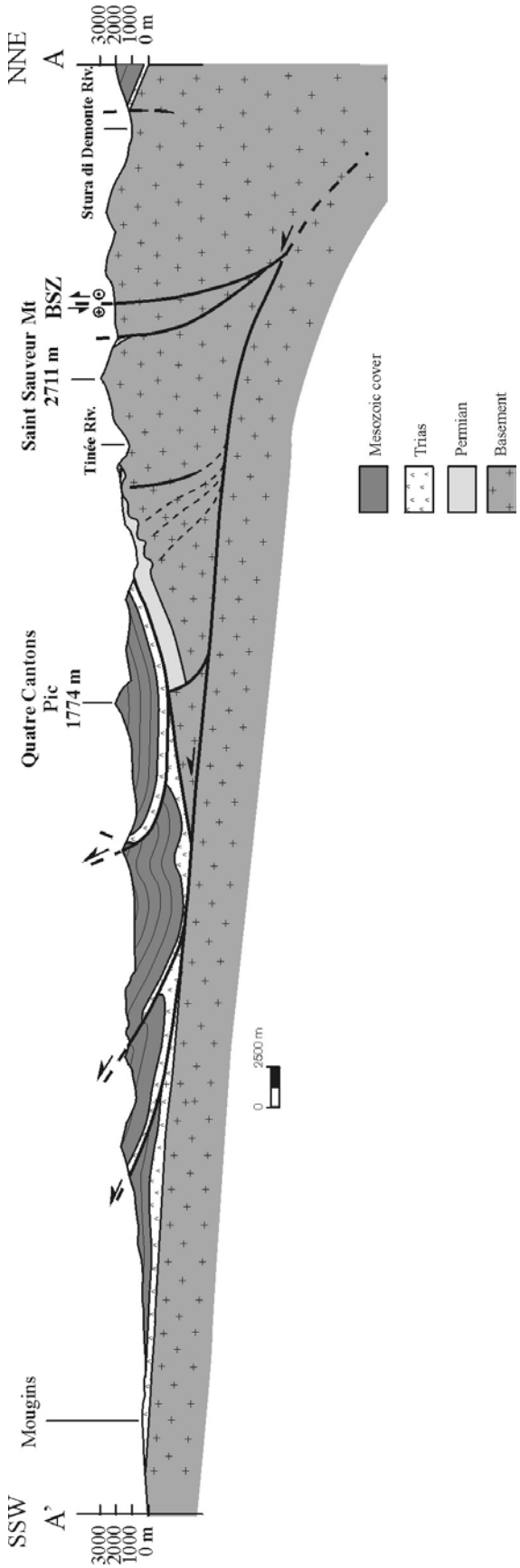


Figure 43 : NNE-SSW cross section of the Argentera massif

Along the Valetta-Molière shear zone the Upper Triassic series is locally pinched out and sliced between two basement units (Vernet, 1965 ; Bogdanoff *et al.*, 2000, Stéphan *et al.*, 2000). Along the western border of the massif the 2,300-3,000 m thick Meso-Cenozoic cover is detached on lower Muschelkalk and Keuper evaporitic formations (Fallot, 1949; Fallot and Faure-Muret, 1949).

On the west flank, the metamorphic basement and its cover are overthrusted by Penninic units in the upper valleys of the Bléone, Verdon, Var and Tinée rivers. The allochthonous units were previously formed by a sub-briançonnais series slicing (Kerckhove, 1969) generated by a west-verging frontal accretion process. During the Late Eocene to Early Oligocene, the Helminthoid flysch successions of the Autapie nappe (400-500 m thick Upper Cretaceous and Paleocene series) were deformed and thrusted onto the collisional wedge (Kerckhove, 1969 ; Tricart, 1984 ; Lawson, 1987 ; Fry, 1989 ; Hamiti, 1994). During the Stampian**,** the Autapie Flysch was overthrusted by a first unit of Cretaceous Helminthoid flysch of Parpaillon (800 m) carried toward the NW (Kerckhove, 1969; Merle, 1982). These two main nappes of flyschs successions were folded and deformed together during the Oligocene thrusting of the internal zones, involving the decollement of the autochthon Mesozoic cover (Kerckhove, 1969 ; Tricart, 1980 ; Merle, 1982 ; Siddans *et al.,* 1984 ; Fry, 1989). As suggested by Merle and Brun (1981) and Merle (1982) the remaining Parpaillon nappe was probably thrusted toward the SW on the Oligocene erosional surface possibly twisting the Argentera massif during Lower Miocene.

The autochthonous Mesozoic to Paleogene cover (2,300 to 3,000 m thick : Kerckhove, 1969 ; Bogdanoff, 1986) and the allochthonous Cenozoic Penninic nappes may have reached or even exceeded a total thickness of 4,000 m. In the western and southern Argentera massif, the maximum thickness of the Permian series was estimated up to 4,000 m (Faure-Muret, 1955). Consequently the basement was probably once buried, at least locally, below some 8,000 m of sediment. This estimation is not very different from that of 10,000 m of Bogdanoff *et al.* (2000).

II.3.1.3. Fission Track (FT) analysis

The interpretation of fission track data is based on the simplifying concept of partial annealing zone (PAZ), which is the range of temperatures within which fission tracks are only partially recorded. At higher temperatures, they are unstable and for practical purposes one assumes they are not recorded at all ; at lower temperatures, they are recorded with a minimal alteration of their total etchable range. In between, in the PAZ, their total etchable length varies from zero to a maximum value according to the temperature.

The distribution of total etchable track lengths in a given sample is therefore depende on the time-temperature path since the sample last cooled below the high temperature threshold of the PAZ. This distribution can be determined, albeit with some bias (Laslett *et al.*, 1982), via the measurement of confined tracks, i.e. etched tracks which are totally internal to the mineral. Such tracks can be revealed only if they are crossed-over by grain fractures or by the partial tracks used for FT dating (Gleadow *et al.,* 1986).

The apatite PAZ is considered to span from 110 to 60°C (Gleadow and Fitzgerald, 1988 ; Green, 1989). Confined tracks formed below 60°C are characterized by a mean length of ~15 μm and a standard deviation of their distribution <1 μm. In orogenic belts, apatite FT ages often show a positive linear correlation with altitude, with a break-in-slope and a steeper slope toward the youngest ones (Fitzgerald *et al.*, 1995). Accordingly, the confined track lengths distributions, which exhibit relatively short mean values (typically <13 μm) and large standard deviations (up to >2 μm) at higher altitudes, become narrower and with longer mean

values below the break-in-slope. Such situations are interpreted as the consequence of the denudation of a previously stable or slowly denudating PAZ starting at the time of the break-in-slope of the age/elevation relationship (Gleadow and Fitzgerald, 1987 ; Fitzgerald *et al.,* 1995 ; Gallagher *et al.,* 1998).

In zircons, the temperature limits of the PAZ are less well known. However, one may assume a range of about 220-320°C (Tagami and Shimada, 1996). For samples cooling linearly with time through the PAZ, it is accepted that the FT age is the time of cooling through an effective track retention temperature (equivalent to the closure temperature of isotopic systems) of respectively 100±10°C for apatites (Wagner, 1979) and ~250-260°C for zircons (Tagami *et al.,* 1998).

II.3.1.4. Sampling

40 samples were taken in 28 stations of the Variscan basement of the massif (**Figure 44**). They are located on each side of NW-SE trending fault zones and following elevation profiles. The lithologies selected vary from metamorphic, with gneisses and migmatites in the southwestern and northeastern zone of the massif, to intrusive, with the late orogenic Argentera granite of the northeastern unit.

In eight of the 28 sampling stations, two to three samples from the same lithology were taken a few meters apart from each other. This allowed us to obtain a better FT dating coverage of the massif, as in several cases apatites and/or zircons were found in only one of several samples from a given station. This is the case for instance with station 5, where only one (Me 97-09) of three samples presented apatite minerals.

Apatites and zircons together were found in 28 samples, apatites alone in 2 samples and zircons alone in 2 others (Figure 3). In stations 13 (Me 97-23), 14 (Me 97-24) and 20 (Me 97-32) neither apatites nor zircons were found.

II.3.1.5. Experimental procedures

Apatites and zircons in the 80-200 µm size range obtained from conventional (heavy liquids/magnetic) separation procedures were dated with the external detector method (Hurford and Carter, 1991) using the zeta technique (Fleischer and Hart, 1972).

Irradiations were performed in the Orphée nuclear reactor of the "Centre d'Etudes Nucléaires" of Saclay (France). In each rabbit, two to three neutron dosimeters -NIST glass wafers- were included with the samples in order to control eventual neutron flux spatial gradients. External detectors were fixed on each side of these wafers. At least 2500 induced tracks were counted in each of these detectors.

Fission tracks were etched in apatites with an HNO_3 molar solution at 20°C for 30 to 60 seconds for dating and 50-80 seconds for track lengths measurements ; in zircons with an NaOH-KOH eutectic solution at 230°C for 10 to 30 hours ; and in the external detectors (kapton foils) within a boiling solution of potassium hypochlorite. All observations were made with an 100x oil objective and 10x oculars.

II.3.1.6. Results

We obtained FT ages for 32 samples belonging to the 28 stations sampled. Apatites were dated in 30 samples and zircons in 30 too, using a total of 6 irradiations. The results are presented in **Tableau 4**. Although four observers contributed to the age measurements, only one (F. Bigot-Cormier.) dated all the samples. When several central ages were determined for

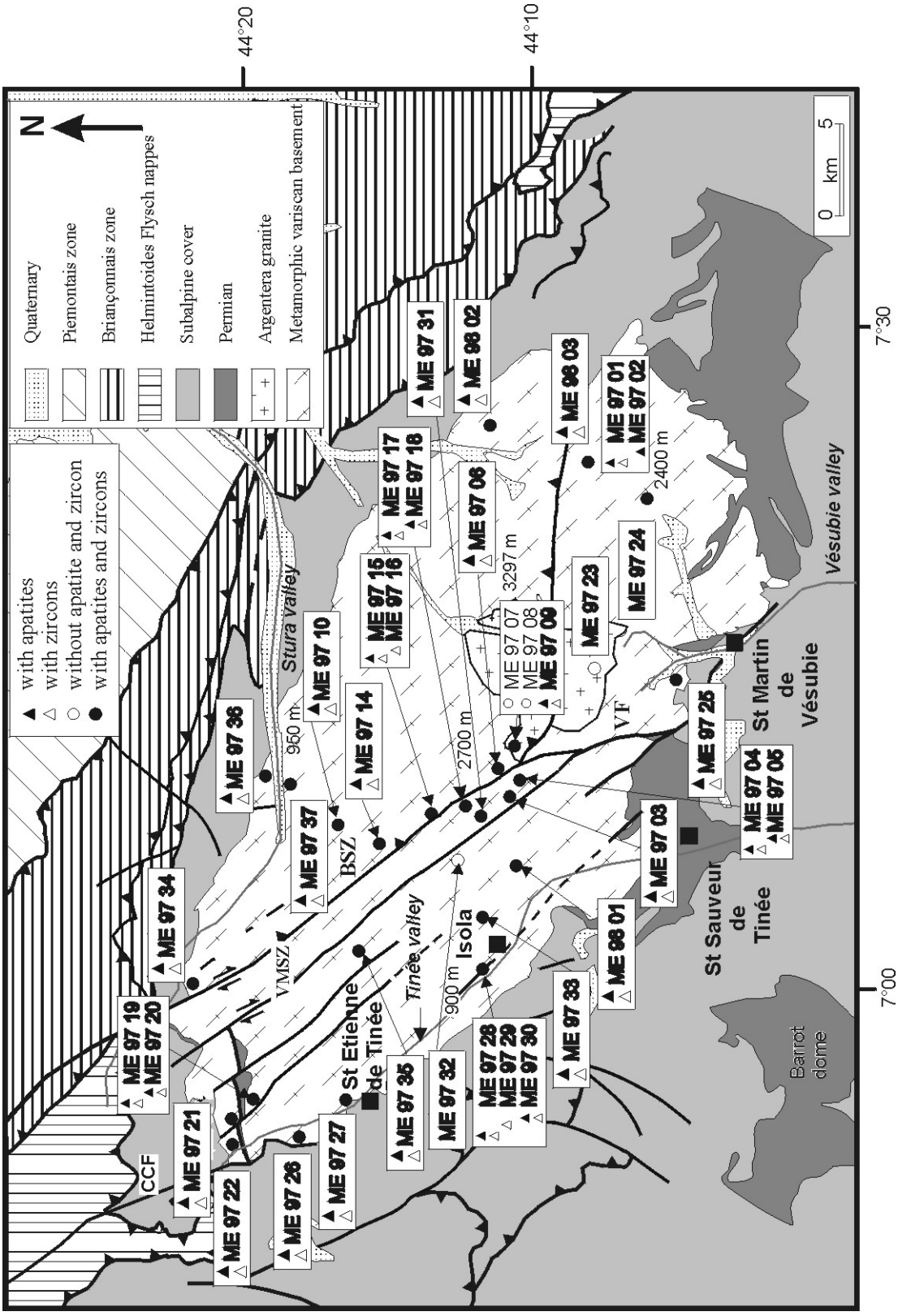


Figure 44 : Sampling map.
VMSZ, Valetta-Molières shear zone ; BSZ, Bersézio shear zone ; VF, Veillos fault, CCF, "Camp des Fourches" fault.

one sample, they were always concordant to within ±2σ and a weighed age was calculated. For each station where more than one apatite or zircon sample was dated, their central ages were also found to be concordant, and a "station" weighed age was computed. The station weighed central ages are given in **Tableau 5**. Whatever the station considered, the apatite central age is always lower than the zircon age, a consequence of their lower track retention temperatures (**Figure 45**).

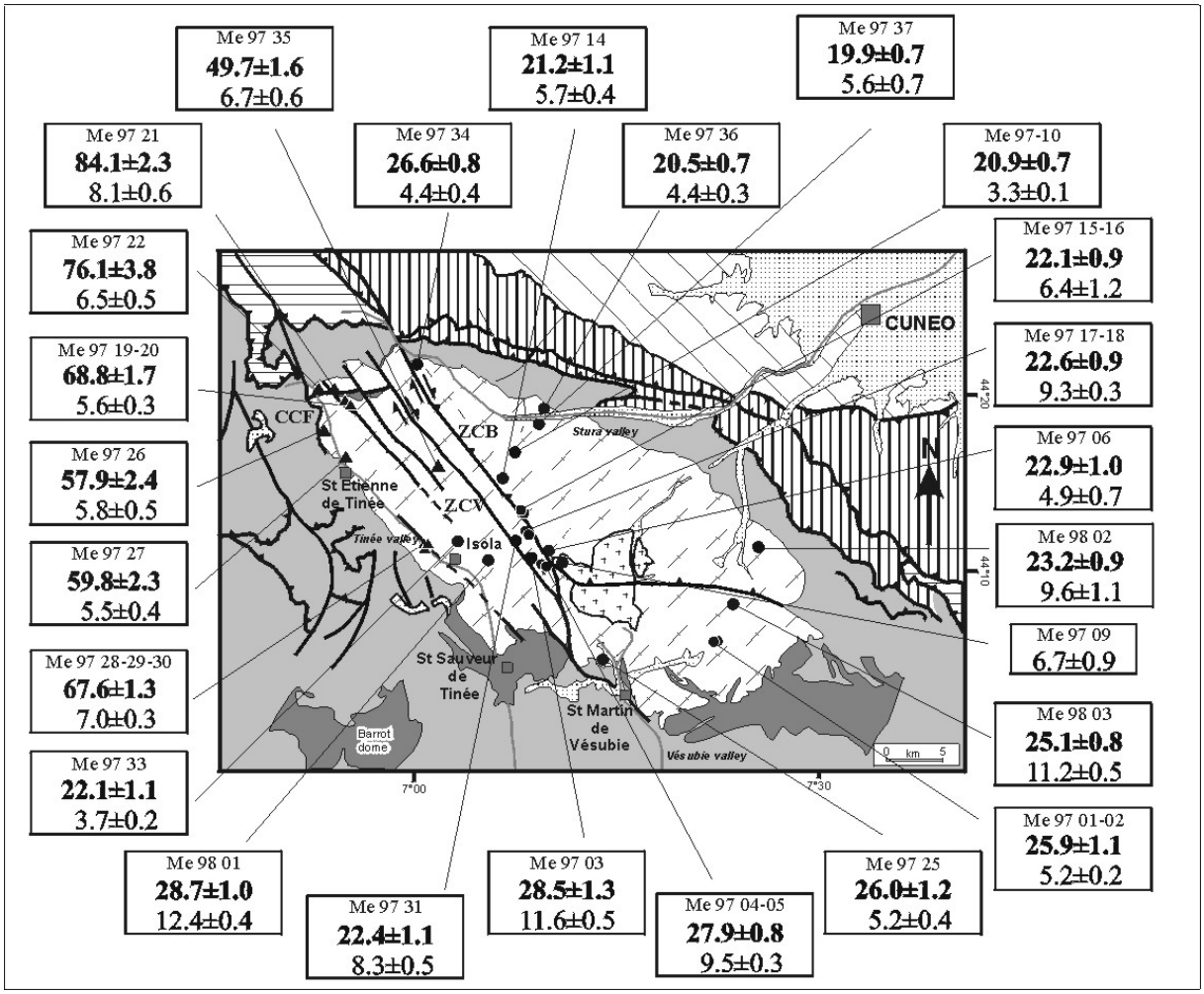


Figure 45 : Zircon and apatite FT ages in the Argentera massif (this work). Legends as in figure 2. Bold and normal caracters, respectively zircon and apatite FT ages (±1σ).

In all samples, the dispersion of single grains apparent ages, as characterized by the χ^2 test of Galbraith (1981) or the standard error of the central age (Galbraith and Laslett, 1993) indicates that a single age population is present.

a. <u>Apatites.-</u>

Eight apatite separates were dated at least twice from the same mount, four of them using different irradiations, by various observers (Me 97-01, Me 97-10, Me 97-17, Me 97-27, Me 97-28, Me 97-33, Me 97-37 and Me 98-01). Two others were dated twice by one

observer, from a single crystal mount and irradiation (Me 97-36) or two mounts and irradiations (Me 97-25).

The ages reported for the 25 stations dated range from 3.3±0.1 (Me 97-10) to 12.4±0.4 Ma (Me 98-01). When plotted on an age *vs.* altitude diagram, they are only roughly correlated with altitude (**Figure 46**a).

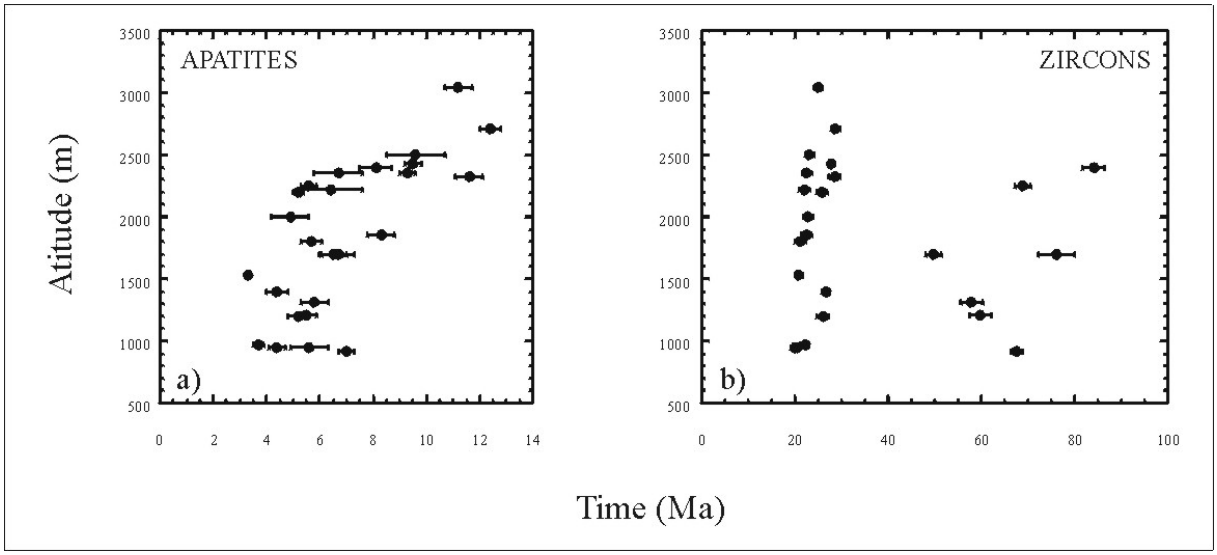


Figure 46 : Apatite (a) and zircon (b) age/elevation diagrams from data of this study.

Confined track lengths were measured in 10 samples, where crystal morphologies made feasible the measurement of confined tracks in a plane parallel to the C crystallographic axis of apatites. Mean confined track lengths vary from 12.3 to 13.8 µm, the longest tracks (and smaller standard deviation) being encountered at lower altitudes (**Tableau 4**).

b. <u>*Zircons.-*</u>

30 samples were dated, of which 12 more than once. The FT age of 10 samples were determined at least twice from the same crystal mount, six (Me 97-04, Me 97-19, Me 97-28, Me 97-36, Me 98-01 and Me 98-03) by different observers and four (Me 97-10, Me 97-21, Me 97-34 and Me 97-36) by the same observer. Only two samples were dated twice by the same observer from different crystal mounts and irradiations (Me 97-35 and Me 98-02).

The ages reported for the 23 stations dated, between 19.9 and 84.1 Ma, show a larger and older spectrum than those of apatites. In an age/altitude diagram (**Figure 46**b), they exhibit two patterns : while ages <29 Ma show only a slight trend to increase with altitude, the others, all located West of Isola and South of the Valetta-Molière mylonitic zone (**Figure 45**) are more dispersed (**Figure 46**b).

II.3.1.7. Age/elevation relationships

In this work, we add 60 datations (apatites + zircons) to the 20 previously obtained on apatites by Carpéna and Bogdanoff (1982) and Mansour (1991), and to the two others on zircons obtained by Carpéna and Bogdanoff (1982). The overall FT age spectra we found for apatites and zircons are in about the same range as obtained by these authors in spite of the two different methods used. The following discussion is so based on all FT data available on the Argentera massif.

a. *Apatites.-*

Samples with zircon ages <30 Ma.- The FT ages present a rather well ordered distribution in an age/elevation diagram if we consider separately the NE and SW sides of the Bersézio fault zone which southward merged with the Veillos fault (Attal, 1999) (**Figure 44**) : above about respectively 1700 m and 1200 m, the FT ages are linearly correlated with altitude (**Figure 47**). Below these altitudes, the ages, all between 2.5 and 4.5 Ma, do not show any more correlation with altitude. Above the break-in-slope, confined track length present lengths distributions characterized by relatively short mean lengths <13.2 µm and large standard deviations >2 µm, while the corresponding values below are respectively of >13.7 µm and ~1.5 µm.

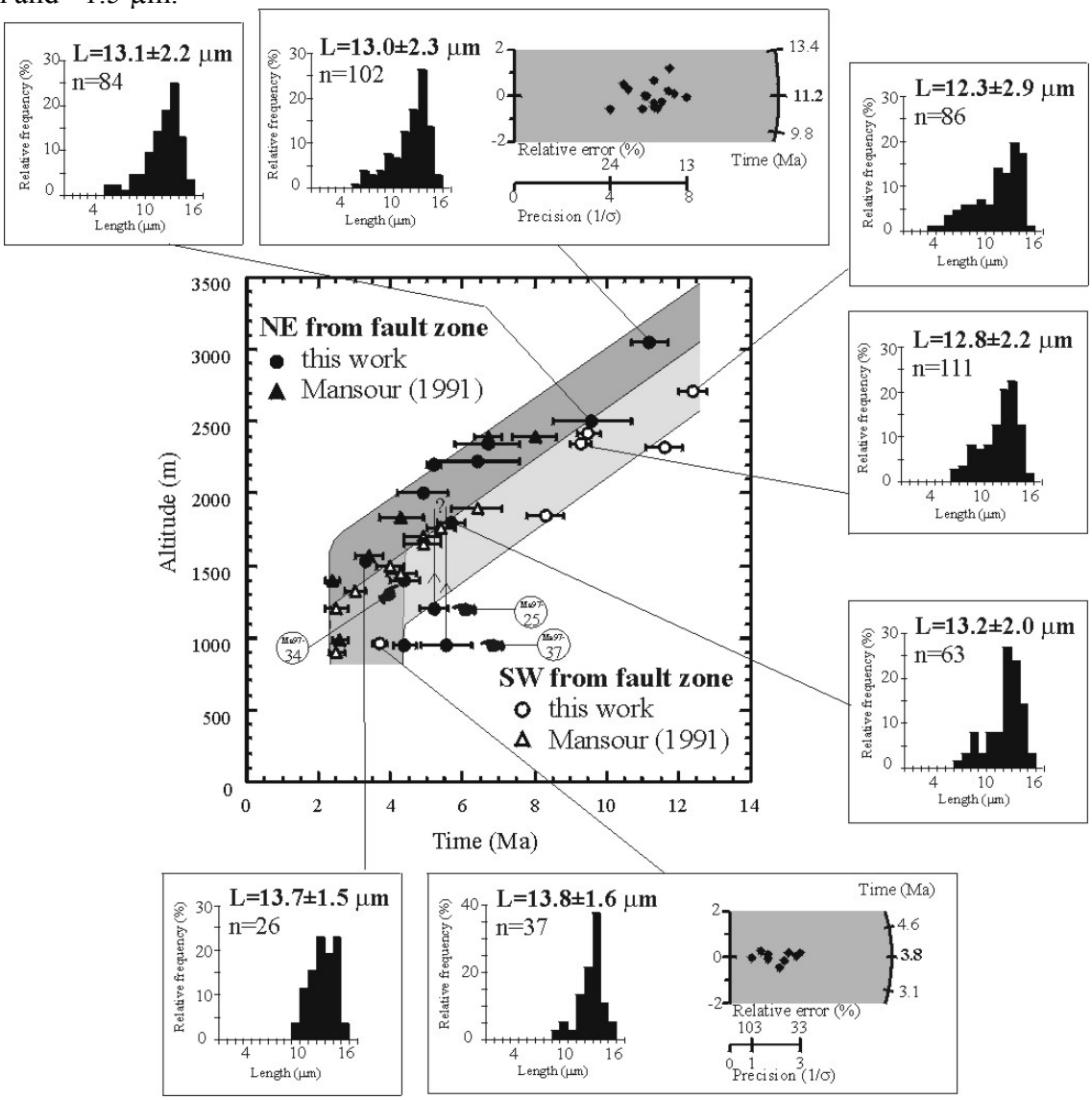


Figure 47 : Apatite age/elevation diagram

showing the difference of ages distribution on each side of the BSZ (Bersézio shear zone) (error bars at 1σ). Ages from samples W of Isola and S of BSZ are excluded from this diagram. The 3 samples noted (Me 97-25, 34, 37), from valleys and in the northern and southern borders of the Argentera, probably belong to collapsed materials.

Confined track distribution are reported to exhibit the different behaviour of distributions. L : mean length ± standard deviation , n : number of tracks measured.

Two typical radial plots are reported to illustrate the homogeneity of age population in sample single grain ages.

Station	Sample	Alt. m		n	Df $10^5/cm^2$	Nf	Di $10^5/cm^2$	Ni	Dm $10^5/cm^2$	Nm	Dispersion P(χ^2) %	Dispersion S.E. %	ζ	t±1σ Ma	Lc µm	st. dev. µm	nc
1	**Me 97-01**	2200	A	8	1.56	(79)	19.55	(993)	3.913	(15523)	54.5	<1	341	5.3±0.6			
			A	19	1.61	(243)	17.91	(2690)	3.750	(9919)	>99	<1	285	4.8±0.3			
			A	40	1.54	(316)	16.42	(3367)	3.750	(9919)	>99	<1	312	5.5±0.4			
														5.1±0.2*			
			Z	7	61.71	(886)	30.02	(431)	2.017	(15737)	60.8	<1	125	**25.9±1.1**			
	Me 97-02	2200	A	17	1.50	(149)	17.34	(1726)	3.884	(15409)	>99	<1	341	**5.7±0.5**			
2	**Me 97-03**	2320	A	21	3.94	(459)	23.35	(2719)	4.048	(16061)	>99	<1	341	**11.6±0.5**(1)			
			Z	6	34.18	(603)	15.08	(266)	2.016	(16000)	87.7	<1	125	**28.5±1.3**(1)			
3	**Me 97-04**	2423	A	18	2.71	(339)	18.35	(2299)	3.913	(15523)	91.7	<1	341	**9.8±0.5**			
			Z	4	34.06	(324)	14.93	(142)	2.017	(15737)	79.1	<1	125	28.7±1.5			
			Z	3	40.47	(147)	18.44	(67)	2.017	(15737)	71.7	<1	125	27.6±2.0			
			Z	4	35.28	(483)	18.70	(256)	2.017	(15737)	95.9	<1	141	26.8±1.4			
														27.7±0.9*			
	Me 97-05	2423	A	19	3.39	(360)	25.29	(2688)	4.048	(16061)	71.8	<1	341	**9.2±0.5**			
			Z	2	54.53	(283)	23.89	(124)	2.016	(16000)	62.7	<1	125	**28.7±1.6**			
4	**Me 97-06**	2000	A	8	1.24	(46)	16.76	(624)	3.884	(15409)	95.9	<1	341	**4.9±0.7**			
			Z	9	39.44	(689)	21.69	(379)	2.017	(15737)	>99	<1	125	**22.9±1.0**			
5	**Me 97-09**	2350	A	8	0.98	(46)	10.09	(475)	4.048	(16061)	95.1	<1	341	**6.7±0.9**			
6	**Me 97-10**	1533	A	24	0.69	(130)	13.16	(2472)	3.913	(15523)	>99	<1	341	3.5±0.3			
			A	25	0.76	(144)	13.24	(2493)	3.460	(7321)	98.4	<1	341	3.4±0.3			
			A	19	0.72	(104)	12.52	(1801)	3.750	(9919)	66.8	<1	285	3.1±0.3			
			A	35	0.63	(109)	10.75	(1859)	3.750	(9919)	>99	<1	312	3.4±0.3			
														3.3±0.1*	13.7	1.5	26
			Z	4	41.90	(453)	26.27	(284)	2.017	(15737)	82.2	<1	125	20.1±1.0			
			Z	4	41.87	(699)	24.20	(404)	2.017	(15737)	81.2	<1	125	21.8±1.0			
														20.9±0.7*			
7	**Me 97-14**	1800	A	24	1.44	(211)	16.74	(2448)	3.884	(15409)	>99	<1	341	**5.7±0.4**	13.2	2.0	63
			Z	5	70.66	(385)	41.84	(228)	2.017	(15737)	>99	<1	125	**21.2±1.1**			
8	**Me 97-15**	2220	A	4	1.10	(28)	11.54	(293)	3.913	(15523)	98.4	<1	341	**6.4±1.2**			
			Z	2	73.50	(89)	36.34	(44)	2.017	(15737)	58.23	<1	125	**25.4±2.2**			
	Me 97-16	2220	Z	5	39.98	(574)	23.54	(338)	2.016	(16000)	82.2	<1	125	**21.4±1.0**			
9	**Me 97-17**	2350	A	24	3.11	(504)	22.85	(3705)	3.913	(15523)	98.9	<1	341	9.1±0.4			
			A	7	3.59	(153)	23.67	(1008)	3.913	(15523)	90.9	<1	339	10.1±0.8			
														9.3±0.4*			
			Z	2	50.10	(208)	26.50	(110)	2.017	(15737)	70.4	<1	125	**23.8±1.5**			
	Me 97-18	2350	A	14	1.32	(114)	9.83	(852)	4.048	(16061)	>99	<1	341	**9.2±0.8**	12.8	2.2	111
			Z	4	37.91	(341)	21.79	(196)	2.016	(16000)	96.8	<1	125	**21.9±1.2**			
10	**Me 97-19**	2250	A	23	1.13	(172)	14.00	(2133)	3.884	(15409)	>99	<1	341	**5.3±0.4**			
			Z	3	69.59	(975)	13.20	(185)	2.017	(15737)	74.8	<1	125	66.1±2.7			
			Z	3	63.09	(998)	12.52	(198)	2.017	(15737)	93.6	<1	141	71.3±3.1			
														68.3±2.0*			
	Me 97-20	2250	A	20	1.25	(159)	14.40	(1828)	4.048	(16061)	98.9	<1	341	**6.0±0.5**	13.5	2.2	108
			Z	2	101.01	(629)	18.15	(113)	2.016	(16000)	88.7	<1	125	**69.8±3.1**			
11	**Me 97-21**	2400	A	20	1.16	(157)	9.86	(1335)	4.048	(16061)	>99	<1	341	**8.1±0.6**			
			Z	5	77.02	(1199)	11.56	(180)	2.016	(16000)	72.9	<1	125	83.4±3.3			
			Z	5	92.12	(1219)	13.60	(180)	2.016	(16000)	71.1	<1	125	84.8±3.3			
														84.1±2.3*			
12	**Me 97-22**	1700	A	21	1.00	(142)	10.22	(1453)	3.913	(15523)	98.6	<1	341	**6.5±0.5**			
			Z	3	111.39	(395)	18.33	(65)	2.017	(15737)	92.8	<1	125	**76.1±3.8**			
15	**Me 97-25**	1200	A	9	1.06	(59)	12.67	(708)	3.884	(15409)	>99	<1	341	5.5±0.7			
			A	14	1.18	(116)	15.44	(1516)	3.913	(15523)	98.9	<1	341	5.1±0.5			
														5.2±0.4*			
			Z	6	40.23	(668)	19.45	(323)	2.017	(15737)	98.7	<1	125	**26.0±1.2**			
16	**Me 97-26**	1310	A	25	0.62	(111)	7.11	(1263)	3.884	(15409)	>99	<1	341	**5.8±0.5**	13.8	1.4	47
			Z	3	82.38	(798)	17.86	(173)	2.017	(15737)	52.2	<1	125	**57.9±2.4**			
17	**Me 97-27**	1210	A	22	0.74	(116)	8.00	(1260)	3.460	(7321)	>99	<1	341	5.4±0.5(1)			
			A	15	0.70	(72)	7.23	(743)	3.460	(7321)	>99	<1	339	5.7±0.7			
														5.5±0.4*			
			Z	6	77.50	(1220)	16.26	(256)	2.017	(15737)	87.2	<1	125	**59.8±2.3**(1)			
18	**Me 97-28**	916	A	21	1.37	(216)	12.99	(2045)	3.884	(15409)	>99	<1	341	7.0±0.5(1)			
			A	10	1.28	(102)	13.73	(1092)	4.140	(8762)	>99	<1	341	6.6±0.6			
			A	4	1.51	(46)	13.82	(421)	4.140	(8762)	90.7	<1	339	7.7±1.1			
			A	4	1.27	(31)	12.08	(294)	3.884	(15409)	88.8	<1	339	6.9±1.2			
														6.9±0.3*			
			Z	6	96.18	(940)	17.60	(172)	2.017	(15737)	96.9	<1	125	68.5±2.8(1)			
			Z	4	86.41	(552)	18.78	(120)	2.017	(15737)	72.2	<1	141	65.1±3.1			
			Z	3	108.36	(642)	20.09	(119)	2.017	(15737)	98.6	<1	125*	67.6±3.0			
														67.2±1.7*			
	Me 97-29	916	Z	4	71.04	(1106)	13.30	(207)	2.016	(16000)	82.5	<1	125	**67.0±2.7**			

	Me 97-30	916	A	19	2.23	(276)	21.55	(2663)	4.048	(16061)	97.2	<1	341	**7.1±0.4**	13.5	1.4	120
			Z	2	160.09	(540)	28.76	(97)	2.016	(16000)	70.9	<1	125	**69.8±3.2**			
19	**Me 97-31**	1850	A	20	2.09	(234)	17.34	(1937)	4.048	(16061)	>99	<1	341	**8.3±0.5**			
			Z	3	54.39	(546)	34.47	(346)	2.016	(16000)	80.0	<1	141	**22.4±1.1**			
21	**Me 97-33**	966	A	9	0.71	(46)	12.51	(805)	3.913	(15523)	>99	<1	341	3.8±0.5			
			A	30	0.38	(87)	5.74	(1322)	3.750	(9919)	>99	<1	285	3.5±0.4			
			A	25	0.37	(75)	5.80	(1165)	3.750	(9919)	42.2	3.6	312	3.8±0.4			
														3.7±0.2*	13.8	1.6	37
			Z	7	38.64	(381)	22.01	(217)	2.017	(15737)	91.0	<1	125	**22.1±1.1**			
22	**Me 97-34**	1400	A	12	1.44	(90)	21.63	(1355)	3.884	(15409)	93.0	<1	341	**4.4±0.4**(1)			
			Z	11	41.52	(693)	18.39	(307)	2.017	(15737)	>99	<1	125	28.4±1.2			
			Z	7	42.63	(1106)	21.16	(549)	2.017	(15737)	95.9	<1	125	25.3±1.0(1)			
														26.6±0.8*			
23	**Me 97-35**	1702	A	17	1.21	(120)	11.96	(1190)	3.884	(15409)	97.9	<1	341	**6.7±0.6**			
			Z	4	64.38	(813)	16.63	(210)	2.016	(16000)	85.5	<1	125	48.6±2.0			
			Z	4	59.28	(282)	14.29	(68)	2.017	(15537)	55.2	<1	125	52.1±2.9			
														49.7±1.6*			
24	**Me 97-36**	950	A	15	0.91	(67)	13.95	(1025)	3.884	(15409)	>99	<1	341	4.3±0.5			
			A	12	1.00	(68)	14.77	(1000)	3.884	(15409)	83.6	<1	341	4.5±0.5			
														4.4±0.3*			
			Z	9	36.29	(678)	22.64	(423)	2.017	(15737)	>99	<1	125	20.2±0.9			
			Z	7	33.95	(535)	22.08	(348)	2.017	(15737)	52.8	<1	141	21.8±1.7			
			Z	3	39.87	(162)	24.61	(100)	2.017	(15737)	89.3	<1	125*	20.4±1.5			
														20.5±0.7*			
25	**Me 97-37**	950	A	7	0.75	(29)	9.38	(362)	3.913	(15523)	>99	<1	341	5.3±1.0			
			A	5	1.03	(29)	11.31	(318)	3.913	(15523)	>99	<1	339	6.0±1.1			
														5.6±0.7*			
			Z	7	38.62	(334)	23.93	(207)	2.017	(15737)	96.9	<1	125	20.3±1.1			
			Z	4	48.13	(587)	30.75	(375)	2.017	(15737)	98.5	<1	125	19.7±0.9			
														19.9±0.7*			
26	**Me 98-01**	2710	A	22	3.17	(505)	17.04	(2711)	3.884	(15409)	>99	<1	341	12.3±0.5			
			A	10	3.39	(206)	17.24	(1049)	3.884	(15409)	>99	<1	339	12.9±0.9			
														12.4±0.4*	12.3	2.9	86
			Z	6	38.82	(329)	18.05	(153)	2.017	(15737)	>99	<1	125	27.0±1.4			
			Z	4	42.43	(604)	19.60	(279)	2.017	(15737)	94.6	<1	141	30.7±1.5			
														28.7±1.0*			
27	**Me 98-02**	2500	A	4	2.55	(63)	17.72	(438)	3.913	(15523)	76.1	<1	341	**9.6±1.1**	13.1	2.2	84
			Z	2	64.27	(378)	36.73	(216)	2.016	(16000)	12.4	5.1	125	22.0±1.2			
			Z	4	47.32	(266)	24.01	(135)	2.017	(15737)	>99	<1	125	24.8±1.4			
														23.2±0.9*			
28	**Me 98-03**	3045	A	15	5.84	(643)	34.54	(3801)	3.913	(15523)	>99	<1	339	**11.2±0.5**	13.0	2.3	102
			Z	4	70.85	(288)	33.46	(136)	2.017	(15737)	93.3	<1	125	26.6±1.5			
			Z	4	69.97	(236)	37.95	(128)	2.017	(15737)	98.2	<1	125	23.2±1.4			
			Z	4	57.15	(605)	31.83	(337)	2.017	(15737)	94.8	<1	141	25.5±1.2			
														25.1±0.8*			

Tableau 4 : Apatite (A)/zircon (Z) age analytical data.

Each observers have a calibration ζ : for apatites, ζ= 341 (962), F. B.-C.- ζ= 339 (962) or 285 (CN5), E. L. - ζ= 312 (CN5), N. Z. ; for zircons (CN1), ζ= 125, F. B.-C. - ζ= 141, E. L. - ζ= 125*, S. S. n, number of crystal dated ; Df, Di, respectively spontaneous and induced track densities ; Nf, Ni, respectively spontaneous and induced track counted ; P(χ^2) is the probability of χ^2 for ν degrees of freedom where ν = number of crystals dated – 1 (Galbraith, 1981 ; Green, 1981) ; all ages are central ages with their standard erreur (S. E.) (Galbraith and Laslett, 1993) ; (1), Radial plot represented ; Lc, st. Dev., nc : confined tracks, standard deviation and number of confined tracks measured in several samples from the same station. The **Age*** are weighed values

Station	Altitude (m)	Mineral	t±1σ (Ma)
1	2200	A	5.2±0.2
3	2423	A	9.5±0.3
		Z	27.9±0.8
8	2220	Z	22.1±0.9
9	2350	A	9.3±0.3
		Z	22.6±0.9
10	2250	A	5.6±0.3
		Z	68.8±1.7
18	916	A	7.0±0.3
		Z	67.6±1.3

Tableau 5 : Same legend than Tableau 4

We interpret this FT systematics as the response of a single apatite PAZ (see f.i. Gallagher *et al.*, 1998) whose exhumation started first as a whole some 3.5±1 Ma ago and then differentially on each side of the Bersézio/Veillos fault zone. From FT data (**Figure 47**) the present relative vertical upset of the northern/southern blocks along this fault zone amounts to ~500 m (**Figure 48**). The Bersézio/Veillos fault zone is roughly vertical in the vicinity of the surface but probably dips northeastward at depth (Stéphan *et al.*, 2000). This confirms that in the central part of the massif, the NE block was thrusted over the SW block during late Pliocene and Quaternary when Labaume *et al.* (1989) proposed that the Besézio fault zone would have acted as a normal fault during Pliocene times in the north of the massif.

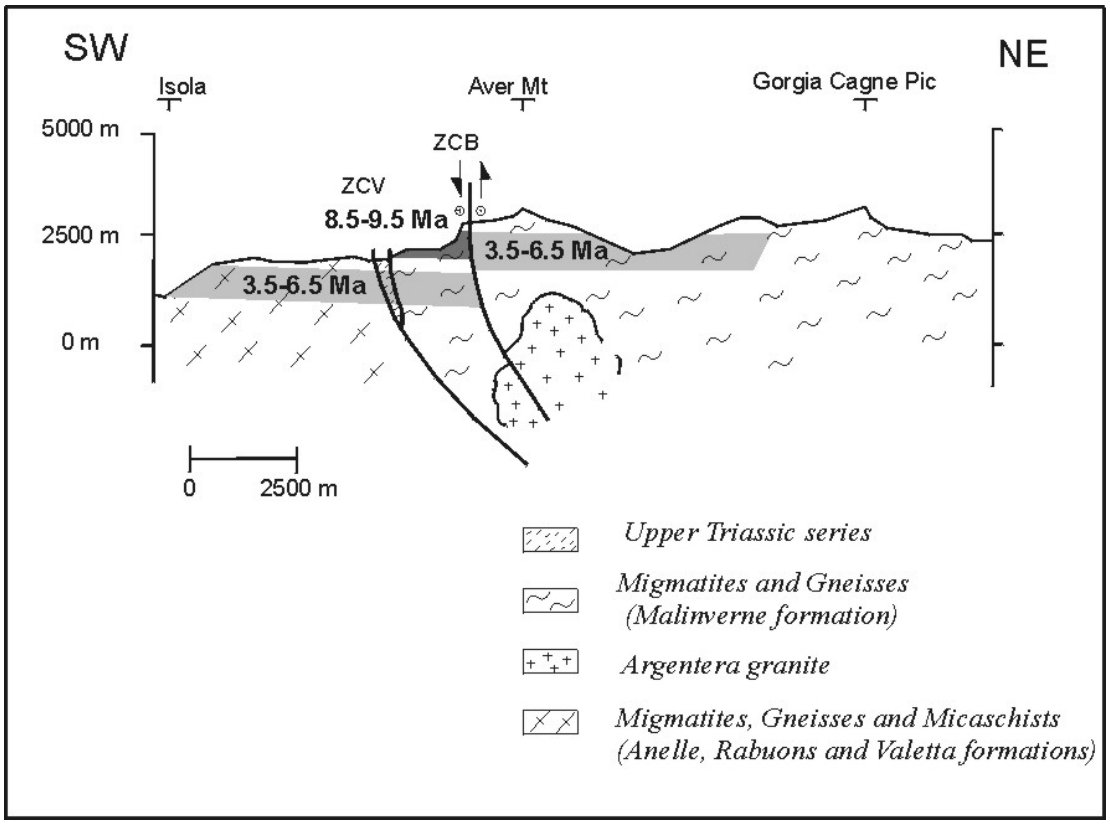


Figure 48 : Cross-section of the Argentera massif
showing the late influence of the Bersézio/Veillos fault zone on the FT apatite ages distribution (from Bigot-Cormier *et al.*, 2000 : Annexe 3, p. 335).

Taking into account this offset between the NE and SW Argentera blocks, we plotted in **Figure 50** the apatite FT ages of **Figure 47**, lowering the altitudes of samples from the NE block by 500 m. This shows that the overall apatite FT data are consistent with a single uplifted paleo-PAZ. The samples in this paleo-PAZ show a well-defined linear correlation with altitude, with a mean slope of 0.2±0.08 mm/yr. No heat-flow and thermal conductivity measurements of the Argentera crust are published. Thus it is difficult to infer the present value of the geothermal gradient on the study area. In this study, we will assume constant geothermal gradients of 25 and 30°C/km which are the maximum admissible values if the cooling process is the consequence of a thermal relaxation following the thickening of the crust in the external part of the belt. In these conditions, the paleo-PAZ uplift, which occurred ~3.5 Ma ago would correspond with an assumed mean surface temperature of 10°C, to apparent mean denudation rates to the present of respectively 1.4-1.1 mm/yr.

Two samples, Me 97-37 and Me 97-25 (**Figure 47**), seem not to fit with the above interpretation of the FT data. The first one, Me 97-37, comes from the Stura valley, in the North of the Argentera (**Figure 44**). From its altitude of 950 m, it would have to present an age FT/apatite of ~ 3.5±1 Ma. Instead, its central age, with 5.6±0.7 Ma, is significantly older, and would correspond to an altitude of at least 1800 m. The walls of this valley are steep, which suggests that this sample might come from a large slided basement block initially located some 850 m above. The second sample, Me 97-25, collected toward the southern limit of Argentera comes also from a valley (Vésubie river). From **Figure 47**, its FT age would corresponds to an altitude higher than about 500 m relative to the sampling site. This site is close to several normal faults within the Mesozoic cover, which could allow for differential denudations of small blocks and account for its "abnormal" old age. The structural heterogeneity of the Variscan metamorphic basement in this area does not make easy the "relocation" of either recently downwarded blocks or local small fault-related block upsets.

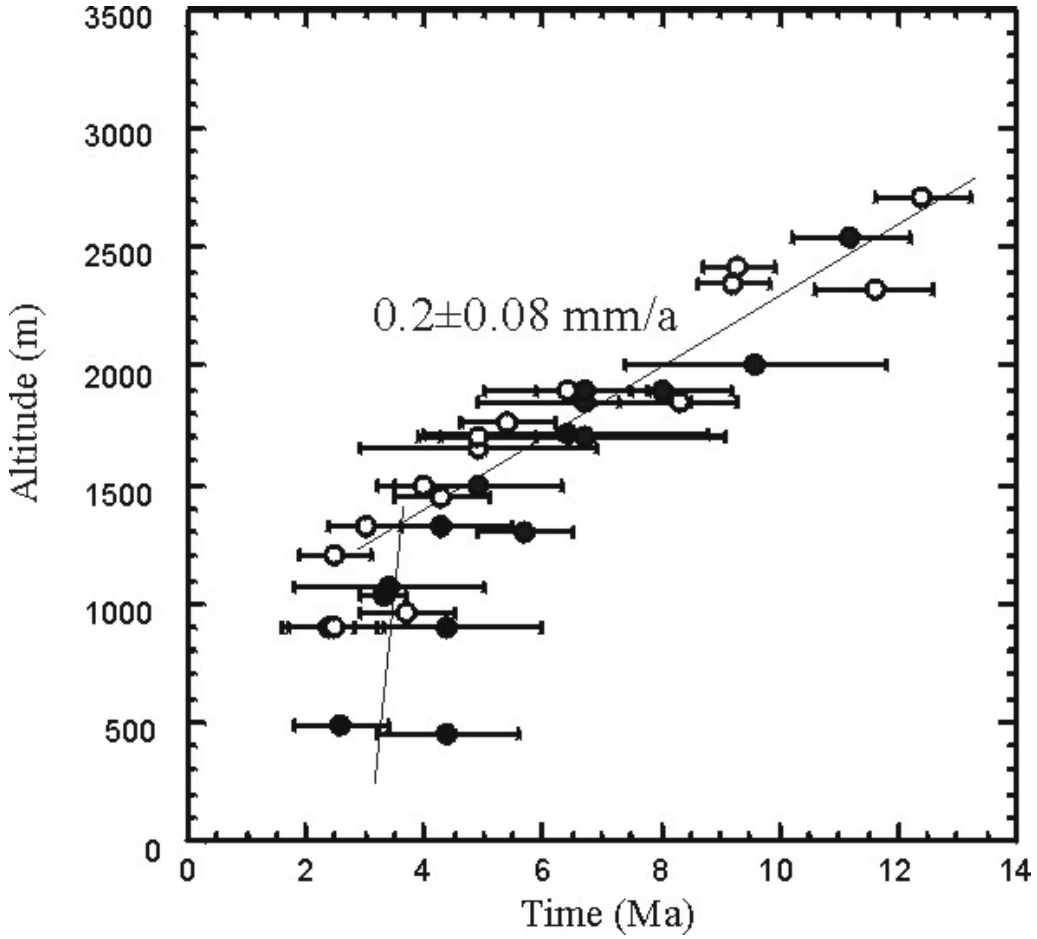


Figure 49 : Apatite FT ages, from the same samples than in **Figure 46** are replotted lowering by 500 m the altitudes of samples from the NE block (see text for explanation) before the reversal motion on the Bersézio/Veillos fault zone (error bars at 2σ). The break in slope appears at about 1300 m/3.5 Ma.

Samples with zircon ages >50 Ma.- These apatites come from samples located in a small area in the northwestern part of the Argentera massif, south of the Bersézio/Veillos fault zone and east of the "Camp des Fourches" west dipping normal fault (CFF) (**Figure 45**) (Carpéna and Bogdanoff, 1982 ; this work). Their apatite ages range from 8.1 to 5.3 Ma (**Figure 50**). Although confined track length data could be obtained for only three samples,

they exhibit the same behaviour as in the two blocks considered above : at lowest altitudes, mean lengths and standard deviations are respectively ≥13.5 and 1.4 µm, while a sample at an altitude of 2,250 m presents intermediate characteristics, with a mean length also of 13.5 µm but a large standard deviation of 2.2 µm. This suggests that this part of the massif may have behaved as a third, single block uplifted some 6±1 Ma ago, the basis of its paleo-PAZ being now at an elevation close to 2,250 m. As above, one can deduce a mean apparent denudation rate since 6±1 Ma of 0.6-0.8 mm/yr.

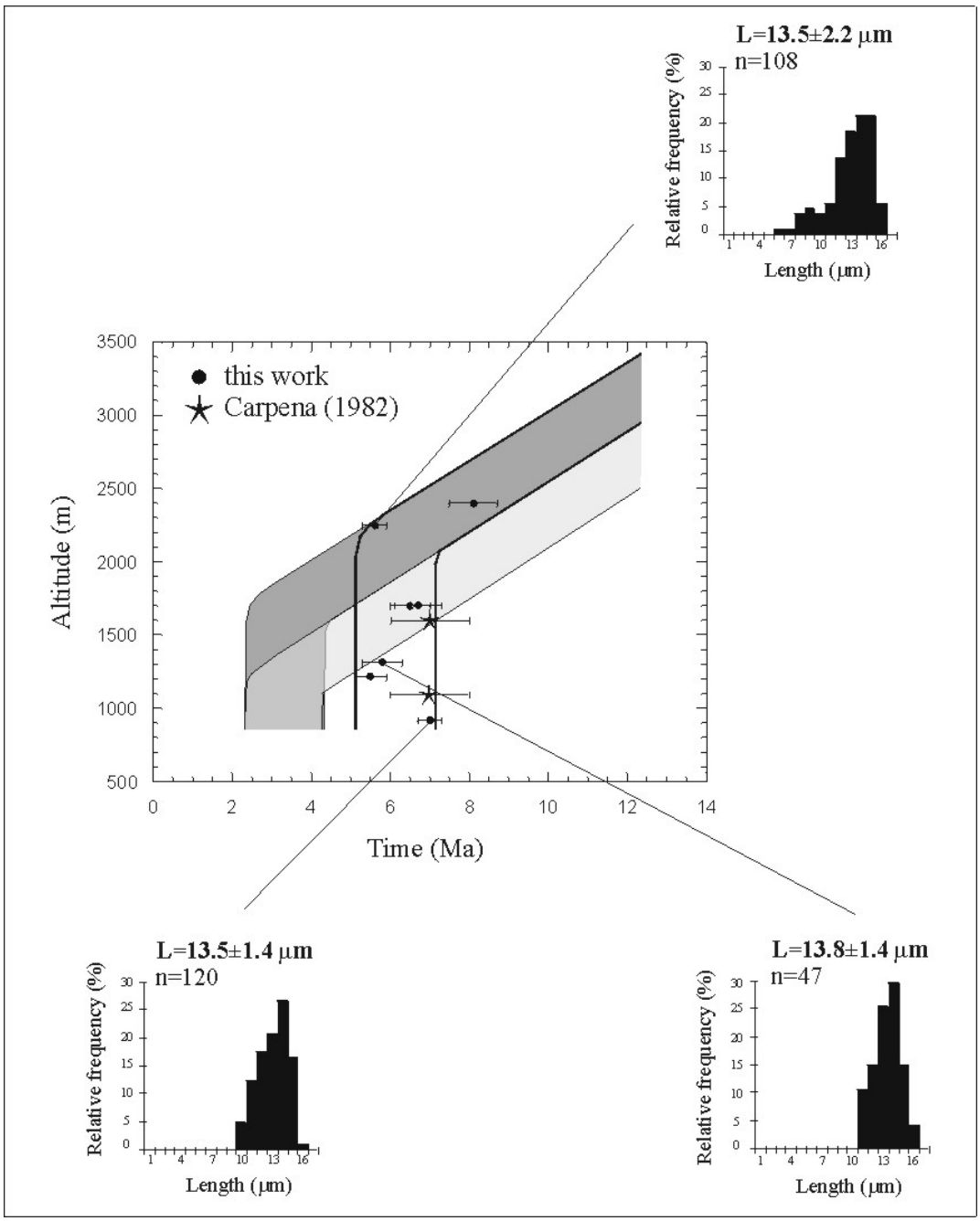


Figure 50 : Apatite age/elevation diagram from the NW block of the massif.
Same legends as in **Figure 47**.

Finally, it could be pointed out that, in spite of differences in analytical dating strategies, in particular population (Carpéna and Bogdanoff, 1982 ; Mansour, 1991), *vs.* external detector (this work) methods, all these FT ages are remarkably consistent.

b. <u>*Zircons.-*</u>

Zircons with ages <30 Ma.- 17 samples present zircon central ages <30 Ma (**Tableau 4**). Assuming that previous to 3.5 Ma the Argentera massif behaved as a single block (except a small part in the NW, see discussion above), we reported these ages in an age/elevation diagram taking into account the 500 m elevation offset on each side of the Bersézio/Veillos fault in the same way than in figure 8 (**Figure 51**). It can be observed that this correction of their altitude is consistent with the overall zircon systematics of **Figure 45**.

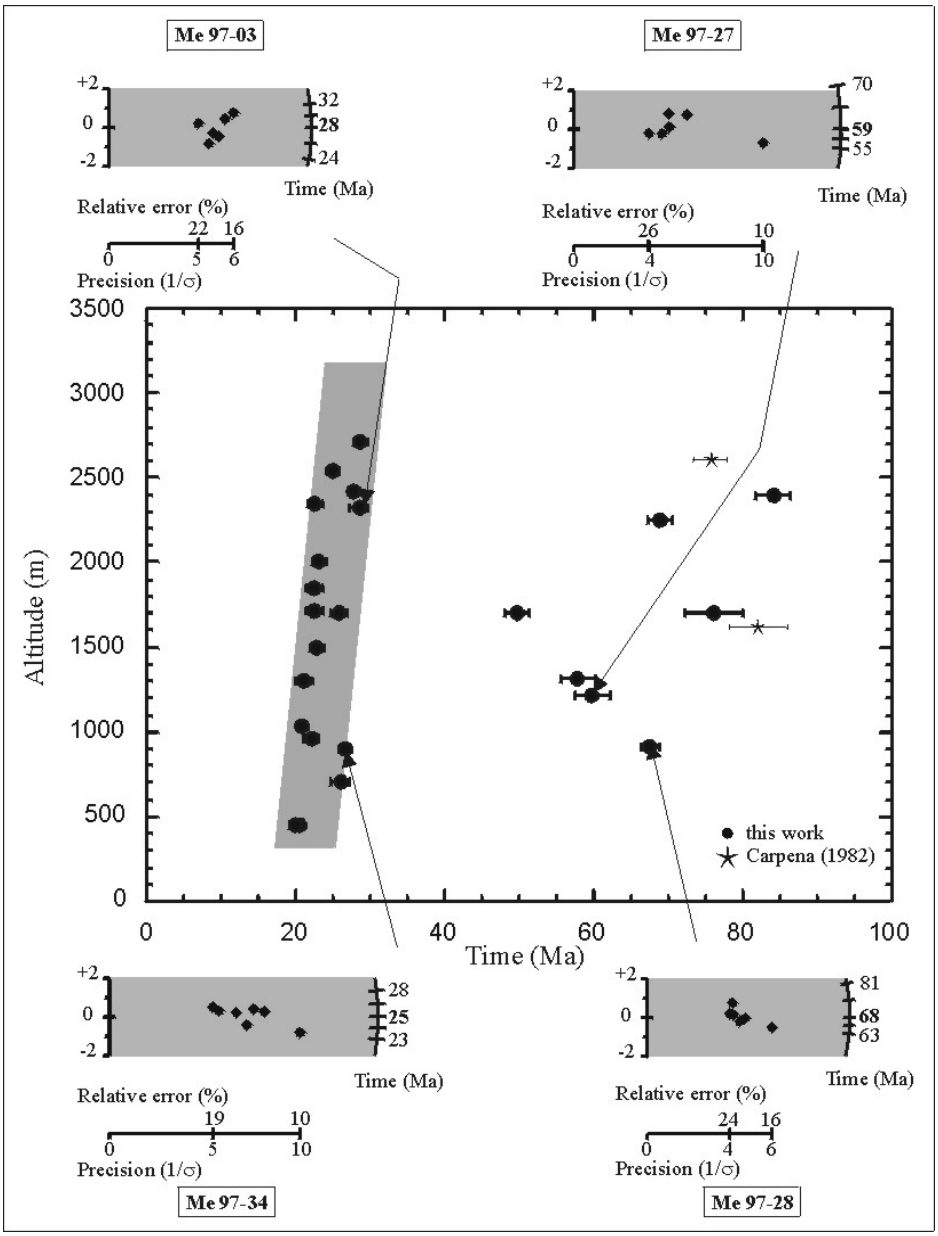


Figure 51 : Young and old zircon age/elevation diagram
taking into account a 500 m upset (as in **Figure 49**). Four typical radial plots are reported to show that only one age population is present in each sample
(error bars at 1σ).

However, expanding the abscissa time scale as in **Figure 52** strongly suggests that a zircon paleo-PAZ whose basis is presently at an altitude of ~1,850 m was uplifted some 21-22 Ma ago. In this figure, the corrected altitude of samples Me 97-25 and Me 97-37 as deduced from **Figure 47** (see discussion above) fits well with this interpretation. From these data, one can deduce an apparent mean denudation rate of ≈1.3 mm/yr since 22 Ma.

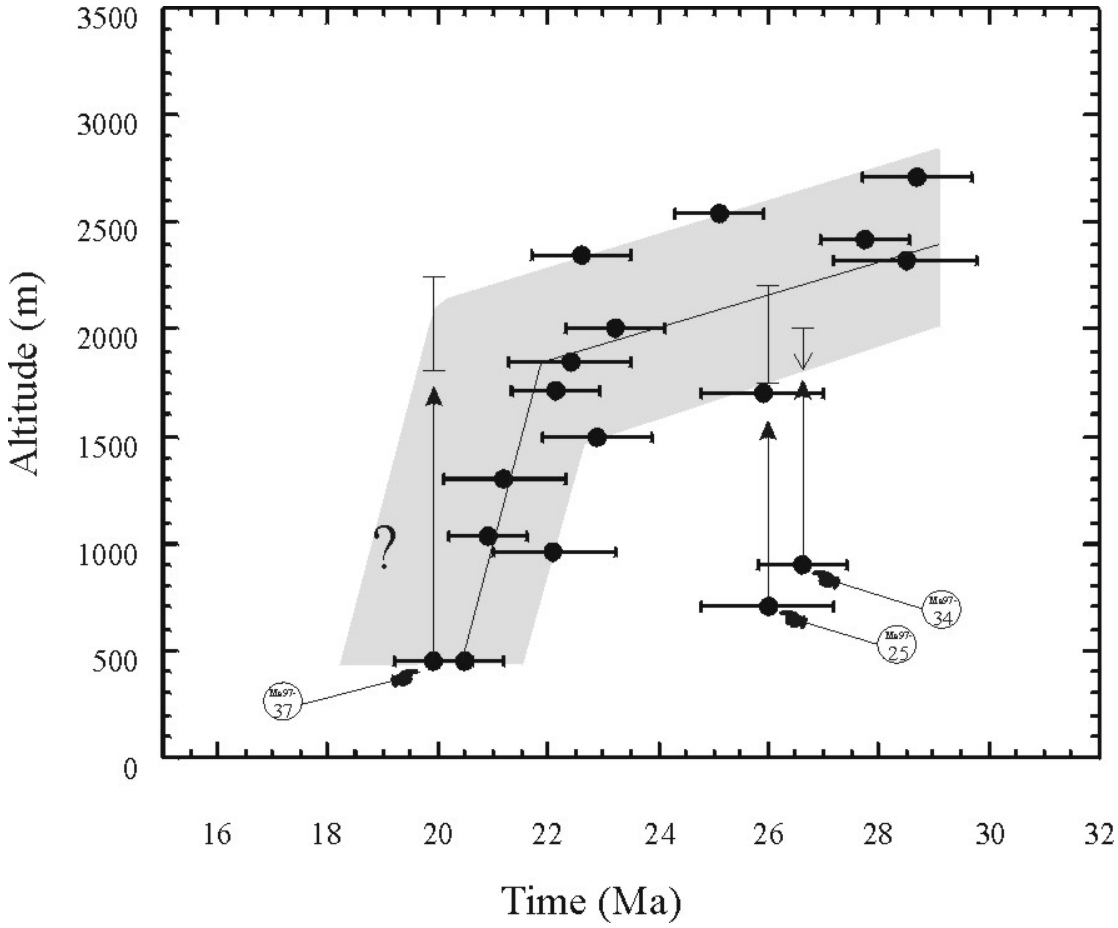


Figure 52 : Diagram showing only young zircon (<30 Ma) age/elevation (error bars at 2σ) taking into account the 500 m upset between the NE and SW Argentera blocks. The three vertical bars correspond to the possible areas of the three samples shown in **Figure 46** (Me 97-25,34,37) after removing the collapse.

Sample Me 97-34, collected at an altitude of 900 m, does not fit with this scheme (**Figure 52**). However, as Me 97-25 and Me 97-37 (**Figure 47**) this sample was collected in a deeply incised valley. Thus it is not excluded that Me-34 also belongs to a large landslide, as those one can observe today in the Tinée valley (La Clapière landslide near Saint Etienne de Tinée). If so, its original altitude could not be higher than 2,000 m (**Figure 47**), which is enough to belong to the stippled area in **Figure 52**.

Zircons with ages >50 Ma.- As it appears in **Figure 45**, the samples with zircon ages larger than 50 Ma come from a small area of the Argentera massif. The fact they exhibit only a rough age-altitude positive trend (**Figure 51**) suggests that possibly their fission track record were never totally annealed during the burying below the Alpine nappes. The dispersion of points in the age/altitude dispersion of **Figure 51** might reflect in part various degrees of metamictisation, hence different sensitivities to thermal track annealing.

II.3.1.8. Discussion

On the one hand, several $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages in samples from the metamorphic basement are in the range 375-330 Ma (on muscovites and biotites) (Monié et Maluski, 1983), other ages from inherited Hercynian shear zones are in the range 315-296 Ma (muscovites) (Caby *et al.,* pers. comm.), except within the ultramylonitic Argentera granite shear zone which shows an alpine age (phengites) (Caby *et al.*, pers. Comm.). As these ages were obtained on muscovites or biotites, this means that the highest temperatures reached during post-Hercynian times were significantly below the closing temperatures of these minerals for argon, i.e. were below about 350 °C.

On the other hand, a paragenesis assemblage study from gneisses and amphibolites (Caby *et al.*, pers.comm.) allows to estimate between 320-350 °C the alpine metamorphism temperature.

Then, it appears that the basement was not homogeneously thermally affected. More such temperature estimations are limit ones to totally or not erase fission tracks in zircons from rocks of the underlaying metamorphic Hercynian basement. A lightly variation of nappe thickness woul be mainly influence the FT annealing. The geological data which suggest that the maximum thickness of the sedimentary cover occurred during the lower Miocene with the emplacement of the latest internal nappes (Helmintoïd flysch), was at most of 8,000 m (see above) to eventually 10,000 m (Bogdanoff *et al.*, 2000), corresponding to temperatures (calculated as above) of 210°C to 310°C at the contact with the Hercynian basement, seem so realistic in the NW part of the basement. This is what is observed in all samples from the NW area of the Argentera, whatever their altitude, with zircon FT ages of 50 to 84 Ma (**Figure 46**) and elsewhere at altitudes above 1850 m (**Figure 52**).

Both zircon and apatite data show that the NW part of the massif behaved as a tectonically individualized block, which was not previously suspected. The zircon data indicates that this block existed at least since the Upper Cretaceous. As the thermal peak occurred only during the Lower Miocene, we consider the Paleocene to Upper Cretaceous zircon ages in this block as hybrid ages largely post-dating its cooling below ~320°C. This is in agreement with the 180-250° maximum paleo-temperatures reached, estimated by Hamiti (1994) from study of illite crystallinity, vitrinite reflectors and fluide inclusions (Barlier *et al.,* 1974 ; Robert, 1985) in the parauthocthonous cover at the East and North from St Etienne de Tinée. The existence of this block, probably limited to the East by a series of en-echelon faults, and by the west dipping "Camp des Fourches" normal recent fault (CFF) to the west which detached the Mesozoic cover from the basement (**Figure 45**), may be due to the reworking of the Permian extensional structures (Aicard *et al.*, 1968). We suggest that the NW basement "block" was in a more superficial position and so less buried under the nappes than the rest of the basement.

Elsewhere in the massif, all zircon ages from samples above a corrected altitude of 1,850 m (**Figure 52**), with ages from 22 to 29 Ma, seem to belong to the lowest part of an uplifted PAZ. The break-in-slope below this altitude suggests a vigourous cooling/denudation phase that started some 22 Ma ago, i.e. post dating only by a few million years the last nappes emplacement. This age is concordant with a $^{40}Ar/^{39}Ar$ age of 22.5 ± 2.0 Ma obtained on phengite in ultra-mylonites from the E-W trending reverse Frema Morte alpine shear zone cutting through the Argentera granite (Caby *et al.,* pers. comm.). This shear zone is connected to the Bersézio/Veillos fault zone and clearly documents a shortening component during the lower Miocene. Thus FT and $^{40}Ar/^{39}Ar$ data date a compressional uplift in the 22-20 Ma interval of time. This uplift is coeval with the major deformations recorded in the foreland of the belt from Middle Miocene to early Upper Miocene, as the thin-skin tectonics in-sequence then out-sequence thrusting of mesozoic sediments from the Castellane Arc (Laurent, 1998 ;

Laurent *et al.*, 2000). Moreover, this Miocene denudation is concordant with the initiation of the post-Oligocene external culmination proposed in the evolution model of the alpine belt (Lacassin, 1990) and which is controled in all EMCs by a mid-crustal thrust dipping to the East (Ménard, 1979 ; Lacassin *et al.*, 1990 ; Mugnier *et al.*, 1990 ; Tardy *et al.*, 1990).

The fact that, apart from the NW block, all samples at altitudes below 1850 m were in the total track annealing zone before 22 Ma which means that they were previously at a temperatures above ~320°C. With a 30°C/km gradient, this means a minimum burial of nearly 11 km during the lower Miocene, quite compatible with the geological data. It would in effect involve, considering a sedimentary cover of 8,000-10,000 m including 4,000 m of internal nappes an additional, burial below a now partly eroded variscan basement thickness of ~500-1500 m. To the contrary, a geothermal gradient during the lower Miocene of 25°C/km would need in the same conditions, with the thickness estimated of nappes (4,000 m) an additional, now partly eroded basement thickness of 2,000-4,000 m. This estimation seem so less realistic. Nevertheless, if we suppose this geothermal gradient of 25°C/km in the meridional Alps at this time, it seem more realistic from our data to propose that the Helmintoïd flysch, the most recent nappe was about 2,000 m thicker than it was estimated (Faure-Muret, 1955). This is proposed by Seward *et al.* (1999) from a study in the south of the Pelvoux from the Champsaur Sandstone. From FT results, they estimated a 4,000-6,000 m thickness for the Helminthoid nappe with a geothermal gradient of 25°C/km so a 5,000-6,500 m thickness for a 30°C/km geothermal gradient and not only 4,000 m.

The apatite FT record reveals two denudation acceleration which can be interpreted as two uplift events. In fact, the oldest one, which affected the Argentera NW block is only roughly dated (**Figure 50**) around 8-6 Ma. As suggested by Ring *et al.* (1999), the denudation corresponds to a removal of rock by tectonic and/or erosion processes. This denudation in the NW block can be due to : 1) its uplift along the west dipping normal fault located northwestward of the massif (CFF) (**Figure 45**) which detached the Meso-Cenozoic cover from the basement, or/and 2) the erosion acceleration due to the sea-level drop. The second hypothesis seems less available due to the 5.7-5.3 Ma ages of the Messinian crisis, which is a little younger than the denudation acceleration recorded by the NW block. Thus, we suggest that the NW part of the massif is uplifted as a consequence of syn-collisional local extension driven by normal faulting. Some of the N-S trending normal faults, well-known in the northern part of the massif and in its western cover (Jean, 1985 ; Hamiti, 1994, Stéphan *et al.*, 2000), could be related to this event. This syn-collisional phase at about 6 Ma could explain the normal fault activation proposed by Labaume *et al.* (1989) of the Besézio fault zone during Pliocene times in the north of the massif which shows post-3.5 Ma ago a reversal motion reactivation mainly located in the central part of the massif.

The second event which affected the massif is better dated at 3.5 Ma. The mean cooling rate from 3.5 Ma to the present, of 29°C/Ma, is much higher than the one between the 22 and 3.5 Ma tectonic pulse (~11°C/Ma). Thus even if the geothermal gradient varied somewhat since 22 Ma, the Argentera denudation was more effective during the Plio-Quaternary. Evidences for an important Pliocene uplift is also brought from palynologic data which suggest an uplift of about 1,000 m since 5 Ma in the southern area of the Argentera massif (Fauquette *et al.*, 1999). Moreover, the lithological study of pebbles and blocks coming from Upper Pliocene, along the Var watershed basin in the south from Argentera massif, pudding stones show up to 58.7 % of metamorphic and crystalline elements from the Argentera massif (Irr, 1984) which attest to an active erosion phase at this time.

Finally, at this same period, between 4-2 Ma, some others ECMs (Mont Blanc, Belledonne) recorded an uplif pulse with an uplift rate estimated to about 1 mm/yr (Bogdanoff *et al.,* 2000), lightly lower than we find in this work for the Argentera massif with a geothermal gradient of 25-30 °C/km (**Figure 53**).

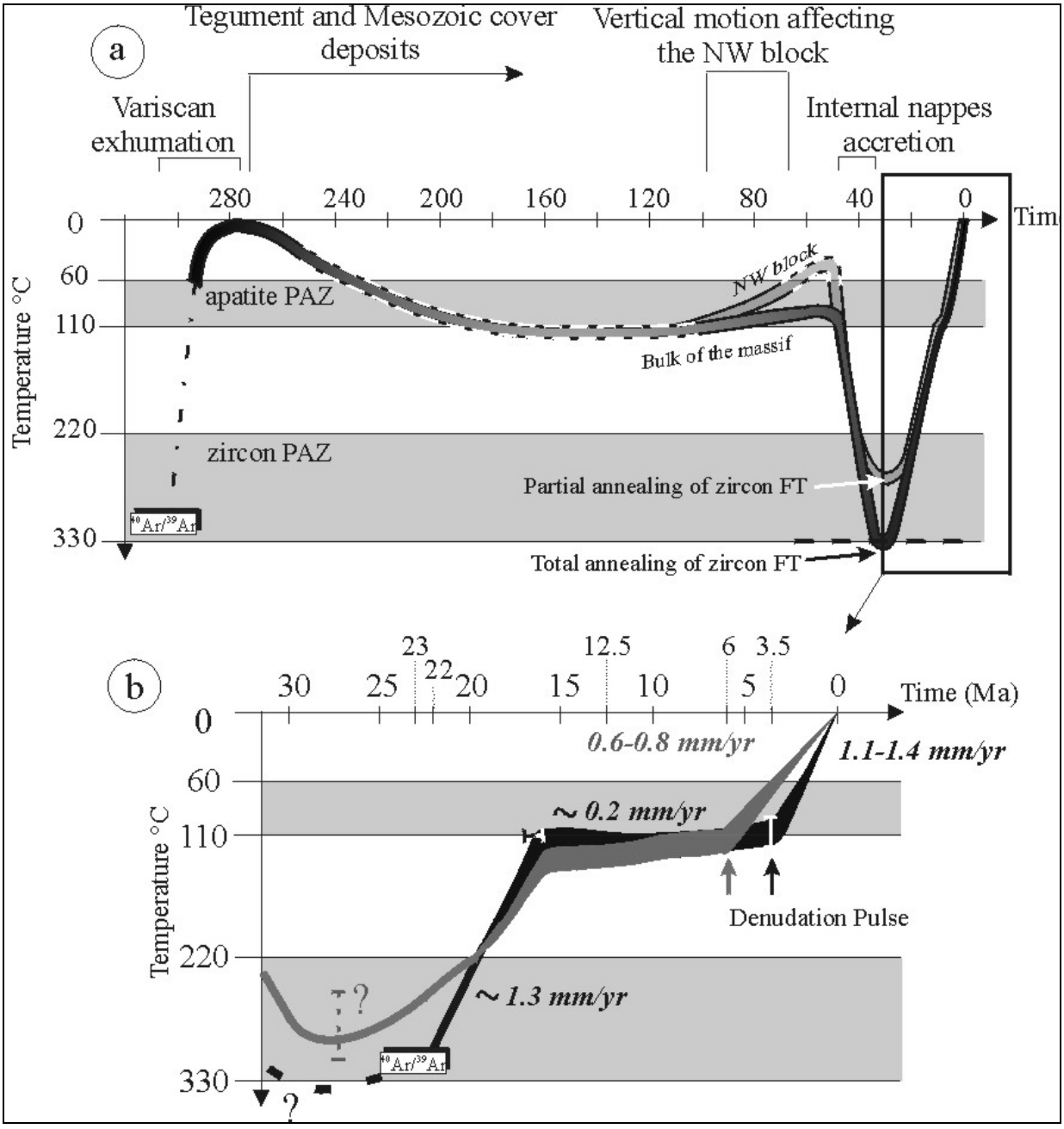


Figure 53 : a) Thermal history of the Argentera massif since its Variscan exhumation. $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages from Caby *et al.* (pers. comm.) et Monié et Maluski (1983).
b) (see text). $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages from Caby *et al.* (pers. comm.).

II.3.1.9. Conclusion

The analysis of the fission track record of apatite and zircons from the metamorphic basement of the Argentera ECM showed that this massif did not behaved as a single block during its Alpine cooling/denudation history (**Figure 54**).

The FT zircon data documented a cooling phase starting 22 Ma ago. From structural features and the FT results, this cooling is attributed to a main uplift component and correspond to the initiation of the external alpine culmination which is controled as in the other EMCs by a mid-crustal thrust dipping to the East.

A second uplift/erosion pulse affected the massif, primary locally 6 Ma ago as a consequence of a syn-collisional extension, then the bulk of the massif from 3.5 Ma. This block already in a more superficial position (documented from zircon data) was preferentially affected by this event.

Since 3.5 Ma, the Plio-Pleistocene denudation might correspond either to an isostatic response and/or to the acceleration of the compressional deformation of the European margin-Apulian indenter contact zone that affected and was recorded by other ECMs in the western alps. The discontinuity of apatite FT data observed on both sides of the Bersézio/Veillos fault allows one to date its most recent reactivation post-3.5 Ma ago.

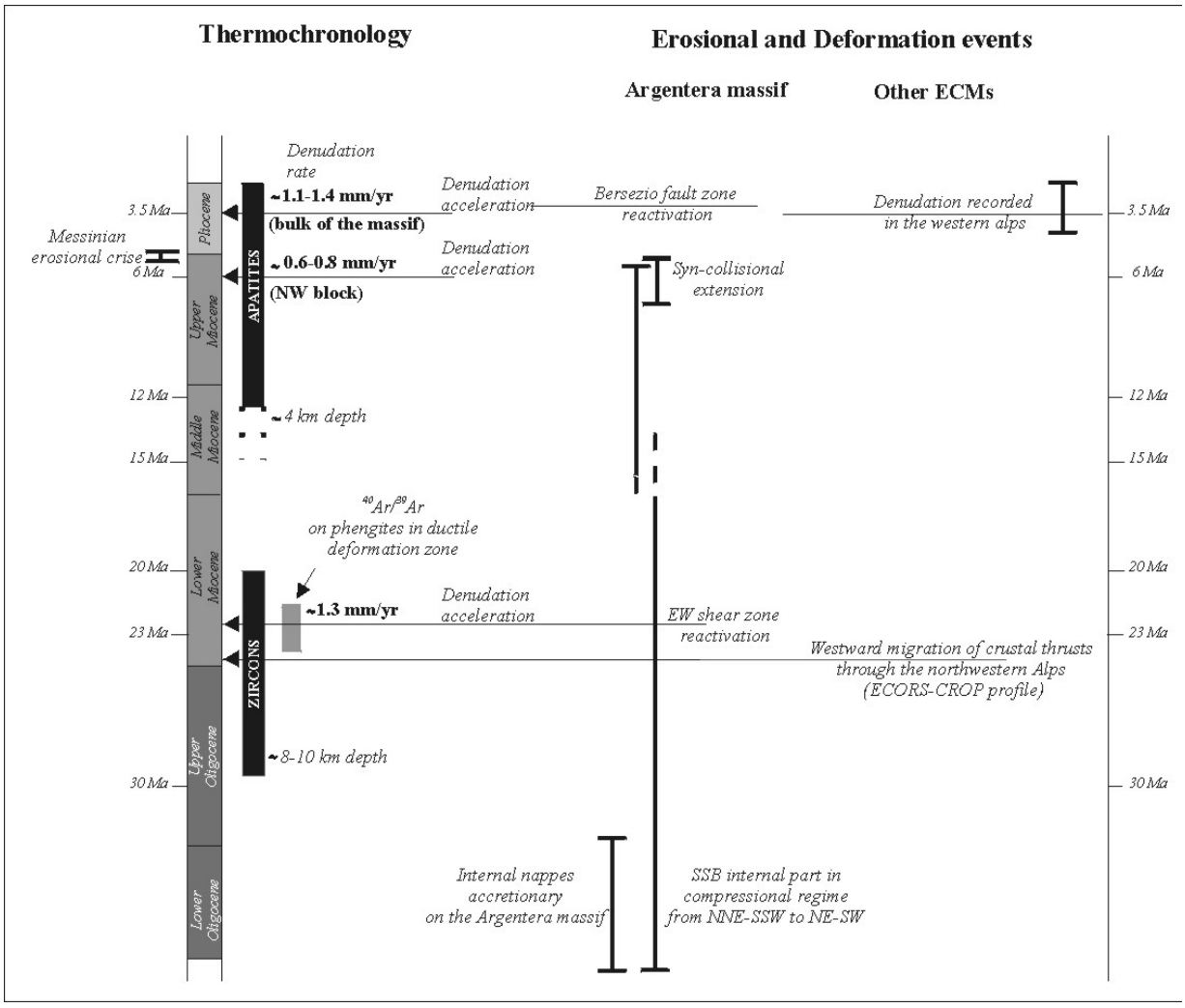


Figure 54 : Diagram summarizing the Argentera massif denudation evolution in comparison with the Ligurian basin and other ECMs evolutions. $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages from Caby *et al.,* (pers. comm.).

II.3.1.10. Acknowledgements

We would like to thank Nadia Ziad and Stéphane Schwartz for their contribution to FT counts. This work was partly funded by the CNRS/INSU and BRGM GéoFrance 3D program. Contribution N°…, Geosciences Azur N°…

II.3.1.11. References (de l'article)

Aicard, P., Autran, A., Gérard, J., Lougnon, J., 1968. Sur l'âge tertiaire, syntectonique et synmétamorphique alpin du gisement plombozincifère de Valauria (commune de tende, Alpes-Maritimes), Bull. Bur. Rech. Geol. Min.., 1, 5-14.

Attal, M., 1999. Etude tectonique et thermodynamique du tégument permo-triasique du flanc méridional du Massif de l'Argentera, DEA Memoire Univ. Nice-Sophia Antipolis, 38p.

Barlier, J., Ragot, J.-P., Touray, J.-C., 1974. L'évolution des Terres Noires subalpines méridionales d'après l'analyse minéralogique des argyles et la réflectométrie des particules carbonées, Bull. Bur. Rech. Geol. Min., Orléans, sér. 2, sect. 2, 6, 533-548.

Bogdanoff, S., 1986. Evolution de la partie occidentale du massif de l'Argentera. Place dans l'arc alpin, Geol. Fr., 4, 433-453.

Bogdanoff, S., Michard, A., Poupeau, G., Mansour, M., 2000. Apatite fission track analysis in the Argentera massif : evidence of contrasting denudation rates in the external crystalline massifs of the western alps, Terra Nova, 12, 117-125.

Bigot-Cormier, F., Poupeau, G., Sosson, M., 2000. Dénudations différentielles du massif cristallin externe alpin de l'Argentera (Sud-Est de la France) révélées par thermochronologie traces de fission (apatites, zircons), C. R. Acad. Sci., 330, 363-370.

Cannic, S., Mugnier, J.-L., Lardeaux, J.-M., 1999. Neogene extension in the western Alps, in Workshop on Alpine Geological Studies, Biella-Oropa (Italie), 29 septembre-1er octobre, edited by G. Gosso, F. Jadoul, M. Sella and M. I. Spalla, Memorie di Scienze Geologische, 51, 33-45.

Carpéna, J., 1992. Fission track dating of zircon; zircons from Mont Blanc Granite (French-Italian Alps), Journal of Geology, 100, 4, 411-421.

Carpéna, J., Bogdanoff, S., 1982. Premiers âges traces de fission sur le couple apatite-zircon dans le NO de l'Argentera-Mercantour (Alpes Maritimes), 9ème Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Paris, 9, p. 119.

Chaumillon, E., Deverchère, J., Rehault, J.-P., Gueguen, E., 1994. Réactivation tectonique et flexure de la marge continentale Ligure (Méditerranée Occidentale), C. R. Acad. Sci. Paris, 319, 675-682.

Clauzon, G., Rubino, J. L. et Savoye, B., 1995. Marine Pliocene Gilbert-type fan deltas along the French Mediterranean coast : a typical infill feature of preexisting subaerial Messinian canyons, IAS-16ème Congrès Regional de Sédimentologie-5ème Congrès Français de Sédimentologie-ASF Field Trip Guide Book, Pub. ASF, Paris, 23, 254 p.

Fallot, P., 1949. Les chevauchements intercutanés de la Roya (A.-M.), Annales Herbert-Hang, livre Jubil. Ch. Jacob, 162-168.

Fallot, P., Faure-Muret, A., 1949. Sur l'extension du décollement de la série de couverture subalpine. C. R. Acad. Sc. Paris, 228, 616-619.

Fauquette, S., Clauzon, G., Suc, J.-P., Zheng, Z., 1999. A new approach for paleoaltitude estimates based on pollen records : example of the Mercantour Massif (southeastern France) at the earliest Pliocene, Earth and Planetery Sci. Letters, 170, 35-47.

Faure-Muret A., 1955. Etudes géologiques sur le Massif de l'Argentera-Mercantour et sur ses enveloppes sédimentaires, Mém. Carte Geol. Fr., 336 p.

Ferrara, G., Malaroda, R., 1969. Radiometric age of granitic rocks from the Argentera massif (Maritim Alps), Bull. Soc. Geol., 88, 311-320.

Fitzgerald, P. G., Sorkhabi, R. B., Redfield, T. F., Stump, E., 1995. Uplift and denudation of the central Alaska Range ; a case study in the use of apatite fission track thermochronology to determine absolute uplift parameters, J. Geophys. Res., 100, 20175-20191.

Fitzgerald, P. G., Gleadow, A. J. W., 1988. Fission-track geochronology, tectonics and structure of the Transantarctic Montains in Northern Victoria Land, Antactica, Chem. Geol., 73, 169-198.

Fleischer, R. L., Hart, H. R., Jr., 1972. Fission track dating : technics and problems in WW beshop, in Proceeding Burg Wartenstein conference on calibration of homonoid evolution, edited by D. A. Miller, and S. Cole, Scottish Acad. press, Edinburg, 135-170.

Fry, N., 1989. Southwestward thrusting and tectonics of the Western Alps. Alpine Tectonics, Geol. Soc. Spe. Pub., 45, 83-109.

Gallagher, K., 1995. Involving temperature histories from apatite FT data, Earth and Planetery Sci. Letters, 136, 421-435.

Gallagher, K., Brown, R., Johnson, C., 1998. Fission track analysis and its applications to geological problems, Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 26, 519-572.

Galbraith, R. F., 1981. On statistical models for fission track counts, Math. Geol., 13, 471-488.

Galbraith, R. F., Laslett, G. M., 1993. Statistical models for mixed fission track ages, Nucl. Tracks, 21, 459-470.

Gèze, B., 1963. Caractères structuraux de l'arc de Nice (Alpes Maritimes), Livre Mém. Prof. P. Fallot, Soc. Géol. Fr., Paris, 2, 289-300.

Gleadow, A. J. W., Duddy, I. R., Green, P. F., Lovering, J. F., 1986. Confined track lengths in apatite : a diagnostic tool for thermal history analysis, Contrib. Mineral. Petrol., 94, 405-415.

Gleadow, A. J. W., Fitzgerald, P. G., 1987. Uplift history and structure of the Transantarctic Montains : New evidence from fission track dating of basement apatites in the Dry Valley, Southern Victoria Land, Earth and Planetery Sci. Letters, 82, 1-14.

Green, P. F., 1981. "A new look at statistics in fission tracks dating", Nucl. Tracks, 5, 76-86.

Green, P. F., Duddy, I. R., Laslett, G. M., Hegarty, K. A., Gleadow, A. J. W., Lovering, J. F., 1989. Thermal annealing of fission tracks in apatite, 4. Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales, Chem. Geol., 79, 155-182.

Hamiti, M., 1994. Géométrie, cinématique et mécanismes des chevauchements synchisteux dans une région préalablement déformée. Exemple de la couverture sédimentaire à l'ouest du massif de l'Argentera (Alpes occidentales françaises), Thesis, Univ. Aix-Marseille.

Hurford, A. J., Carter, A. J. W., 1991. The role of fission track dating in discrimination of provenance, in Developments in Sedimentary Provenance Studies, edited by A. C. Morton, and S. P. Todd, PDW Haughton, Geol. Soc. London Spec. Publ., 57, 67-78.

Irr, F., 1984. Paléoenvironnements et évolution géodynamique néogènes et quaternaires de la bordure nord du bassin méditerrannéen occidental : un système de pente de la paléo-marge Liguro-Provençale, Thesis, Univ. Nice, 464 p.

Jean, S., 1985. Les grès d'Annot au NW du massif de l'Argentera-Mercantour (zone subalpine méridionale des Alpes occidentals françaises), sédimentologie-paléogéographie, Thesis, Univ. Grenoble, 243 p.

Kerckhove, Cl., 1969. La "zone du Flysch" dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes Occidentales), Geol. Alpine, 45, 1-202.

Labaume, P., Ritz, J.-F., Philip, H., 1989. Failles normales récentes dans les Alpes sud-occidentales : leurs relations avec la tectonique compressive, C. R. Acad. Sci., 308, 1553-1560.

Lacassin, R., Tapponnier, P., Bourjot, L., 1990. Culmination anticlinales d'échelle crustale et imbrication de la lithosphère dans les alpes, apports du profil ECORS-CROP, C. R. Acad. Sci. Paris, 310, 807-814.

Lanteaume, M., 1962. Contribution à l'étude géologique des Alpes Maritimes franco-italiennes (Stratigraphie), Thèse Univ. Paris, 403 p.

Laslett, G. M., Kendall, W. S., Gleadow, A. J. W., Duddy, I. R., 1982. Bias in measurement of fission track length distributions, Nucl. Tracks, 6, 79-85.

Laurent, O., 1998. Modalité de la structuration d'un prisme de front de chaîne : l'exemple de l'Arc de Castellane (Chaînes subalpines méridionales, France), Thesis, Nice-Sophia Antipolis, 290 p.

Laurent, O., Stéphan, J.-F., Popoff, M., 2000. Modalités de la structuration miocène de la branche sud de l'arc de Castellane (chaînes subalpines méridionales), *Géol. de la Fr.*, **3**, 33-65.

Lawson, K. D., 1987. Thrust geometry and folding in the Alpine structural evolution of Haute Provence, Unpublished PhD, Thesis, Univ. College of Swansea.

Lelarge, L., Ménard, G., Poupeau, G., 1993. Datation par traces de fission du massif de Belledonne, 13ème réunion des Sciences de la Terre, 13, p. 79.

Malaroda, R., Carraro, F., Dal Piaz, G. V., Franceschetti, B., Sturani, C., Zanella, E., 1970. Carta geologica del Massicio dell'Argentera alla scala 1/50 000 ème, Note illustrative Mem. Soc. Geol. It., 9, 557-663.

Mansour, M., 1991. Thermochronologie par la méthode des traces de fission dans l'Apatite. Application aux massifs de l'Argentera-Mercantour (Alpes Occidentales) et dans le Jebilet (Meseta marocaine), Thesis, Univ. Grenoble, 197 p.

Ménard, G., 1979. Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le sud-est de la France, Essai d'utilisation de données géophysiques. Thèse Univ. de Grenoble.

Merle, O., 1982. Mise en place séquentielle de la Nappe du Parpaillon en Embrunais-Ubaye (Flysch à Helminthoïdes, Alpes occidentales), C. R. Acad. Sci. Paris, 294, 603-606.

Merle, O., Brun, J.-P., 1981. La déformation polyphasée de la Nappe de Parpaillon (Flysch à Helminthoïdes) : un résultat de la déformation progressive associée à une translation non rectiligne, C. R. Acad. Sci. Paris, 292, 343-346.

Monié, P., Maluski, H., 1983. Données chronologiques ^{39}Ar-^{40}Ar sur le socle antepermien du massif de l'Argentera-Mercantour (Alpes maritimes – France), Bull. Soc. Geol. Fr., (7), XXV, 247-257.

Mugnier, J.-L., Guellec, S., Ménard, G., Roure, F., Tardy, M., Vialon, P., 1990. Crustal balanced cross-sections through the external Alps deduced from ECORS profile, in Deep Structure of the Alps, edited by P. Heitzman, F. Roure, and R. Polino, Mém. Soc. Géol. Fr., 156, 203-216.

Réhault, J.-P., Boillot, G., Mauffret, A., 1984. The western Mediterranean basin geological evolution, Marine Geology, 55, 447-477.

Ring, U., Brandon, M. T., Willet, S. D., Lister, G. S., 1999. Exhumation processes in : Ring, U., Brandon, M. T., Lister, G. S., Willet, S. D., (eds), Exhumation processes : Normal faulting, Ductile flow and Erosion, Geol. Soc. London, Special pub., 154, 1-27.

Rollet, N., 1999. Structure profondes et dynamique du bassin Ligure et de ses marges, Thesis Paris VI, 292 p.

Sabil, N., 1995. La datation par traces de fission : aspects méthodologiques et implications thermochronologiques en contexte alpin et de marges continentales, Thesis Grenoble, 238 p.

Seward, D., Mancktelow, N. S., 1994. Neogene kinematics of the central and western Alps : evidence from fission-track dating, Geology, 22, 803-806.

Seward, D., Ford, M., Bürgisser, J., Lickorish, H., Williams, E. A., Meckel III, L.D., 1999. Preliminary results of fission-track analyses in the Southern Pelvoux area, SE France, in rd Workshop on Alpine Geological Studies, Biella-Oropa (Italie), 29 septembre-1er octobre, edited by G. Gosso, F. Jadoul, M. Sella and M. I. Spalla, Memorie di Scienze Geologische, 51, 25-31.

Siddans, A. W. B., Henry, B., Kliegfield, R., Lowrie, W., Hirt, A., Percevault, M. N., 1984. Finite strain pattern and their significance in Permian rocks of the Alpes Maritimes (France), J. of Struct. Geol., vol. 6, 4, 339-368.

Stéphan, J.-F., Béthoux, N., Bigot-Cormier, F., Caby, R., Corsini, M., Delteil, J., de Lépinay, B., Masson, F., Paul, A., Ruffet, G., Sosson, M., 2000. Approche 3D intégrée sur la géotraverse de l'Argentera (GéoFrance 3D Alpes), 18ème Réunion des Sciences de la Terre, Paris, 17-20 avril, poster, abstract, p. 236.

Sturani, C., 1962. Il complesso sedimentario autoctono all' estremo nord-occidentale del Massicio dell' Argentera (Alpi Marittime), Thesis Univ. Turin, Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 22, 178 p.

Sue, C., Tricart, P., Thouvenot, F., Fréchet, J., 1999. Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis, Journ. Of Geophys. Research, 104, 611-622.

Sue, C., Tricart, P., 1999. Late alpine brittle extension above the Frontal Penninic Thrust near Briançon, western Alps, Eglogae geologicae Helvetiae, 92, 171-181.

Tagami, T., Shimada, C., 1996. Natural long-term annealing of the zircon fission track system around a granitic pluton, J. Geophys. Res., 101, 8245-8255.

Tagami, T., Galbraith, R. F., Yamada, R., Laslett, G. M., 1998. Revised annealing kinetics of fission tracks in zircon and geological implication, in Fission-Track Geochronology, edited by P. Van den Haute and F. de Corte, Kluwer (Dordrecht), 99-112.

Tardy, M., Deville, E., Fudral, S., Guellec, S., Ménard, G., Thouvenot F., Vialon, P., 1990. Interprétation des données du profil de sismique réflexion profonde ECORS-CROP Alpes entre le front pennique et la Ligne insubrienne, edited by P. Heitzman, F. Roure and R. Polino, Deep structures of the Alps. Mém. Soc. Géol. Fr, 156, 217-226.

Tricart, P., 1980. Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales, au Sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision, Thesis, Strasbourg, 417 p.

Tricart, P., 1984. From passive margin to continental collision : a tectonic scenario for the Western Alps, Amer. Journ. Sci., 284, 97-120.

Vernet, J., 1965. Sur un décrochement horizontal tardif du socle dans la région méridionale de la zone des massifs externes (massif de l'Argentera, Alpes-Maritimes), C. R. Acad. Sci. Paris, 261, 1358-1360.

Wagner, G. A., 1979. Correction and interpretation of fission track ages, in Lectures in Isotope Geology, edited by E. Jäger, and J. C. Hunziker, Berlin: Springer-Verlag, 177-177.

II.3.2. RESUME ETENDU DE L'ARTICLE

II.3.2.1. Echantillonnage et résultats analytiques

40 échantillons prélevés dans le massif cristallin externe de l'Argentera ont été datés par la méthode des traces de fission sur apatites et zircons (**Figure 44**). Parmi ces échantillons 32 ont pu être datés : 30 sur zircons et 30 (identiques et/ou différents) sur apatites provenant de 28 stations différentes réparties sur l'ensemble du massif métamorphique hercynien (**Figure 45**). Six irradiations réalisées dans le réacteur nucléaire ORPHEE au Centre d'Etudes Nucléaires de Saclay (France) ont été nécessaires pour obtenir ces datations croisées par plusieurs observateurs validant ainsi les mesures et permettant de réduire les incertitudes (**Figure 32**).

Tous les âges obtenus sur apatites et zircons ont été caractérisés par le test du χ^2 de Galbraith (1981) et par l'erreur standard de l'âge central (Galbraith et Laslett, 1993) nous indiquant que tous correspondent à une même population d'âges (**Tableau 4** et **Tableau 5**).

Concernant les âges zircons, on observe qu'une partie du massif se distingue par rapport à la grande majorité des âges. En effet, la zone NO montre des âges compris entre 50-80 Ma alors que le reste du massif montre des âges sur zircons compris entre 29-20 Ma.

Concernant les âges apatites, sur l'ensemble du massif les âges varient entre environ 12,5 et 3,5 Ma. Toutefois, on remarque que les échantillons provenant du bloc NO pour lesquels les zircons sont plus anciens que 50 Ma montrent des âges compris entre 6-8 Ma (**Figure 45**).

II.3.2.2. Relations âge/altitude

Les résultats obtenus lors de cette étude ont été associés à des résultats antérieurs obtenus sur apatites (Mansour, 1991 ; Carpéna et Bogdanoff, 1982), et sur zircons (Carpéna et Bogdanoff, 1982) afin de mener une réflexion sur l'ensemble des données thermochronologiques par traces de fission disponibles.

a. *Apatites.-*

Echantillons dont les âges zircons sont <50 Ma.- La distribution des âges montre une corrélation relativement linéaire avec l'altitude essentiellement au-dessus de 1 700 et 1 200 m dans chacun des deux compartiments séparés par la zone de cisaillement de Bersézio/Veillos (**Figure 46**). Sous ces altitudes, cette corrélation linéaire montre une rupture de pente avec des âges compris entre 2,5 and 4,5 Ma.

Au-dessus de cette rupture de pente, la distribution de longueurs confinées est caractérisée par de courtes longueurs moyennes <13,2 µm et de larges écarts-type >2 µm, alors qu'au dessous la moyenne des longueurs confinées est >13,7 µm avec des écarts-type de ~1,5 µm.

On interprète ces résultats comme étant la signature de l'exhumation de la paléo-ZRP (zone de rétention partielle) des apatites (Gallagher *et al.*, 1998) il y a 3,5±1 Ma, suivie d'un mouvement différentiel vertical de chaque côté de la discontinuité Bersézio/Veillos estimé à environ 500 m (**Figure 48** et **Figure 49**).

En considérant que le gradient géothermique est constant sous le massif et de l'ordre de 25-30°C/km (§ II.2.5.3, p. 68), avec une température de surface de 10 °C, on peut estimer la vitesse de dénudation anté-3,5 Ma de l'ordre de 0.2±0,08 mm/a, suivie d'une dénudation significativement plus rapide de l'ordre de 1,4-1,1 mm/a.

Echantillons dont les zircons sont >50 Ma.- Ces échantillons localisés dans la partie nord-ouest du massif, au sud-ouest de la faille de Bersézio-Veillos (**Figure 50**) et à l'est de la faille normale du « Camp des Fourches » montrent des âges apatites compris entre 8,1 et 5,3 Ma. Comme pour la plus grande partie du massif, les échantillons prélevés à basse altitude montrent des longueurs moyennes des traces confinées et des écarts-type, respectivement >13,5 µm et 1,4 µm. Au contraire, l'échantillon situé à 2250 m montre une longueur moyenne de 13,5 µm et un écart-type de 2,2 µm. L'exhumation de cette partie semble avoir débuté plus tôt que le reste du massif vers 6±1 Ma, avec une vitesse de dénudation estimée avec les mêmes gradients géothermiques, à 0,8-0,6 mm/a.

On notera que malgré la différence des méthodes TF utlisées, celle des populations (Carpéna et Bogdanoff, 1982 ; Mansour, 1991) ou celle du détecteur externe (cette étude), les résultats sont remarquablement cohérents entre eux.

b. Zircons.-

Echantillons dont les âges zircons sont <30 Ma.- Reportés dans un diagramme âge/altitude, les 17 âges centraux des échantillons datés sur zircons dans la plus grande partie du massif, montrent une relation linéaire avec l'altitude (**Figure 51**).

En se focalisant sur des âges compris entre 30 et 20 Ma, on observe une rupture de pente dans cette corrélation vers 22 Ma qui est interprétée comme étant la période d'accélération de l'exhumation de la paléo-ZRP des zircons. La vitesse de cette dénudation est estimée à ≈ 1,3 mm/a dès 22 Ma (**Figure 52**).

Echantillons dont les zircons sont >50 Ma.- Les échantillons situés dans la partie NO de l'Argentera ne montrent aucune corrélation avec l'altitude. Ceci indiquerait que ces échantillons ont été partiellement chauffés.

On notera que trois échantillons (Me 97-37, Me 97-34 et Me 97-25) ne s'intègrent pas dans l'évolution générale du massif telle qu'elle est définie par la grande majorité des échantillons. Ceux-ci montrent des altitudes trop basses par rapport à leur âge, comparé à l'évolution générale. Ils témoigneraient de glissements gravitaires anciens et de grande amplitude dans les vallées de la Stura (Me 97-37, Me 97-34) et de la Vésubie (Me 97-25) tel que celui que l'on observe aujourd'hui à la Clapière. Ce point sera discuté plus loin avec l'analyse de nouveaux résultats (§ II.4, p. 116).

II.3.2.3. Discussion et conclusion

Les données thermiques connues dans le massif de l'Argentera indiquent que le socle n'a pas été réchauffé de façon uniforme. En effet, la présence d'âges hercyniens obtenus sur muscovites et biotites par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$, provenant d'échantillons prélevés soit loin de failles, soit dans des zones de cisaillement, révèle que le socle de l'Argentera a subi des températures très inférieures à 350°C (température de fermeture des minéraux pour l'argon) (Monié and Maluski, 1983 ; Caby *et al.*, comm. pers.). Cependant les paragenèses alpines contenues dans des gneiss et des amphibolites nous permettent d'estimer des températures du métamorphisme alpin comprises entre 320 et 350 °C (Caby *et al.*, comm. pers.) (§ I.1.1.2, p. 19).

Les gammes de températures qui ont donc affecté le socle cristallin sont très proches de la température critique d'effacement total ou non des traces de fission dans les zircons.

Un changement minime de variation d'épaisseur peut faire varier la température subi par le socle et permettre d'une part l'effacement total des traces et donc l'enregistrement de

l'événement thermique récent, ou d'autre part, un effacement partiel entraînant le rajeunissement de l'échantillon sans signification géologique.

Des épaisseurs de 8 000 à 10 000 m de sédiments au-dessus du socle ont été estimées (Bogdanoff *et al.*, 2000). Ces épaisseurs impliqueraient une température comprise entre 210 et 310 °C. Cet intervalle de température ne permet pas l'effacement total des traces dans les zircons et peut donc être envisagé pour expliquer les âges dispersés mais anciens de la partie NO de l'Argentera. Nous proposons donc que cette zone a subi un mouvement vertical au moins depuis le Crétacé supérieur, certainement brutal, lié à une faille, car il n'y a pas de transition entre les âges jeunes et plus vieux. Ce compartiment NO se trouvait alors dans une position plus superficielle que le reste du massif et a subi des températures insuffisantes pour effacer la totalité des traces de fission dans les zircons (**Figure 53**). Cette conclusion est cohérente avec les estimations thermiques obtenues d'après des études réalisées sur la cristallinité de l'illite, les réflecteurs de la vitrinite et les inclusions fluides dans des roches situées à l'est et nord de Saint Etienne de Tinée, estimant une température 180-250°C (Barlier *et al.,* 1974 ; Robert, 1985 ; Hamiti, 1994).

Le reste du massif enregistre des âges compris entre 29-20 Ma avec une accélération de la dénudation à 22 Ma cohérente avec l'âge alpin obtenu par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur phengites de 22,5±2,0 Ma, dans la zone ultramylonitique du granite de l'Argentera qui se raccorde à la faille de Bersézio. Cette dénudation significative post-date l'âge du mouvement chevauchant intra-crustal qui semble contrôler la mise en place des massifs cristallins externes (Ménard, 1979 ; Lacassin *et al.*, 1990 ; Mugnier *et al.*, 1990 ; Tardy *et al.*, 1990).

De plus, l'âge de cette accélération de la dénudation est cohérente avec la structuration de l'arc de Castellane dans l'avant-pays qui semble majeur au Miocène moyen (Laurent, 1998 ; Laurent *et al.*, 2000).

Un gradient géothermique (25 ou 30°C/km) reste difficile à estimer. Si l'on considère une épaisseur de 8-10 km incluant 4 km de nappes, on estime une érosion de 500-1 500 m de socle pour un gradient de 30°C/km contre 2 000-4 000 km pour un gradient de 25°C/km, ce qui paraît moins probable.

Pourtant si on considère que le gradient est de 25°C/km, et que l'épaisseur des nappes a été sous-estimée d'au moins 2 km, ce gradient semble tout à fait possible. Ceci, envisageable dans l'Argentera, a déjà été proposé au sud du massif du Pelvoux (Seward *et al.*, 1999). Les nappes sont estimées à 4 000-6 000 m d'épaisseur pour un gradient de 25°C/km et de 5-6 500 m pour 30°C/km.

Deux accélérations de dénudation ont pu être déduites de l'analyse des traces de fission sur apatites. La plus ancienne qui affecte le compartiment NO du massif vers 6 Ma semblerait être la conséquence d'une extension locale syn-orogénique de la faille du Camp des Fourches plutôt qu'une réponse à la crise eustatique messinienne qui est légèrement postérieure à cette forte dénudation.

L'accélération plus généralisée à 3,5 Ma est conforté par des études palynologiques indiquant que depuis le début du Pliocène, le massif a subi un soulèvement d'environ 1 000 m (Fauquette *et al.*, 1999) et par le fait que les conglomérats du Var d'âge Pliocène supérieur soient composés de 58,7 % de galets provenant du socle du massif de l'Argentera (Irr, 1984).

Cette phase de dénudation semble avoir été enregistrée dans d'autres massifs cristallins externes (Mont Blanc, Belledonne) entre 4-2 Ma à des vitesses de ≈ 1 mm/a (Bogdanoff *et al.,* 2000), soient légèrement inférieures à celles obtenues dans le massif de l'Argentera. Cette phase de dénudation pourrait être liée à une réponse isostatique et/ou à l'accélération de la déformation compressive liée au mouvement bloc Apulien/marge européenne enregistrée dans ces massifs (**Figure 54**).

Enfin, la discontinuité observée entre les différents âges TF sur apatites le long de la faille de Bersézio/Veillos nous permet de dater une récente réactivation post-3,5 Ma.

II.3.3. NOUVELLES DONNEES THERMOCHRONOLOGIQUES SUR LA BORDURE SO DU MASSIF DE L'ARGENTERA

Une nouvelle série de 11 échantillons a été prélevée afin d'être datée par la méthode des traces de fission. Ce second échantillonnage a été réalisé suite à une étude thermo-barométrique (Attal, 1999) au cours de laquelle ont été analysés des échantillons provenant du tégument permien ou carbonifère du socle de l'Argentera. Le but de ce nouvel échantillonnage est d'une part, d'étudier les soulèvements de la bordure SO du massif de l'Argentera à savoir s'ils sont identiques au reste du massif. D'autre part, de compléter par l'apport de la méthode des TF, l'étude préalable thermo-barométrique obtenue sur inclusions fluides (étude TF réalisée sur un même échantillon ou sur un échantillon prélevé au même endroit) dans le tégument (Attal, 1999). Le couplage de ces deux méthodes permet d'apporter un aspect temporel à la première étude et permet de contraindre plus précisément l'aspect thermique.

II.3.3.1. Echantillonnage

Parmi les 11 échantillons prélevés, dix ont pu être datés, le 11ème ayant cassé dans le réacteur n'a pu être daté (Me 00-06) (**Figure 55**). Parmi ces dix datations, deux seront étudiées à part, pour des raisons de localisation (Ta 01-00) et de thématique (Me 00-04).

Quatre échantillons ont été prélevés sur les bordures E-O et NO-SE du massif dans les migmatites du socle hercynien soit d'Anelle (pour 2 d'entre eux : Me 00-05 et Me 00-07) soit de Malinverne-Chatillon (pour les deux autres : Me 00-08, Me 00-09) (**Figure 7**).

Quatre autres échantillons ont été prélevés dans le tégument soit permien (Me 00-03 et Me 00-05), soit carbonifère (Me 99-01 et Me 00-10), de nature finement détritique ou conglomératique.

On distinguera donc 3 sites pour localiser ces huit échantillons : le site nord-ouest (Me 00-05 et Me 00-07), le site sud (Me 00-02 et Me 00-03) et enfin le site sud-est (Me 99-01, Me 00-08, Me 00-09 et Me 00-10).

Des études pression-température (PT) par la méthode des inclusions fluides ont été réalisées d'une part, directement sur l'échantillon Me 99-01 de même nature que le Me 00-10, localisé au même endroit (correspondant à la lame 02 : Attal, 1999) et d'autre part dans une roche détritique d'âge permien localisée à l'endroit de prélèvement de l'échantillon Me 00-05 (lame R7 : Attal, 1999). Ces résultats pourront donc être pris en compte lors de la discussion.

II.3.3.2. Résultats

Huit échantillons ont pu être datés sur apatites et cinq sur zircons (**Tableau 6**). Tous les âges obtenus sur apatites ou zircons provenant du socle et du tégument de l'Argentera passent le test du χ^2 (Galbraith, 1981 ; Green, 1981). Tous ces âges correspondent donc à une même population de grains, donc à un même événement thermique. On notera cependant qu'un échantillon n'a pu être daté que sur un seul zircon. Toutefois sa cohérence avec l'ensemble des résultats nous permet de le prendre en compte avec les précautions qu'il se doit.

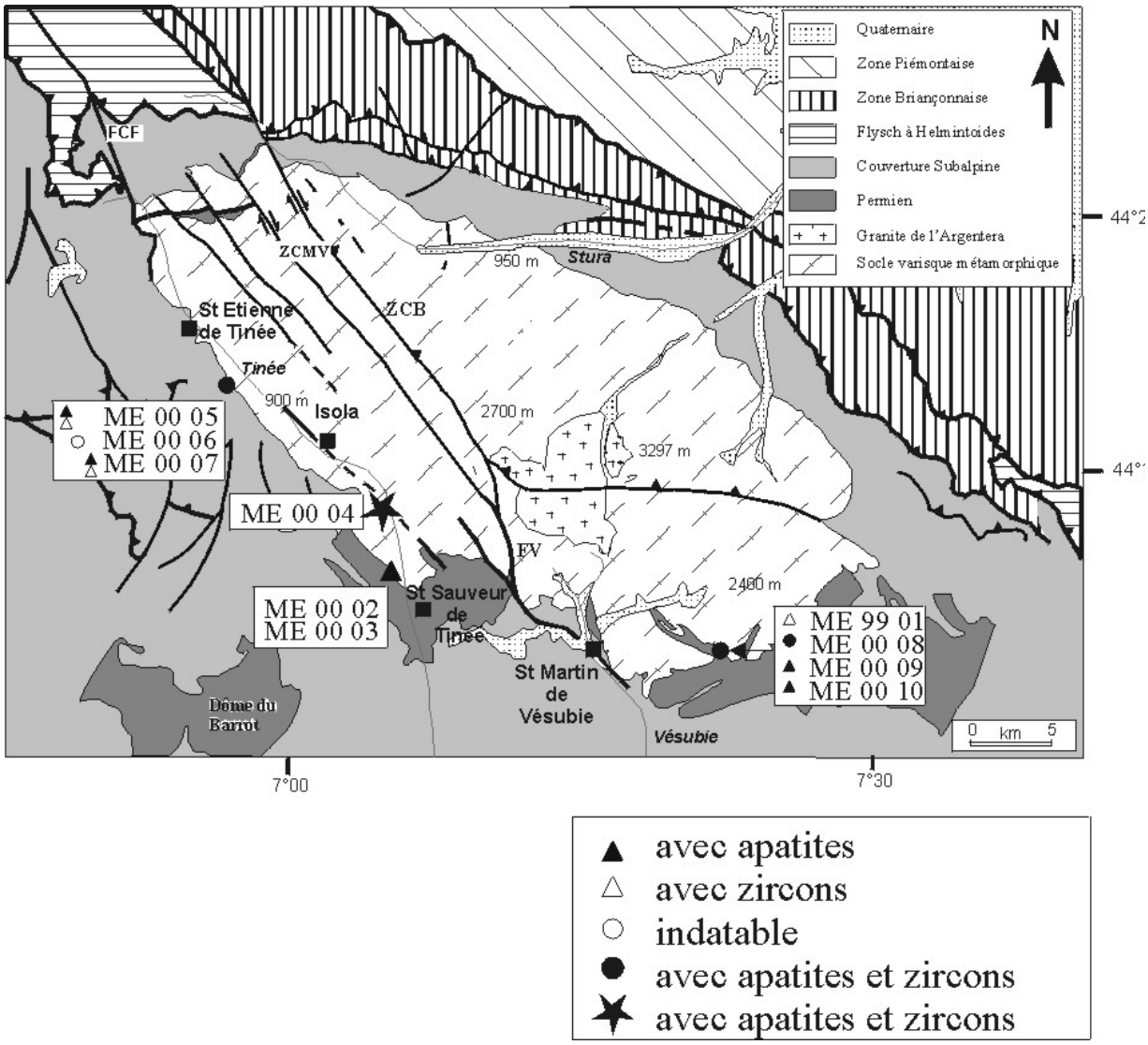


Figure 55 : Carte de localisation du nouvel échantillonnage dans le massif de l'Argentera. L'échantillon marqué par l'étoile a été prélevé dans le « paléo »-glissement de terrain de Malbosc dont on discutera ultérieurement (§ II.4, p. 116).

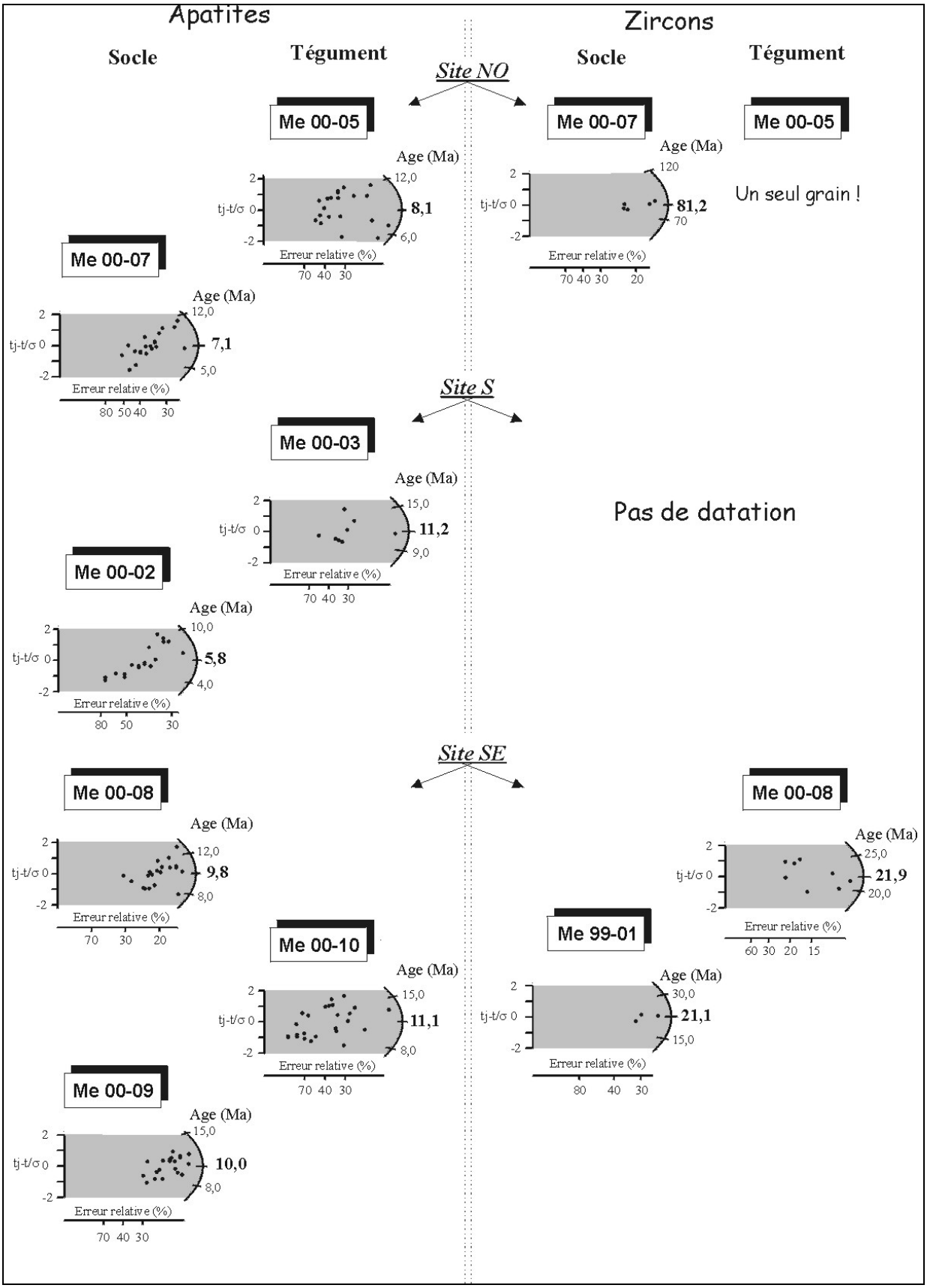


Figure 56 : Diagrammes radiaux des huit échantillons datés provenant de la bordure du massif de l'Argentera sur apatites et zircons. Chaque point représente l'âge d'un grain daté (§ II.2.6, p. 70).

Echantillon	Nature	Altitude m		n	Df 10^5/cm	Nf	Di 10^5/cm	Ni	Dm 10^5/cm^2	Nm	Dispersion		t±1σ Ma	Lc µm	Dév. St. µm	nc
											P(χ^2) %	S,E, %				
Me 99-01	détritique	1600	Z	3	19,98	(94)	12,5	(59)	1,880	(7474)	95,43	<1%	**21,1±3,5**			
Me 00-02	migmatite	1060	A	20	0,86	(140)	8,85	(1441)	3,507	(5567)	67,97	<1%	**5,8±0,5**			
Me 00-03	conglomérat	1060	A	8	1,84	(111)	9,77	(589)	3,507	(5567)	82,32	<1%	**11,2±1,2**			
Me 00-05	détritique	1420	A	20	1,63	(258)	12,1	(1919)	3,507	(5567)	35,49	<5%	**8,1±0,6**	12,9	1,8	31
			Z	1	68,96	(354)	12,7	(65)	1,880	(7474)	Non calculable		**71,8±9,7**			
Me 00-07	migmatite	1290	A	20	1,10	(143)	9,18	(1525)	3,507	(5567)	89,91	<1%	**7,1±0,6**	13,0	2,3	69
			Z	5	45,41	(913)	7,36	(148)	1,880	(7474)	>99	<1%	**81,2±7,3**			
Me 00-08	migmatite	1680	A	20	3,66	(585)	22,1	(3536)	3,507	(5567)	93,07	<1%	**9,8±0,5**	13,6	1,8	99
			Z	8	29,18	(1026)	17,60	(619)	1,880	(7474)	71,53	<1%	**21,9±1,1**			
Me 00-09	migmatite	1640	A	20	2,94	(469)	17,4	(2775)	3,507	(5567)	>99	<1%	**10,0±0,5**	13,7	1,8	97
Me 00-10	détritique	1620	A	28	1,07	(236)	6,04	(1339)	3,712	(5891)	55,49	<1%	**11,1±0,8**	13,6	1,9	104

Tableau 6 : Données analytiques des âges apatites (A)/zircons (Z) sur la bordure SO du socle de l'Argentera.
La calibration ζ : ζ= 339 (962) pour apatites et ζ= 141 (CN1) pour zircons.
n, nombre de cristaux datés ; Df, Di, respectivement la densité des traces spontanées et induites ; Nf, Ni, respectivement le nombre de traces comptées spontanées et induites ; P(χ^2) est la probabilité du χ^2 pour ν degrés de liberté avec ν = n–1 (Galbraith, 1981 ; Green, 1981). Tous les âges sont des âges centraux (Galbraith and Laslett, 1993) ; Lc, Dév. St., nc : longueur moyenne, déviation standard et nombre de traces confinées mesurées.

a. La bordure SO du socle de l'Argentera

Quatre échantillons (Me 00-02, Me 00-07, Me 00-08 et Me 00-09), ont été datés sur apatites. Ils sont compris entre 10,0±0,5 (Me 00-09) et 5,8± 0,5 Ma (Me 00-02) (**Figure 57**).

Parmi ces quatre échantillons, les longueurs confinées de trois d'entre eux ont pu être mesurées. Les deux échantillons situés dans l'extrême sud-est de la bordure montrent des longueurs moyennes confinées de 13,6 µm (Me 00-08) et 13,7 µm (Me 00-09) pour un écart-type de 1,8 µm. Le troisième localisé au sud de Saint Etienne de Tinée (Me 00-07) (**Figure 55**) est caractérisé par une distribution dont la longueur moyenne est de 13 µm avec un écart-type de 2,3 µm. Ces distributions sont caractéristiques d'un séjour prolongé dans la ZRP, car l'écart-type est élevé (nous rappelons que la distribution des longueurs confinées d'une roche volcanique, qui a donc subi un refroidissement rapide, est proche de 0,8-1 µm : § II.2.5, p. 65).

Uniquement deux échantillons (Me 00-07 au nord-ouest et Me 00-08 au sud-est) ont pu être datés sur zircons. L'échantillon localisé au sud-est montre un âge de 21,9±1,1 Ma alors que le second, localisé au nord-ouest est âgé de 81,2±7,3 Ma.

b. Le tégument

Trois échantillons (Me 00-03, Me 00-05 et Me 00-10) provenant du tégument localisé aujourd'hui au contact du socle, ont pu être datés sur apatites. Les âges sont compris entre 11,2±1,2 Ma (Me 00-03) et 8,1±0,6 Ma (Me 00-05) (**Figure 57**). Deux échantillons ont pu être mesurés et montrent des moyennes <14 µm et des écarts-type de 1,8 et 1,9 µm, nous indiquant là aussi que les échantillons de la couverture autochtone ont subi un refroidissement lent.

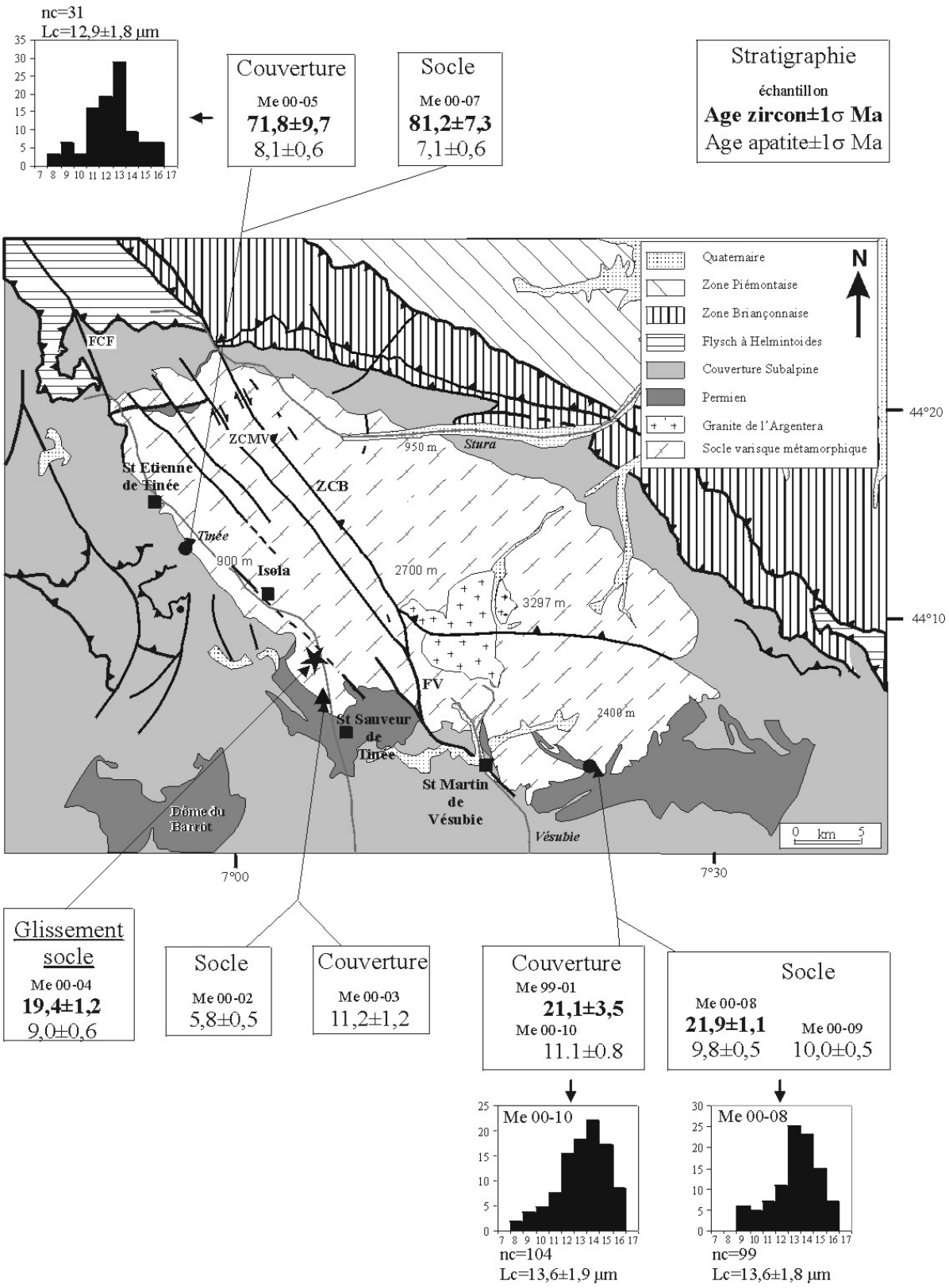


Figure 57 : Localisation des âges obtenus sur apatites et zircons dans le massif de l'Argentera. Nous avons représenté certaines distributions de longueurs caractéristiques d'un refroidissement lent sur toute la bordure du massif pour le socle et le tégument.

Les âges des deux échantillons qui ont pu être datés sur zircons montrent des âges très différents. L'échantillon situé au sud-est est âgé de 21,1±3,5 Ma alors que celui localisé au nord-ouest montre un âge de 71,8±9,7 Ma du même ordre que celui prélevé au même site dans le socle.

II.3.3.3. Interprétation

a. Les âges apatites

Dans l'ensemble, la couverture a passé l'isotherme 110±10°C plus tôt que le socle. Excepté dans les sites NO (Me 00-05 et Me 00-07) et SE (Me 00-10 et Me 00-08/09) où à 2σ près, les âges obtenus dans le tégument et sur le socle sont concordants. Par contre, dans la partie sud, près de Saint Sauveur de Tinée, l'échantillon Me 00-03, prélevé dans le tégument permien, âgé de 11,2±1,2 Ma, est plus vieux de plus de 5 Ma que son voisin prélevé dans le socle à la même altitude, à moins de 250 m de distance et âgé de 5 ,8±0,5 Ma (Me 00-03).

Sans tenir compte de données structurales, d'après les résultats thermochronologiques obtenus, il semblerait que le tégument localisé dans la région NO et SE ne soit pas en contact stratigraphique avec le socle. En effet, aujourd'hui si proches, ils auraient dû passer l'isotherme 110±10°C à une période similaire, comme on l'observe sur les deux autres sites. Le contact entre le socle et la formation permienne semble anormal, de type faille inverse, ayant permis le rapprochement du socle dont le passage de l'isotherme 110°C se serait produit à 5,4 Ma d'intervalle. Néanmoins, ne nous basant ici que sur 2 échantillons isolés, nous rediscuterons de cette observation en y intégrant les données structurales dans le § II.3.4.1 (p. 110) afin de tester cette interprétation.

b. Les âges zircons couplés aux données d'inclusions fluides

Les échantillons du socle et du tégument, localisés au SE du massif enregistrent des âges de 21-22 Ma. Par contre, les échantillons localisés au NO du massif montrent des âges anciens, de 81,2±7,3 Ma (Me 00-07 : socle) et de 71,8±9,7 Ma (Me 00-05 : tégument). Ces derniers échantillons n'ont donc pas été suffisamment chauffés pour enregistrer l'événement miocène inférieur qui a par contre été enregistré au SE de cette bordure.

Deux échantillons provenant de la bordure avaient fait l'objet d'une analyse thermo-barométrique par la méthode des inclusions fluides (IF) (Attal, 1999).

L'échantillon Me 00-05 a été prélevé au même endroit et dans la même formation que la lame R7 de cette étude par IF. L'échantillon Me 99-01 correspond à la roche qui a été analysée par IF, c'est la lame O2 de cette étude.

Les IF sont des objets micrométriques. Il s'agit de fluides piégés à une certaine condition de pression et de température dans des microcavités. Lorsqu'elles sont primaires, ces inclusions sont synchrones de la genèse du minéral qu'elles habitent. La pression et la température qui régnaient au moment de la formation de l'IF et donc du minéral peuvent être retrouvées par des équations d'état basées sur la nature du fluide piégé et les conditions de stabilité des phases gazeuse, liquide et solide. Par cette méthode on obtient donc une droite de décompression du type :

Pression = f (Température) (**Figure 58**)

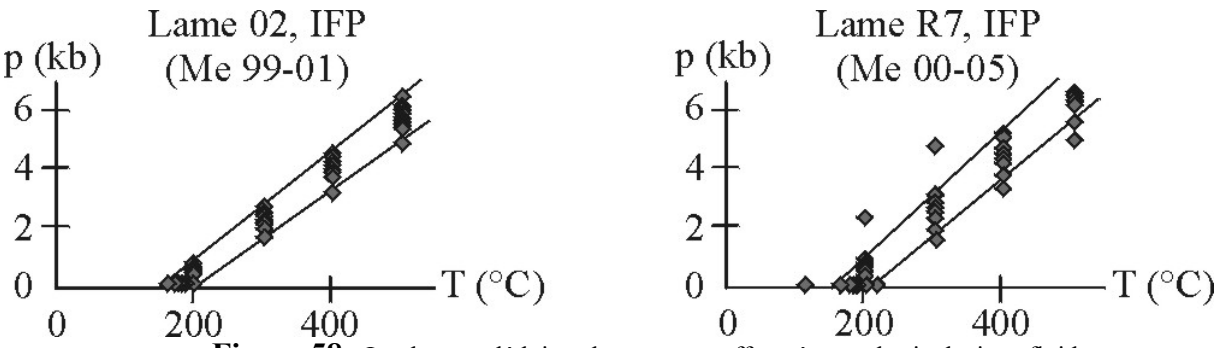


Figure 58 : Isochrones déduites des mesures effectuées sur les inclusions fluides primaires (IFP) des deux lames dont la roches à ensuite été datée par TF (modifié d'après Attal, 1999).

Dans le cas de cette étude (Attal, 1999), les échantillons renfermant les IF ont été prélevés dans des fentes de tension. Afin de pouvoir déduire une pression de mise en place des IF le long de cette droite, il faut trouver un géothermomètre syn-formation fentes de tension. C'est une chlorite hydrothermale, la ripidolite, synchrone des IF, qui a été analysée par microsonde et qui par sa formule structurale et par des équations spécifiques permet de retrouver la température atteinte par la roche au moment de la formation des fentes de tension.

Deux équations ont été utilisées permettant ainsi le calcul de deux âges pour chaque lame.

La lame O2 correspondant à l'échantillon Me 99-01 montre des températures de 330±3°C et 283±5°C, soit une température moyenne de 305±25°C.

La lame R7 provenant de la même formation que l'échantillon Me 00-05, prélevé au même endroit, montre des températures de 319±18°C et 285±12°C, soit une température moyenne de 305±30°C.

L'auteur considère donc qu'à ces deux endroits du massif, la température est identique et peu contrainte, de l'ordre de 300-330 °C. Il en déduit la pression en reportant ce point sur les droites PT obtenues par les inclusions fluides (**Tableau 7** et **Figure 59**).

Le champ des températures étant trop large, l'auteur a analysé le paramètre « Silice » dans les phengites d'une autre roche localisée dans la zone S du massif et au SO de la faille de Millefonts.

Ces phengites permettent d'estimer une pression de 3 kbars pour des températures estimées précédemment >305°C (**Figure 59**) dans l'ensemble du massif.

Si l'on estime qu'1 kbar correspond à environ 3,5 km d'enfouissement, le socle aurait donc été enfoui d'une profondeur ≥10,5 km (Attal, 1999).

On note donc que les températures qui ont affecté le tégument sont des températures critiques concernant l'effacement total ou non des TF dans les zircons. L'intervalle proposé par Attal (1999) est dans sa borne inférieure (300°C) insuffisante pour effacer la totalité des traces, mais dans sa borne supérieure (330°C) suffisante pour enregistrer le dernier événement thermique.

Les âges obtenus par la méthode TF sur zircons montrent deux groupes d'âges significatifs, socle et tégument confondus. L'un > 70 Ma et l'autre compris entre 19 et 22 Ma Le premier groupe témoigne que la partie NO du massif n'a pas subi un réchauffement suffisant, pour effacer toutes les traces antérieures et enregistrer le dernier événement thermique comme le reste du massif qui lui, a donc subi un réchauffement > 320°C.

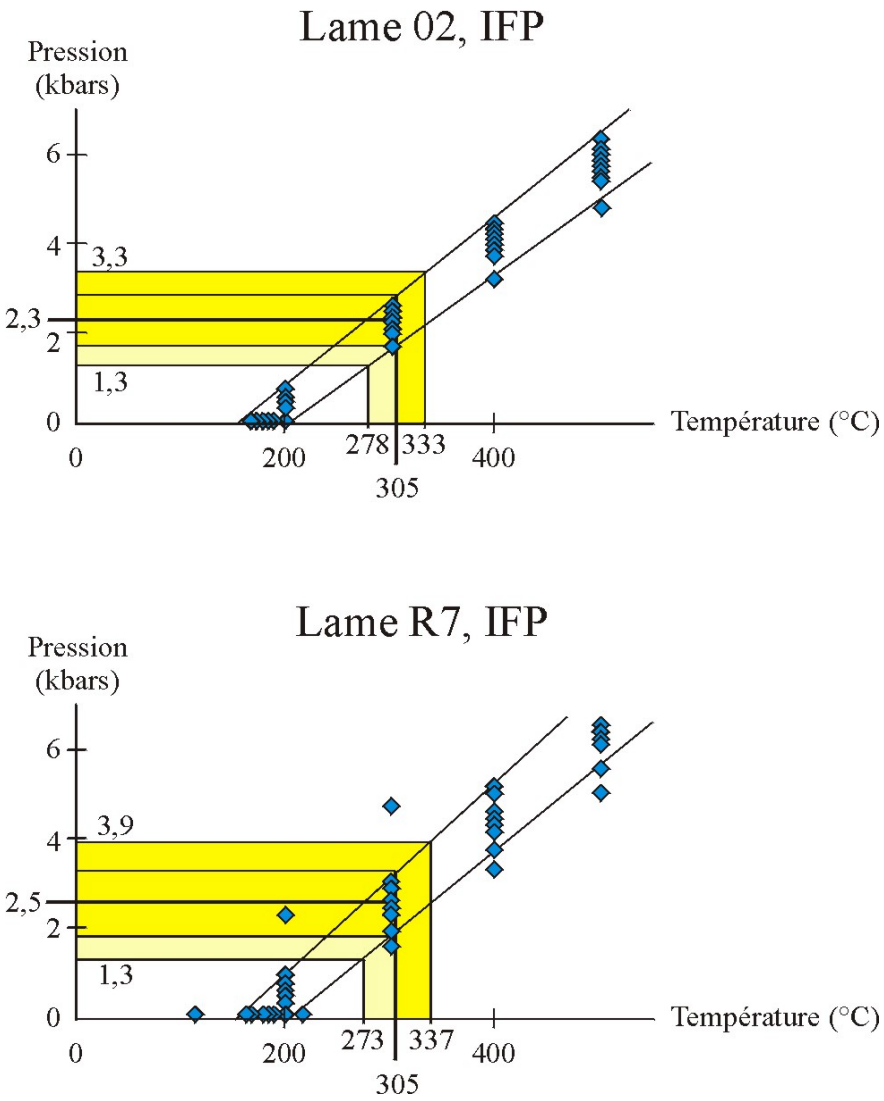


Figure 59 : Détermination de la pression en combinant les données de microsonde obtenues sur les chlorites et les courbes PT obtenues par les IFP (d'après Attal, 1999).

Les résultats TF sur zircons indiquent clairement que le massif a été affecté par un réchauffement réparti de façon hétérogène sur l'ensemble du socle et que sa partie NO a subi une augmentation de température plus faible. Or, l'échantillon Me 00-05 (lame R7) provient de cette zone dont les âges sont > 70 Ma alors que l'échantillon Me 99-01 (lame O2) provient de la zone qui aurait été suffisamment réchauffée pour enregistrer le dernier événement thermique.

Par conséquent, les pressions de 3 kbars obtenues sur phengites dans le sud de l'Argentera ne peuvent être directement comparées qu'à la lame O2 (Me 99-01 ; localisé au SE du massif) et non à la lame R7 (Me 00-05) qui a subi une histoire thermique et donc barométrique différente. Les échantillons NO et SE doivent être traités à part.

On considérera donc que les résultats obtenus par Attal (1999) s'appliquent pour les bordures SE et SO du massif, mais pas pour la bordure NO. Nous complétons cette étude en lui apportant une contrainte thermique supplémentaire qui est que la température atteinte sur ces bordures est > 320°C et donc plus proche des 330°C pour des pressions > 3 kbars, soit un enfouissement > 10,5 km (Attal, 1999).

Strati.	Zone	Nom Echantillon TF	Age apatites (Ma)	Age zircons (Ma)	N° lame IF	T° IFP (°C)	P° IFP (kbar)	Prof. D'ap. IF (km)	Prof. D'ap. TF (km) *
Tégument	SE	Me 99-01	-	21,1±3,5	O2	283±5 à 330±3	3,0	≥ 10,5	10,7-12,8
	SE	Me 00-10	11,1±0,8	-	-	-	-	-	10,7-12,8
Socle	SE	Me 00-08	9,8±0,5	21,9±1,1	-	-	-	-	10,7-12,8
	SE	Me 00-09	10,0±0,5	36,9±3,1	-	-	-	-	10,7-12,8
Tégument	S	Me 00-03	11,2±1,2	-	-	-	-	-	10,7-12,8
Socle	S	Me 00-02	5,8±0,5	-	-	-	-	-	10,7-12,8
Tégument	NO	Me 00-05	8,1±0,6	71,8±9,7	R7	285±12 à 319±18	3,0(1) 2,5(2)	≥ 10,5(1) 8,75(2)	7,3-9 à 8,8-10,8(3)
Socle	NO	Me 00-07	7,1±0,6	81,2±7,3	-	-	-	-	7,3-9 à 8,8-10,8(3)

Tableau 7 : Synthèse des données TF et IF dans le massif de l'Argentera.

l'estimation de la profondeur est fonction du gradient thermique que l'on fixe à respectivement 30-25 °C/km.

(1) : Pression et enfouissement obtenus en se basant sur le paramètre « silice » provenant d'un échantillon qui n'a pas connu le même événement thermique (indiqué par TF) (d'après Attal, 1999).

(2) : Pression et enfouissement obtenus d'après le spectre IFP, mais pour des températures plus proche des 300 °C, suggéré par les résultats TF (anciennes traces pas totalement affacées)

(3) : Pour les deux géothermes envisagés, on regarde l'enfouissement estimé en fonction des températures présentes dans la partie inférieure de la ZRP zircons : 220-270 °C.

Dans cette région NO, la température de la bordure n'a pas atteint les 320°C. Si l'on se reporte à la **Figure 59**, la température moyenne de 305°C pour la pression de 2,5 kbars, soit un enfouissement de 8,75 km, pourrait tout à fait être envisagée et cohérente avec les âges anciens obtenus par TF.

Cette conclusion est en accord avec les estimations thermiques obtenues d'après des études réalisées sur la cristallinité de l'illite, les réflecteurs de la vitrinite et les inclusions fluides dans des roches situées à l'est et nord de Saint Etienne de Tinée, estimant dans la couverture, donc plus haut dans la série, une température maximum de 180-250°C (Barlier *et al.,* 1974 ; Robert, 1985 ; Hamiti, 1994).

En comparant les valeurs d'enfouissement proposées d'après les pressions estimées par Attal (1999) et les fourchettes d'enfouissement obtenues en fonction du gradient géothermiques (**Tableau 7**), on remarque que c'est le gradient géothermique de 30°C/km qui semble le plus proche des valeurs d'enfouissement estimées d'après les données barométriques.

En comparant ces deux méthodes, nous pouvons donc proposer à cette époque (20-25 Ma), un gradient géothermique de 30°C/km.

II.3.4. SYNTHESE DES RESULTATS THERMOCHRONOLOGIQUES OBTENUS DANS LE MASSIF DE L'ARGENTERA

II.3.4.1. Le tégument

Des minéraux néoformés ont été datés par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ à 22,5±2,0 Ma (Caby *et al.*, comm. pers.) dans une zone de cisaillement localisée au centre du massif. Cette cristallisation s'est réalisée à des gammes de température de 300-350 °C (§ II.3.2.3, p. 99), proche du passage ductile/cassant et pourrait donc indiquer de façon indirecte l'âge du développement de la schistosité du massif de l'Argentera et de son tégument.

C'est la première fois que des analyses thermochronologiques par TF dans le tégument du massif de l'Argentera ont été réalisées. Les résultats sur zircons, couplés à ceux obtenus sur les inclusions fluides (Attal, 1999) permettent de proposer que la déformation responsable de l'apparition de la schistosité alpine a affecté le tégument à une profondeur > 10,5 km, à des températures proches de 330°C pour les bordures SO et SE, alors que la schistosité s'est créée à des profondeurs < 9 km et à des températures proches des 300 °C le long de la bordure NO. Même si les TF sur zircons n'ont pas enregistrées l'événement de 22 Ma mis en évidence par les premières datations sur le socle (Bigot-Cormier *et al.*, soumis), la déformation est bien présente et a affecté le massif le long de zones localisées.

Le contact anormal au sud du massif de l'Argentera, détecté par les âges obtenus sur apatites de part et d'autre de la limite socle/permien a été cartographié par Delteil *et al.* (soumis) comme étant un chevauchement récent, post-schisteux. Ce contact tectonique qui montre de nombreuses minéralisations, se suit vers le SE depuis le prélèvement des échantillons Me 00-02 et Me 00-03 sur environ 5 km et en effet, recoupe très clairement la schistosité (**Figure 60**).

La présence de minéralisations le long du contact anormal indique que des fluides ont percolé et auraient donc pu localement réchauffer le tégument. Néanmoins, si l'échantillon (Me 00-03) daté dans l'Argentera avait été réchauffé, il aurait donc été rajeuni (des traces auraient été raccourcies voire cicatrisées par la chaleur). Ce qui impliquerait que l'âge du tégument serait encore plus âgé et ce qui renforcerait le fait qu'il y ait eu un mouvement inverse le long du contact. Toutefois, vue l'épaisseur de tégument à cet endroit et vue la quantité de dénudation nécessaire pour permettre le rapprochement entre le socle et le tégument, il est peu probable que le tégument ait été sensible aux fluides hydrothermaux et donc qu'il ait été rajeuni.

D'après l'âge obtenu dans le socle, ce chevauchement que l'on nommera au site d'échantillonnage « le chevauchement de la Pointe de Campagnier », a donc joué au moins depuis 5,8 Ma. Il est postérieur à la schistosité formée il y a 22-23 Ma (Delteil *et al.*, soumis ; Caby *et al.*, soumis ; Bigot-Cormier *et al.*, soumis). Une estimation du taux de dénudation du compartiment chevauchant a été réalisée. Celle-ci est basée sur les âges des deux échantillons et sur un taux de dénudation à 0,2±0,08 mm/a (Bigot-Cormier *et al.*, soumis). Afin d'atteindre la même altitude que l'échantillon permien, le socle a subi une dénudation post-5,8 Ma le long du chevauchement d'environ 1080 m. Les coupes nous indiquent qu'à cet endroit, le Permien semble épais d'environ 1000 m. Le socle chevauchant les séries permiennes a recoupé les plis serrés syn-schisteux et s'est rapproché de l'échantillon dans le tégument qui est passé au-dessus de l'isotherme 110°C, il y a 11,2 Ma, ce qui explique ces 5,4 Ma d'intervalle de temps entre le socle et les séries permiennes. Malgré le caractère local de ces deux datations sur le socle et le tégument, leur intégration dans le contexte structural apparaît cohérente et complémentaire à la compréhension des mouvements récents affectant la région sud de l'Argentera.

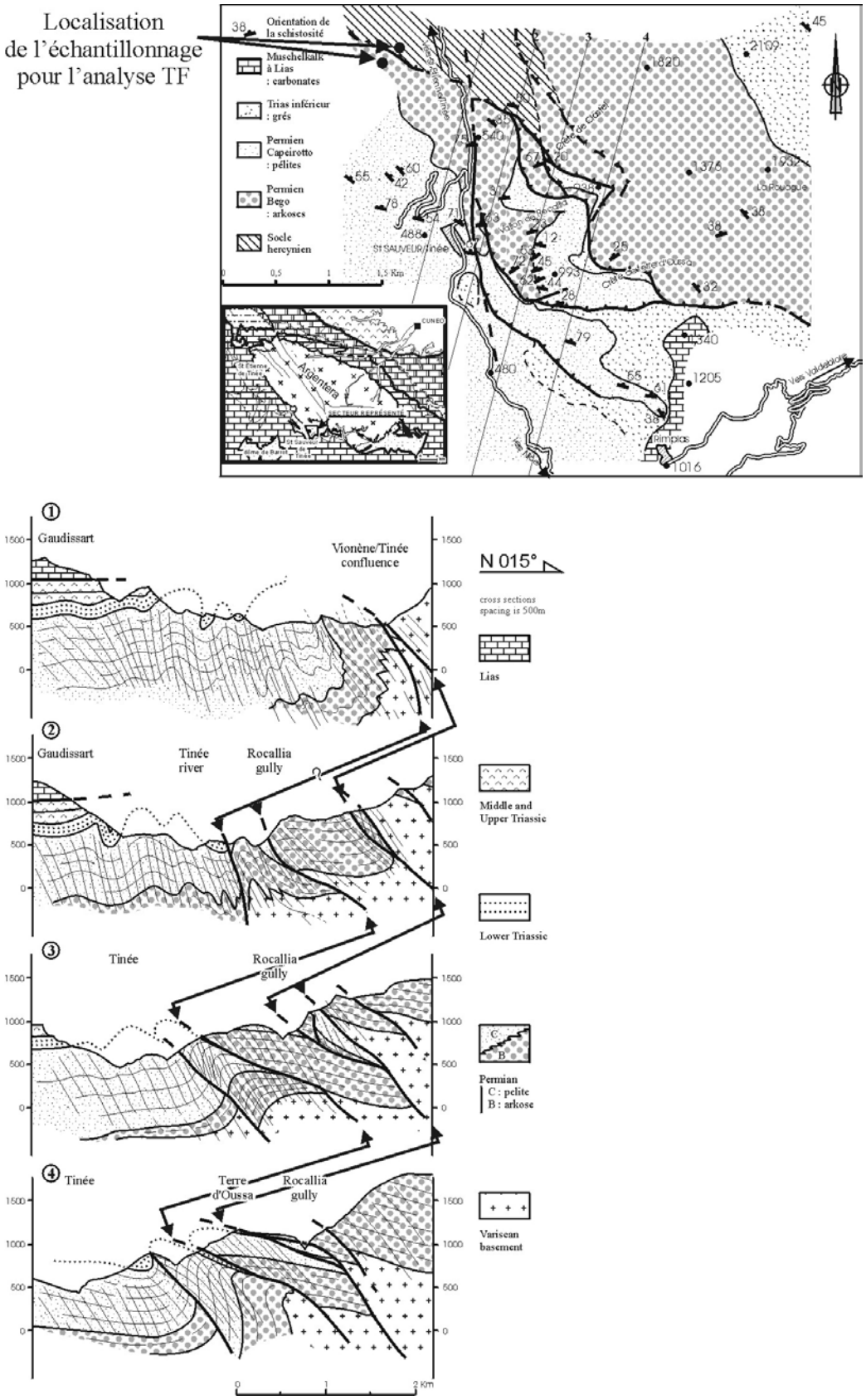


Figure 60 : Coupes localisées dans la région sud de l'Argentera au contact socle/tégument montrant le chevauchement de socle sur le tégument détecté par les données TF (d'après Delteil *et al.*, soumis).

II.3.4.2. Le socle

Concernant plus particulièrement le socle hercynien, les âges obtenus lors de la seconde étude thermochronologique viennent compléter les précédentes datations déjà discutées (II.3.2 p. 98). Afin de comparer les âges obtenus sur apatites et zircons, nous avons représenté les âges des échantillons provenant de la bordure dans un diagramme âge/altitude.

a. Apatites

La relation age/altitude pour les échantillons localisés sur la bordure apparaît comme verticalement décalés par rapport au reste du massif (**Figure 61**). On peut en déduire deux hypothèses : (i) soient les échantillons de la bordure se sont effondrés par rapport au reste du massif, (ii) soient ces échantillons n'ont pas subi le même différentiel vertical que celui observé dans le reste du massif lors de l'accélération de la dénudation vers 3,5 Ma.

L'argument en faveur de la première hypothèse est la mise en évidence d'anomalies d'altitude par rapport au centre du massif. En effet, les échantillons de la bordure montrent une altitude inférieure d'environ 650 m comparée aux échantillons de l'intérieur du bloc pour les sites NO et S et d'au moins 400 m pour le site SE. Pour conforter cette hypothèse, il faudrait que les zircons montrent aussi cette anomalie d'altitude or il n'en est rien (§ II.3.4.2b).

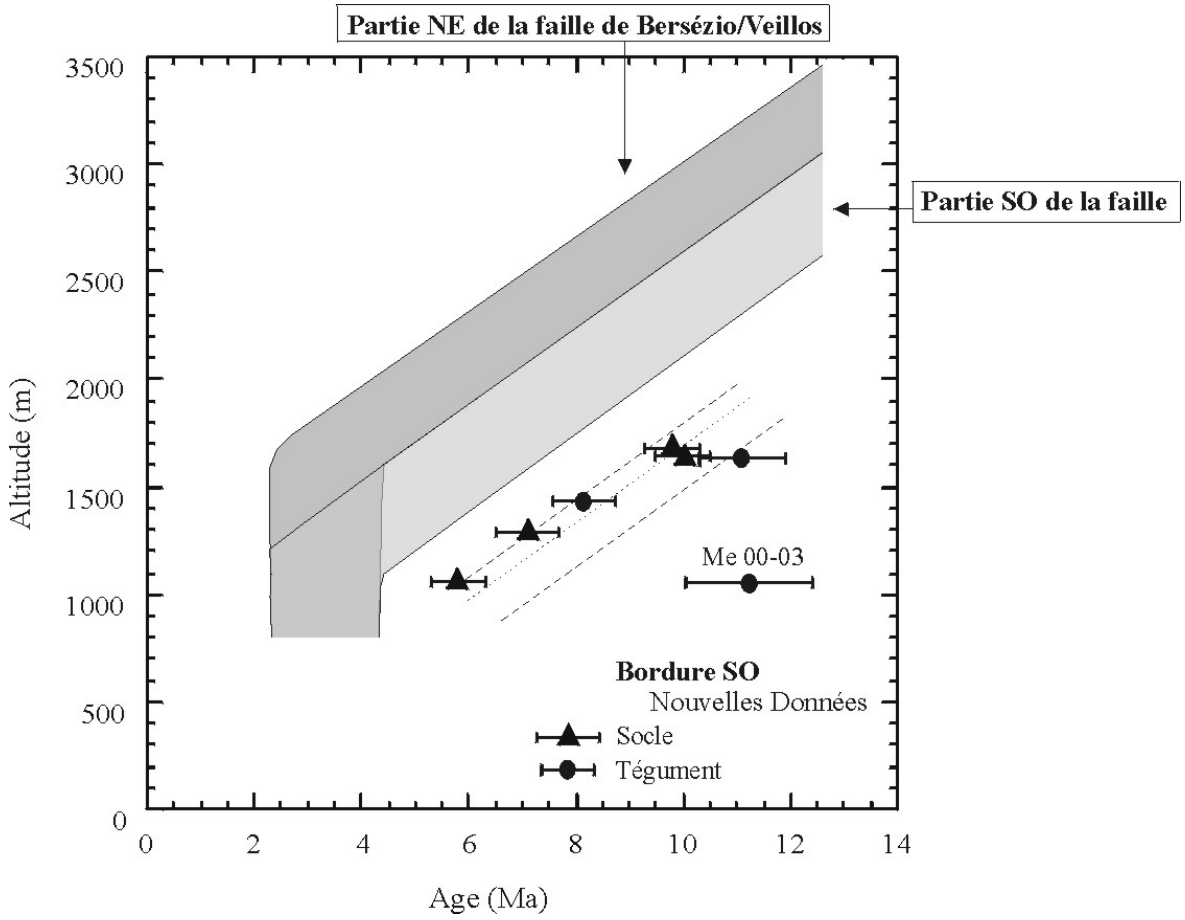


Figure 61 : Silhouette du diagramme âge/altitude obtenu sur apatites lors de la première étude, complétée par les nouvelles datations (erreur à 1σ) provenant des bordures NO, S et SE du massif de l'Argentera.

Deux arguments vont cependant à l'encontre de la première hypothèse. En effet (i) nous avons mis en évidence un mouvement inverse le long du chevauchement de la « Pointe de Campagnier » faisant remonter le socle sur le Permien dans la zone sud. Ce mouvement ne va pas dans le sens d'un effondrement. Par contre il peut être lié à l'accélération de la dénudation observée dans la plus grande partie du massif (Bigot-Cormier *et al.*, soumis). Cela signifierait que cette zone aurait subi lors de l'événement à 3,5 Ma, un mouvement préférentiellement horizontal avec un raccourcissement notable, plus que vertical contrairement au reste du massif qui montre une dénudation verticale significative à cette période. On rappelle toutefois que pour obtenir la géométrie actuelle entre le socle et la couverture, nous avons estimé une dénudation verticale du socle de l'ordre de 1000 m. Ce qui signifie, si l'on veut retenir la seconde hypothèse, que les zircons ont subi un mouvement vertical identique. Leurs altitudes ne doivent donc pas s'éloigner significativement des altitudes proposées dans l'histoire de leur dénudation post-30 Ma pour un âge donné (Bigot-Cormier *et al.*, 2000, soumis). Au contraire, des anomalies importantes pourraient être observées dans le cas de mouvements gravitaires.

De plus, (ii) on remarque que tous les âges obtenus sur la bordure du socle montrent une relation âge/altitude linéaire avec le temps qui ne serait pas présente s'il s'agissait de mouvements gravitaires, donc aléatoires. Nous reparlerons de ce type de mouvements par la suite (§ II.4, p. 116).

Au vu des résultats obtenus sur apatites, ces différents arguments nous permettent donc d'envisager que la bordure du massif a subi une dénudation verticale plus faible il y a 3,5 Ma alors que l'arrière du massif subissait un soulèvement différentiel, accentué ensuite par le jeu de la faille de Bersézio/Veillos (Bigot-Cormier, 2000, soumis).

Les distributions de longueurs confinées obtenues sur la bordure du socle sont caractéristiques des longueurs observées dans le reste du massif au-dessus de 1300 m nous indiquant que l'histoire anté-3,5 Ma a été sensiblement la même depuis le centre du massif jusque sur les bordures, mais ce sont différenciées ensuite par l'accélération uniquement à l'arrière du massif ; accélération non enregistrée par les traces confinées des échantillons de la bordure.

En résumé, tous les échantillons provenant de la bordure, excepté Me 00-03 qui provient d'une zone tectoniquement affectée, montrent une relation âge/atitude linéaire. Cette linéarité est parallèle à l'histoire de dénudation de l'ensemble du massif. Il s'agit donc d'une paléo-PAZ (la même que pour le reste du massif) montrant un soulèvement final différentiel pour sa bordure occidentale.

b. Zircons

Tout d'abord, nous avons représenté les nouvelles datations zircons dans le diagramme englobant l'ensemble des zircons (>50 Ma et <30 Ma) (**Figure 62**) (Bigot-Cormier *et al.*, 2000). Puis nous avons repris le diagramme détaillé des zircons dont l'âge est inférieur à 30 Ma (obtenue lors de la première étude) et nous avons replacé les deux âges zircons provenant du socle dans la silhouette obtenue au préalable (Bigot-Cormier *et al.*, soumis).

Comme nous l'avions déjà mis en évidence, le bloc NO se distingue non seulement vers l'intérieur du socle, mais aussi sur la bordure, par des âges >50 Ma, venant conforter l'hypothèse d'un enfouissement moins important dans cette zone par rapport au reste du massif (Bigot-Cormier *et al.*, 2000, soumis) (**Figure 62A**).

Seul un âge jeune a pu être obtenu sur la bordure SE. Cet échantillon (Me 00-08) s'intègre parfaitement à l'histoire proposée pour les zircons. D'après les apatites, cet échantillon a subi 400-500 m de soulèvement en moins par rapport à l'histoire proposée pour les apatites d'après les résultats obtenus dans la plus grande partie du massif. Cette faible

différence d'altitude, ne perturbe en rien le fait qu'il s'intègre parfaitement à l'histoire proposée pour les zircons (**Figure 62B**).

II.3.5. CALENDRIER DES EVENEMENTS AFFECTANT LE MASSIF CRISTALLIN EXTERNE DE L'ARGENTERA

Les âges obtenus sur zircons montrent donc que le socle de l'Argentera (pour sa plus grande partie) a commencé à enregistrer une faible dénudation post-30 Ma après la mise en place des nappes internes. Cette dénudation devient clairement significative vers 22 Ma (≈ 1,3 mm/a (**Figure 52**)). Parallèlement, d'après des études pétrostructurales et des analyses $^{40}Ar/^{39}Ar$, à cette même période, on enregistre une déformation ductile le long d'accidents hérités (Caby *et al.*, comm. pers.).

De plus, d'après des données structurales (Delteil *et al.*, soumis), une déformation synschisteuse à composante cisaillante pure provoque le déplacement vers le SO du socle et affecte les séries permiennes du tégument en les écrasant.

Les âges obtenus sur apatites permettent de proposer une dénudation relativement faible (0,2 mm/a) de l'ensemble du massif entre 12,5 et 3,5 Ma.

Dès 6 Ma, la couverture localisée au-dessus du bloc NO est décollée le long de la faille du camp des Fourches en liaison avec la forte dénudation enregistrée dans cette zone (0,6-0,8 mm/a).

Post-5,8 Ma, au SO et au S du massif, le socle chevauche les séries permiennes préalablement plissées. Cet âge n'étant qu'une limite inférieure, postérieurement ou parallèlement à ce dernier événement, vers 3,5 Ma, la plus grande partie du socle enregistre une accélération du taux de dénudation (1,1-1,4 mm/a). Cet épaississement crustal s'accentue tardivement avec le mouvement inverse observé le long de la faille de Bersézio-Veillos post-3,5 Ma.

A l'échelle régionale, la déformation intracrustale observées vers 22 Ma pourrait être à l'origine de la structuration majeure de l'arc de Castellane datée du Miocène moyen (Laurent *et al.*, 2000). Le blocage de l'avancée des chevauchements butant sur le massif du Tanneron dépourvu de sédiment à déformer a alors imposé une structuration « hors séquence » de cet édifice sédimentaire au cours du Miocène supérieur. Ne pouvant plus aussi facilement se déformer, et la compression vers le SO continuant, c'est à nouveau le socle qui enregistre la déformation post-6 Ma.

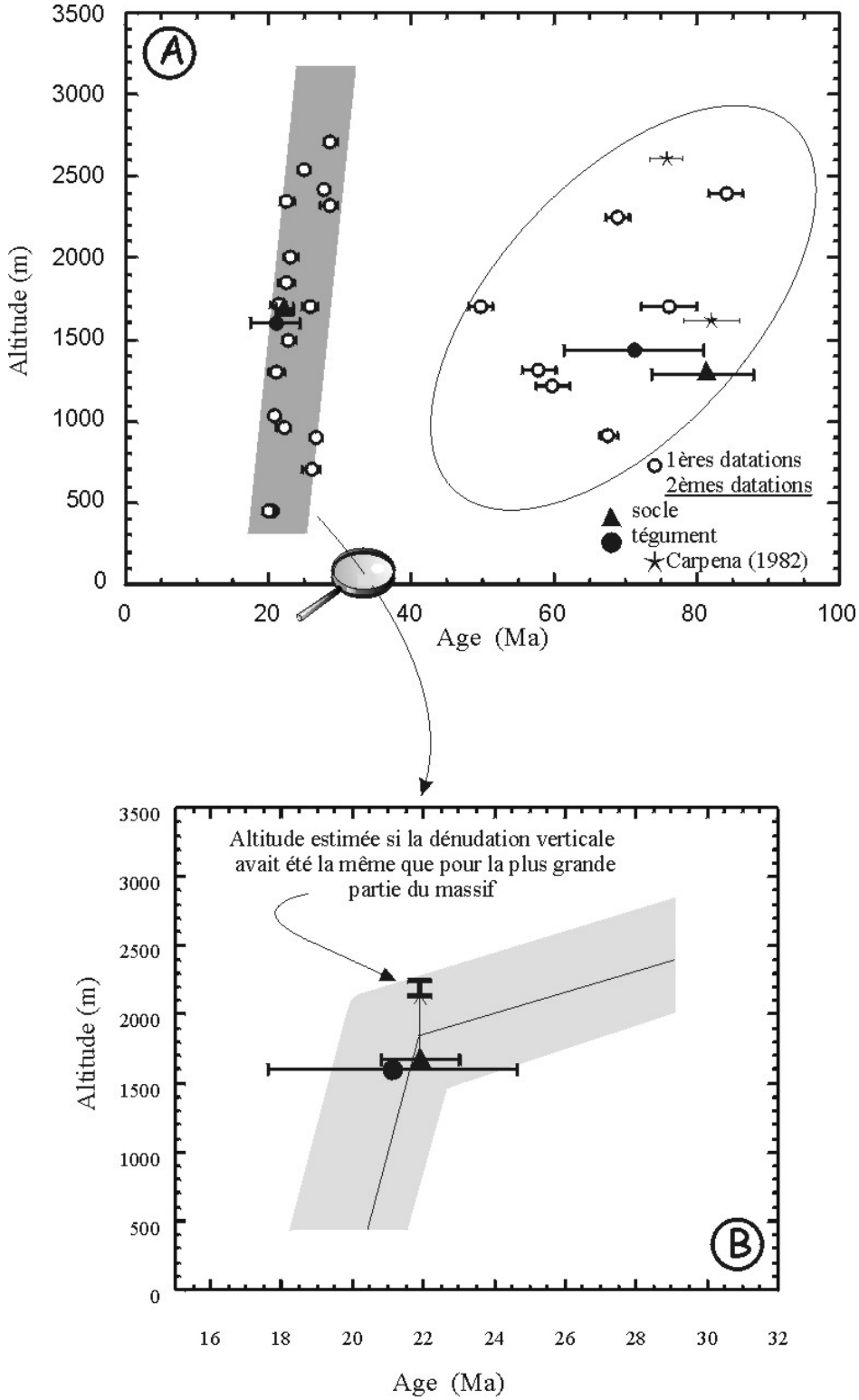


Figure 62 : Diagrammes (A et B) âge/altitude obtenus sur zircons lors de la première étude, complétée par les trois nouvelles datations du socle sur les bordure NO, S et SE du massif de l'Argentera : pour tous les zircons (A) et pour les plus jeunes (B).

II.4. LES MOUVEMENTS GRAVITAIRES : ASPECT METHODOLOGIQUE

Suite aux résultats obtenus lors de la première série de datations par TF, cette méthode est apparue comme un moyen possible de détecter des glissements gravitaires. Afin de tester cette méthode pour ce genre de thématique, nous avons prélevé un échantillon dans le socle de l'Argentera à environ 740 m d'altitude à l'intérieur d'une zone reconnue comme étant gravitairement instable.

II.4.1. ECHANTILLONNAGE ET RESULTATS

L'échantillon Me 00-04 a été prélevé dans les migmatites d'Anelle, au nord de Saint Sauveur de Tinée et au sud d'Isola, dans le « paléo »-glissement de Malbosc (**Figure 63**). Le versant du Bois de Malbosc montre un grand nombre de perturbations gravitaires (Follacci *et al.*, 1984). En effet, outre les indices géomorphologiques de ce glissement (un spectaculaire tracé en baïonnette du torrent du Vallon de la Blache, une barre d'amphibolites massives favorisant l'aberration de ce tracé et témoignant d'une déformation d'ensemble du versant, des éboulements), on y observe un intense fauchage des couches sur plus de 30 m d'épaisseur (Follacci *et al.*, 1984).

D'après l'allure générale de la systématique des âges TF sur apatites du massif (**Figure 64A**), nous devrions donc nous attendre à avoir un âge anormalement élevé (> 4,5 Ma) par rapport à son altitude (740 m) (**Figure 49**). Les résultats obtenus sur apatites et zircons sont présentés dans le tableau ci-dessous **Tableau 8**).

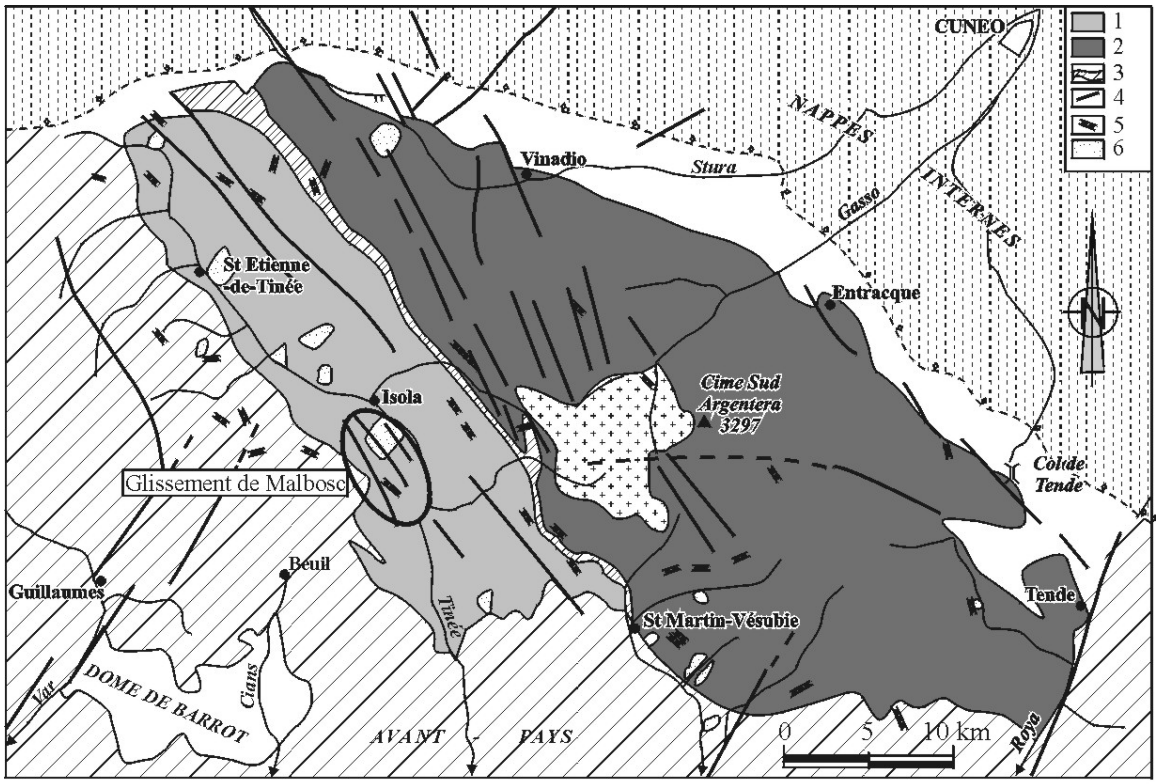
Echantillon	Nature	Altitude m		n	Df 10^5/cm	Nf	Di 10^5/cm	Ni	Dm 10^5/cm^2	Nm	Dispersion		t±1σ Ma	Lc μm	Dév. St. μm	nc
											P(χ^2) %	S,E, %				
Me 00-04	migmatite	740	A	20	1,49	(242)	9,82	(1600)	3,507	(5567)	92,36	<1%	**9,0±0,6**	12,8	2,0	52
			Z	8	52,33	(985)	35,49	(668)	1,880	(7474)	19,46	<5%	**19,4±1,2**			

Tableau 8 : Données analytiques des âges apatites (A)/zircons (Z) obtenues dans le paléo-glissement de Malbosc. Même légende que **Tableau 6**.

L'âge obtenu sur apatites est de 9,0±0,6 Ma et effectivement largement supérieur à l'âge « attendu » (**Figure 64A**).

Sa distribution de longueurs confinées montre une longueur moyenne de 12,8 μm pour un écart-type de 2,0 μm. Cet échantillon a donc subi un refroidissement lent, tout comme les autres échantillons analysés au cours de cette seconde série de datations.

L'âge obtenu sur zircons est l'un des plus jeune âge obtenu sur le socle, de 19,4±1,2 Ma, mais qui s'inscrit néanmoins complètement dans la systématique d'ensemble des âges TF/zircons (**Figure 64B**).



1 : Complexe externe
2 : Complexe interne
3 : Mylonite de Valletta - Mollières
4 : Principales fractures
5 : Crêtes doubles
6 : Grands glissements et désordres

Figure 63 : Schéma structural et localisation des perturbations principales des versants du massif de l'Argentera (modifié d'après Follacci *et al.*, 1984).

II.4.2. INTERPRETATION ET DISCUSSION

L'âge obtenu par TF sur apatites montre donc une anomalie d'altitude par rapport à l'histoire de la dénudation générale du massif. Cette anomalie d'altitude, moins visible pour l'âge zircon, n'est toutefois pas incohérente et peut être envisagée dans le diagramme âge/altitude des zircons. Si le décalage vertical d'environ 1000 m repérable dans la **Figure 64A** pour les apatites est annulé, l'âge obtenu sur zircons s'intègre très bien à l'histoire de la dénudation vers 20 Ma (**Figure 64B**).

En datant un grand nombre d'échantillons, on peut donc, à partir d'un diagramme âge/altitudes, déceler l'existence de blocs glissés à grande échelle. En l'occurrence, les résultats obtenus sur l'échantillon Me 00-04 permettent de confirmer les interprétations proposées pour trois autres échantillons datés lors de la première série de mesures, pour lesquels nous avions suggéré, avec les mêmes critères, qu'ils provenaient de blocs glissés au niveau des vallées en bordure du massif (Bigot-Cormier *et al.*, 2000).

De telles anomalies ont déjà été observées dans le massif de Belledonne et dans la vallée de la Maurienne (Lelarge *et al.*, 1993). Elles avaient été interprétées comme la conséquence d'un affaissement tardif localisé, d'âge au plus Miocène supérieur, avec une composante verticale du mouvement de 2300 m (Ménard *et al.*, 1993 et 1994).

Il apparaît donc bien que les mouvements verticaux des paléo-glissements et glissements gravitaires peuvent être quantifiés par l'analyse des TF dans les apatites.

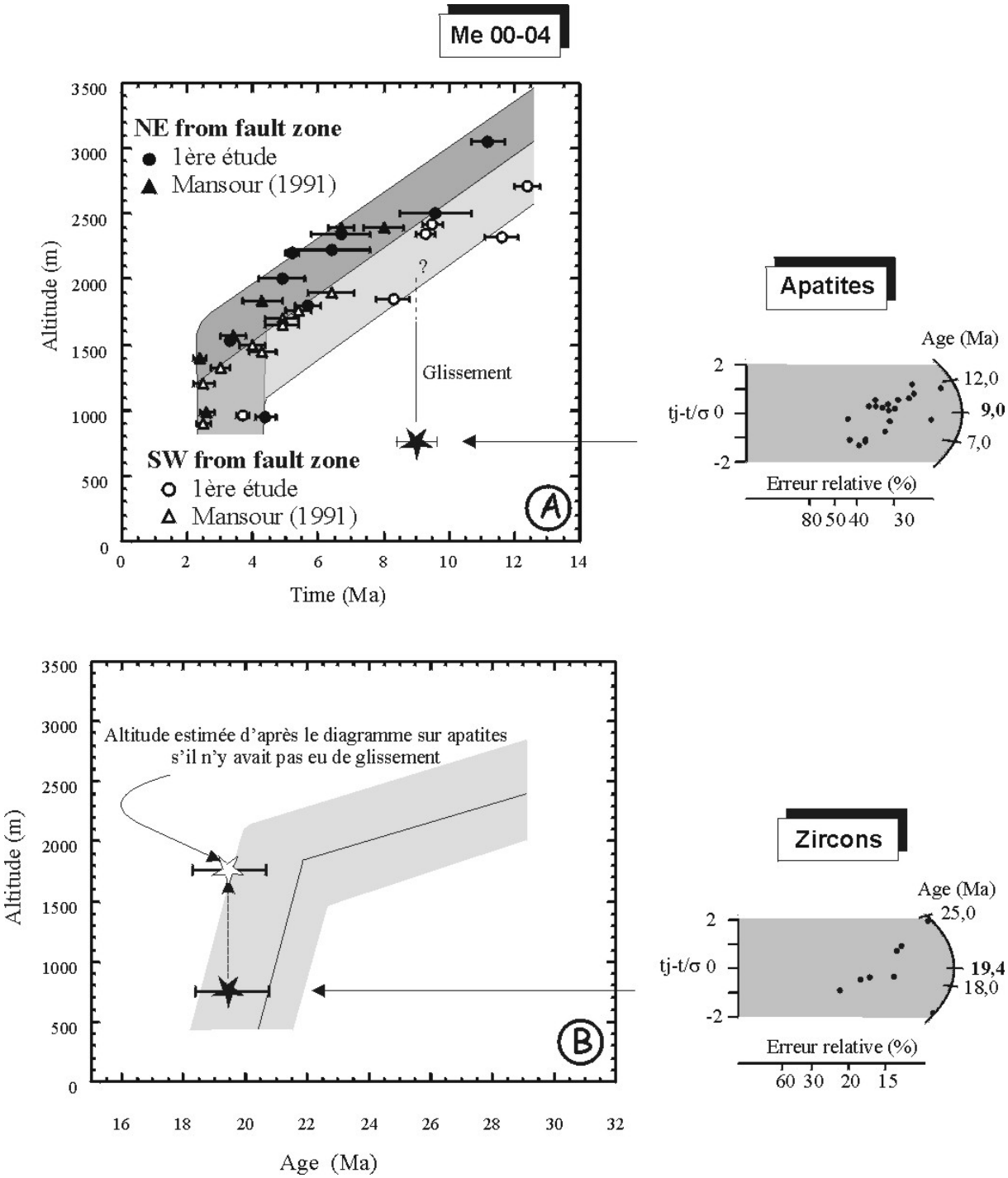


Figure 64 : Localisation de l'échantillon provenant du « paléo »-glissement de Malbosc dans le diagramme âge/altitude sur apatites (A) et sur zircons (B) de la plus grande partie du massif . On notera (i) la position de l'âge obtenu sur apatites anormalement bas par rapport à l'évolution du reste du massif et (ii) la cohérence de l'altitude de l'âge obtenu sur zircons remis en place avant le glissement par rapport à l'histoire proposée ; altitude estimée d'après le diagramme obtenu sur apatites (A).

II.5. LE MASSIF DU TANNERON

Dans le but d'avoir une réflexion plus globale sur les processus de la dénudation récente du massif de l'Argentera, une comparaison avec celle du massif du Tanneron semble justifiée. En effet, nous avons la chance, dans la région Alpes-marge Ligure, d'avoir une fenêtre de socle varisque autochtone, le Tanneron et le massif des Maures, espacée d'environ 50 km d'un socle allochtone, le massif cristallin externe de l'Argentera.

La comparaison de l'histoire de leur dénudation pourrait ainsi nous permettre d'exclure ou de proposer certains mécanismes thermo-tectoniques.

Pour cette comparaison, nous analyserons l'échantillon daté lors de cette étude qui complètera la base de données géochronologiques existante dans les massifs Maures-Tanneron (Mailhé *et al.*, 1980 ; Lucazeau et Mailhé, 1986 ; Morillon, 1997 ; Morillon *et al.*, 1999 ; Jakni, 2000).

II.5.1. ECHANTILLONNAGE ET RESULTATS

L'échantillon Ta 01-00 a été prélevé dans la partie la plus orientale du socle du massif du Tanneron, dans l'unité métamorphique orientale (**Figure 65**) constituée de migmatites, de micaschistes et d'amphibolites, à schistosité verticale. C'est dans le faciès migmatitique que l'échantillon daté lors de cette étude a été prélevé.

La teneur en uranium des zircons de cet échantillon étant trop élevée, seule la datation sur apatites a pu être réalisée. L'âge obtenu est de 259,2±10,6 Ma (**Tableau 9**).

La distribution de longueurs confinées est relativement large avec un écart-type de 1,8 µm et une longueur moyenne de 12,1 µm. Cette distribution de longueur montre deux pics, l'un vers 10 µm, l'autre à 12 µm et caractérise une histoire de refroidissement complexe (**Figure 39**, p. 68) pendant laquelle l'échantillon semble avoir subi un réchauffement partiel.

Echantillon	Nature	Altitude m		n	Df 10^5/cm^2	Nf	Di 10^5/cm	Ni	Dm 10^5/cm^2	Nm	Dispersion		t±1σ Ma	Lc µm	Dév. St. µm	nc
											P(χ^2) %	S,E, %				
Ta 01-00	**migmatite**	**130**	**A**	**20**	**24,12**	**(3654)**	**5,43**	**(822)**	**3,507**	**(5567)**	**>99**	**<1%**	259,2±10,6	**12,1**	**1,8**	**121**

Tableau 9 : Données analytiques sur l'analyse des TF de l'échantillon Ta 01-00, de la bordure est du massif du Tanneron. Même légende que **Tableau 6**.

II.5.2. INTERPRETATIONS THERMOCHRONOLOGIQUES

Le massif du Tanneron situé au NE du massif des Maures fait partie comme ce dernier, du socle varisque provençal. Il borde le bassin Ligure à l'ouest de Cannes et se poursuit par le massif volcanique de l'Estérel vers l'ouest. Les structures post-métamorphiques du massif du Tanneron (le granite du Rouet, la faille de Joyeuse : Bordet, 1948, 1961) sont respectivement en continuité avec les structures du massif des Maures (le

granite du Plan de la Tour, la faille de Grimaud). Cette continuité est aussi d'ordre structural et est confirmée par la tectonique tardi-orogénique commune aux deux massifs (Crévola, 1998 ; Bosse, 2000).

Trois échantillons avaient été antérieurement prélevés sur ce massif dans le but de les étudier avec la méthode de thermochronologie par TF sur apatites (Jakni, 2000). Uniquement deux ont pu être datés (localisés sur la **Figure 65**) et montrent des âges centraux de 142,3±6,6 et 146,0±4,8 Ma. Seules les longueurs de traces de l'échantillon daté à 146 Ma ont pu être mesurées et montrent une distribution dont la moyenne est de 12,0 µm pour un écart-type de 2,1 µm. On remarque que tout comme l'échantillon analysé au cours de notre étude, la distribution des longueurs confinées est bimodale. A quel événement thermo-mécanique est dû le réchauffement qui a affecté le massif ?

Depuis le Permien, les roches du massif du Tanneron ont connu une évolution thermo-tectonique liée au rifting téthysien et/ou au rifting ligure. Ces événements pourraient être à l'origine du réchauffement, mais il pourrait aussi être induit par un épaississement sédimentaire dû à l'avancée des nappes alpines si elles ont permis un enfouissement suffisant pour réchauffer les traces dans les apatites et permettre cette distribution bimodale.

Concernant cette dernière hypothèse, nous savons que la structuration majeure de ces nappes alpines est d'âge Miocène moyen (Laurent *et al.*, 2000), donc (i) les nappes alpines ont atteint la bordure orientale du massif mais dans ce cas de façon très superficielle, sans provoquer un enfouissement suffisant pour remettre à zéro le chronomètre TF sur apatites ou (ii) elles n'ont pas du tout affecté cette bordure. Cette dernière proposition semble la plus probable puisque le Tanneron formait déjà un point haut et donc une butée au moment de l'accrétion des nappes. De plus, d'après les modalités de la structuration de l'arc de Castellane (Laurent *et al.*, 2000), ce point haut n'était pas recouvert de couverture sédimentaire suffisamment épaisse, imposant une propagation terminale de la structuration de l'arc de Castellane en « hors-séquence ».

Concernant maintenant les deux autres hypothèses, on note tout d'abord, que sur le massif des Maures, l'ensemble des échantillons datés montre deux groupes d'âges, tous plus jeunes que ceux observés dans le massif du Tanneron : l'un compris entre 17 et 31 Ma, l'autre entre 62 et 95 Ma (Morillon, 1997 ; Jakni, 2000), résultants d'un refroidissement lent.

Les âges les plus jeunes ont enregistré le rifting et l'ouverture du bassin ligure (Lucazeau et Mailhé, 1986 ; Morillon, 1997 ; Jakni, 2000). On voit que cette ouverture n'a eu d'effets thermiques que très localement puisque près de Saint Tropez (>60 Ma) ou dans le massif du Tanneron, les traces n'ont pas été totalement effacées.

Toutefois, un réchauffement aurait pu affecter partiellement ces secteurs permettant ainsi l'apparition d'une distribution bimodale. Cette proposition semble peu probable car seuls les échantillons du Tanneron montrent une distribution bimodale de longueurs de traces, alors que ceux situés à Saint Tropez montrent une distribution linéaire caractéristique d'un refroidissement lent.

Cette observation implique deux résultats : (i) l'ouverture du bassin ligure n'est pas à l'origine du réchauffement du massif du Tanneron permettant cette distribution bimodale et (ii) par cette nouvelle datation nous confirmons que le réchauffement lié à l'ouverture du bassin Ligure reste extrêmement localisé et non diffus (Jakni, 2000).

L'événement thermique enregistré par le Tanneron serait alors l'ouverture de l'océan Téthys. Cette proposition par élimination est cohérente avec les résultats obtenus lors de la modélisation thermochronologique réalisée sur l'échantillon mesuré du Tanneron (Jakni, 2000). L'auteur met en évidence un arrêt du refroidissement à 127 Ma pouvant être interprété comme un réchauffement limitant la dénudation anté-60 Ma pendant 65 Ma avant une histoire thermique linéaire avec le temps.

D'après ces résultats, nous pouvons envisager que la distribution bimodale de l'échantillon du massif du Tanneron analysé au cours de cette étude, soit due à l'effet thermique ancien résultant de l'ouverture téthysienne.

II.5.3. DISCUSSION ET CONCLUSION

Cette étude thermochronologique dans le massif de l'Argentera permet de rendre compte de deux épisodes de dénudation notables ; un premier dès le Chattien-Aquitanien (19-30 Ma) suivi d'un second, différentiellement enregistré sur le massif, au cours de la fin du Miocène pour le bloc NO et plus récemment au Pliocène pour la plus grande partie du massif, à la fin du Zancléen.

On note que l'événement thermique le plus récent enregistré dans le massif des Maures, est synchrone du premier événement thermique observé dans le massif cristallin de l'Argentera d'âge Chattien-Aquitanien (Jakni, 2000). Dans le massif cristallin autochtone, en bordure du bassin ligure, le recuit des traces ayant permis l'enregistrement de ces âges est interprété comme étant la signature de l'amincissement crustal lors du rifting liguro-provençal (Jakni, 2000).

Par contre, dans le massif allochtone, l'événement thermique semble résulter d'un enfouissement important du socle et d'après des études structurales et thermochronologiques ($^{40}Ar/^{39}Ar$ et TF), se poursuit par un événement compressif intra-crustal se propageant dans la couverture autochtone.

A la même période, au cours de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur, à environ 50 km d'intervalle, deux mécanismes thermo-tectoniques permettant la remise à zéro du chronomètre TF peuvent donc s'observer : (i) un mécanisme de réchauffement interne par convection, mais extrêmement localisé (sous les massifs des Maures–Tanneron) et parallèlement, (ii) un autre plus externe, par enfouissement (au-dessus du massif de l'Argentera).

Il semble peu probable en première approximation qu'il y ait eu interaction entre les deux mécanismes car d'une part, la répartition géographique de l'accrétion des nappes internes semble s'être très limitée à la région sud-ouest du massif de l'Argentera et n'a donc pu affecter le massif autochtone. D'autre part, le réchauffement interne lié au rifting liguro-provençal n'a été enregistré que localement dans le massif des Maures. Il ne l'a pas été dans le Tanneron. Il semble donc difficile d'envisager qu'il ait été enregistré plus au nord dans le massif allochtone.

La dénudation la plus récente enregistrée depuis le Messinien et plus globalement au Zancléen peut être soit liée à un événement tectonique compressif alpin, soit à un événement isostatique suite à un événement climatique (forte activité érosive), permettant un rebond flexural d'ampleur régionale. Dans le dernier cas, toutes les parties de socle hercynien affleurant dans la région auraient donc dû enregistrer cet événement assez important pour mettre à l'affleurement des âges récents tels qu'ils sont enregistrés dans l'ensemble des massifs cristallins externes allochtones. Or, on remarque que cet événement récent n'est enregistré ni dans le socle des massifs des Maures-Tanneron (Jakni, 2000), ni en Corse où la dénudation est datée selon une progression du SO vers le NE entre 33 et 12 Ma (Jakni *et al.*, 2000).

Il apparaît par conséquent que la dénudation récente fini miocène-pliocène ne soit pas la conséquence d'une réponse isostatique à un changement climatique, mais plutôt celle d'un événement tectonique, peut-être, néanmoins, favorisé par un événement isostatique de faible ampleur au cours de la crise messinienne.

Afin de tester cette hypothèse, les interprétations TF et de quantifier le réel soulèvement tectonique ainsi que la quantité d'érosion associée, nous avons utilisé une approche géomorphologique que nous présentons en troisième partie.

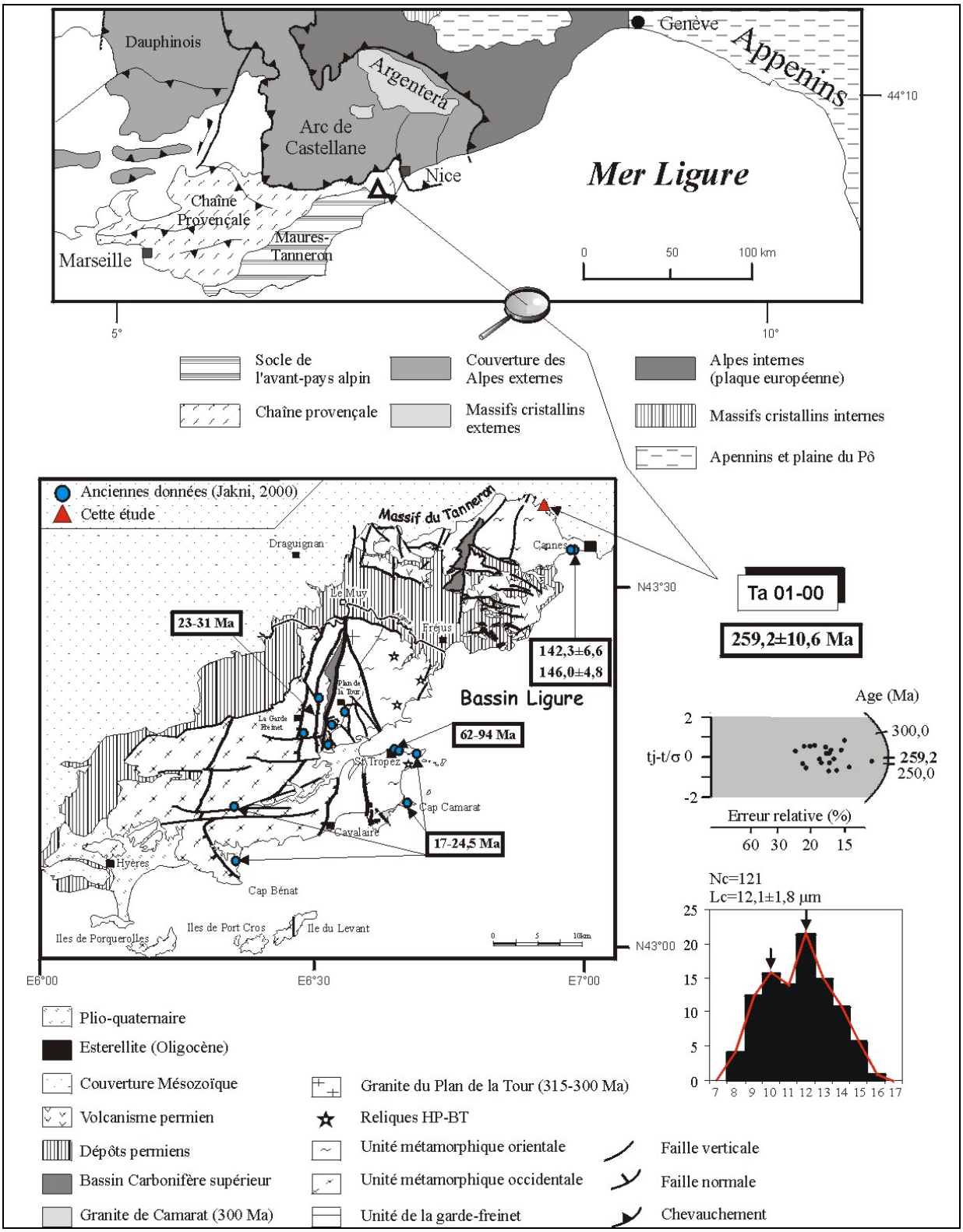


Figure 65 : Localisation de l'âge obtenu sur apatites dans le massif du Tanneron.
La distribution des longueurs confinées et le diagramme radial y sont représentés.
Carte des Maures-Tanneron d'après Morillon *et al.* (2000).

III. APPROCHE GEOMORPHOLOGIQUE : QUANTIFICATION-MODELISATION

L'étude géomorphologique développée dans ce chapitre a été réalisée dans le but de compléter et de tester les interprétations déduites de notre étude par TF concernant l'histoire de la dénudation du massif de l'Argentera.

La méthode des traces de fission ne nous permet pas de contraindre les mouvements différentiels plus jeunes que ceux estimés post-3,5 Ma. Est-ce que ce mouvement continue à se faire ressentir aujourd'hui dans la morphologie ? Est-ce que ces mouvements différentiels se réalisent toujours le long des mêmes discontinuités structurales ?

L'étude de géomorphologie quantitative apparaît donc comme une analyse complémentaire à l'étude thermochronologique puisqu'elle semble nous permettre d'avoir une continuité temporelle des mouvements verticaux affectant le massif de l'Argentera, bien que les signaux ne soient pas toujours facilement identifiables, essentiellement à cause de la période glaciaire qu'à subi le massif au cours du Quaternaire.

De plus, la topographie actuelle du massif de l'Argentera résulte des mouvements verticaux et des processus de surface en réponse à ces soulèvements. Contraints par nos résultats thermochronologiques et géomorphologiques, nous tentons de modéliser la topographie actuelle afin d'estimer les taux de soulèvement et d'érosion associés et surtout de valider nos résultats TF. Pour cette étude nous avons utilisé un modèle numérique de processus de surface. Les limites de ce modèle dans le cas de notre étude, seront discutées dans la deuxième partie.

III.1. CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE

Plusieurs études géomorphologiques ont été réalisées soit sur l'ensemble de la région des Alpes Maritimes (Julian, 1980), soit uniquement sur le sud du massif de l'Argentera (Ribolini, 1998, 2000).

La première étude géomorphologique réalisée sur l'ensemble des Alpes Maritimes (France-Italie) apporte entre autre une carte géomorphologique complète mettant en évidence la répartition géographique des glaciers sur l'ensemble du massif de l'Argentera. Au-dessus de 1600 m, la haute montagne est le domaine dans lequel les formes et les dépôts hérités des phases glaciaires et périglaciaires sont les plus nombreux. Sur le socle de l'Argentera, les moraines des différents stades de retrait ou des pulsations tardi-glaciaires s'étagent entre 1600 et 2800 m et les deux dernières glaciations (Riss et Würm dont le maximum glaciaire de cette dernière glaciation se situe vers 22 000 ans) y sont bien identifiables (Julian, 1980).

La particularité du massif de l'Argentera est caractérisée par la grande abondance de glaciers rocheux subactuels et actuels. L'altitude modérée du haut massif, trop bas pour avoir à cette latitude de nombreux glaciers, le climat estival sec et ensoleillé mis en évidence par des études polliniques et archéologiques, sont autant de facteurs favorables à leur abondance (Julian, 1980). Ces glaciers rocheux s'étagent entre 1800 et 2800 m environ, toutefois pour 70 % d'entre eux l'altitude de leur front se déplace entre 2100 et 2500 m avec une altitude moyenne minimale à 2300 m (Julian, 1980).

La seconde étude réalisée sur le réseau hydrographique du Gesso (versant italien) et sur l'étude du relief de la partie sud-est du massif met en évidence la géométrie particulière de ce massif. En effet, en étudiant trois "profils enveloppes" dans la zone sud-est de l'Argentera, Ribolini (2000) montre que la chaîne axiale ne correspond pas à la zone la plus élevée. Des sommets de plus haute altitude dans la partie la plus interne peuvent être suivis sur une cinquantaine de kilomètres entre « La roche de l'Abisse » (2755 m), au SE du massif et le Mont Matto (3088 m), au nord du granite de l'Argentera. Par cette méthode et en tenant

compte du réseau hydrographique, il montre que la zone mylonitique est-ouest qui se connecte à la zone de cisaillement de Bersézio (ZCB) dans la région de « Mollières », au centre du massif, a joué en faille inverse. Ces sommets représenteraient une ancienne ligne de partage des eaux (**Figure 66**). La faille de Sabion aurait donc joué un rôle majeur dans la dénudation récente du massif de l'Argentera (Ribolini, 2000).

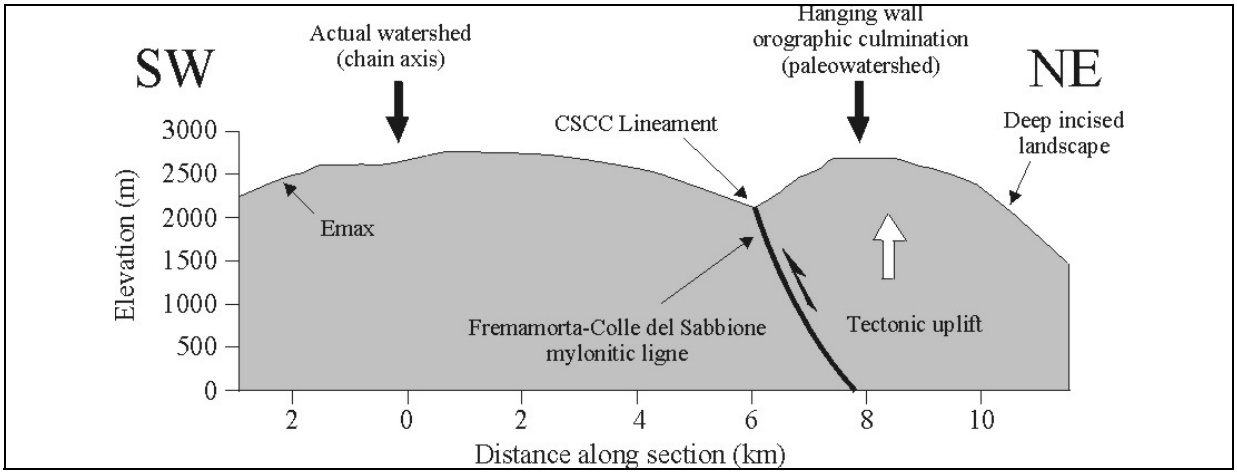


Figure 66 : Interprétation géodynamique proposée par Ribolini (2000) d'après l'analyse du relief, des données morphologiques et morphostructurales. CSCC : linéament morphotectonique entre le col de Sabion et le col de « Chiapous ».

III.2. ETUDE DE GEOMORPHOLOGIE QUANTITATIVE

L'approche que nous avons utilisé au cours de cette étude consiste à analyser les caractéristiques du relief afin d'accéder à un signal lié à la tectonique récente (post 3,5 Ma : âges limites pour la détection par la méthode des TF).

Pour étudier le réseau hydrographique, nous avons réalisé une digitalisation fine en 3 dimension des bassins versants du Var, du Gesso, de la Stura, de la Roya ainsi que de plus petits bassins le long de la côte méditerranéenne. Pour cette étude, seuls certains cours d'eau situés sur le massif de l'Argentera ont été exploités. Ainsi, ce travail ayant pour objectif de tester nos résultats obtenus par TF sur le socle du massif externe initie une étude géomorphologique qui pourra être étendue ultérieurement dans l'ensemble de la région maintenant entièrement digitalisée (**Figure 67**).

Ce réseau caractérise deux lithologies bien distinctes dans cette région. D'une part, au NE, un relief fortement entaillé sur lequel le réseau hydrographique dense montre des drains de petites tailles et caractérise le socle hercynien du massif de l'Argentera. D'autre part, dans la partie ouest et sud de cette région, le réseau moins dense montrant des cours d'eau plus longs témoigne d'une morphologie plus adoucie qui caractérise la couverture de l'avant-pays alpin. Dans cette région, on voit clairement des directions préférentielles ~N-S et surtout ~E-O, empruntées par les cours d'eau témoignant de l'influence du grain structural (Laurent *et al.*, 2000).

L'analyse de la topographie actuelle a été réalisée à partir d'un modèle numérique de terrain (MNT) - 50 m*50 m - acquis au cours du programme GéoFrance 3D pour la partie française, accolé au MNT de la région piémontaise. L'ensemble a été utilisé sous le sytème WGS84, selon une projection UTM Nord fuseau 32 en km. L'étude a été réalisée essentiellement dans la partie centrale et nord du massif à partir de « profils enveloppes » dans le but de comparer les différentes variables géomorphologiques de part et d'autre de la faille de Bersézio/Veillos (FBV).

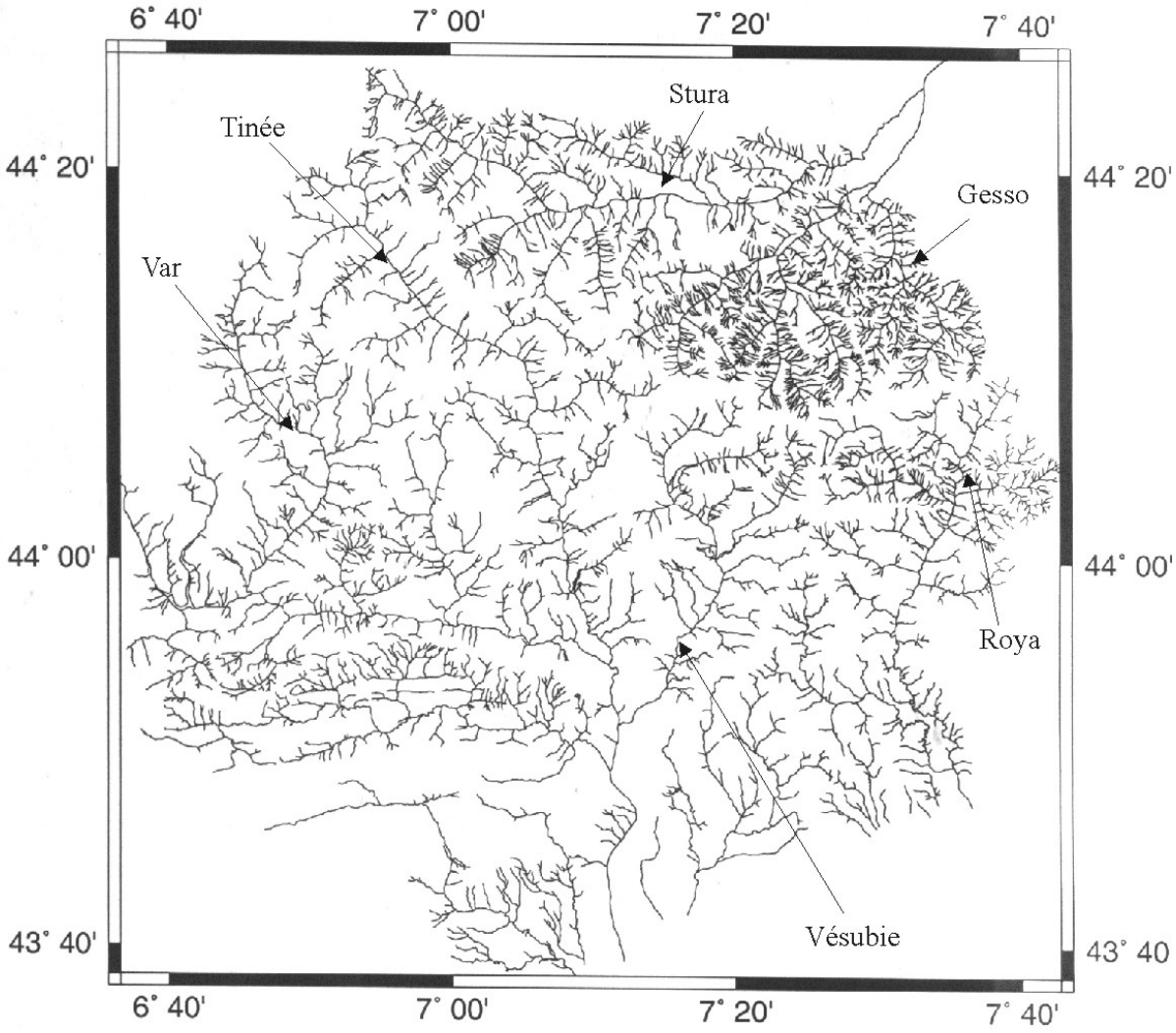


Figure 67 : Carte du réseau hydrographique
digitalisé dans l'avant-pays alpin jusqu'à la côte méditerranéenne

III.2.1. LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE

Le massif de l'Argentera est traversé par 4 rivières majeures : la Tinée et la Vésubie drainant le socle grossièrement du nord au sud, vers la Méditerrannée (bassin versant du Var), la Stura et le Gesso le drainant respectivement vers le sud-est et d'ouest en est vers la plaine du Pô (**Figure 68A**). Le bassin versant du Var montre une superficie supérieure à celui du bassin versant italien (**Tableau 10**). Par contre, on remarque que la Stura et le Gesso, outre la forte incision de leur réseau hydrographique, drainent la plus grande partie du socle (**Figure 68B-1** et **Figure 68B-2**).

Cette dissymétrie s'observe tout particulièrement le long de la Tinée qui ne draine qu'une partie très étroite du massif.

Bassin versant	Aire drainée (km^2)	Périmètre (km)	Pente moy. (%)	Altitude max. (m)	Altitude min. (m)	Altitude moy. (m)	Dév.st. altitude	L max. (km)
Var	2814,82	298,42	46,69	3100,00	1	1327,19	612,926	124,98
Italien	1120,38	185,97	54,07	3250,00	550	1682,59	580,204	65,31
Drainant le socle								
Tinée	741,70	166,79	56,48	3009,00	197	1697,72	598,223	71,91
Vésubie	391,25	106,88	57,30	3100,00	140	1446,99	625,294	47,69
Stura	579,32	138,84	51,79	2998,25	600	1734,43	568,045	61,99
Gesso	522,27	117,76	58,14	3250,00	600	1660,45	566,450	36,76

Tableau 10 : Caractéristiques de l'ensemble du bassin versant des rivières qui drainent totalement ou en partie le socle du massif de l'Argentera (d'après les données provenant du MNT).
Dév. St. : déviation standard sur l'altitude ; L max : longueur du plus long cours d'eau présent sur chaque bassin versant.

Parmi ces 4 rivières, on note que c'est la Vésubie qui parcourt le plus grand dénivelé (Altitude max. – Altitude min.) soit près de 3000 m. La Stura et le Gesso ne parcourent un dénivelé que respectivement de 2400 à 2650 m et montrent donc des altitudes moyennes supérieures à celles localisées sur le versant français.

III.2.1.1. Méthodologie utilisée pour l'étude quantitative du réseau hydrographique

L'évolution de la topographie d'un orogène est fondamentalement guidée par le taux et le tracé de l'incision du réseau hydrographique. En effet, en théorie, la quantité de matière apportée par la surrection tectonique est compensée par son érosion et tend vers un régime d'équilibre. Le moindre changement de l'un des facteurs perturbe l'équilibre et entraîne le réajustement du relief au cours d'une phase transitoire impliquant une évolution du système vers une autre position d'équilibre. C'est ce qui définit le concept d'équilibre dynamique (Gilbert, 1877 ; Mackin, 1948 ; Hack, 1960). Toutefois, en réalité, de nombreux bassins versants n'ont pas le temps de se rééquilibrer du fait des variations régulières des mouvements tectoniques et climatiques et sont donc hors équilibre (Whipple, 2001).

Des études quantitatives sont nécessaires pour établir des relations entre les variables topographiques et hydrographiques d'une rivière et décrire précisément le soulèvement du substratum en réponse à un phase tectonique ou à un changement climatique.

Le taux d'incision (E) peut être écrit en fonction de l'aire drainée et de la pente (Howard *et al.*, 1994 ; Whipple et Tucker, 1999 ; Snyder *et al.*, 2000) :

$$E = KA^{m}S^{n}$$

où K représente un coefficient d'érosion, A correspond à l'aire drainée en amont du point pris en compte, S, la pente locale (dz/dx) du drain fluviatile et m et n étant deux constantes dont le rapport m/n a été déterminé de façon empirique à environ 0.5 (Whipple et Tucker, 1999).

Les modèles dits de « Stream Power » sont utilisés pour décrire l'évolution des profils longitudinaux du bedrock entaillé par un réseau hydrographique. Ce type de modèle dépend de 2 paramètres clés (Whipple and Tucker, 1999) : le coefficient d'érosion (K) et l'exposant associé à la pente fluviatile (n) qui dépend des processus d'érosion mécanique de la roche en fonction de sa résistance. Whipple and Tucker (1999) montrent que la valeur m/n contrôle

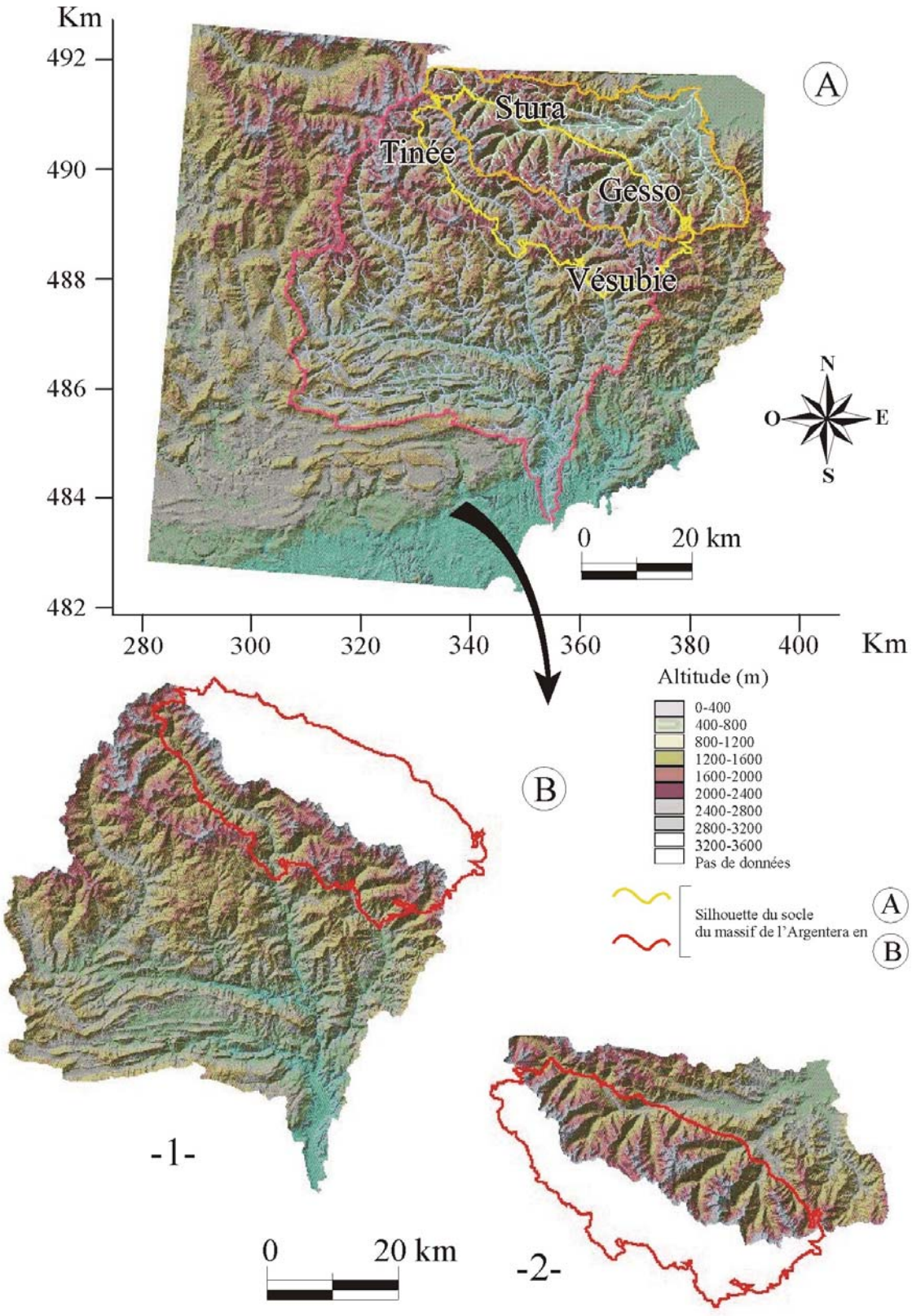


Figure 68 : Géométrie des bassins versants sur le socle de l'Argentera.
B-1 : entre le bassin versant du Var et le socle de l'Argentera ; B-2 : entre le bassin versant italien et le socle de l'Argentera.

fortement la pente d'équilibre fluviatile, l'équilibre du relief topographique, la forme du profil et l'échelle du temps de réponse au soulèvement nécessaire pour atteindre l'équilibre.

D'autre part, de nombreux facteurs peuvent modifier K : la dureté de la roche, le matériel au fond du chenal, la largeur maximale du canal, le débit et la fréquence des coulées boueuses. Snyder *et al.* (2000) montrent aussi que ce coefficient d'érosion K varie clairement en réponse aux taux de soulèvement.A partir de ce type de modèle, la vitesse de l'élévation du lit d'une rivière (dz/dt) peut-être liée aussi bien au soulèvement qu'à l'érosion (Howard *et al.*, 1994). On a lors :

$$dz/dt=U-E =U- KA^mS^n$$

où U est le taux de soulèvement par rapport au niveau de base et E, le taux d'érosion défini précédemment.

Quand la pente S est à l'équilibre (Se),

$$dz/dt=0 \text{ donc } Se =(U/K)^{1/n}A^{-m/n}$$

si U et K sont constants, la concavité de la pente d'équilibre (θ) est donc directement reliée aux paramètres m/n, de même que $(U/K)^{1/n}$ correspond à la pente du profil d'équilibre appelé coefficient ks. On a alors :

$$Se=ksA^{-\theta}$$

où ks et θ peuvent être directement lus par régression linéaire des données de pente du drain et de l'aire drainée exprimées en valeurs logarithmiques. Ainsi, plus θ est élevé, plus la concavité du réseau est forte. La valeur ks, directement liée à la tectonique peut nous apporter des renseignements sur les variations spatiales du taux de surrection.

Les 2 équations suivantes ...

$$\theta =m/n \text{ et } ks=(U/K)^{1/n}$$

...ne sont applicables que (i), si le profil de rivière est en équilibre avec les conditions climatiques et tectoniques actuelles, (ii) si U (taux de soulèvement) et K (coefficient d'érosion) sont uniformes sur toute l'étendue du chenal (Snyder *et al.*, 2000 ; Kirby et Whipple, 2001).

Le réseau hydrographique est le siège de l'incision privilégiée et du transport rapide du matériel érodé sur le versant. Les profils longitudinaux des cours d'eau ont des propriétés géométriques qui renseignent sur les processus géologiques et morphologiques qui se sont manifestés. Un des moyens de savoir si les rivières sont en équilibre est de représenter les profils longitudinaux de ces rivières. D'après ce qui précède, un cours d'eau en équilibre avec la tectonique et le climat montrera un profil concave vers le haut et régulier ou alors linéaire en représentation log-log. Dans le cas contraire, le profil longitudinal du drain est irrégulier et montre des zones clairement convexes, témoignant d'une phase transitoire de réajustement. L'ensemble du profil est constitué de trois zones, le canal colluvial qui semble s'étendre jusqu'à ce que l'aire drainée critique soit environ 10^4-10^5 m^2, le canal central et le canal alluvial qui commence à une aire critique d'environ 10^7-10^8 m^2 en fonction du contexte (Snyder *et al.*, 2000). Le calcul de la régression linéaire ne doit pas prendre en compte la partie de la pente correspondant au colluviaux ni aux alluvions, mais uniquement la partie centrale du profil.

III.2.1.2. Application au socle de l'Argentera

A partir de la digitalisation des cours d'eau mis en relation avec le MNT franco-italien, nous avons pu extraire l'aire drainée en chaque point des profils longitudinaux afin d'analyser la relation entre la pente et l'aire drainée de chacun des cours d'eau sélectionnés.

Pour cette étude, le réseau hydrographique qui draine le socle traverse uniquement des roches hercyniennes métamorphiques. Bien que les roches métamorphiques du socle soient de résistance variable, on peut considérer qu'il s'agit d'un même type de lithologie (différent d'une alternance socle/sédiments). En travaillant sur un même type de lithologie, nous nous affranchissons donc des perturbations du phénomène d'érosion le long des profils longitudinaux sur l'ensemble du massif : K peut être considéré comme étant alors constant.

En outre pour l'analyse de la relation entre la pente et l'aire drainée, nous devons utiliser des cours d'eau ne présentant pas de soulèvements différentiels entre leur source et leur niveau de base. Or le socle du massif de l'Argentera est recoupé par de grandes structures telles que la faille de Sabion (Ribolini, 1998 et 2000) ou encore les zones de cisaillement de Valetta et Bersézio (Malaroda *et al.*, 1970) (§ I.1.1.2, p. 19). Les drains hydrographiques qui ne sont pas recoupés par une faille, localisés sur une même unité tectonique vont subir un même taux de soulèvement sur l'ensemble du profil : U sera constant. Par contre, les cours d'eau qui traversent ces failles possèdent une partie avale et une partie amont sur deux unités tectoniques différentes avec un taux de soulèvement propre à chacun des blocs. Si le mouvement est récent, le réajustement du relief au cours de la phase transitoire qui implique une évolution du système, n'a pas eu le temps d'atteindre une position d'équilibre. Dans le cas contraire, si le jeu de la faille est plus ancien, l'équilibre du profil longitudinal sera atteint.

Nous avons étudié 19 drains répartis sur l'ensemble du massif. Ces drains ont été choisis pour leur longueur et leur incision significative dans le relief. Six sont traversés par la faille de Bersézio dont deux proviennent du bassin versant de la Tinée (le torrent de la Guerche et le Vallon de Molières) et quatre autres, du bassin versant de la Stura (du nord au sud : les vallons de Pontebernardo, Piz, Bagni et Orgials). Les 13 autres drains ne sont pas traversés par une faille majeure. Parmi eux, cinq proviennent du bassin versant de la Tinée (du nord au sud : les ruisseaux Forestier, de Vens et les vallons de Rabuons, d'Asueros et du Bourguet), trois drains proviennent du bassin versant de la Stura (d'ouest en est : le vallon de la Valetta, le ruisseau Freddo et le vallon du Mont Alivé), trois autres font parti du bassin versant du Gesso (d'ouest en est : les vallons de Meris, Lourous et Sabion) et enfin deux proviennent du bassin versant de la Vésubie (du nord au sud : le torrent du Boréon et le vallon de la Madone de Fenestre) (**Figure 69**).

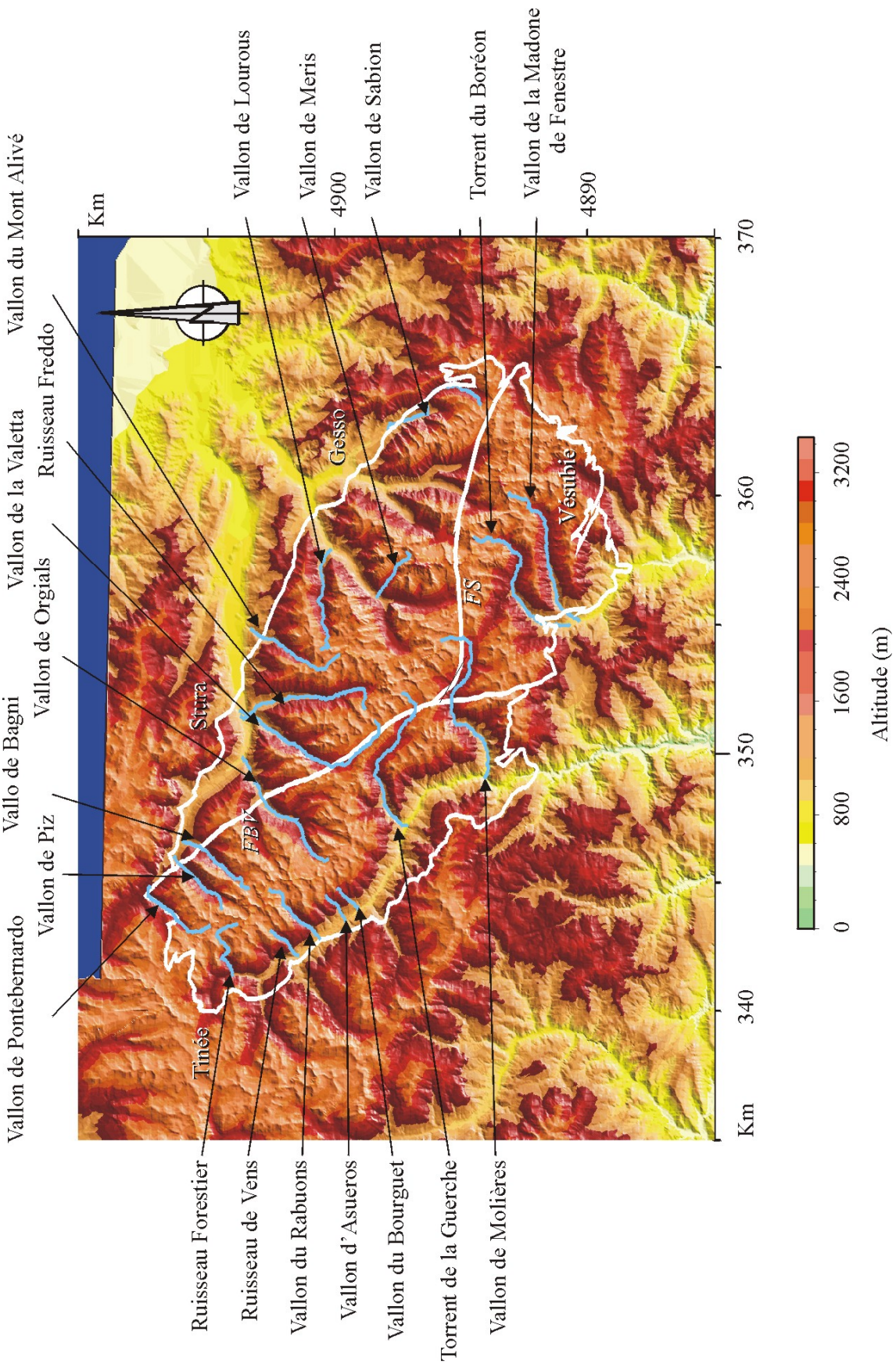


Figure 69 : Localisation des 19 cours d'eau étudiés sur le socle de l'Argentera.
FS : faille de Sabion ; FBV : faille de Bersézio/.Veillos

III.2.1.3. Résultats

Nous avons représenté les profils longitudinaux des 19 drains étudiés pour la Tinée, la Vésubie, la Stura et le Gesso en séparant les drains traversés et ceux non traversés par une faille (**Figure 70**).

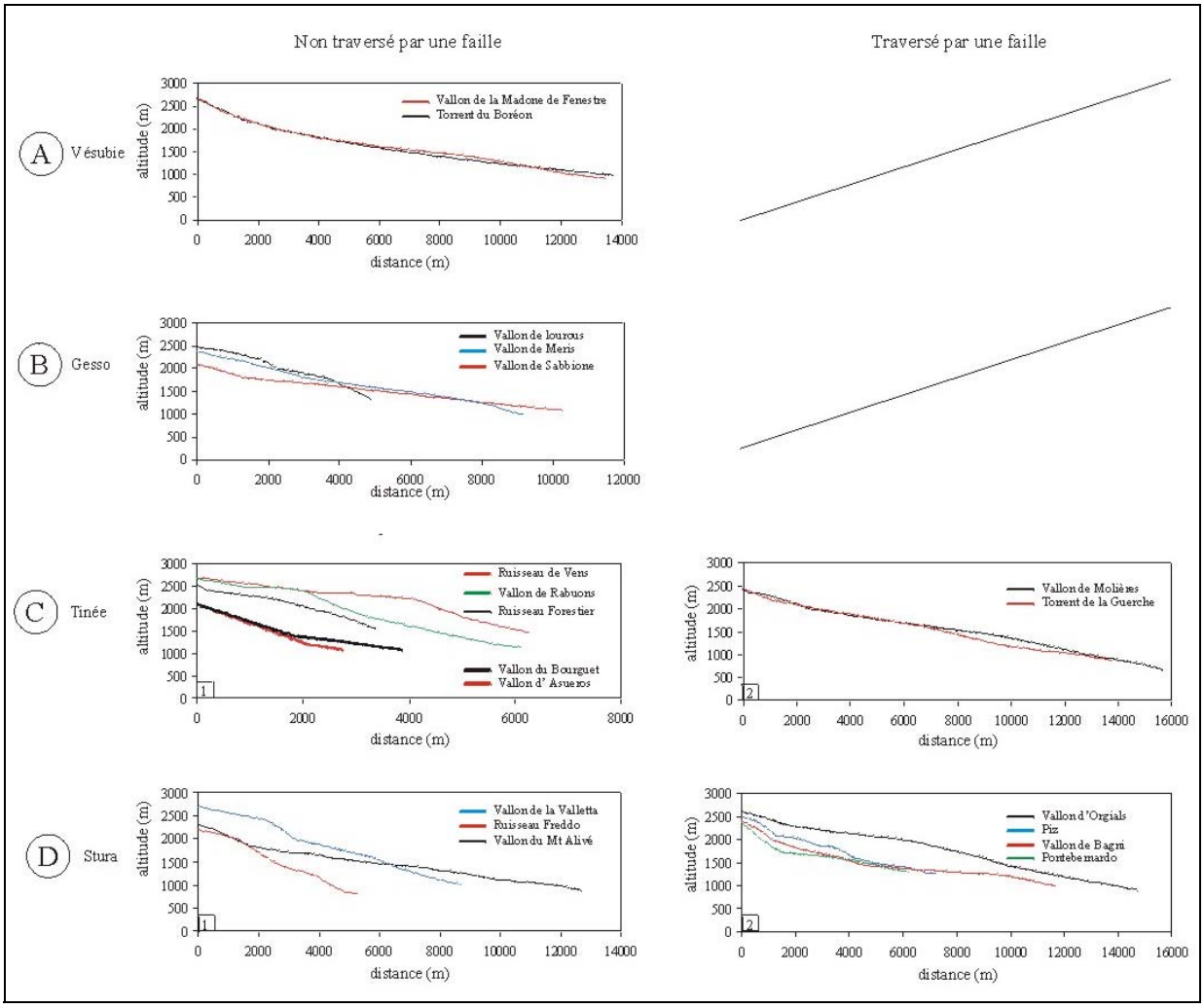


Figure 70 : Profils longitudinaux des cours d'eau étudiés

On remarque que sur les quatre rivières majeures qui drainent le socle, seule la Vésubie ne montre pas de drains traversés par une faille. Les deux cours d'eau principaux qui incisent le socle ont des profils longitudinaux paraissant à l'équilibre, réguliers avec une courbe concave vers le haut (**Figure 70-A**).

Pour les trois autres rivières, nous n'avons pas étudié les drains du Gesso traversés par la faille de Sabion car l'étude de Ribolini (2000) montre qu'ils n'étaient pas en position d'équilibre. Par contre, ceux non affectés par la faille ont été représentés (**Figure 70-B**) et montrent des profils à zones convexes et irréguliers.

Les cinq profils longitudinaux provenant du bassin versant de la Tinée (**Figure 70-C1**), non recoupés par une faille montrent deux types de comportement. Les drains les plus élevés sont irréguliers individualisant des plateaux, alors que ceux localisés à des altitudes moindre montrent des profils longitudinaux concaves vers le haut et réguliers. Le torrent de la Guerche et le vallon de Molières en plus basse Tinée qui sont traversés par la faille de bersézio/Veillos (FBV) montrent des profils plutôt réguliers indiquant qu'ils sont proches de

leur position d'équilibre (**Figure 70-C2**). Pourtant, en carte, ces profils semblent avoir été très perturbés par la FBV (**Figure 69**). En effet, le vallon de Molières beaucoup plus que le torrent de la Guerche est caractérisé par une courbure prononcée au passage de la faille.

Les affluents de la Stura recoupés par la FBV montrent des profils variés. Le vallon de Pontebernardo semble régulier en amont mais montre une longue zone concave à l'aval dans la zone où il est recoupé par la faille. Le vallon de Piz montre des paliers qui pourraient être liés à l'érosion glaciaire. Les deux autres, plus longs, ont des variations de plus grande longueur d'onde. Tous sont donc plus ou moins irréguliers avec des zones convexes vers le haut : ils ne sont pas à l'équilibre (**Figure 70-D2**). Concernant les ruisseaux localisé sur un même bloc tectonique, seul le ruissseau Freddo, drainant le socle sur une plus longue distance, montre un profil longitudinal beaucoup plus régulier et concave vers le haut indiquant qu'il a atteint sa position d'équilibre. Les deux autres sont clairement irréguliers.

Excepté le plus long affluent de la Stura non recoupé par la faille, on remarque que sur le versant italien, aucun des affluents ni du Gesso ni de la Stura n'est à l'équilibre.

Sur le versant français, les profils longitudinaux des affluents de la haute Tinée sont perturbés et caractérisés par des plateaux. Par contre tous les autres, longs ou courts, traversés ou non par la FBV, sont à l'équilibre.

Par conséquent, excepté pour les vallons d'Asueros et du Bourguet qui sont à l'équilibre mais trop courts (ils ne drainent le socle que sur environ 3 km), nous avons calculé la régression linéaire des données de pente des autres drains qui montrent un état d'équilibre, et de leur aire drainée (en valeurs logarithmiques), afin de comparer les paramètres d'érosion et tectoniques (respectivement θ et ks) des différents blocs sur lesquels se trouvent ces cinq drains : le torrent du Boréon et le vallon de la Madone de Fenestre (bassin versant de la Vésubie) (**Figure 71**) ; le torrent de la Guerche et le vallon de Molières (bassin versant de la Tinée) (**Figure 72**) et le ruisseau Freddo (bassin versant de la Stura) (**Figure 73**). Seuls les affluents du bassin versant du Gesso n'ont pu être analysés par cette méthode puisqu'aucun profil longitudinal n'est régulier et n'a donné un signal linéaire en log-log nécessaire pour l'application de cette méthode.

La zone sur laquelle nous avons calculé la régression linéaire est indiquée par les points sur le profil longitudinal (**Figure 71, Figure 72, Figure 73**). Pour les affluents de la Vésubie, cette zone représente environ 13 km, entre 10 et 12 km pour les affluents de la Tinée et environ 7 km pour l'affluent de la Stura. Pour chacun des drains, le profil de l'aire drainée a été représenté (**Figure 71, Figure 72, Figure 73**). Les paliers sont liés à la connexion de petits affluents le long du drain.

Pour la Vésubie et la Tinée (**Figure 71 et Figure 72**), les valeurs négatives de l'exposant θ sont comprises entre 0.22 et 0.31 avec des valeurs légèrement supérieures pour les affluents de la Vésubie. Les valeurs de ks comprises entre 2.52 et 3.26 ne montrent pas d'évidence significative de variation spatiale du taux de surrection, bien que comme pour les valeurs de θ, les valeurs de ks semblent légèrement plus élevées pour la Vésubie. Par contre, l'affluent de la Stura (Figure 73) montre une régression linéaire bien différente des 4 autres, avec une valeur négative de $\theta > 0.5$ et un ks proche de 5. L'intervalle de confiance calculé à 95 % montre que la valeur du ks (Stura) est comprise entre 3.38 et 6.18 et la valeur de θ (Stura) est comprise entre 0.74 et 0.34. Les valeurs obtenues pour la Stura sont donc significativement différentes de celles calculées pour la Vésubie et la Tinée.

III.2.1.4. Interprétation-discussion partielle

L'analyse des 19 cours d'eau localisés sur le socle du massif de l'Argentera permet de mettre en évidence que :

- excepté un seul affluent de la Stura, tous les cours d'eau de ce bassin versant traversant ou non la faille de Bersézio montrent des profils en escaliers témoignant que leur état d'équilibre n'est pas encore atteint (tout comme ceux du Gesso d'après Ribolini, 2000),
- le seul affluent de la Stura présentant un profil en équilibre montre d'après les valeurs θ et ks, des taux d'érosion et de soulèvement supérieurs à ce que l'on observe à l'ouest et au sud du massif dans les vallées de la Tinée et de la Vésubie,
- les affluents de la Tinée au nord, montrent des profils irréguliers : seuls les deux plus importants au sud dont la morphologie semble affectée en carte par la faille, sont à l'équilibre et montrent des paramètres d'érosion et de soulèvement plus faibles qu'à l'est de cette faille,
- les affluents de la Vésubie non perturbés montrent des paramètres quantitatifs cohérents avec ceux obtenus au sud de la vallée de la Tinée.

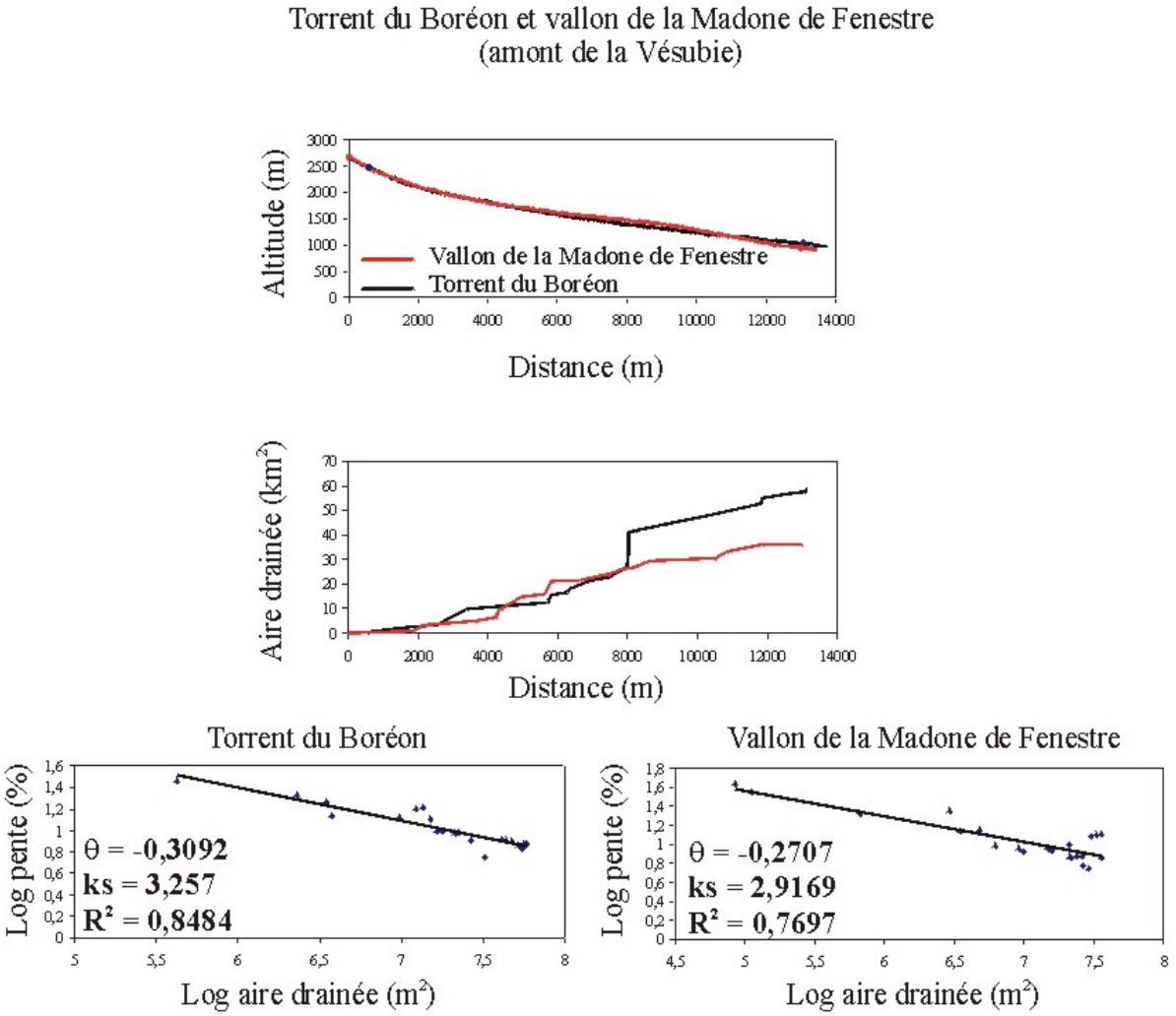


Figure 71 : Représentation des profils longitudinaux à l'équilibre des profils d'aire drainée et de la pente en fonction de l'aire drainée des cours d'eau présents en amont de la Vésubie.
θ : paramètre dépendant de la loi d'érosion, ks : paramètre dépendant du soulèvement, R : coefficient de régression.

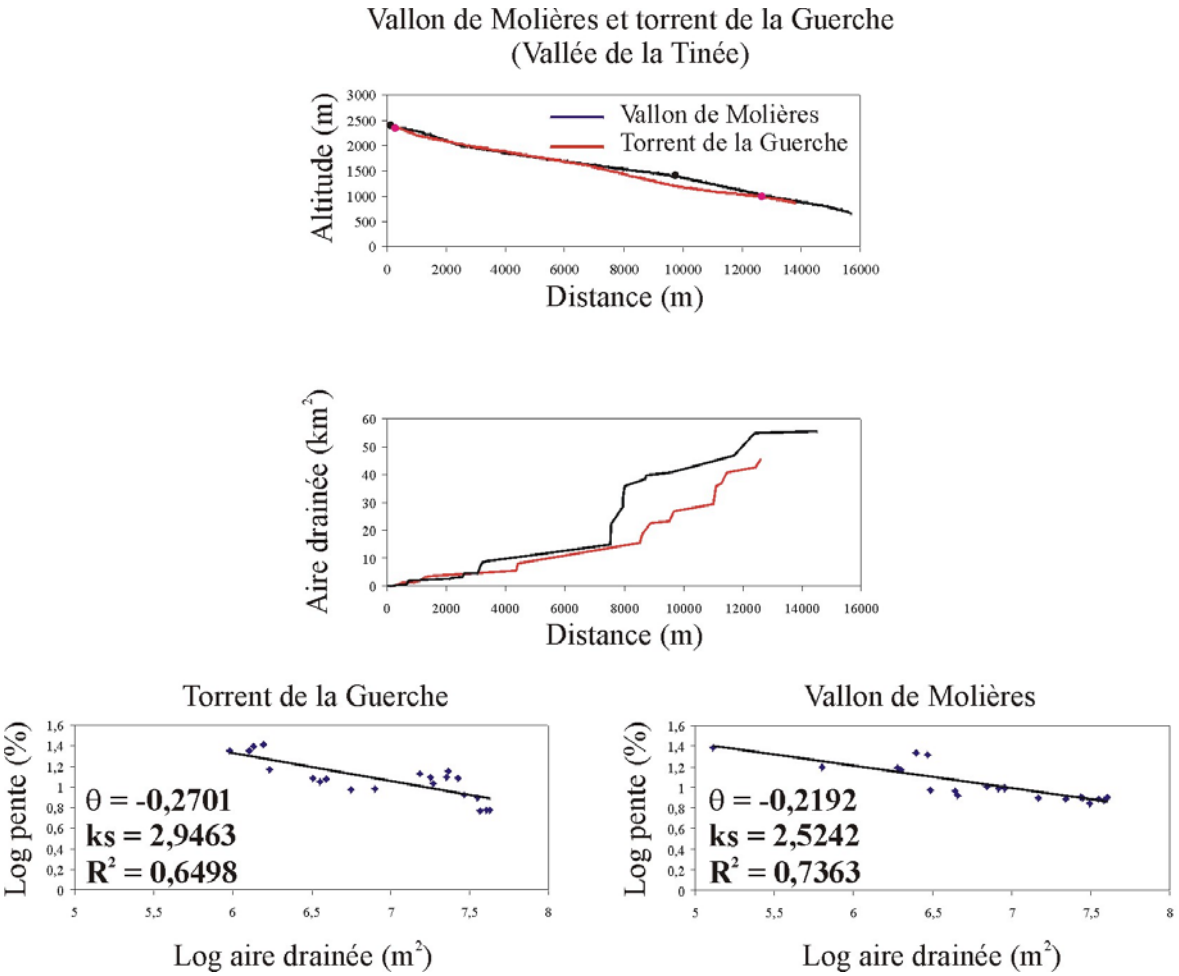


Figure 72 : Représentation des profils longitudinaux à l'équilibre des profils d'aire drainée et de la pente en fonction de l'aire drainée des cours d'eau présents dans la vallée de la Tinée.
θ : paramètre dépendant de la loi d'érosion, ks : paramètre dépendant du soulèvement, R : coefficient de régression.

Concernant les profils des cours d'eau qui sont irréguliers, nous pouvons envisager que (i) soit les plateaux résultent de l'érosion glaciaire, (ii) soit ils témoignent d'une réponse à un mouvement vertical, (iii) soit ils témoignent d'une combinaison des deux : une emprunte glaciaire et un soulèvement. Vu le contexte dans lequel nous nous trouvons, il est en effet probable que les cours d'eau aient été affectés par l'érosion glaciaire et la tectonique. Les glaciers les plus récents d'âges würmien et rissien se sont largement étendus dans cette région (Julian, 1980). Les profils chaotiques des cours d'eau seraient donc liés au résultat de cette érosion, certainement à l'origine des plateaux sur lesquels reposent aujourd'hui des lacs, ainsi qu'à la dénudation du massif.

Par contre, les cours d'eau qui sont aujourd'hui à l'équilibre nous permettraient de proposer un soulèvement plus important à l'est de la faille de Bersézio qu'à l'ouest et au sud. On notera que les plus méridionaux de la vallée de la Tinée, pourtant traversés par la faille, montrent des profils longitudinaux en équilibre. Deux explications peuvent être proposées : soit la courbure qui les caractérise en carte au passage de la faille est le signe de leur accommodation à un soulèvement récent, soit la faille de Bersézio n'est plus active au moins depuis la dernière phase de glaciation. D'après les résultats obtenus par l'analyse de la relation entre la pente et l'aire drainée réalisée sur le Ruisseau Freddo, nous favorisons la première hypothèse.

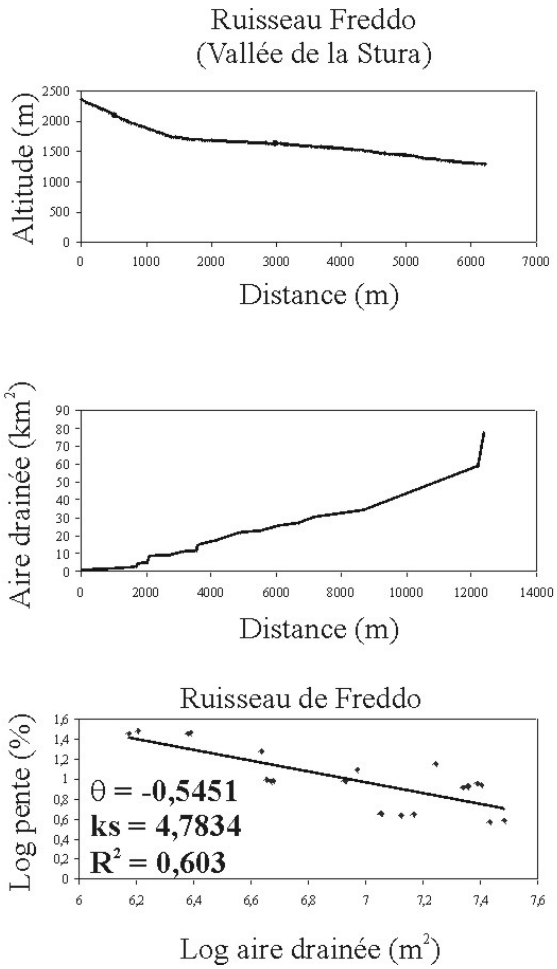


Figure 73 : Représentation des profils longitudinaux à l'équilibre des profils d'aire drainée et de la pente en fonction de l'aire drainée des cours d'eau présents dans la vallée de la Stura.
θ : paramètre dépendant de la loi d'érosion, ks : paramètre dépendant du soulèvement, R : coefficient de régression.

III.2.2. LA TOPOGRAPHIE

L'étude des paramètres du relief, des variables géomorphologiques en plus de l'analyse des pentes est un complément nécessaire à l'étude du réseau hydrographique. En effet, nous pouvons analyser la répartition du relief et des pentes sur l'ensemble du massif, et en déduire ou non si ce relief est cohérent avec les mouvements verticaux observés par d'autres méthodes.

La topographie du massif de l'Argentera est représentée parallèlement à une carte où n'est dessinée que la topographie montrant des altitudes supérieures à 2500 m et mettant ainsi en évidence la répartition des sommets sur le massif (**Figure 74**). Ces reliefs se distribuent suivant un axe NO-SE, au centre du massif avec cependant une centralisation des sommets les plus hauts dans la région SE du massif.

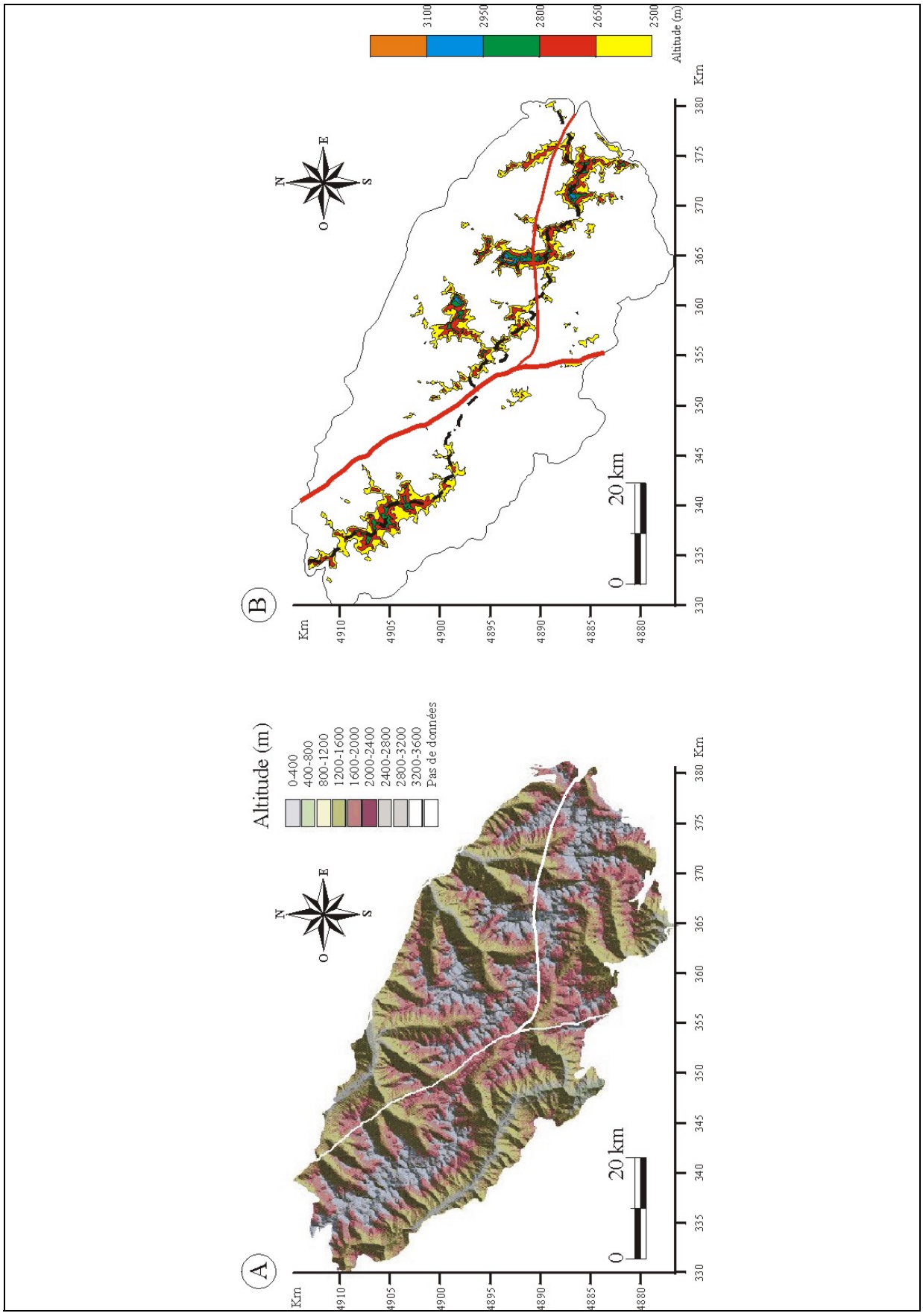


Figure 74 : A, Représentation topographique du socle de l'Argentera ; B, Représentation de la topographie uniquement pour des altitudes supérieures à 2500 m.

Si l'on représente la fréquence des pentes sur l'ensemble du socle pour les deux unités tectoniques (**Figure 75a**), on observe aucune différence : les deux blocs montrent un maximum de pentes autour de 40° à cette échelle.

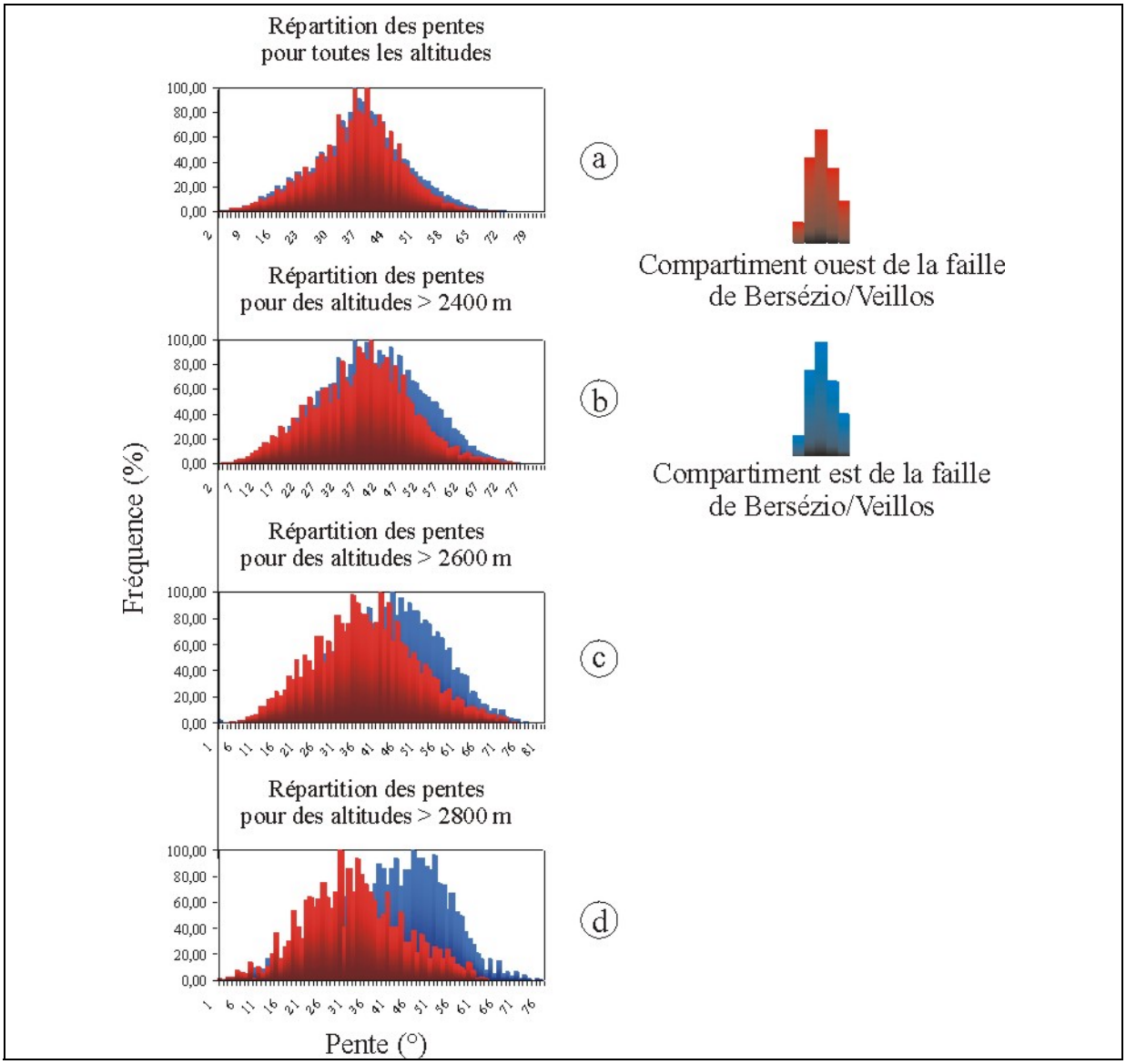


Figure 75 : Répartition des pentes en fonction de l'altitude de part et d'autre de la FBV

Si l'on étudie la répartition des pentes en fonction de l'altitude, on observe encore peu de différence pour des altitudes supérieures à 2400 m (**Figure 75b**), par contre au-dessus de 2600 m (**Figure 75c**), le bloc est commence à se distinguer du bloc ouest avec une majorité de pentes à 44° légèrement supérieures au bloc ouest qui montre deux pics, l'un à 35°, l'autre à 42°. Cet écart est de plus en plus prononcé pour les pentes localisées à des altitudes supérieures à 2800 m (**Figure 75d**), avec une majorité de pentes à 46° pour le bloc est et à 29° pour le bloc ouest. Le compartiment est de la FBV montre donc un relief plus abrupt et plus entaillé dans les hautes altitudes que celui du compartiment ouest.

Pour mieux caractériser l'orographie, nous avons étudié la répartition des paramètres du relief ainsi que des variables géomorphologiques le long de plusieurs profils enveloppes (**Figure 76**).

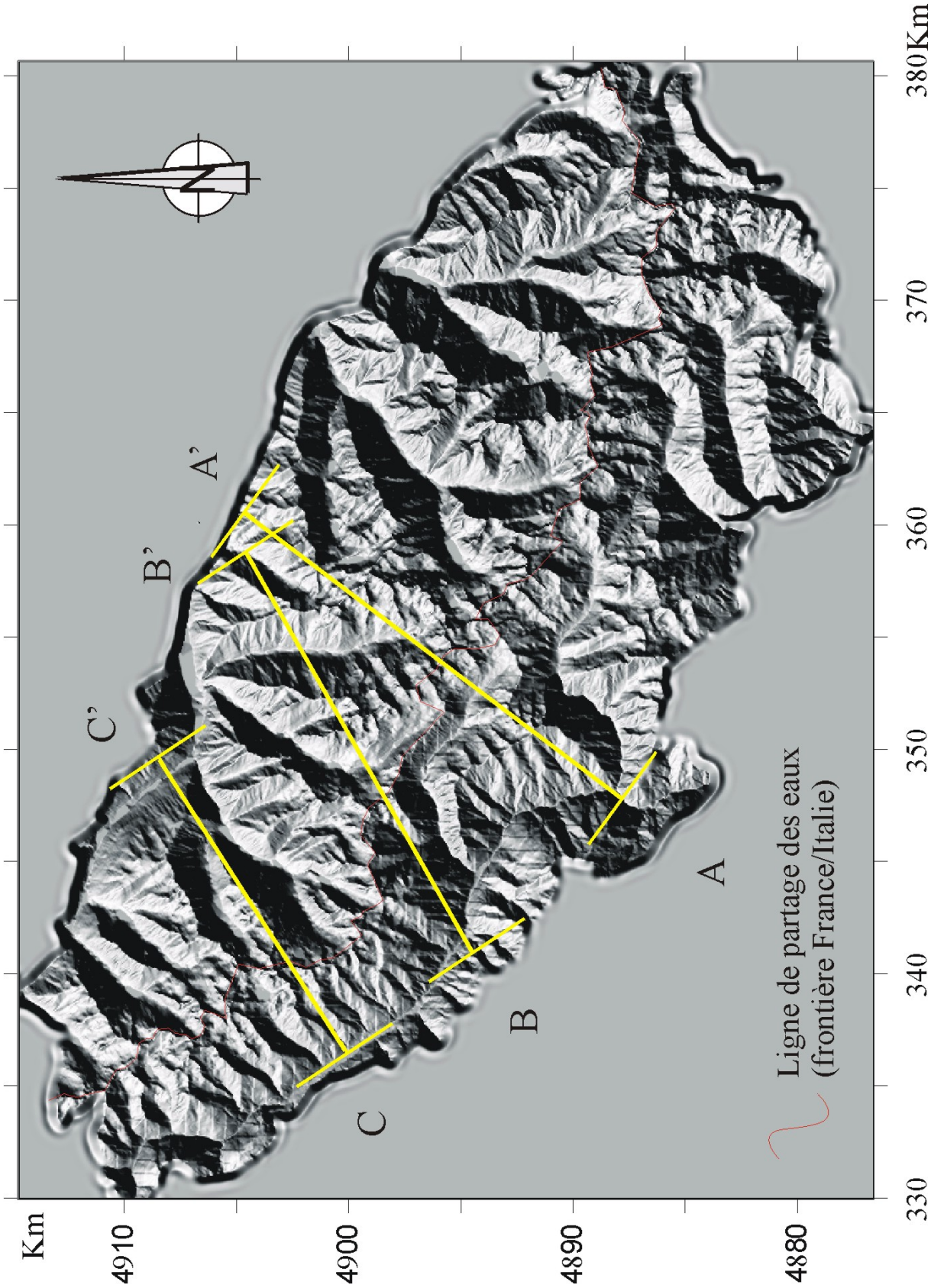


Figure 76 : Localisation des profils enveloppes
par rapport à la ligne du partage des eaux et aux failles majeures

III.2.2.1. Méthodologie utilisée pour l'étude du relief

L'analyse géomorphologique des orogènes fait appel à différents paramètres que l'on peut obtenir en utilisant la méthode des profils enveloppes (Burbank, 1992 ; Fielding *et al.*, 1994 ; Gilchrist *et al.*, 1994). Cette méthode consiste à projeter toute une zone de la topographie sur un même profil central afin de visualiser les altitudes maximales, minimales et moyennes (respectivement Emax, Emin, Emoy) correspondant à cette zone. A partir de ces paramètres, on peut directement calculer les variables géomorphologiques : le relief local (r = Emax-Emin), la profondeur d'incision (d = Emax-Emoy), ou encore la proportion du relief local occupée par les vallées (ϕ = d/r) (Gilchrist *et al.*, 1994). L'analyse du relief le long de grandes chaînes de montagnes a montré que le relief local "r" évolue de façon logarithmique avec l'augmentation de la longueur de la zone d'étude (W) du fait de la nature fractale du relief (Huang et Turcotte, 1989 ; Lifton et Chase, 1992). Donc log r =f(log W) (Ahnert, 1984) et entraîne une erreur liée à la forme et à la distribution du relief, mais aussi à l'échantillonnage des données. Néanmoins, en se définissant une échelle pour l'ensemble des analyses, il nous est tout à fait possible d'interpréter des différences de relief à cette échelle.

Nous avons étudié trois profils enveloppes localisés dans la partie centrale et nord du massif de l'Argentera, le sud ayant déjà été étudié par Ribolini (2000). L'un de ces profils est localisé perpendiculairement à l'axe du massif dans la partie centrale (**Figure 77-AA'**) pour analyser les différences des paramètres du relief de part et d'autre de la ligne du partage des eaux, et les deux autres sont perpendiculaires à la faille de Berzésio/Veillos (**Figure 78-BB' et CC'**) afin de tester si des mouvements verticaux sont directement observables en fonction du relief local (r) et de la profondeur d'incision (d).

Les trois profils longitudinaux représentés ont des longueurs comprises entre 15 et 20 km et large d'environ 5 km. L'ensemble des données topographiques a été projeté sur le profil central.

III.2.2.2. Résultats

Le profil AA' (**Figure 77**) a été centré sur la ligne de partage des eaux afin de comparer les paramètres du relief des deux versants, perpendiculairement à l'axe de la structure. On remarque que le versant italien montre des altitudes maximales supérieures à celui du versant français. De part et d'autre de la frontière soulignant le ligne de partage des eaux, le relief local est caractérisé par une croissance régulière jusqu'à 1350 m à 4 km sur le versant italien, alors qu'il est plus irrégulier mais aussi plus faible sur le versant français. La profondeur d'incision (d), directement liée à la proportion du relief occupé par les vallées (ϕ), montre une importante dissection > 800 m de profondeur, à 2 km à l'est de la frontière. Cette zone très incisée qui s'étend sur environ 5 km, est directement liée à l'érosion fluviatile produite par le Ruisseau Freddo, un affluent de la Stura, juste en arrière de la zone de partage des eaux. Les autres pics observés plus à l'est sont des incisions du socle créées par d'autres affluents moins puissants de la Stura et du Gesso. Sur le versant français, environ 9 km à l'ouest de la limite du bassin versant, le relief montre une incision du même ordre, profonde de 900 m, correspondant au passage de la Tinée. De même, 2 km à l'ouest de la frontière, une zone se détache du reste du profil d'incision, caractérisée par un pic de dissection de 500 m et bien individualisé, correspondant au vallon de Molières (affluents de la Tinée).

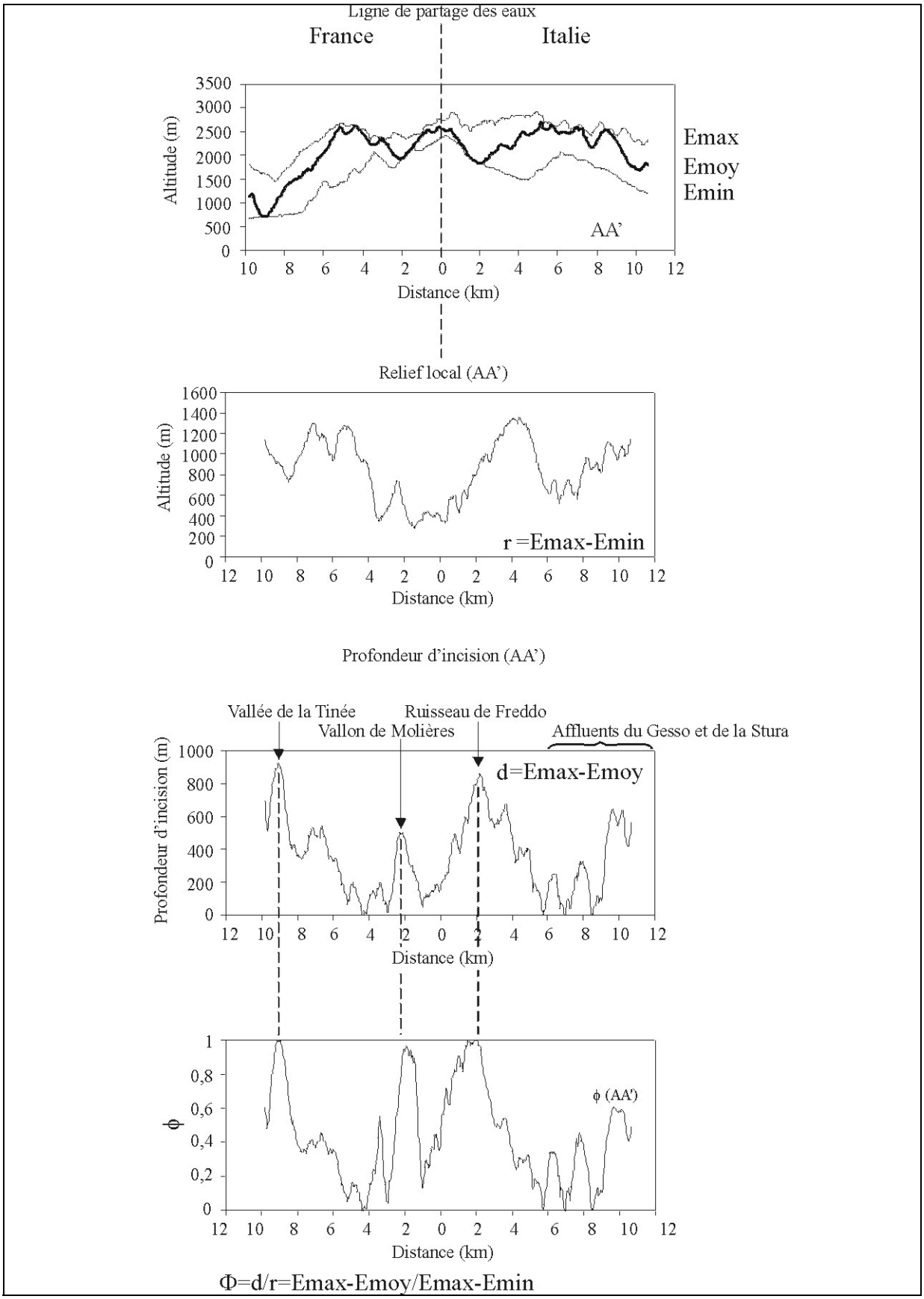


Figure 77 : Représentation graphique des paramètres géomorphologiques du profil AA'.

Afin de comparer les compartiments tectoniques de part et d'autre de la FBV, les deux autres profils ont été construits perpendiculairement à cette faille.

Le profil BB' (**Figure 78**), le plus méridional des deux profils, recoupe la partie centrale de la faille. Il montre un compartiment est légèrement plus haut que le compartiment ouest et plus hétérogène, avec deux pics individualisés. Le premier, localisé environ à 1 km à l'est de la faille, est complété par un second plus interne, à environ 5 km. On remarque que la ligne de partage des eaux située à 2 km à l'ouest du premier haut relief, ne correspond pas à une crête comme on pourrait s'y attendre, mais à une zone en dépression, malgré son rôle de limite de versants. Au contraire, dans la partie nord du massif, sur le profil CC' (**Figure 78**) plus court due à la géométrie du massif, la ligne de partage des eaux représente le sommet du profil dont l'altitude maximale décroît régulièrement vers l'est. En comparant les deux courbes d'élévation maximale (Emax) du profil BB' et CC' (**Figure 79**), on remarque clairement la différence de comportement du relief sur le compartiment est par rapport à la ligne de partage des eaux.

Le relief local, > 1500 m dans la zone externe du massif, entre 5-7 km à l'ouest de la faille est aussi très marqué dans la zone interne, vers 5 km à l'est de la FBV. De plus, environ 1 km à l'est de la zone de cisaillement, un relief local > 1000 m est bien individualisé et du même ordre de grandeur que le relief local observé sur le profil CC' à cet endroit, à cette différence près : le relief local de ce dernier profil marque la fin d'un haut plateau qui s'étend sur environ 5 km. Cet aplanissement du relief est notable sur le profil Emax (CC') et se localise à des altitudes comprises entre environ 2500 m et 2700 m.

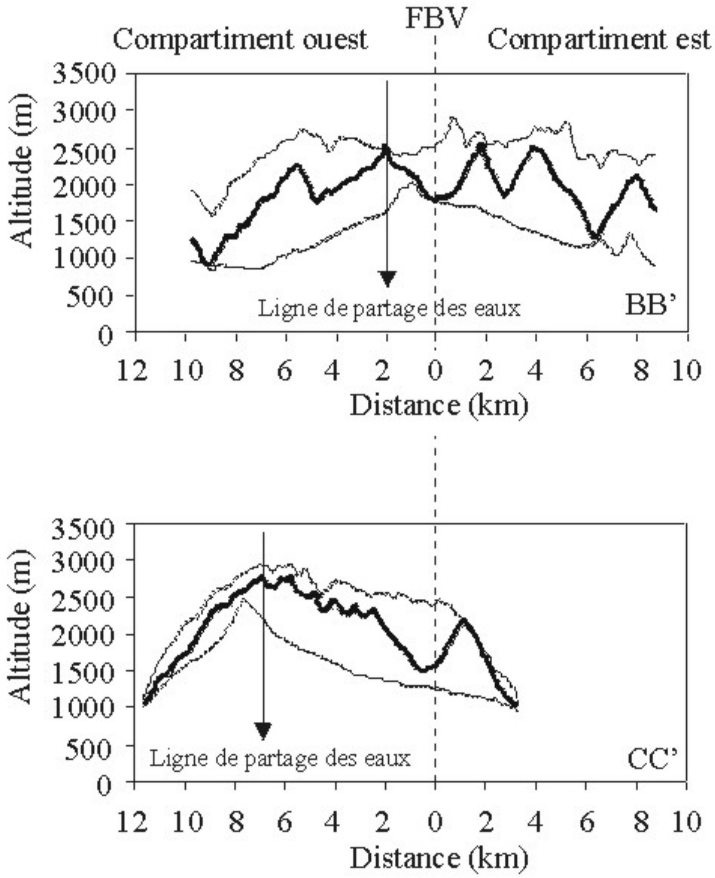


Figure 78 : Elévations maximales, minimales et moyennes des deux profils les plus septentrionaux.

Contrairement aux deux précédents diagrammes (Emax et r), la représentation de la profondeur d'incision (d) et de la proportion du relief local occupé par les vallées (ϕ) montrent des comportements du relief suivant les deux profils étudiés *quasi* identiques.

En effet, chacun des deux profils montre une profondeur d'incision élevée (environ 900 m pour BB' et 400 m pour CC') par rapport à l'ensemble de la courbe vers 5 km à l'ouest de la faille. Un pic quasiment de même amplitude, proche de 900 m et de 1000 m (respectivement CC' et BB') est localisé près de la faille. On note enfin une profondeur d'incision remarquable vers 3 km à l'est de la faille, proche de 700 m (BB') et de 300 m (CC'). Si on s'attarde plus longuement sur cette variable géomorphologique dans la région de la FBV, on remarque que la profondeur d'incision élevée est localisée pour le profil BB' environ 500 m à l'est alors qu'elle se trouve 500 m à l'ouest pour le profil CC'. Dans cette même zone, la proportion du relief local occupé par les vallées est fort et s'étend sur 4 km de part et d'autre de la faille.

III.2.2.3. Interprétation

Au centre du massif (profil AA'), la différence d'élévation et de relief local de part et d'autre de l'axe central du socle semble beaucoup moins notable que dans le sud est du massif où le versant français d'altitude peu élevé, comparativement au versant italien, montre un relief local clairement plus faible et plus homogène (Ribolini, 2000).

L'observation majeure entre ces deux versants, mise en évidence par l'étude de la profondeur d'incision du relief le long de ce profil central, est la puissance érosive des cours d'eau beaucoup plus élevée sur le bassin versant italien que sur le bassin versant français. En effet, le relief montre une profondeur d'incision de même amplitude au passage du Ruisseau Freddo (versant italien) qu'au passage de la Tinée (versant français) (**Fig. 12**). Or le profil AA' recoupe la Tinée à environ 37 km de sa source alors qu'il ne recoupe le Ruisseau Freddo qu'à environ 2 km.

Cette forte incision présente sur le versant italien, comparée à celle qui caractérise le bassin versant de la Tinée, semble indiquer que (i) soit les deux bassins versants (qui correspondent aussi globalement aux deux compartiments de la faille) ne réagissent pas de la même façon à des facteurs tectoniques et/ou climatiques identiques, (ii) soit il réagissent différemment parce que les phénomènes tectoniques et/ou climatiques sont différents. Cette deuxième hypothèse semble la plus probable sachant que le niveau de base des bassins versants de la Stura et du Gesso (plaine du Pô) est plus haut que celui des bassins versants de la Tinée et de la Vésubie (bassin Ligure), les mêmes conditions climatiques et tectoniques pour une lithologie quasiment homogène auraient tendance à favoriser une incision supérieure sur les bassins versant français. Or, c'est exactement le contraire qu'il se passe ! Sachant que sur l'ensemble de la zone étudiée le climat ne va pas être fondamentalement différent, le signal enregistré dans le compartiment est de la faille témoignerait d'un soulèvement tectonique plus important dans la partie orientale du massif. La réponse des cours d'eau se manifeste alors par une plus forte incision du relief sur le versant italien.

Le long du profil BB', l'élévation du relief du compartiment est, son fort relief local et sa profonde incision près de la zone de cisaillement révèlent la présence de mouvements verticaux le long de cette faille. Pourtant, les altitudes maximales et le relief local présents dans la partie nord du massif (profil CC') ne semblent pas *a priori* valider cette hypothèse. En effet la partie nord du massif, aplanie contrairement à la partie centrale semble témoigner de l'érosion glaciaire. Depuis cette phase, même si des mouvements verticaux affectent cette zone, la morphologie au contact de la faille n'en témoigne pas aussi clairement que dans la partie centrale. Néanmoins, la forte incision du relief (**Fig. 12**) le long de ce profil le plus septentrional semble souligner un phénomène érosif très actif qui pourrait être rapporté à un

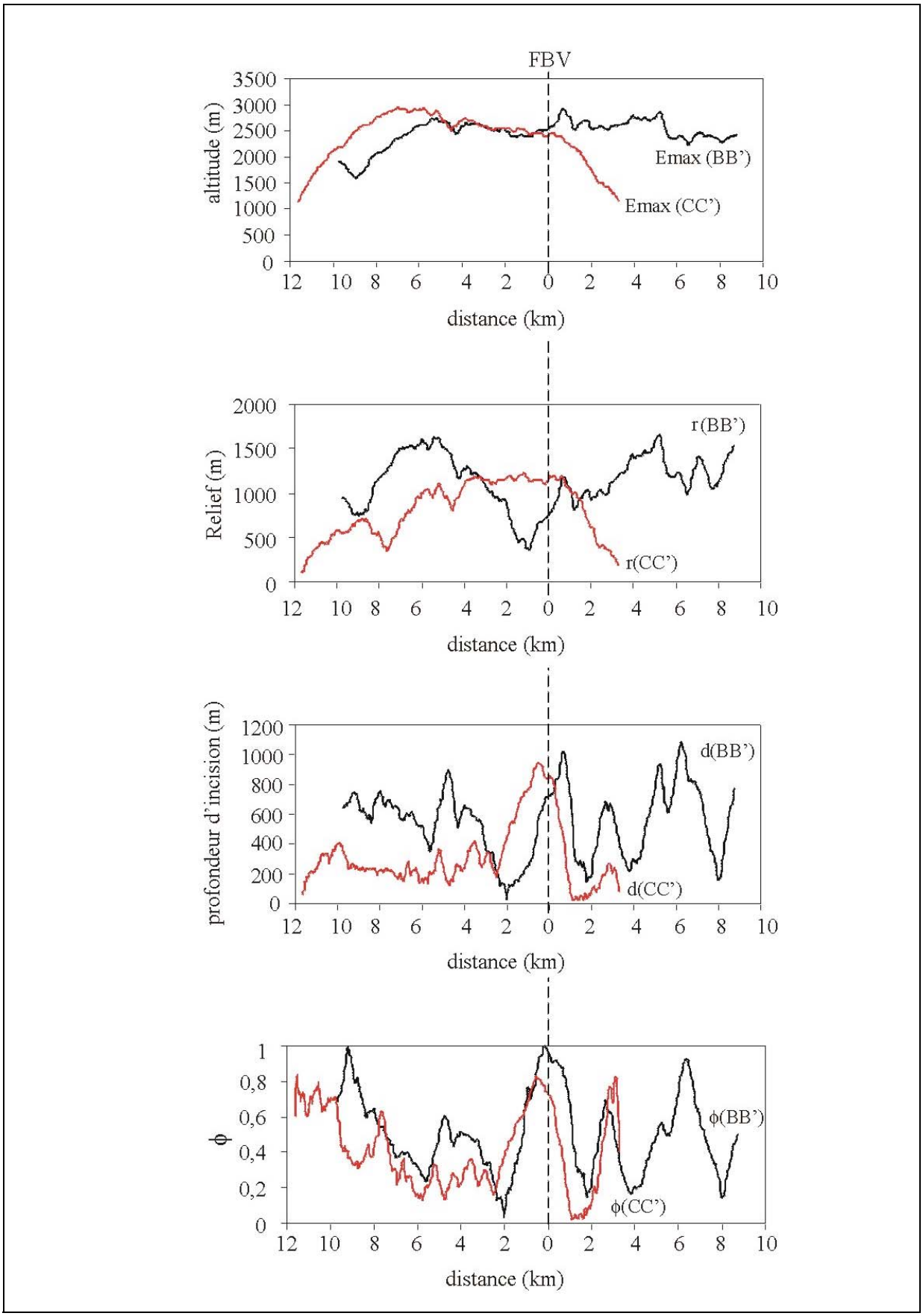


Figure 79 : Représentation graphique des paramètres géomorphologiques pour les profils BB' et CC'

mouvement vertical le long de la faille de Bersézio. En effet, si le bloc est se soulève, les affluents de la Stura dont la partie avale draine ce bloc, incisent fortement le relief dans leur partie amont afin de tendre vers une position d'équilibre. Ceci explique le décalage des deux pics de profondeur d'incision, observé de part et d'autre de la FBV, pour le profil BB' (incision dans le compartiment est) et CC' (incision dans le compartiment ouest) (**Fig. 12**).

III.2.3. DISCUSSION-CONCLUSION PARTIELLE

D'après les analyses présentées sur le réseau hydrographique et sur la topographie, il apparaît clairement que les signaux détectés dans le massif de l'Argentera sont fortement perturbés par l'emprunte glaciaire ce qui complique bien évidemment les interprétations.

Le signal le plus fort qui ressort de cette analyse géomorphologique est la présence d'un soulèvement plus important dans le compartiment est de la zone de cisaillement de Bersézio que dans le reste du massif. Ce résultat est complémentaire et cohérent avec les interprétations proposées d'après l'étude des traces de fissions sur apatites (Bigot-Cormier *et al.*, *soumis*). En effet, les données TF mettent en évidence une dénudation du massif vers 3,5 Ma à un taux de dénudation estimé jusqu'à l'actuel à environ 1,1-1,4 mm/a (30-25°C/km). Cette dénudation de l'Argentera est très certainement en rapport avec la phase compressive subie par l'ensemble des massifs cristallins externes dont les âges de dénudations sont cohérents avec celui du massif de l'Argentera (Bogdanoff *et al.*, 2000) ; compression traduite par un raccourcissement vers le SW (Labaume *et al.*, 1989) dans ce massif. L'étude thermochronologique montre que postérieurement à la dénudation, le socle a subi un mouvement inverse le long de la FBV estimé à environ 500 m (Bigot-Cormier *et al.*, 2000). D'après cette étude géomorphologique ce mouvement post-3,5 Ma semble toujours présent, post-dernière phase glaciaire. Toutefois, les données sismologiques acquises dans la région du massif de l'Argentera ne nous permettent pas de proposer que ce soulèvement soit toujours actif aujourd'hui (§ I.3.2., **Figure 21**) (Madeddu *et al.*, 1996) puisque aucun séisme n'a été récemment enregistré le long de cette faille.

L'interprétation géodynamique proposée par Ribolini (2000) basée sur des données géomorphologiques, morphostructurales et sur l'analyse du relief (**Figure 66**) est cohérente avec les résultats obtenues au cours de notre analyse géomorphologique. En effet, ce mouvement inverse proposé le long de la faille de Sabion se traduit par un soulèvement enregistré préférentiellement au centre du massif et à l'est de la faille de Bersézio. Néanmoins, aucun mouvement tardif n'a été enregistré par les traces de fission le long de la faille de Sabion, ni sur apatites, ni sur zircons. En effet, un échantillon prélevé sur le Mont Aiery, au nord de cette faille, a été daté par TF sur apatites (110°C) et révèle un âge de 9,6 ± 1,1 Ma pour une altitude de 2500 m. Un autre échantillon prélevé au Mont Clapier à 3045 m, au sud de cette même faille, est âgé de 11,2 ± 0,5 Ma. Ces âges cohérents entre eux, montrent une attitude linéaire avec l'ensemble des autres échantillons prélevés sur ce compartiment est de la FBV et ne mettent pas en évidence de mouvements différentiels le long d'une discontinuité majeure.

Néanmoins, on notera que l'échantillonnage dans cette zone est très faible, on ne peut donc pas être catégorique. Pourtant, le fait de ne pas le détecter par la méthode TF pourrait indiquer que le soulèvement du compartiment NE le long de la faille de Sabion est faible (<500 m).

III.3. EVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE DU MASSIF DE L'ARGENTERA

Nous avons utilisé un modèle numérique d'évolution géomorphologique afin de vérifier s'il existe une adéquation entre la géomorphologie actuelle du massif et l'histoire de sa dénudation déduite par l'analyse des traces de fission sur apatites.

Un tel modèle numérique permet de prédire l'évolution de la topographie et l'histoire de la dénudation d'une région à partir d'une part, d'hypothèses de départ sur l'histoire tectonique et d'autre part, de descriptions physiques des processus d'érosion. Obtenir une topographie finale proche de la topographie actuelle et un diagramme âge/altitude obtenue par l'étude thermochronologique traces de fission (TF) sur apatites, nous permettraient (i) de valider nos interprétations TF et (ii) de proposer les quantités de soulèvement et de décharge sédimentaire nécessaire pour permettre à des échantillons qui ont passé les 110 °C il y a environ 12,5 Ma de se retrouver aux sommets alors que les plus jeunes à 3,5-4 Ma doivent être localisés dans les vallées.

Après la présentation du programme utilisé pour réaliser cette étude, nous essaierons de l'appliquer au massif de l'Argentera en déterminant tout d'abord la valeur des paramètres qui peuvent être contraints par les études thermochronologique, géomorphologique et autres (notamment gravimétrique et bioclimatique). Ensuite nous décrirons les solutions qui nous paraîtront acceptables pour valider nos résultats et enfin, nous présenterons les résultats obtenus tout en tenant compte des limites de ce modèle.

III.3.1. PRESENTATION DU MODELE NUMERIQUE

Le modèle numérique utilisé, nommé CASCADE, a été développé à l'Australian National University de Canberra (Australie) par J. Braun, M. Sambridge et P. Van der Beek (Braun et Sambridge, 1997 ; Van der Beek et Braun, 1998).

Souvent utilisé pour des modélisations conceptuelles permettant par exemple de comprendre l'effet d'un système chevauchant actif sur l'évolution du réseau hydrographique (Duffait, 2000), ce modèle est aussi appliqué sur des objets réels afin de caractériser et de quantifier les mouvements de surface (Van der Beek et Braun, 1999 ; Van der Beek *et al.*, 1999, 2001).

La principale caractéristique de ce modèle est l'utilisation d'une grille de cellules aléatoires, basée sur la triangulation de Delaunay (Braun et Sambridge, 1997). Les nœuds discrétisant le paysage, n'étant pas connectés entre eux par une grille rectangulaire ou triangulaire régulière, permettent d'obtenir une morphologie finale qui ne présente aucune symétrie pouvant être liée à la géométrie de la grille. Cette grille peut être utilisée soit en évolution statique, soit en évolution dynamique. Dans notre cas, la modélisation de mouvements verticaux réagissant à la tectonique et aux processus de surface ne va pas entraîner d'ajout de nœuds au cours du calcul, ni de déplacement latéral. Il n'y a donc pas de redistribution des nœuds des triangles de Delaunay à chaque incrémentation.

Plusieurs équations régissant les processus de surface sont résolues dans ce programme et synthétisées dans ce qui suit :

- **l'érosion par diffusion** :

Les processus lents de versants (fauchage, ruissellement diffus, etc..) sont caractérisés par un taux de transport proportionnel à la pente et peuvent être décrits par une loi de diffusion (Culling, 1960) :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \kappa_d \cdot \Delta h$$

avec κ_d la diffusivité topographique (m^2/an) qui dépend du climat et de la lithologie, Δ le laplacien, h l'altitude (m) et t le temps (en années) (Culling, 1960 et 1965 ; Mitchell, 1976 ; Colman et Watson, 1983 ; Hanks *et al.*, 1984).

Les valeurs de κ_d peuvent varier de $10.^{-2}$ à $10.^{-3}$ en fonction du type d'environnement pour différentes échelles (Hanks *et al.*, 1984).

- **l'érosion par glissements de terrain** :

Dans des région tectoniquement actives, caractérisées par de forts reliefs, il a été montré que la majeure partie du transport sur les versants se fait par glissement de terrain (Densmore *et al.*, 1998). Pour modéliser correctement ce processus, il faut tenir compte de son caractère hautement stochastique qui s'exprime par des distributions fréquence-magnitude obéissant à une loi de puissance (Hovius *et al.*, 1997 ; Densmore *et al.*, 1997).

$$n_c(A \geq A_c) = \kappa A_r \left(\frac{A_c}{A_r} \right)^{-\beta}$$

où le premier terme est le nombre de glissements dont la surface est supérieure ou égale à A_c par an sur une zone de surface totale A_r, « κ » est le taux de glissement par unité de surface et par an, β est sans unité.

La routine utilisée dans CASCADE, destiné à modéliser les glissements de terrain a été développé par B. Duffait (2000). Cette subroutine tient compte de 2 paramètres : la pente critique p, un paramètre k_0 qui relie la probabilité de glissement au temps écoulé depuis le dernier glissement de terrain :

$$p_{int} = \frac{H}{Hc} + k_0 \cdot \frac{\Delta t_{gliss}}{t}$$

Avec « p_{int} » qui est la probabilité intermédiaire, « p_{gliss}, » la probabilité du glissement, « H », la hauteur de pente instable, « Hc » la hauteur stable maximale de la pente « Δt_{gliss} », le temps écoulé depuis le dernier glissement de terrain en ce point et « t », le pas de temps utilisé. Néanmoins, il faut corriger cette probabilité pour la durée du pas de temps choisi, car ce dernier peut varier au cours de la modélisation (optimisation du pas de temps).

$$p_{gliss} = 1 - (1 - p_{int})^{k1 \cdot dt}$$

k1 est un paramètre qui relie cette probabilité à l'intervalle de temps choisi pour la modélisation.

On notera que les valeurs de k_0 et k_1 utilisées sont usuellement de l'ordre de $10.^{-2}/10.^{-1}$.

Cette étude (Duffait, 2000) a pu mettre en évidence l'importance du rôle stabilisateur des glissements de terrain dans l'évolution des reliefs et permet ainsi au relief de tendre vers un équilibre dynamique.

- **l'érosion fluviatile** (ou érosion linéaire) :

L'incision du relief par un cours d'eau dépend de la nature du matériaux à inciser, du volume et de la vitesse de l'eau courante ainsi que de la pente.

Un modèle simplifié mais dont les applications donnent des résultats corrects (Kooi et Beaumont, 1994) suppose que le transport fluviatile à grande échelle est contrôlé par la

capacité de transport Q_{eq} des cours d'eau, ici supposé contrôlé par la puissance linéaire : $Q_{eq} = K_f v_r A p$

Où K_f sans dimension, relie le flux de l'eau au flux de sédiments transportés par le cours d'eau, v_r supposé constant est le taux de précipitation de la région, A est l'aire drainée en amont et p, la pente locale.

Néanmoins, la charge locale Q n'est pas nécesairement égal à la capacité de transport. En effet, elle sera limitée par « l'érodabilité » des roches et les apports des versants. Comme la rivière tente d'atteindre un flux de sédiment égal à la capacité de transport (Leopold et Maddock, 1983), les cours d'eau, tentent constamment de réajuster leur profondeur, leur largeur, leur vitesse et leur pente (Ritter *et al.*, 1995).

Il se produit alors érosion Q<Qeq : $\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{Q - Q_{eq}}{L_{fb}} < 0$

ou sédimentation dans le cas contraire : $\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{Q - Q_{eq}}{L_{fa}} > 0$

La longueur caractéristique d'érosion L détermine la vitesse avec laquelle la capacité de transport à l'équilibre est approchée. Elle représente en fait l'érodabilité du matériau : La valeur de L_{fb} utilisée dans le modèle pour le « bedrock » (roche indurée) sera plus importante que celle de L_{fa} pour les alluvions (roche meuble).

Le programme CASCADE, programmé en langage fortan, est constitué de plusieurs subroutines appelées par le programme principal à chaque pas de temps défini. Chaque subroutine caractérise un processus intervenant dans l'évolution du paysage. Il est aisé de modifier soit le programme principal pour n'utiliser que les processus adaptés à la modélisation envisagée, soit les subroutines elles-mêmes, pour adapter la modélisation du processus qu'elles représentent.

Les subroutines peuvent se diviser en deux types : les subroutines de démarrage dans lesquelles nous allons initialiser les différents paramètres du modèle et les subroutines de calcul qui vont être appelées à chaque pas de temps pour faire évoluer le relief.

- Les subroutines de démarrage sont les suivantes :
  - *Initialize general parameters* : initialisation du pas de temps, de la durée totale du modèle, des densités de la croûte et du manteau, des paramètres liés aux glissements de terrain (pente critique, k_0, k_1), si oui ou non on permet des influences tectoniques, isostatiques, eustatiques…),
  - *Initialize nodal geometry* : initialise la taille du modèle, le maillage et la topographie de départ,
  - *Initialize erosional properties* : initiation des paramètres d'érosion linéaire et de diffusion.

- Les subroutines appelées à chaque pas de temps, impliquant une évolution du modèle sont les suivantes :
  - *Change sea level* : variation eustatique,
  - *Tectonic uplift* : déplacements verticaux liés à la tectonique imposés par l'utilisateur (modèle cinématique). A une période de temps donnée s'il n'y a pas de soulèvement tectonique imposé, il y aura uniquement un soulèvement isostatique par défaut,
  - *Orography* : calcul des précipitations,
  - *Find donors* : détermination du voisin le plus bas de chaque point,
  - *Find catchments* : détermination des bassins versants,

- *Fluvial erosion* : variations d'altitude dues à l'érosion des cours d'eau,
- *Diffusion erosion* : variations d'altitude dues à l'érosion sur les versants,
- *Landslide* : variations d'altitude dues à l'érosion par glissement de terrain,
- *Flexure* : rebond isostatique lié au déplacement de masse,
- *Write output* : sauvegarde de la topographie, de la géométrie, du réseau hydrographique, des flux entrants et sortants, des lieux et caractéristiques des glissements de terrain.

A partir des fichiers de sortie, en plus de la topographie, de la quantité d'érosion et du taux de soulèvement résultant de chaque incrémentation, il est possible de calculer, à partir de l'histoire de dénudation prédite et d'un géotherme imposé constant, un âge TF pour chaque point de la grille grâce à un modèle direct de prédiction (Van der Beek, 1995 ; Van der Beek *et al.*, 1999).

A la suite de ce calcul, nous pouvons réaliser des diagrammes âge/altitude virtuels pour différentes parties du modèle et les comparer aux données TF obtenues au cours de l'étude thermochronologique sur apatites (**Figure 47**, II.3.1).

Il s'avère que la combinaison entre la topographie actuelle et cette distribution âge/altitude impose de fortes contraintes aux paramètres d'érosion ainsi qu'aux conditions limites du modèle.

III.3.2. PARAMETRES ET CONDITIONS LIMITES UTILISES DANS LE MASSIF DE L'ARGENTERA

III.3.2.1. Paramètres ou conditions limites qui n'évoluent pas au cours de la modélisation et qui sont contraints par différentes études

a. La géométrie initiale

L'une des conditions limites les plus difficiles à contraindre dans ce type de modélisation est la géométrie initiale. Or, dans le massif de l'Argentera, une étude se basant sur des critères palynologiques et climatologiques (Fauquette *et al.*, 1999) met en évidence qu'il y a 5 Ma, les sommets localisés au SE du massif de l'Argentera, aujourd(hui à environ 3000 m, se trouvaient environ à 2000 m d'altitude. Cette région se serait donc soulevée d'environ 1000 m au cours du Plio-Quaternaire. De plus, les données traces de fission ont permis de proposer que la partie NO du massif s'est dénudée vers 6 Ma. On peut donc penser qu'à 5 Ma, cette région du massif était surrélevée (moins enfouie) que le reste du socle.

Ces contraintes géométriques nous ont incité à commencer la modélisation de l'évolution de surface du massif de l'Argentera à 5 Ma.

Afin de simplifier la modélisation, la géométrie initiale choisie est une surface rectangulaire, de 50 km X 25 km (correspondant schématiquement aux dimensions du massif), avec un nœud tous les 500 m (soient 5000 nœuds), plane et pentée vers le SE, permettant ainsi d'individualiser un point haut au NO (dont l'altitude > 2000 m pourra être modifiée au cours des différents tests), alors que le point bas au SO est à 2000 m (**Figure 80**).

Le programme y introduira, de façon aléatoire, des irrégularités de surface millimétriques afin de permettre le développement d'un réseau hydrographique.

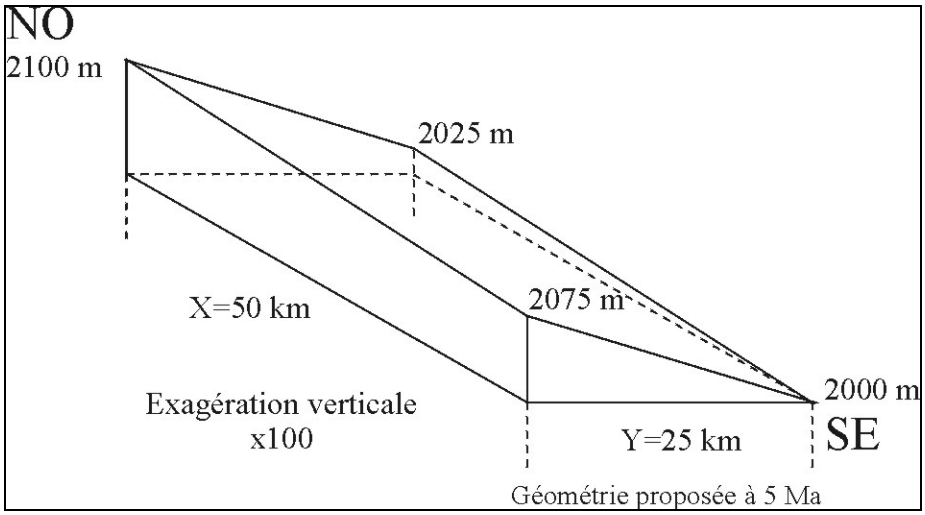


Figure 80 : Géométrie initiale utilisée dans le modèle d'évolution géomorphologique basée sur des données provenant d'une étude biogéographique et climatologique (Fauquette *et al.*, 1999) ainsi que de l'étude thermochronologique par TF (Bigot-Cormier *et al.*, soumis).

b. La densité

Les densités utilisées dans le modèle correspondent aux valeurs déduites d'une étude de modélisation de la structure profonde sous l'Argentera basée sur les données gravimétriques (anomalies de Bouguer) (Stéphan *et al.*, en préparation). Cette étude préliminaire permet de proposer une densité de 3.3 pour le manteau et un éventail de densités pour la croûte et les sédiments (**Figure 81**). Nous utiliserons la densité de 2.7 pour la croûte qui correspond en fait à une valeur moyennée plutôt qu'à une valeur exacte.

c. L'épaisseur élastique

La flexure lithosphérique peut se modéliser numériquement en appliquant un paramètre non physique qui est l'épaisseur élastique. Cette valeur dépend de la structure thermique, de l'épaisseur de la croûte et de la courbure de la plaque présentant une flexure (Burov et Diament, 1996). En étudiant différents contextes continentaux, ces auteurs comparent les épaisseurs élastiques envisageables dans l'orogène alpin et proposent des valeurs inférieures à 20 km pour les Alpes méridionales, inférieures à 28 km pour les Alpes occidentales et supérieures à 40 km pour les Alpes orientales, pour une épaisseur de croûte de 40 km.

Au cours de notre modélisation, nous avons donc utilisé une valeur de 20 km afin de nous rapprocher de la flexure lithosphérique la plus probable dans la région étudiée.

III.3.2.2. Paramètres qui n'évoluent pas au cours de la modélisation, non contraints, mais testés par des études antérieures

d. Les paramètres d'érosion

Les paramètres non contraints sur le massif de l'Argentera et très influents sur la morphologie finale sont tout d'abord, les paramètres d'érosion κd, K_f et L_{fb}. Ces termes définis précédemment contrôlent le style et la vitesse d'évolution du paysage (Van der Beek et Braun, 1998).

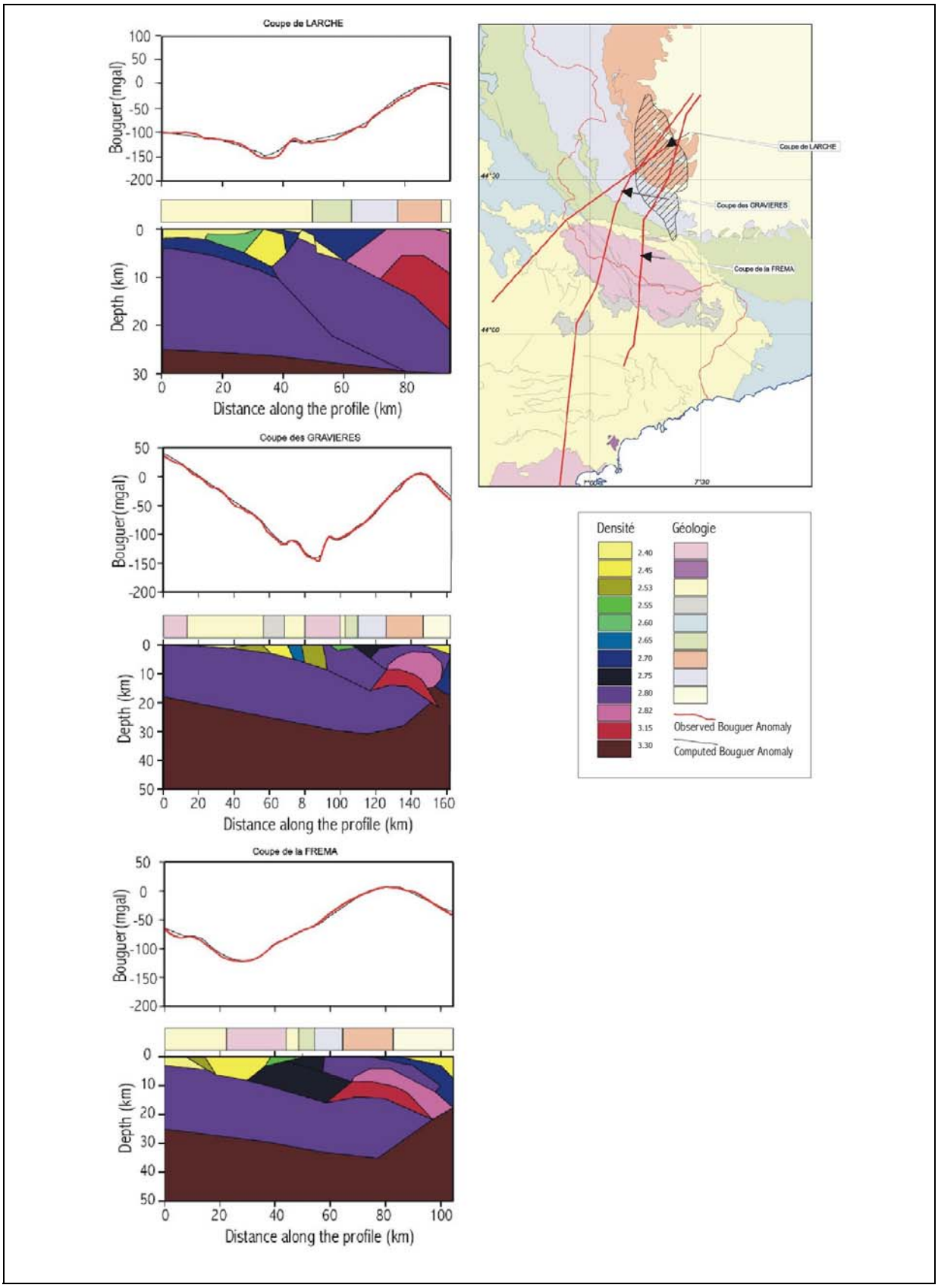


Figure 81 : Densité des différentes structures internes présentes sous l'Argentera et l'avant-pays alpin obtenue à partir d'une étude en cours (Stéphan, Mercier de l'Epinay et Masson, en préparation) à partir des anomalies gravimétriques (anomalies de Bouguer) obtenues lors du programme GéoFrance 3D.

L'incision fluviatile dans les vallées est contrôlée par le rapport $E=K_f/L_{fb}$. Les variations de L_{fb} influent fortement sur la vitesse du processus (à travers E) et sur la forme du relief. Pour une valeur de E constante, la variation de L_{fb} affectera les profils d'équilibre des cours d'eau (Kooi et Beaumont, 1994). Une valeur de L_{fb} élevée (par exemple L_{fb} =200 km) va permettre de développer des profils de rivières à pentes raides avec une incision concentrée dans la vallée et va favoriser la création de paysages à forts reliefs (Van der Beek et Braun, 1998) contrairement à une valeur de L_{fb} plus faible qui permet une érosion beaucoup plus développée sur les versants.

Un autre paramètre qui influence lui aussi la forme du relief est la capacité du transport de versants relative au transport fluviatile. Il est caractérisé par le rapport $R=\kappa d/K_f$. Plus la valeur de R est élevée, plus la densité du drainage et la pente diminuent et plus la morphologie du relief « s'arrondie ». Au contraire, plus R est faible, plus l'incision fluviatile aura tendance à créer des gorges profondes et des paysages à hauts reliefs (Van der Beek et Braun, 1998).

Enfin, la pente critique liée au déclenchement des glissements de terrain a une influence sur le nombre de glissements et sur le volume de décharge sédimentaire (Duffait, 2000). Or, les glissements de terrain jouent un rôle très influent sur l'évolution du paysage. Lorsque cette pente critique d'instabilité augmente, le nombre de glissements de terrain est plus faible, mais en revanche, le volume moyen des glissements et le volume total déplacé augmentent (Duffait, 2000).

e. Autres paramètres

On notera que pour des raisons liées au temps de calcul, nous avons utilisé un pas de temps constant de 500 ans pour chaque incrémentation.

De plus nous avons fixé les paramètres influant sur les glissements de terrain « k_0 et k_1 » à $10.^{-2}$ (Duffait, 2000).

La longueur caractéristique d'érosion des alluvions L_{fa} doit être très inférieure à la longueur caractéristique d'érosion du socle (Van der Beek et Braun, 1998). On fixe classiquement la valeur de L_{fa} à 10 km.

III.3.2.3. Histoires tectonique et eustatique imposées

f. Les variations eustatiques

A la fin du Miocène, le bassin méditerranéen s'est asséché au cours de la crise messinienne (§ I.4.3, p. 45). L'effondrement eustatique entre 5,8 Ma et 5,3 Ma a été estimé à environ –1500 m (Ryan, 1976 ; Clauzon, 1982 ; Réhault *et al.*, 1984) et a été suivi par une forte remise en eau de +80 m. Cette remise en eau est la plus forte des 10 derniers millions d'années (Haq *et al.*, 1987) et a perduré dans le temps jusqu'à 3,8 Ma.

Ce haut niveau marin a donc fait remonter le niveau de base des cours d'eau drainant le massif de l'Argentera faisant ainsi varier les processus de surface et permettant alors le dépôt d'une mégaséquence de comblement des rias méditerranéennes au Pliocène inférieur (Clauzon *et al.*, 1995) jusqu'au sud du massif cristallin.

Afin de rester au plus près des données et de prendre en compte cette période de plus faible érosion, nous avons imposé une élévation du niveau eustatique de 80 m entre 5 et 3,8 Ma puis nous l'avons annulée de 3,8 Ma jusqu'à l'actuel. A partir de 3,8 Ma, la valeur du niveau eustatique est à zéro. Le niveau de base étant plus bas, l'érosion fluviatile sera légèrement plus active.

g. La tectonique

L'histoire de la dénudation récente obtenue d'après l'analyse thermochronologique par TF sur les apatites nous contraint sur les âges, les vitesses et la géométrie des discontinuités tectoniques. Cependant, la traduction de dénudation à soulèvement n'est pas direct (Montgomery, 2001).

Le compartiment NO se dénude depuis environ 6 Ma à une vitesse estimée jusqu'à l'actuel à environ 0,6-0,8 mm/a pour un gradient géothermique de 30-25°C/km. Ce premier refroidissement enregistré par les traces de fission est-il une simple réponse isostatique ou tectonique ? Parallèlement, à la même période, le reste du massif enregistre une faible dénudation (0,2 mm/a) qui semble elle, se réaliser par simple réponse isostatique à des processus de surface vue sa vitesse de dénudation.

A partir de 3,5 Ma, la plus grande partie du massif enregistre une dénudation notable de 1,1-1,4 mm/a pour un gradient géothermique de 30-25°/km (§ II.3.1.7, p. 81). Postérieurement, un jeu inverse le long de la faille de Bersézio/Veillos permet une surélévation du compartiment NE d'environ 500 m par rapport au compartiment SO.

Donc, d'après nos données géochronologiques, plusieurs blocs de socle semblent avoir joué au cours des 5 derniers Ma. Les vitesses de soulèvement que nous imposerons ne devrons bien évidemment pas être supérieures aux vitesses de dénudation calculées d'après les âges TF (incluant les effets de l'érosion et de la tectonique).

Les valeurs de soulèvement seront majorées par essais-erreurs en fonction de l'altitude qu'elles créeront sur le paysage final pour des valeurs d'érosion les plus envisageables dans ce type de contexte (Van der Beek et Braun, 1998).

Cette routine « *Tectonic uplift* », dans le programme original, permet à chaque incrémentation d'imposer un soulèvement uniforme de la surface à modéliser non adapté à notre étude qui demande des mouvements différentiels. Par conséquent, afin de prendre en compte le mouvement inverse tardif le long de la faille de Bersézio/Veillos et/ou le mouvement précoce du bloc NO, nous avons créé des discontinuités (i) suivant la géométrie des deux failles N140 (Bersézio) puis subNS (Veillos) jouant postérieurement à 3,5 Ma et/ou (ii) suivant la limite entre les vieux âges TF obtenus sur zircons (>50 Ma) et les plus jeunes (<30 Ma).

Dans le cas d'un soulèvement imposé pour le bloc NO dès 5 Ma, qui se poursuit de façon généralisée dans le reste du massif à 3,5 Ma et qui s'accentue le long de la faille de Bersézio postérieurement (à 2,5 Ma), trois valeurs de soulèvement sont alors imposées dans notre modèle (uplift1, uplift2 et uplift3) au lieu d'un seul à l'origine.

Dans le cas d'un soulèvement qui ne commence qu'à partir de 3,5 Ma (en considérant alors que le bloc NO ne subit qu'un soulèvement isostatique en réponse à une dénudation le long de la faille du « Camp des Fourches » (**Figure 44**, p. 79) avec ensuite un jeu tardif le long de la discontinuité, deux valeurs seront imposées (uplift2 et uplift3).

Ces taux de soulèvement constants pour une période de temps donnée, peuvent varier au cours du calcul en fonction des valeurs imposées par l'utilisateur.

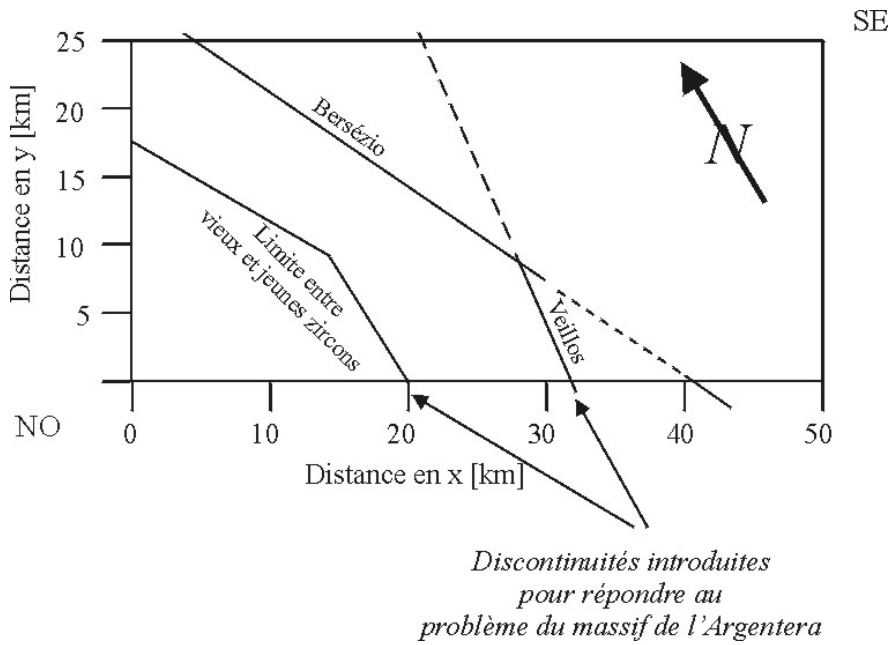


Figure 82 : Présentation en carte de la géométrie des discontinuités localisées sur le massif de l'Argentera et intégrées au modèle.

III.3.3. SOLUTIONS RECHERCHEES

Une solution sera considérée satisfaisante lorsque les paramètres bien contraints ou testés par essais-erreurs nous permettrons d'obtenir une topographie ainsi qu'une relation âge/altitude comparables à celles observées dans le massif de l'Argentera.

D'une part, nous avons cherché à nous rapprocher de la topographie actuelle qui a été décrite dans l'étude géomorphologique précédente. Tout d'abord, les sommets avec une altitude de l'ordre de 3300 m doivent essentiellement être localisés dans le SE du massif avec une crête allant vers le NO. De plus, le réseau hydrographique doit montrer une ligne de partage des eaux sur toute la longueur du massif et par conséquent, individualiser deux bassins versants : l'un caractérisé par une rivière longeant la bordure SO du massif (la Tinée) avec un bassin versant moins développé et incisant moins le relief que celui présent sur la bordure NE du massif (la Stura et le Gesso) (**Figure 83A**).

Enfin, les fonds de vallées doivent avoir une altitude de l'ordre de 500 m.

D'autre part, nous avons recherché avec les mêmes paramètres à obtenir un diagramme âge/altitude calculé, comparable à notre diagramme obtenu par l'analyse TF sur apatites, c'est-à-dire avec des âges de l'ordre de 12-12,5 Ma entre 2500 et 3000 m et une rupture vers 1500 m d'altitude pour des âges centrés sur 3,5-4 Ma (**Figure 83B**).

Les contraintes sur cette étude résident dans le fait qu'il faille obtenir avec les mêmes paramètres d'une part la topographie globale et d'autre part la courbe âge/altitude TF. Seul l'obtention des deux paramètres pourra nous permettre de proposer un soulèvement tectonique envisageable ainsi qu'une quantité de dénudation depuis 5 Ma.

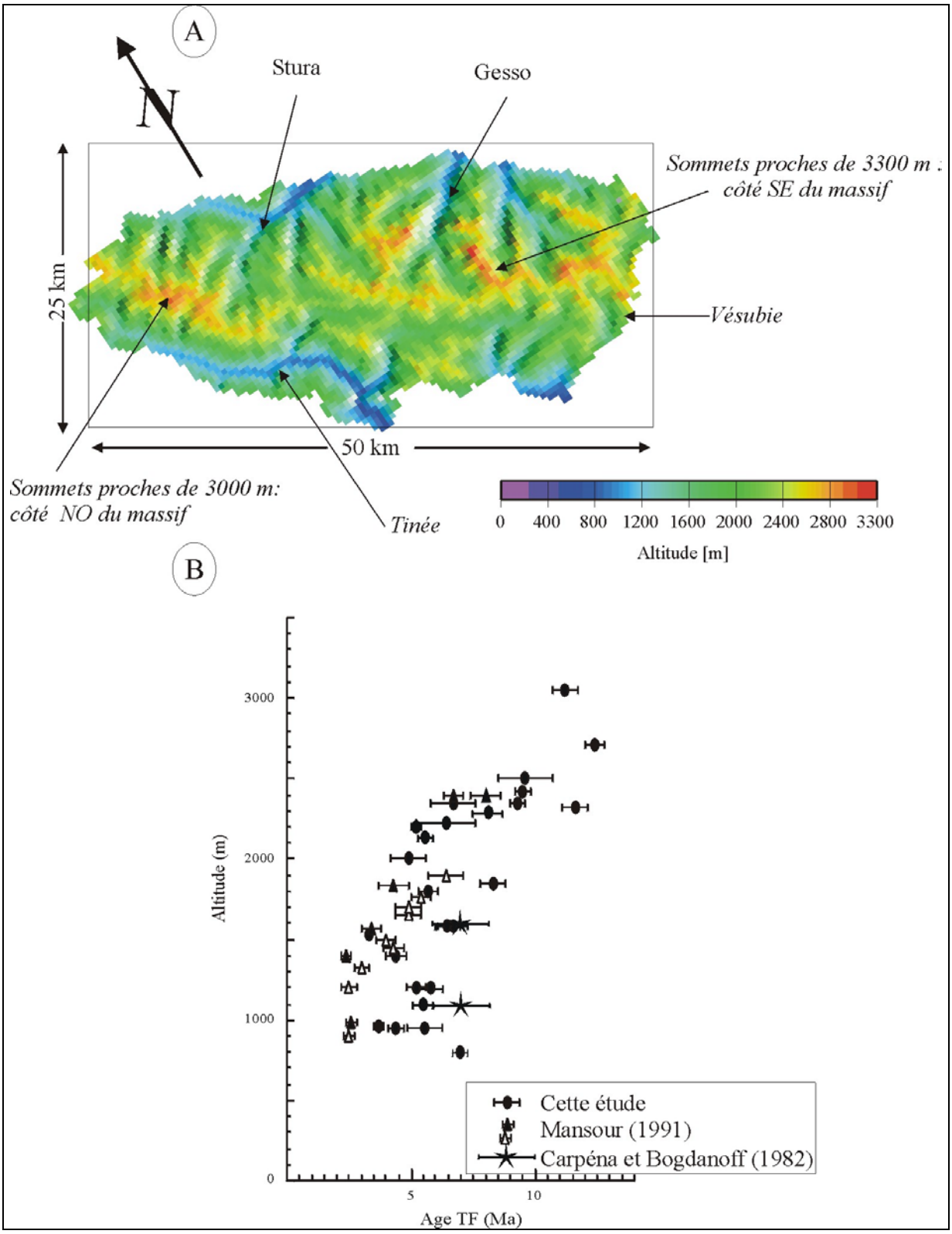


Figure 83 : A. MNT du socle de l'Argentera à 500 m
et ses caractéristiques recherchées dans la modélisation.
B. Diagramme âge/altitude observé d'après les résultats TF sur apatites dans l'ensemble du socle cristallin externe de l'Argentera (Carpéna et Bogdanoff, 1982 ; Mansour, 1991 ; Bigot-Cormier *et al.*, soumis).

III.3.4. RESULTATS

Deux types de tests ont été réalisés au cours de cette étude (qui a compté 70 tests) afin de retrouver l'histoire de la dénudation la plus envisageable.

Au cours du premier type de tests, nous avons fait évoluer notre modèle en ne tenant compte que de la discontinuité de Bersézio/Veillos à 2,5 Ma suite à un soulèvement global débutant à 3,5 Ma.

Le second type de tests a pris en compte le refroidissement précoce du bloc NO. Nous avons individualisé ce bloc afin de lui faire subir un soulèvement tectonique dès 5 Ma suivi ensuite par le soulèvement global à 3,5 Ma.

Pour l'ensemble des tests réalisés, les valeurs de soulèvement (dont la limite maximale est contrainte par les vitesses de dénudation connues) et les paramètres d'érosion sont testés par essais-erreurs.

III.3.4.1. Un soulèvement global à 3,5 Ma suivi par un mouvement inverse le long de la ZBV à 2,5 Ma

Nous présentons ici deux résultats des tests réalisés (TEST N°1 et TEST N°2°) afin de caractériser la contrainte que nous apporte les données TF sur la quantité de matériel à éroder et les soulèvements à imposer.

A partir des paramètres utilisés dans le TEST N°1 (**Tableau 11**), l'évolution de surface sur 5 Ma a permis d'obtenir une topographie finale calculée (**Figure 84A**) très proche de celle observée sur le MNT (**Figure 83A**). En effet, seul les sommets au NO sont absents.

L' altitude maximale calculée est de 3320 m et l'altitude minimale est de 443,5 m.

Paramètres		valeurs
- Pente critique	p	17°
- Tectonique uniforme dès 3,5 Ma	uplift2	soit 0,34 mm/a
- Tectonique différentielle à 2,5 Ma	uplift3	soit 0,54 mm/a
- Constante de transport fluviatile	Kf	5.10^{-3} m/a
- Longueur caractéristique d'incision du socle	Lfb	20.10^{3} m
- Diffusivité topographique	Kd	1.10^{-3} m^2/a
- *Efficacité d'incision fluviatile*	*E= kf/ Lfb*	*$2,5.10^{-7}$ a^{-1}*
- *Rapport diffusivité / transport fluviatile*	*R= kd/ kf*	*0,2 m*

Tableau 11 : Paramètres utilisés pour le TEST N°1 (**Figure 84**).

On observe un bassin versant peu développé au SO simulant la Tinée et un second plus développé et incisant plus fortement à l'est simulant la Stura et la Gesso.

Par contre le diagramme TF calculé pour un gradient de 30 °C/km, n'est pas du tout en accord avec le diagramme TF observé (Figure 84B). En effet, tous les âges sont supérieurs à 7 Ma et aucune rupture de pente n'est visible malgré l'accélération imposée (uplift2).

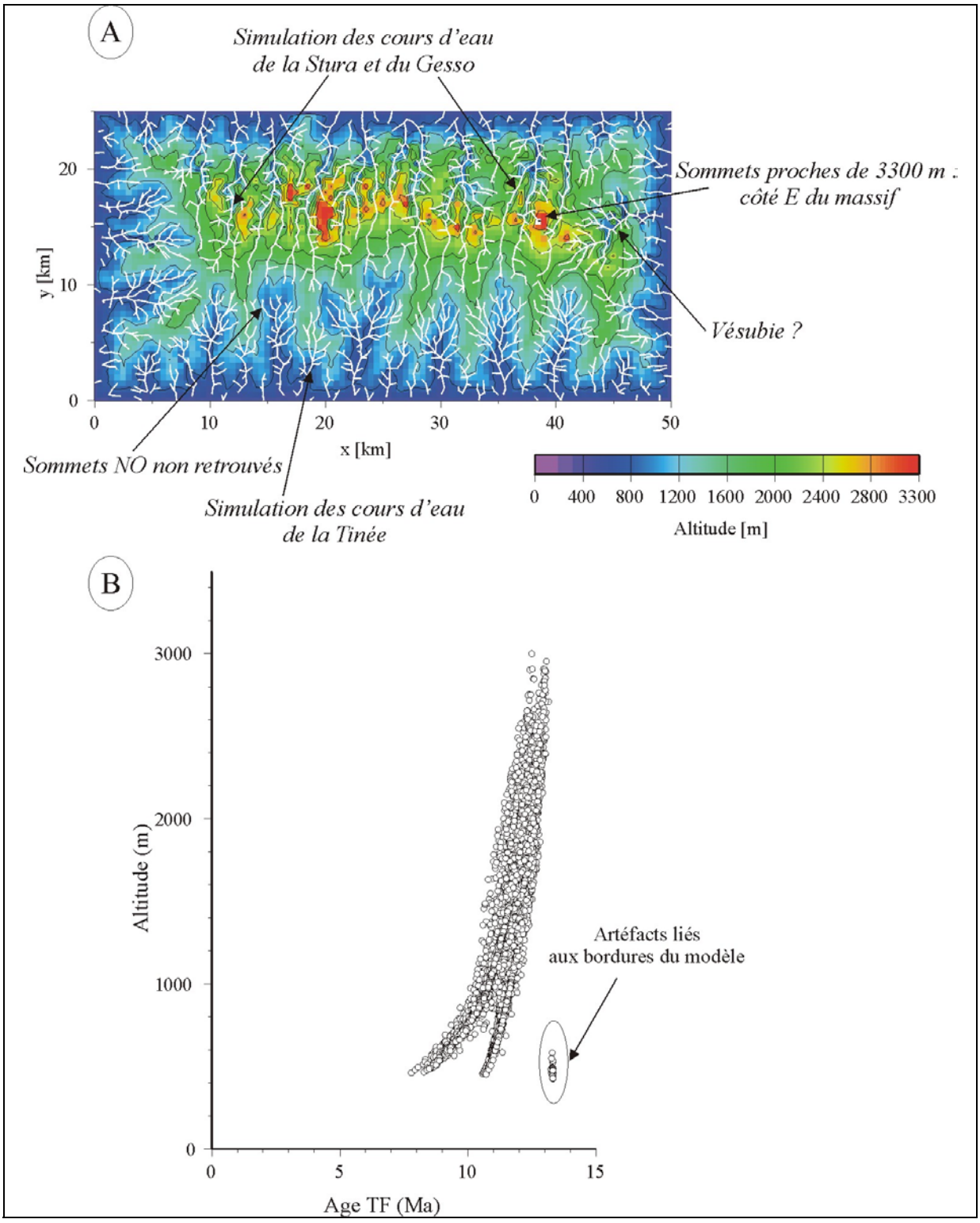


Figure 84 : TEST N°1

A. Morphologie calculée à partir des paramètres présentés (Tableau 11) ; B. Diagramme âge/altitude calculé sur 5000 points pour un gradient géothermique de 30°C/km.

Ce diagramme calculé nous indique donc que le socle ne s'est pas assez dénudé pour permettre aux échantillons qui ont passé la ZRP (« zone de rétention partielle » à 110 °C – (§ II.2.5.1, p. 65)) il y a 3,5 Ma, d'affleurer dans les vallées. Afin de permettre au socle de se dénuder suffisamment pour obtenir un diagramme TF acceptable, il apparaît donc nécessaire d'imposer des valeurs de soulèvement supérieures à celles présentées pour le TEST N°1 (**Tableau 11**). Cependant, si l'on impose plus de soulèvement, le relief va augmenter et la morphologie ne sera alors plus acceptable. Il est donc nécessaire, parallèlement à l'augmentation du soulèvement, d'augmenter les valeurs des paramètres d'érosion afin de trouver un équilibre entre la topographie et les valeurs des paramètres de soulèvement/érosion contrôlant la dénudation et donc le diagramme TF.

Au cours des différents tests, nous avons suivi cette procédure en jouant sur cet équilibre soulèvement/érosion. Le TEST N°2 (**Tableau 12**) est une solution qui apparaît acceptable aussi bien pour sa topographie calculée que pour le diagramme TF (**Figure 85**).

Paramètres		valeurs
- Pente critique	p	16°
- Tectonique uniforme dès 3,5 Ma	uplift2	soit 0,8 mm/a
- Tectonique différentielle à 2,5 Ma	uplift3	soit 1 mm/a
- Constante de transport fluviatile	Kf	3.10^{-2} m/a
- Longueur caractéristique d'incision du socle	Lfb	60.10^{3} m
- Diffusivité topographique	Kd	1.10^{-3} m^2/a
- *Efficacité d'incision fluviatile*	*E= kf/ Lfb*	*5.10^{-7}* a^{-1}
- *Rapport diffusivité / transport fluviatile*	*R= kd/ kf*	*0,03 m*

Tableau 12 : Paramètres utilisés pour le TEST N°2 et N°3 (**Figure 85** et **Figure 87**).

En effet, on retrouve les mêmes caractéristiques morphologiques que précédemment, avec cette fois une légère surélévation du bloc NO (**Figure 85A**) pour lequel on s'attendrait cependant à avoir des altitudes bien supérieures, proches des 3000 m.

L'altitude maximale calculée est de 3342,5 m et l'altitude minimale est de 515 m.

Au cours de ce test, les taux de soulèvement imposés, de 0,8 mm/a pour le mouvement global et de 1 mm/a pour le soulèvement tardif sont bien plus élevés (**Tableau 12**) que ceux du précédent (**Tableau 11**). Ils permettent une dénudation suffisante du massif pour montrer un diagramme âge/altitude calculé très proche de celui observé (**Figure 85B**), avec des âges de 12-12,5 Ma entre 2500 et 3000 m ainsi qu'une rupture de pente entre 1500 et 2000 m pour des âges compris entre 2,5 et 4,5 Ma.

Pour ce modèle qui montre des résultats très satisfaisants, nous avons représenté l'évolution de l'érosion totale à différentes périodes de temps sur 5 Ma (**Figure 86**).

Entre 4 et 3 Ma, c'est essentiellement l'érosion fluviatile qui contrôle la décharge de matériel de l'ordre de 1000 m à la fin du premier million d'années et de l'ordre de 1500m il y a 3 Ma, alors que le soulèvement tectonique agit depuis 500 ka.

Il y a 2 Ma, la quantité maximale de matériel érodé était proche de 3000 m. Postérieurement au mouvement inverse le long de la faille de Bersézio/Veillos, l'érosion s'accentue dans la partie est pour atteindre des quantités de soulèvement maximales de 5000 m, soit un taux de dénudation moyenné dans cette région sur les 5 derniers millions d'année, de l'ordre de 1 mm/a (pour un gradient géothermique de 30°C/km) alors que dans la partie

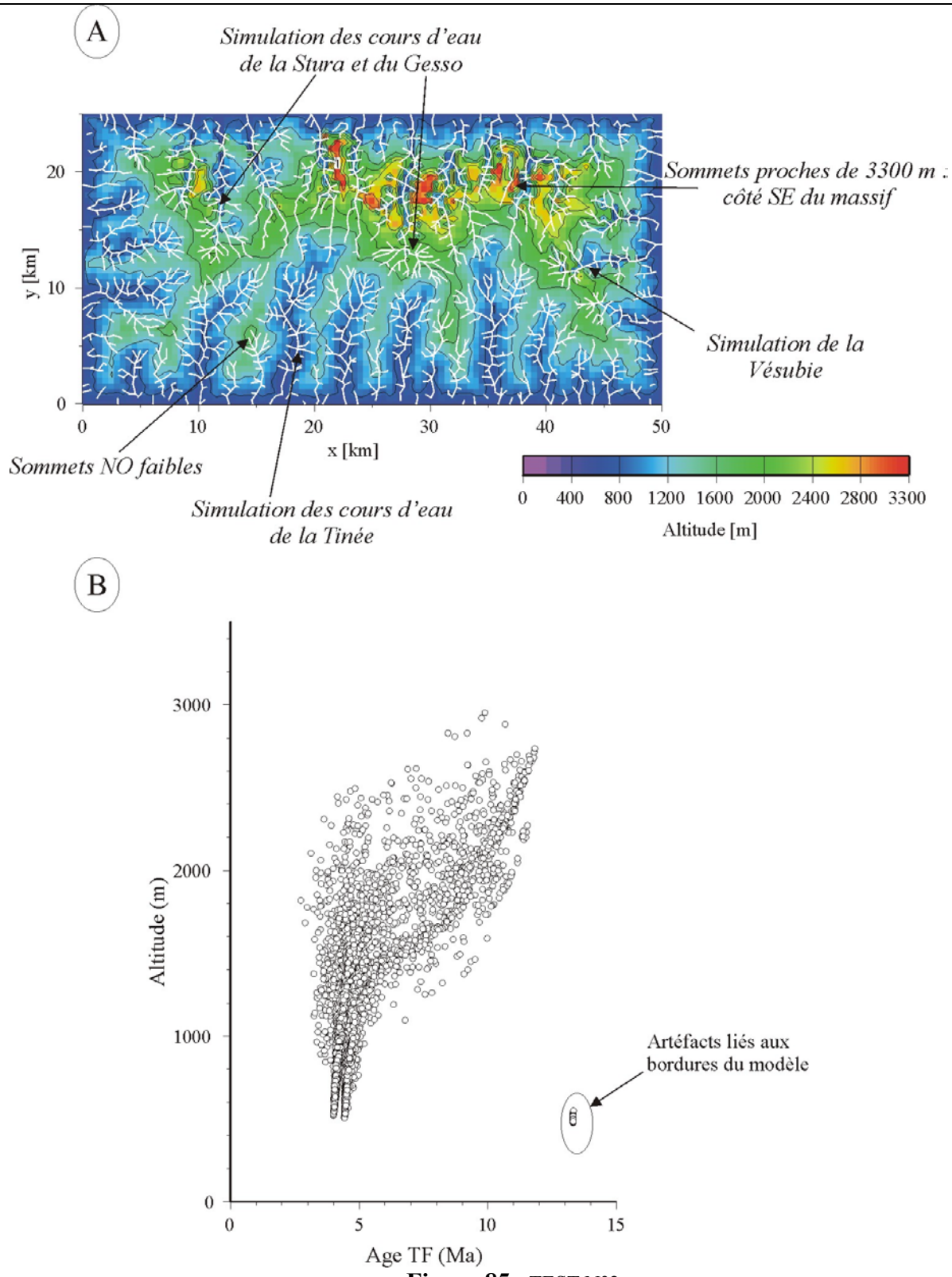


Figure 85 : TEST N°2

A. Morphologie calculée à partir des paramètres présentés (**Tableau 12**) ; B. Diagramme âge/altitude calculé sur 5000 points pour un gradient géothermique de 30°C/km.

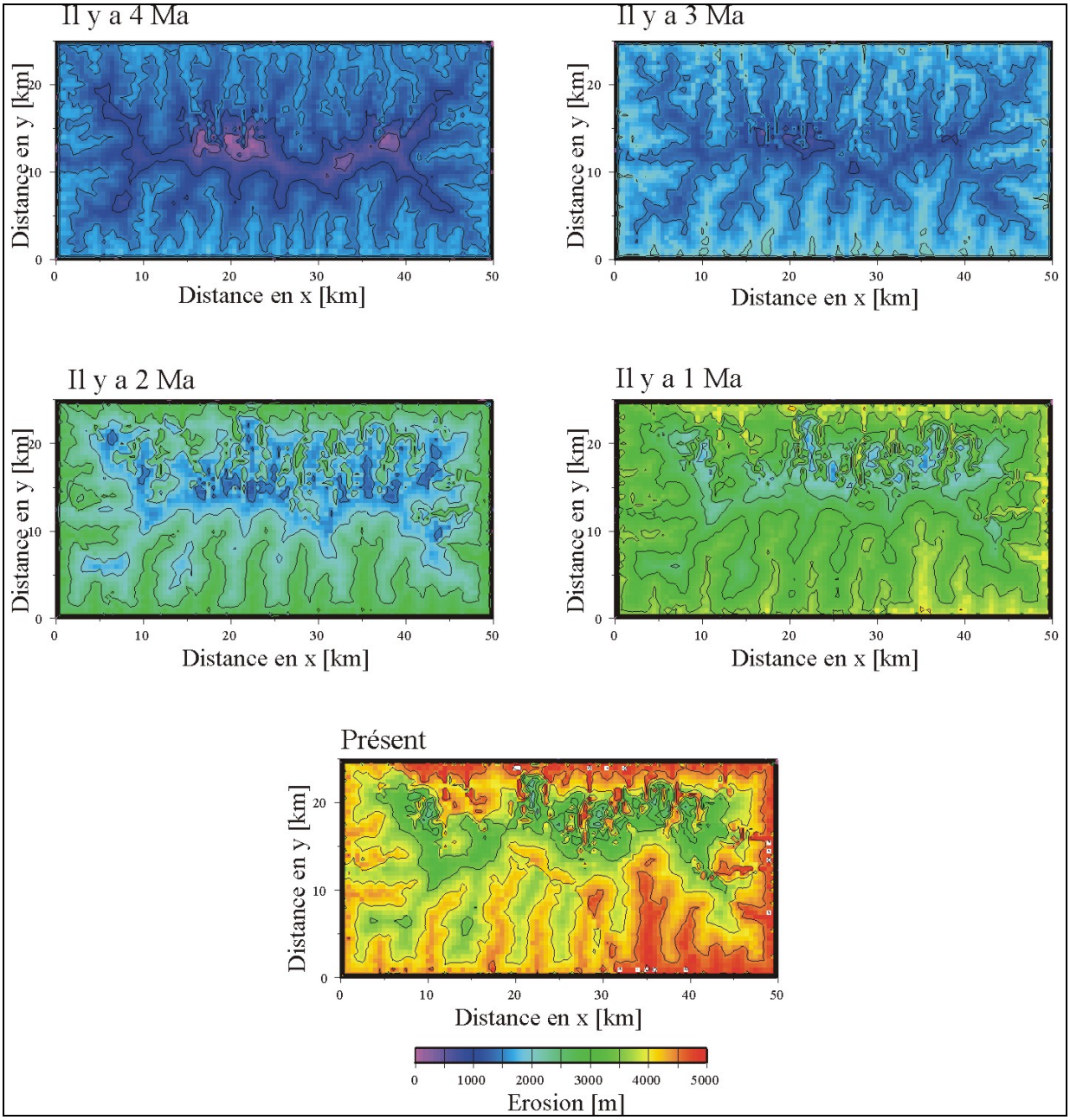


Figure 86 : Cartes de bilan de flux sédimentaire total (TEST N°2) au cours des 5 derniers millions d'années (**Figure 85**).

NO, les valeurs maximales atteintes sont de l'ordre de 4000 m. Sur 5 Ma, le taux de dénudation peut donc être estimé dans cette partie à 0,8 mm/a (30°C/km). Aujourd'hui, la décharge sédimentaire s'évacue préférentiellement vers la plaine du Pô alors qu'il y a 3 Ma, cette décharge se réalisait apparemment de façon plus homogène vers le bassin Ligure et la plaine du Pô.

Bien que ce test prédit une morphologie ainsi que des âges TF proches de ce que nous attendions, nous avons essayé de rechercher un moyen de retrouver les sommets de l'ordre de 3000 m au NO du massif, car ils existent !

Tout en ne modélisant un soulèvement qu'à 3,5 Ma, nous avons testé une géométrie initiale avec un coin NO beaucoup plus haut, à 2400 m au lieu des 2100 m pris pour les test précédents. En effet, cette zone dans la géométrie initiale est la moins bien contrainte et peut-

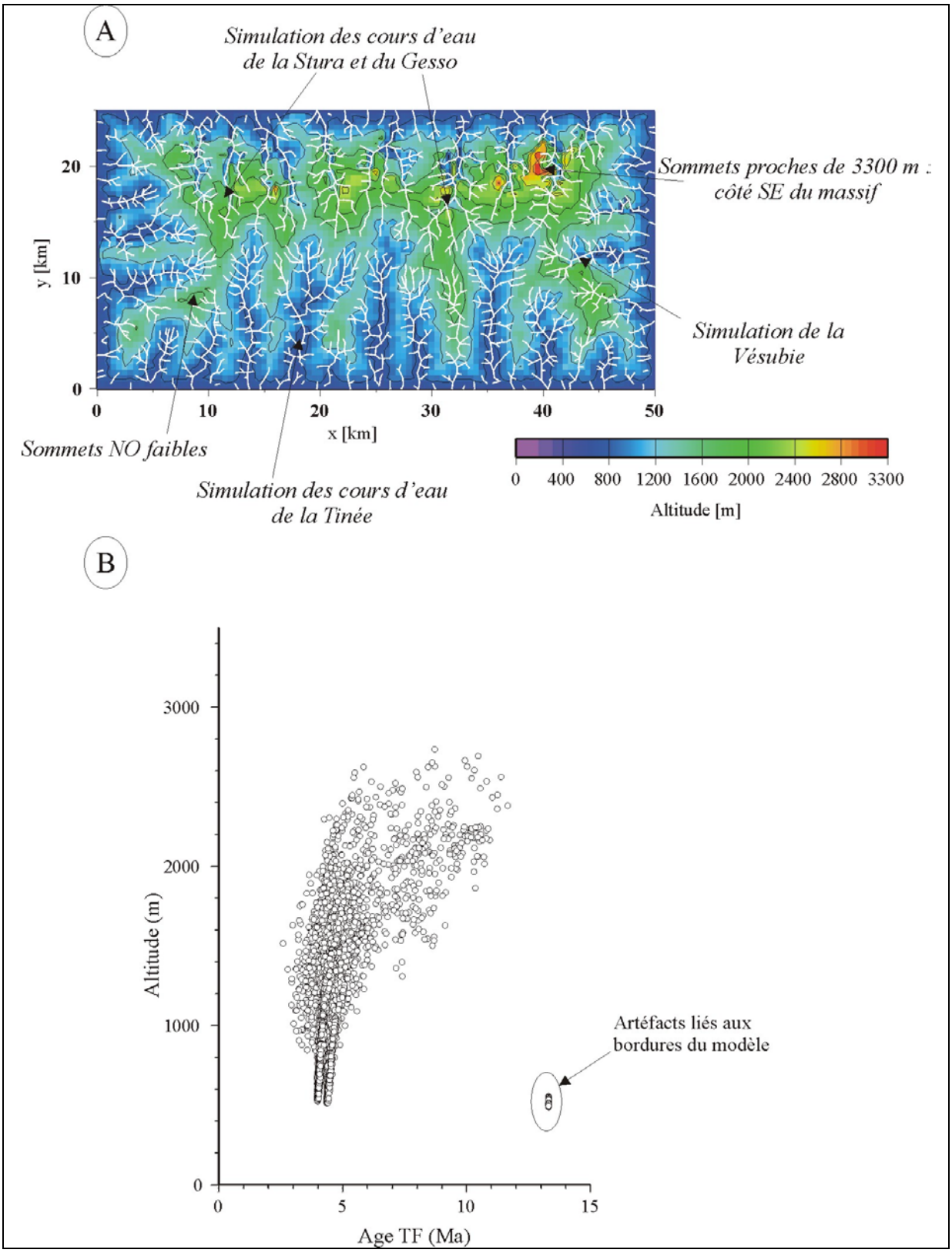


Figure 87 : TEST N°3

A. Morphologie calculée à partir des paramètres présentés (**Tableau 12**) ; B. Diagramme âge/altitude calculé sur 5000 points pour un gradient géothermique de 30°C/km.

être qu'il y a 5 Ma, la différence d'altitude entre le coin NO et SE était beaucoup plus importante.

On a donc appliqué au TEST N°3 exactement les mêmes paramètres que pour le TEST N°2 (**Tableau 12**) avec pour seul changement la géométrie initiale (**Figure 87A**).La topographie calculée finale dont les plus hauts sommets sont à 3261 m et les vallées les plus basses à 524,4 m n'est pas aussi satisfaisante qu'au précédent test. Non seulement les sommets dans la région NO ne sont pas plus hauts que dans le TEST N°2, mais en plus la topographie à l'est n'est pas aussi bien représentée que dans le test précédent. La géométrie initiale avec un différentiel de 100 m entre le point NO et SE permet d'apporter une topographie finale plus proche de nos attentes. Néanmoins, il ressort essentiellement de ce test que les conditions initiales ne sont apparemment pas très importantes sur l'évolution globale de la surface modélisée dans ce contexte tectonique.

En effet, le diagramme TF (**Figure 87B**) ne montre pas une rupture aussi claire vers 1500-200 m, mais il est toutefois très proche de nos attentes.

Donc, un changement dans la topographie initiale ne permet pas de retrouver par le calcul, les sommets pourtant présents au NO du massif. Nous avons alors testé une autre cinématique de dénudation avec trois phases tectoniques.

III.3.4.2. Un soulèvement NO dès 5 Ma suivi du même scénario que précédemment

Nous avons essayé de tester si les massifs du NO pouvaient apparaître grâce à un soulèvement tectonique appliqué sur ce bloc dès 5 Ma. En effet, d'après les TF enregistrées dans les apatites, nous savons que cette zone s'est refroidie vers 6 Ma à une vitesse de dénudation estimée jusqu'à l'actuel de 0,6 mm/a pour un gradient de 30 °C/km.

Au cours des tests précédents, nous avons considéré que ce soulèvement ne se réalisait que par réponse isostatique à une décharge de la couverture sédimentaire le long de la faille du « Camp des Fourches ».

Dans le TEST N°3, nous considérons qu'à 5 Ma (depuis 6 Ma d'après les données TF), le bloc NO, en plus de cette dénudation, subit un soulèvement tectonique (inférieur à 0,6 mm/a) qui va ensuite être repris dans le soulèvement global à 3,5 Ma qui se poursuivra par le mouvement inverse tardif au NE.

Les valeurs de soulèvements et les paramètres d'érosion sont quasiment identiques au TEST N°2 (**Tableau 13**). On ajoute cependant « uplift1 » qui correspond au mouvement précoce NO et la pente critique est légèrement supérieure.

Paramètres		valeurs
- Pente critique	p	16°
- Tectonique précoce NO dès 5 Ma	Uplift1 (m)	soit 0,4 mm/a
- Tectonique uniforme dès 3,5 Ma	uplift2	soit 0,8 mm/a
- Tectonique différentielle à 2,5 Ma	uplift3	soit 1 mm/a
- Constante de transport fluviatile	Kf	2,7.10-2 m/a
- Longueur caractéristique d'incision du socle	Lfb	60.103 m
- Diffusivité topographique	Kd	1.10-3 m2/a
- Efficacité d'incision fluviatile	E= kf/ Lfb	4,5.10-7a-1
- Rapport diffusivité / transport fluviatile	R= kd/ kf	0,04 m

Tableau 13 : Paramètres utilisés pour le TEST N°4 (**Figure 88**).

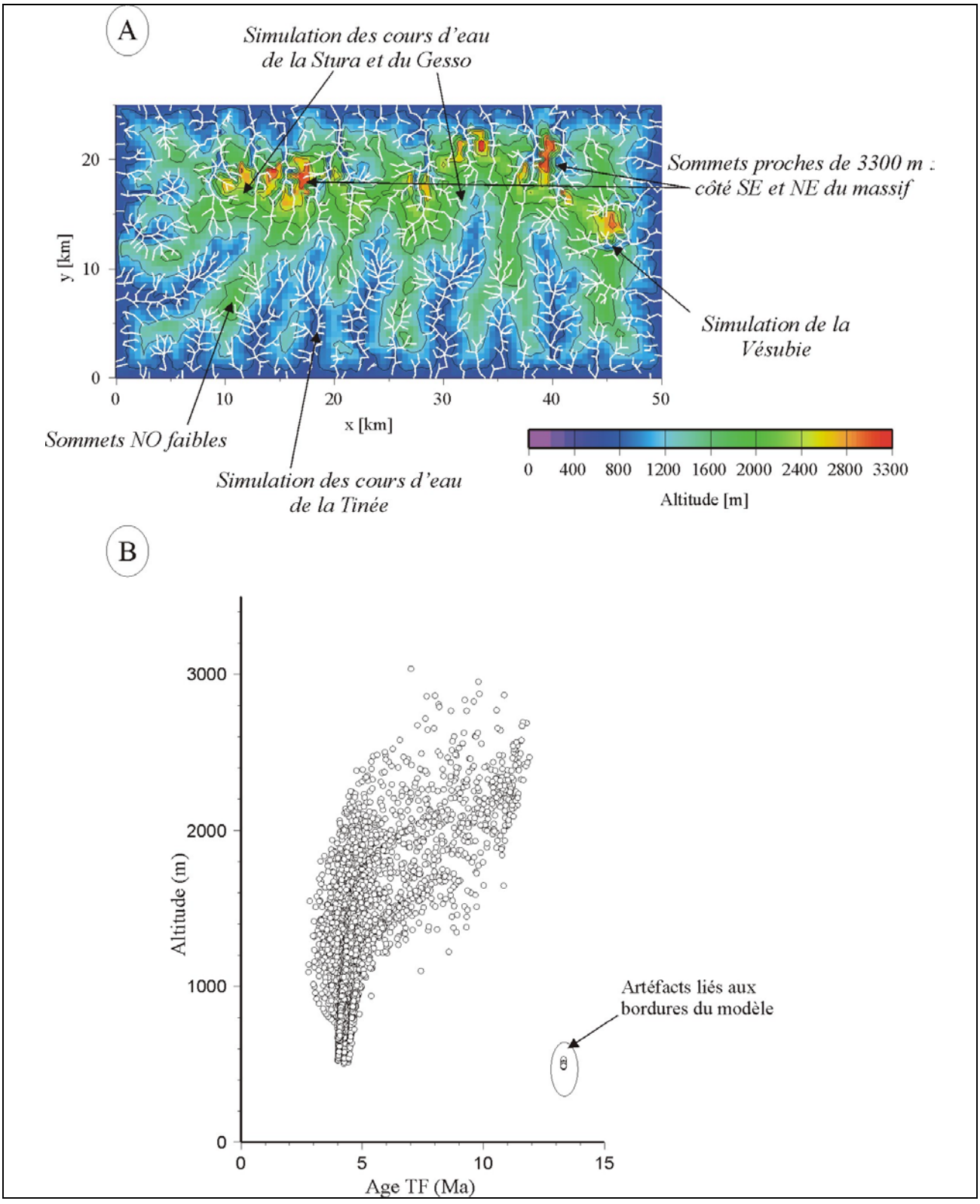


Figure 88 : TEST N°4

A. Morphologie calculée à partir des paramètres présentés (**Tableau 13**) ; B. Diagramme âge/altitude calculé sur 5000 points pour un gradient géothermique de 30°C/km.

La topographie finale calculée au cours du TEST N°3 dont l'altitude maximale est de 3342 m et minimale de 522 m, ne permet pas non plus de visualiser les sommets du compartiment NO, par contre ce soulèvement précoce semble induire de hauts sommets au NE qui ne sont pas présents dans la topographie réelle (**Figure 88A**).

Le diagramme TF calculé pour un gradient de 30°C/km est par contre tout à fait acceptable comparé au diagramme observé d'après les données TF (**Figure 88B**). Il met en évidence la présence d'âges compris entre 3 et 4,5 Ma dans les vallées, et vers 12,5 Ma aux sommets avec une rupture de pente bien marquée entre 1500 et 2000 m d'altitude.

Nous avons voulu représenter l'évolution de la décharge sédimentaire au cours du temps afin de mieux visualiser les mouvements qui ont été appliqués au cours de ce test.

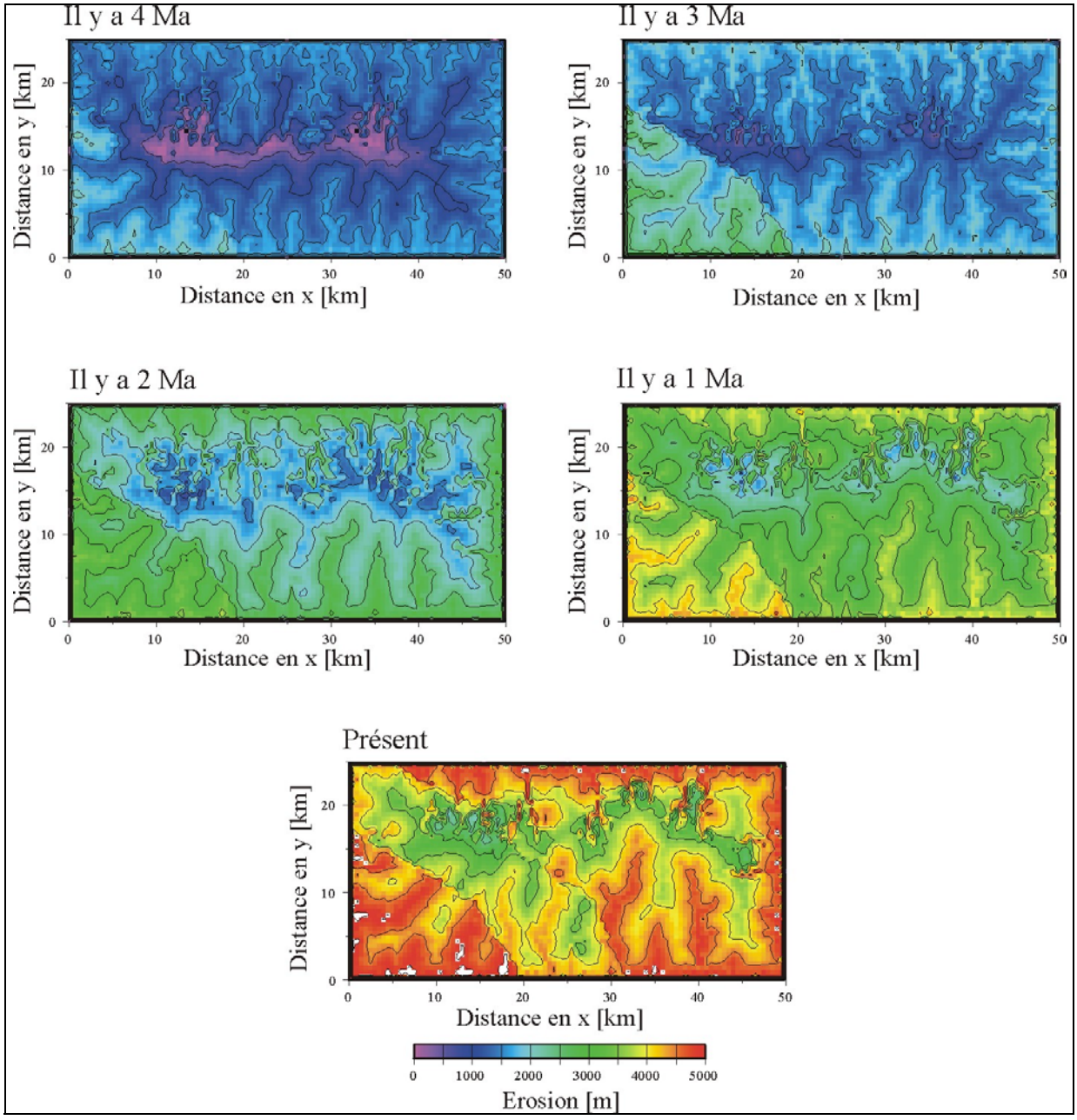


Figure 89 : Cartes de bilan de flux sédimentaire total (TEST N°4) au cours des 5 derniers millions d'années (**Figure 88**).

Par cette représentation (**Figure 89**), nous visualisons bien le soulèvement imposé au bloc NO qui permettrait ainsi, après 5 Ma, d'obtenir des valeurs d'érosion du même ordre que celles obtenues dans l'est du massif.

Néanmoins ce dernier test paraît moins convainquant que le TEST N°2 qui semble le plus en adéquation avec la topographie et le diagramme TF. Les paramètres utilisés dans ce modèle qui nous ont permis d'obtenir une solution satisfaisante permettent de proposer un soulèvement tectonique depuis 3,5 Ma, estimé à environ 0,8 mm/a pour la plus grande partie du massif et suivi par un soulèvement tardif de 1 mm/a le long de la faille de Bersézio/Veillos. L'ensemble de ces mouvements permettraient une quantité de décharge sédimentaire d'environ 5000 m depuis le début du Pliocène soit à une vitesse de dénudation de 0,1 mm/a affectant essentiellement le bassin versant oriental du massif de l'Argentera.

D'autre part, cette étude ne permet pas de visualiser les sommets présents sur le bloc NO, ni en imposant un soulèvement précoce de ce compartiment, ni en imposant une topographie plus élevée dans cette région. Ce résultat est-il lié à un problème géologique, géophysique ou aux limites du modèle ?

III.3.5. LES LIMITES DU MODELE

III.3.5.1. L'érosion glaciaire

Au cours de la description du programme, on a pu remarquer qu'un grand nombre de paramètres étaient pris en compte pour simuler l'érosion du massif. Néanmoins, au cours de la période sur laquelle nous avons travaillé, la surface modélisée a en réalité subi plusieurs phases glaciaires qui ont affecté sa morphologie comme nous l'avons mis en évidence dans l'étude précédente.

Or, cette érosion particulière laissant un modelé caractéristique fait de vallées en U, de cirques glaciaires… n'est pas modélisable dans le programme CASCADE. C'est pourquoi, nous nous sommes essentiellement basés sur les valeurs extrêmes de la topographie et la distribution des sommets, la morphologie réelle n'étant alors pas calculable.

Les valeurs imposées pour tous les paramètres d'érosion sont donc certainement plus important qu'en réalité puisqu'il a fallu enlever la même charge de matériel que l'a fait en réalité tous ces processus aidés des glaciers afin d'obtenir des sommets à 3300 m et des âges de 12,5 Ma aux sommets. On notera en effet que la morphologie finale calculée est beaucoup plus entaillées que le MNT, certainement liée à cette exagération de l'érosion fluviatile. On visualise en partie cette différence par la prédominance des altitudes < 1000 m (bleu) sur les cartes calculées comparée à la prédominance d'altitudes > 1200 m (vert) sur la carte réelle.

Il en résulte donc que malgré une morphologie différemment modelée, la quantité de dénudation doit être proche de la dénudation réelle puisque le résultat final (topographie et âge des sommets) est identique. Nous pouvons donc prendre en compte les résultats de dénudation obtenus par nos calculs.

III.3.5.2. Le gradient géothermique

Il faut noter que ces quantités d'érosion déjà très importantes ont été obtenues en considérant un gradient à 30°C/km et constant.

Dans le cas d'un gradient à 25°C/km, le diagramme TF n'est pas aussi bien en accord avec nos données (**Figure 90**). En effet, les vallées ne sont pas assez jeunes, il faut donc imposer plus de soulèvement, donc par conséquent, plus d'érosion. Or les paramètres

d'érosion pris en compte dans cette étude sont déjà très élevés, il faudrait en imposer plus pour arriver au résultat escompté. Continuer la dénudation pour obtenir un diagramme TF cohérent avec un gradient géothermique de 25 °C/km serait-il raisonnable ?

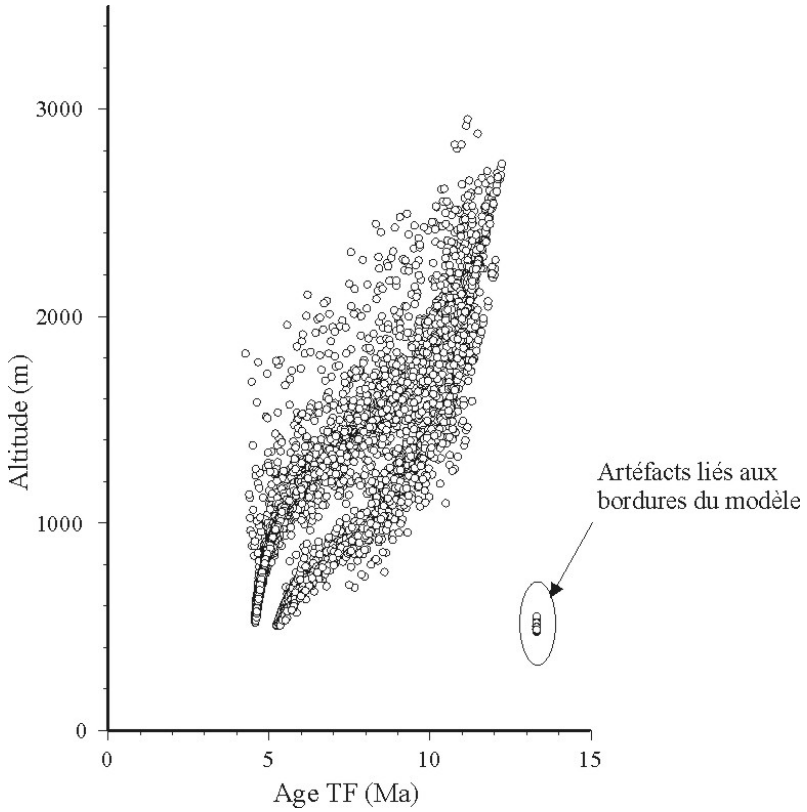


Figure 90 : Représentation du diagramme âge/altitude calculé (TEST N°2) pour un gradient géothermique de 25°C/km.

D'autre part, les diagrammes calculés âge/altitude sont obtenus en imposant comme forte hypothèse de départ que le gradient géothermique au cours du temps est constant. Or, étant donnée la forte dénudation observée sur l'ensemble du massif (Stüve *et al.*, 1994 ; Manktelow et Graseman, 1997 ; House *et al.*, 1998), il est fort probable que celle-ci ait une influence sur la structure thermique du massif, malheureusement non estimable avec ce modèle.

III.3.6. INTERPRETATION / DISCUSSION

III.3.6.1. Le compartiment NO

Malgré différents tests, la topographie du bloc NO n'a jamais pu être correctement représentée. Or l'ensemble des paramètres physiques que nous avons utilisés semble en adéquation avec les conditions réelles puisqu'il nous a été possible de retrouver et la topographie et le diagramme âge/altitude avec les paramètres utilisés dans le TEST N°2 dans le reste du massif.

Trois raisons à ce manque de relief peuvent donc être proposées :

1- Nous n'avons pas simulé l'histoire réelle de la dénudation dans cette partie du massif en raison peut-être du manque de données sur cette région.

2- Cette région ne présente pas les mêmes caractéristiques physiques que le reste du massif du fait de sa structure profonde très différente de celle du reste du massif.

3- Les limites du modèle pourrait être à l'origine de cette topographie calculée anormalement plate. En effet, l'érosion glaciaire n'a pas été prise en compte alors que cette zone d'après les profils de rivières a été fortement perturbée par l'érosion glaciaire. D'autre part, nous avons utilisé un gradient constant pour l'ensemble de l'évolution qui ne correspondrait pas à ce qu'à pu subir le compartiment NO.

Les données géophysiques (Béthoux *et al.*, soumis) mettent en évidence un brusque changement de la profondeur du Moho dans cette région, passant en 5 km de 30-35 km à 45-50 km de profondeur. L'épaississement de la croûte à cet endroit fait que les valeurs imposées pour l'épaisseur élastique par exemple ne sont plus adaptées à cette partie du massif. Néanmoins, le résultat ne serait quasiment pas différent. En effet, nous avons tester ce paramètre pour le TEST N°2. Ainsi, en doublant l'épaisseur élastique (de 10 km à 20 km), la différence obtenue sur les sommets les plus élevés est de l'ordre de 50 m !

Néanmoins l'ensemble des paramètres qui n'ont pas pu être pris en compte dans le modèle et la présence d'une structure profonde différente de celle du reste du massif sont autant de facteurs qui ont pu perturber notre topographie calculée bien que nous ne soyons pas en mesure de les expliquer.

On notera toutefois que dans ce compartiment un cours d'eau reliant une vallée principale (simulant la Tinée) est à l'origine de la forte érosion que subi le massif. D'après les paramètres utilisés dans ce modèle, la seule façon qui nous permettrait d'obtenir un relief dans cette région est une dénudation récente par rapport au reste du massif, ce qui serait en total désaccord avec les résultats thermochronologiques par traces de fission observés dans cette région aussi bien sur apatites que sur zircons.

III.3.6.2. L'histoire de la dénudation récente du massif

Le taux d'érosion obtenu de l'ordre de 1 mm/a, certes non négligeable, reste tout à fait dans les valeurs connues pour les chaînes de montagnes actives (Summerfield et Hulton, 1994).

D'une part, une récente étude géomorphologique réalisée dans les Alpes occidentales par datation cosmogénique ^{10}Be (Brocard *et al.*, soumis) met en évidence des incisions fluviatiles proches de 1 mm/a, en accord donc avec cette décharge enregistrée dans le massif de l'Argentera.

D'autre part, cette forte érosion du massif cristallin au cours du Pliocène est cohérente avec une étude sédimentaire qui montre une grande quantité de galets de socle charriée dans le bassin du Var au Pliocène supérieur. La variation de la proportion de galets de socle au cours du temps, qui augmente jusqu'au Pliocène supérieur et diminue ensuite, argumente en faveur d'une poussée tectonique à cette période (**Figure 91**).

Une partie de cette décharge s'est déposée dans la plaine du Pô, l'autre partie a été transportée vers le Var puis s'est sédimentée dans le bassin Ligure. La puissance série sédimentaire plio-quaternaire dans le nord du bassin Ligure, dont l'épaisseur atteint 1000 à 1500 m (Réhault, 1981 ; Savoye et Piper, 1991), peut s'expliquer en partie par cette forte période d'érosion, sachant qu'il y a 3 Ma, la quantité de dépôt provenant du socle était certainement plus importante qu'aujoud'hui (**Figure 82**).

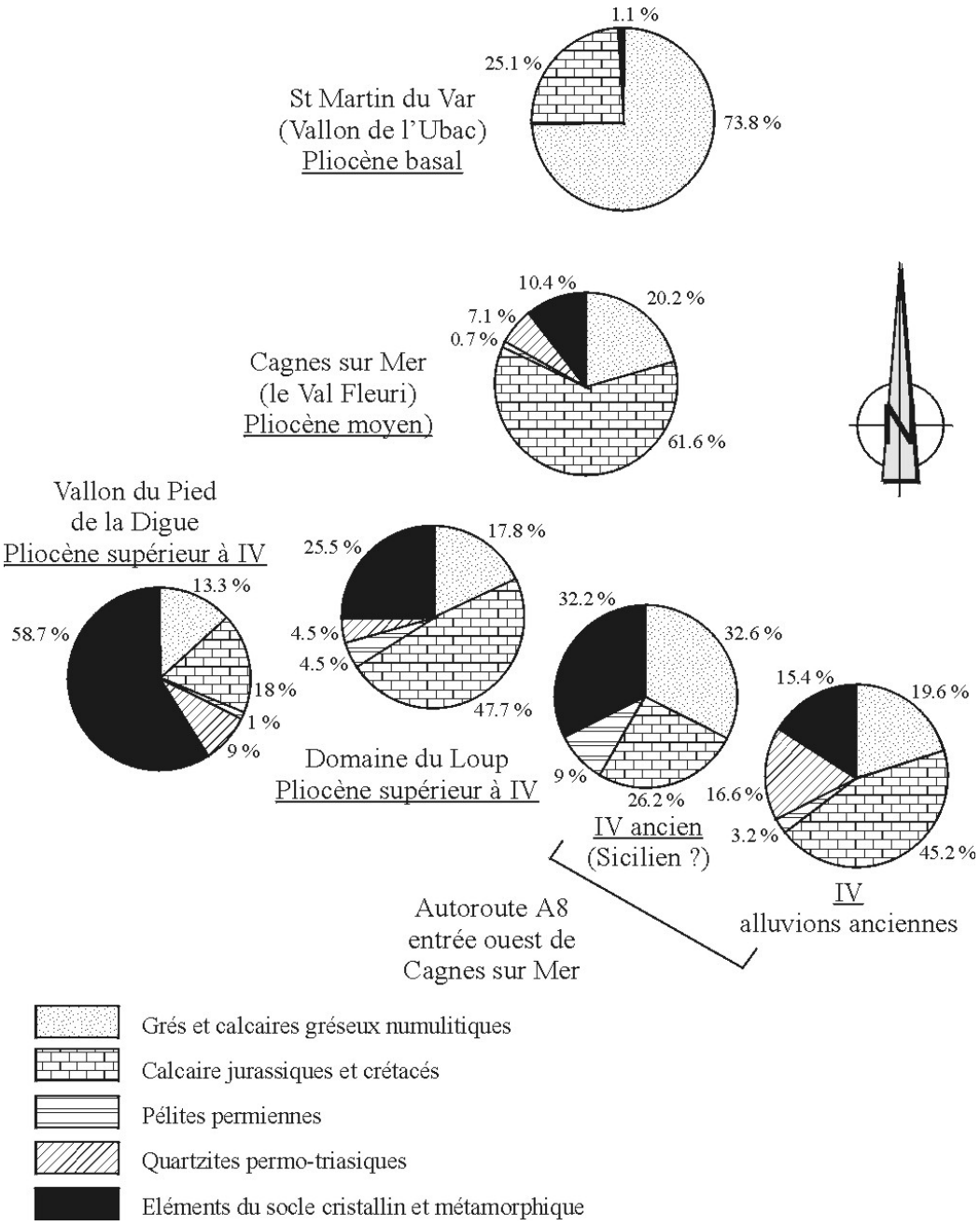


Figure 91 : Composition lithologique des galets et blocs des poudingues Plio-Quaternaire du bassin du Var (d'après Irr, 1984).

Suite à une dénudation précoce, le massif cristallin subi un taux de soulèvement de 0,8 mm/a à partir de 3,5 Ma qui se poursuit par un mouvement tardif à une vitesse de 1 mm/a le long de la faille de Bersézio-Veillos.

D'une part d'après l'orientation de la dénudation précoce localisée uniquement dans le NO et d'autre part d'après l'orientation des contraintes à cette période NE-SO (Labaume *et al.*, 1989), on peut suggérer que la dénudation se réalise à la faveur d'une rampe de chevauchement aveugle orientée sub N-S permettant uniquement une dénudation précoce du bloc NO et non de l'ensemble du flanc ouest. Le soulèvement tectonique qui suit cette dénudation vers 3,5 Ma, repris ensuite sur un nouvel accident de socle postérieurement, a pu par contre se réaliser sur une rampe de chevauchement orientée NNO-SSE. Cette structure de

socle inclinée d'environ 30° sous le Mont Vial a été suggérée par l'analyse de coupes équilibrées (Laurent, 1998 ; Laurent *et al.*, 2000).

Nous avons estimé le mouvement horizontal qui résulterait du soulèvement vertical proposé dans cette étude en fonction de l'angle de la rampe de chevauchement. Seul le soulèvement global à 0,8 mm/a se propagerait le long de cet accident, puisque le soulèvement le plus tardif se met en place à la faveur de la faille de Bersézio/Veillos. Donc, au cours des 3,5 derniers millions d'années, avec cette vitesse de soulèvement et un angle de 30° sur la rampe, le mouvement horizontal du massif calculé le long de cet accident de socle est de l'ordre de 4,9 km à une vitesse de 1,4 mm/a.

Le long de la faille de Bersézio, la vitesse de mouvement horizontal déduite de la vitesse verticale proposée à 1 mm/a peut être estimée à 1,7 mm/a pour un angle de propagation de 30°, 1 mm/a pour un angle de 45° et 0,6 mm/a pour un angle de 60°. La denière valeur est certainement la plus proche de la réalité compte tenu du fort pendage de la faille en surface.

Ces valeurs de déplacement horizontal restent cohérentes avec les vitesses de déplacement obtenues dans l'avant-pays par GPS qui sont estimées pour le mouvement global de la région à 2-4 mm/a pour des directions de racourcissemnt actuel N-S à NO-SE (Calais *et al.*, 2000).

III.3.7. CONCLUSION

L'utilisation d'un modèle de processus de surface sur un objet bien caractérisé géomorphologiquement et analysé par la méthode thermochronologique par traces de fission a permis de proposer d'une part, une cinématique de dénudation débutant par un mouvement isostatique et se poursuivant par deux phases tectoniques (la première étant plus généralisée que la deuxième) à des taux de soulèvement de 0,8 mm/a et 1 mm/a pour un gradient géothermique de 30°C/km.

D'autre part, cette analyse permet de proposer un taux d'érosion de 1 mm/a essentiellement concentré sur la partie orientale du massif. Cette valeur élevée est cohérente avec ce que l'on observe dans les chaînes actives et en accord aussi avec les données d'incisions des cours d'eau dans les Alpes occidentales.

Enfin, nous confirmons par cette étude que le bloc NO montre bien des caractéristiques physiques certainement différentes du reste du massif qui n'a pu être calculé certainement en raison des limites du modèles discutées précédemment.

Au cours du Pliocène, le massif de l'Argentera a donc subi deux phases de soulèvement le long d'accidents de socle certainement hérités des phases tectoniques antérieures. Cette tectonique intracrustale a-t-elle eu une influence sur la marge Nord-Ligure à la même période ?

C'est le sujet que nous allons développer au cours de la quatrième partie.

IV. DEFORMATIONS PLIOCENES DE LA MARGE NORD LIGURE : LES CONSEQUENCES D'UN CHEVAUCHEMENT CRUSTAL SUD-ALPIN

Dans les chapitres précédents, nous nous sommes intéressés aux mouvements verticaux enregistrés à terre, dans le massif cristallin externe de l'Argentera. Ce socle se prolonge au sud sous la marge nord Ligure, située au plus près à environ 30 km du massif cristallin. La surcharge crustale observée à terre, dont nous avons quantifié la dénudation dans le massif de l'Argentera, a-t-elle eu une influence sur la déformation de la marge Ligure ?

Nous avons tenté de répondre à cette question en étudiant des profils sismique-réflexion couvrant la zone Antibes-Imperia, dans le but de détecter des indices de déformation de la marge depuis la fin du Miocène et d'observer leur continuité géographique.

Ce chapitre correspond à un article qui doit être soumis au BSGF
Bigot-Cormier F., Sage F., Sosson M., Déverchère J., Ferrandini M., Guennoc P., et l'équipe CYLICE

IV.1. INTRODUCTION

Alors que le prisme de collision alpin est en pleine structuration, débute le rifting du bassin Ligure à l'Oligo-Miocène qui se poursuit par l'ouverture océanique entre 21 et 18 Ma (Le Pichon *et al.*, 1971 ; Réhault, 1981 ; Le Pichon, 1984 ; Réhault *et al.*, 1984) voire jusqu'à 15-16 Ma (Langhien inférieur) d'après les études les plus récentes (Vigliotti et Langenheim, 1995 ; Gattacceca, 2001 ; Speranza *et al.*, 2002). Le rifting des bassins méditerranéens s'est initié, dans une fourchette de temps relativement courte, il y a 30-25 Ma (Jolivet et Faccenna, 2000) : à 29-30 Ma dans des sédiments synrifts du Golfe du Lion et sur la marge de la Sardaigne (Cherchi et Montadert, 1982 ; Gorini *et al.*, 1994 ; Chamot-Rooke *et al.*, 1999 ; Séranne, 1999) et à 28-26 Ma d'après des données traces de fission sur apatites en Corse et dans les Maures (Jakni, 2000).

Depuis le rifting, la Méditerranée a subi une forte subsidence (Réhault, 1981 ; Rollet, 1999 ; Rollet *et al.*, 2002) et une importante baisse du niveau marin généralisée au cours du Messinien (Hsü, 1972 ; Drooger, 1973 ; Cita *et al.*, 1978).

Postérieurement à cet événement, au cours du Pliocène, nombres de mouvements sont observés à terre depuis le massif cristallin externe de l'Argentera et la côte nord-Ligure. L'épaississement crustal enregistré à terre s'est-il propagé vers le bassin et a-t-il provoqué une déformation significative de la marge depuis la crise messinienne ?

Nous proposons de tenter de répondre à cette question par l'analyse détaillée de profils de sismique-réflexion au voisinage de la côte nord-Ligure dans le but de quantifier et de localiser les déformations observées sur la marge à cette époque. Ceci va nous permettre d'une part, de reconstituer, dans l'espace et le temps, les mouvements verticaux observés et d'autre part, de proposer un modèle de déformation en lien direct avec les événements enregistrés à terre.

IV.2. CONTEXTE GEOLOGIQUE ET TECTONIQUE

IV.2.1. LES MARQUEURS DANS L'ARRIERE-PAYS : NAPPES ET CHEVAUCHEMENTS

Au cours du Pliocène, entre 4 et 2 Ma, une accélération de la dénudation suivant un taux d'environ 1 mm/a a été enregistrée dans l'ensemble des massifs cristallins externes (Bogdanoff *et al.*, 2000). Cette phase récente a été précisément étudiée sur le socle hercynien du massif cristallin externe de l'Argentera par thermochronologie par traces de fission (TF) sur apatites (Bigot-Cormier *et al.*, 2000 ; Bigot-Cormier *et al.*, soumis). Ce socle cristallin est constitué de deux unités métamorphiques (Faure-Muret, 1955 ; Bogdanoff, 1986) juxtaposées le long de la zone de cisaillement de Valetta-Molière orientées N120-140 (Malaroda *et al.,* 1970), parallèle à la zone de cisaillement de Bersézio localisée plus à l'est (**Figure 7**, p. 21). Les résultats de ces études montrent une dénudation-surrection enregistrée localement depuis 6 Ma avec un taux de dénudation de 0,6-0,8 mm/an (pour des gradients géothermiques de 30-25°C/km) vraisemblablement en liaison avec le jeu de la faille du « Camp des Fourches » localisée au nord-ouest du massif ainsi qu'une dénudation plus largement distribuée vers 3,5 Ma à 1,1-1,4 mm/a. Ce dernier mouvement est suivi par un soulèvement inverse le long de la faille de Bersézio-Veillos (Bigot-Cormier *et al.*, 2000).

Ce socle hercynien para-autochtone, le plus méridional des alpes occidentales se prolonge au sud sous la marge nord Ligure et affleure dans le massif des Maures-Tanneron. Il est recouvert par le tégument (Faure-Muret, 1955) et la couverture mésozoïque déformée (Fallot, 1949 ; Fallot et Faure-Muret, 1949). La déformation de cette couverture correspond à la structuration de l'arc de Castellane, mise en place par chevauchements « en séquence » puis « hors-séquence » au cours du Miocène moyen–supérieur (Laurent 1998, Laurent *et al.*, 2000). Cette structuration pourrait être en relation avec la première accélération de la dénudation du massif de l'Argentera vers 22 Ma détectée par thermochronologie TF sur zircons (Bigot-Cormier *et al.*, soumis). A cette période et jusqu'au Pliocène inférieur, les modèles cinématiques de la zone méridionale des Alpes occidentales (**Figure 22**, p. 43) illustrent un mouvement vers le SO pour prendre ensuite une orientation S jusqu'à aujourd'hui (Labaume *et al.*, 1989 ; Madeddu *et al.*, 1996 ; Laurent, 1998). C'est dans ce dernier contexte cinématique que se déforme la couverture mésozoïque localisée dans l'arc de Nice dès le Pliocène inférieur (en bordure ouest) jusqu'au Quaternaire (Schroetter, 1997 et 1998).

Le champ de déformation des chaînes subalpines méridionales se déplace de l'ouest vers l'est au cours du Plio-Quaternaire. Des modèles d'expulsion latérale de matière tentent d'expliquer cette évolution tectonique (Tapponnier, 1977 ; Ménard, 1988 ; Vialon *et al.*, 1989 ; Ratschbacher *et al.*, 1991 a,b ; Madeddu, 1996).

IV.2.2. LES MARQUEURS A LA COTE : LES DELTAS MARINS (RIAS) ET LES TERRASSES DU PLIOCENE

A terre, à proximité de la ligne de côte, l'analyse de la déformation pliocène revient à étudier la position des poudingues pliocènes déposés lors de la remise en eau du bassin Ligure à partir de 5,32 Ma (Hilgen, 1991 ; Hilgen et Langereis, 1988, 1993 ; Cande et Kent, 1992, 1995). Ces conglomérats viennent combler les rias creusées au moment de la crise eustatique (Ryan et Cita, 1978) qui a affecté la Méditerranée, à la fin du Miocène, il y a 5,8 Ma (Gautier *et al.*, 1994 ; Krijgsman *et al.*, 1999).

L'étude de ces rias permet de mettre en évidence un soulèvement de la marge à terre, qui, sur la rive droite du Var correspondrait à un exhaussement de l'ordre de 300 m depuis le Pliocène inférieur (Clauzon, 1978 ; Clauzon *et al.*, 1990 ; Christophe, 1995 ; Clauzon *et al.*, 1995). Ce soulèvement serait de l'ordre d'au moins 500 m entre Ventimille et Albenga (Clauzon *et al.*, 1996) depuis le dépôt des rias au Pliocène inférieur-moyen (Irr, 1975, 1984 ; Boni et Peloso, 1973 ; Boni *et al.*, 1976, 1984) et tend à augmenter vers le nord.

D'après une étude micro-paléo-stratigraphique (Irr, 1984) dans les conglomérats pliocènes du pourtour nord-méditerranéen, il est documenté une surélévation de la bordure de l'arc de Nice de 350-400 m supérieure à celle de l'autochtone de la rive gauche du Var. Cette surélévation s'atténue à l'ouest dans les rias de la Siagne et de l'Argens. Plusieurs propositions ont été évoquées quant à l'âge de cette déformation. Elle pourrait être un continuum tectonique depuis le Miocène supérieur jusqu'au Quaternaire (Vernet, 1982) ou résulter de pulsions successives, notamment au cours d'une phase tectonique observée au Pliocène moyen (Lorenz, 1971) dans les bassins pliocènes du Var et de Ventimille.

Dans ces bassins, de nombreuses petites failles normales affectent les poudingues du Pliocène mobilisant « l'éventail complet des directions structurales régionales avec un effondrement des compartiments côté mer » (Irr, 1984). Une origine tectonique ou simplement gravitaire de ces failles reste à préciser (Irr, 1984).

Des analyses quantitatives du soulèvement du haut de la marge au Pliocène terminal et Pleistocène, basées sur l'étude des terrasses fluviatiles ont été réalisées dans l'arc de Nice. La tectonique de cette région, sous le bassin pliocène du Var, a fait l'objet d'un grand nombre d'études (Campredon, 1977 ; Irr, 1984 ; Ritz, 1991 ; Twiss et Moores, 1992 ; Guglielmi et Dubar, 1993 ; Guardia *et al.*, 1996 ; Dubar et Guglielmi, 1997), mettant en évidence la présence d'un décrochement dextre pliocène sur la bordure occidentale de l'arc de Nice, ainsi qu'un chevauchement de socle vers le sud (Guardia *et al.*, 1996), à l'origine de la surélévation de l'ensemble de l'arc, tout comme dans l'arc de Castellane (Laurent *et al.*, 2000).

De plus, l'analyse des terrasses fluviatiles a permis de quantifier les mouvements d'âge Pliocène terminal de part et d'autre de « l'accident du Var » (Dubar et Guglielmi, 1997). La présence des terrasses fluviatiles étant la conséquence du couple eustatisme-tectonique, les auteurs ont essayé de se rapprocher au mieux du niveau marin afin d'en extraire le mouvement tectonique. Ce niveau eustatique est estimé, à quelques mètres près, identique à l'actuel vers 2,5 Ma et à +6 m d'après Shackleton (1987) Pléistocène supérieur (Tyrrhénien), lors du dernier interglaciaire. Les valeurs obtenues pour le Pliocène terminal sont de 0.078-0.095 mm/a pour la rive gauche du Var et de 0.052-0.06 mm/a pour la rive droite. Les valeurs obtenues pour le Tyrrhénien sont de 0.062-0.12 mm/a pour la rive gauche du Var et de 0.012-0.065 pour la rive droite (Dubar et Guglielmi, 1997). Au vue (i) de ces valeurs extrêmement faibles (puisqu'il s'agit d'une marge passive), et (ii) des incertitudes, malgré les précautions prises sur les précisions du niveau eustatique, les auteurs proposent de quantifier un mouvement relatif des deux rives et mettent en évidence un soulèvement différentiel relativement important à l'est du Var au Pliocène terminal de 0.025-0.03 mm/a par rapport aux mouvements qui affectent la rive droite. Cette différence tend à augmenter jusqu'au Pléistocène terminal du fait d'un ralentissement des mouvements verticaux (en absolu) sur la bordure occidentale du Var.

IV.2.3. LES MARQUEURS EN MER : LES SERIES MESSINIENNES DECALEES

Au cours du Pliocène, dans l'avant-pays alpin, les déformations connues à terre témoignent donc non seulement d'une compression N-S mais aussi d'un soulèvement en bordure de la marge nord-Ligure.

Cette déformation qui semble de plus grande ampleur à l'est du Var alors qu'elle s'atténue vers l'ouest, est en accord avec les résultats obtenus dans le bassin Ligure (Chaumillon *et al.*, 1994). En effet, une étude des profils de sismique-réflexion de Nice à Savone permet de montrer l'augmentation de la déformation en limite marge/bassin vers Imperia, matérialisée par le décalage de dépôts fini-messiniens (« Evaporites supérieures ») par un faisceau de failles à rejet normal en pied de pente. La vitesse de ce soulèvement est estimée à 0,3-0.5 mm/a (Chaumillon *et al.*, 1994), bien qu'il faille noter que cette déformation est la résultante de trois composantes qui sont (i) la déformation salifère, (ii) la subsidence et (iii) un mouvement tectonique dont l'origine reste à discuter. La vitesse de soulèvement proposée est donc relative et ne correspond pas uniquement à la composante tectonique.

En effet, la crise messinienne a eu pour conséquence le creusement de la marge et le dépôt d'une épaisse série évaporitique dans la plaine abyssale. D'après l'analyse des relations géométriques (Montadert *et al.*, 1978 ; Clauzon *et al.*, 1990 ; Savoye et Piper, 1991) entre la surface d'érosion messinienne (Cita *et al.*, 1978) et les évaporites, le creusement des canyons sur la marge serait synchrone du dépôt du sel dans le bassin. Ultérieurement, le sel s'est remobilisé du fait de la pente et de la surcharge sédimentaire (Le Cann, 1987 ; Gaullier, 1993). Dans le bassin, cette remobilisation entraîne une déformation dite salifère des formations sédimentaires plus récentes qui est directement observable en surface par la présence de diapirs circulaires ou lenticulaires depuis l'est de la base du canyon du Var jusqu'en se rapprochant de la rupture de pente vers Imperia (Le Cann, 1987). Les variations au cours du temps de l'expression des phénomènes d'halocinèse met clairement en évidence un changement de régime des contraintes au Pliocène moyen dans le bassin passant de N-S à NE-SO (Le Cann, 1987). En effet, les cartes des structures salifères perçant le toit des formations messiniennes montrent une direction dominante N-S alors qu'au toit des formations du Pliocène moyen (limite Pliocène inférieur-Pliocène supérieur), la principale direction des structures salifères est NE-SO.

De plus, la composante liée à la subsidence semble forte dans le bassin Ligure qui montre des profondeurs trop élevées comparées à celles que l'on attendrait en fonction de l'âge de la croûte océanique. Cet excès de profondeur estimé à environ 700 m (calculé à partir des lois de Parsons et Sclater, 1977) a classiquement été supposé d'âge début Pliocène, conforté par la puissante série plio-quaternaire présente dans le bassin (Réhault, 1981 ; Chamot-Rooke *et al.*, 1999). Néanmoins une étude géophysique (Rollet, 1999 ; Rollet *et al.*, 2002) montre que ce fort approfondissement est déjà présent dès la fin du rifting, il y a 21 Ma.

Même si elle est peu contrainte aujourd'hui et très souvent discutée (Réhault, 1981 ; Pasquale *et al.*, 1994 et 1995 ; Chamot-Rooke *et al.*, 1999 ; Rollet, 1999 ; Rollet *et al.*, 2002), la subsidence du bassin Ligure est forte, d'origine thermique au moins au début et continue à un rythme élevé au Plio-Quaternaire, peut-être en partie en raison de la crise de salinité, mais aussi éventuellement pour des raisons tectoniques qui restent à contraindre.

IV.3. CARACTERISTIQUES DE LA MARGE

Au cours de cette étude, nous avons analysé des profils localisés entre Antibes et Imperia (Italie) (**Figure 92**), dans le prolongement sud du massif de l'Argentera. Dans cette zone, il apparaît plusieurs caractéristiques morphologiques, structurales et sédimentaires propres à cette marge nord-Ligure.

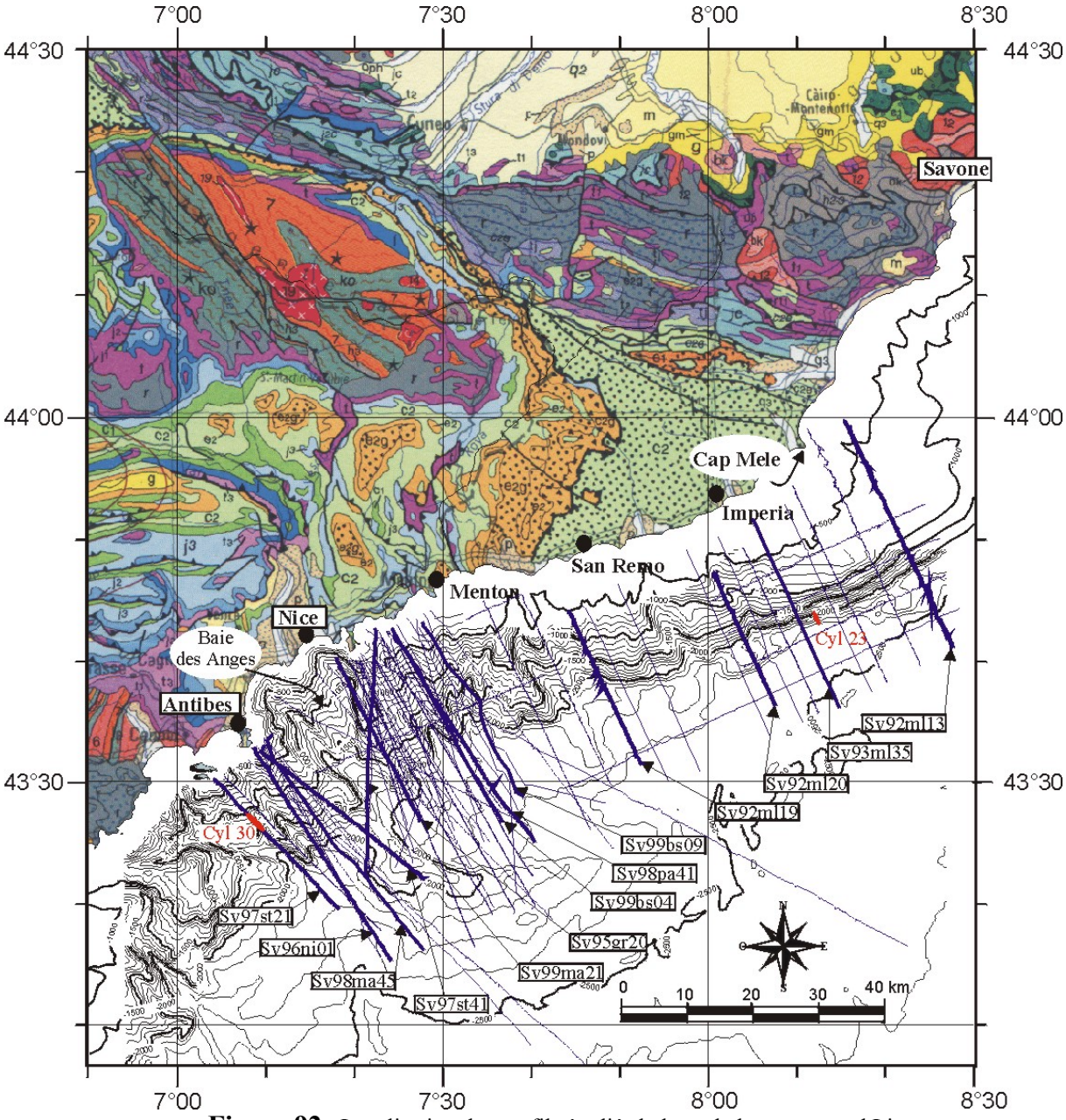


Figure 92 : Localisation des profils étudiés le long de la marge nord Ligure.

IV.3.1. CARACTERISTIQUES GEOMETRIQUES ET MORPHOLOGIQUES

Entre Antibes et Imperia, la marge peut être séparée en deux segments, l'un orienté NE-SO entre Antibes et la zone est de Menton, l'autre orienté ENE-OSO jusqu'à Imperia.

La géométrie du premier segment est caractérisée par une plate-forme continentale *quasi* inexistante et une pente continentale très étroite, fortement inclinée localement de 6-8° (Réhault, 1981) et de plus de 11° dans la région de Nice (Savoye et Piper, 1991).

La géométrie du second segment est elle aussi caractérisée par une pente continentale fortement inclinée en limite du bassin, linéaire et maximale à l'est, au large d'Imperia, de direction N60° (Chaumillon *et al.*, 1994) (**Figure 92**). Dans cette zone, la pente continentale ne débute pas directement à quelques centaines de mètres de la côte, mais à plusieurs kilomètres, séparée de la côte par un bassin plio-quaternaire qui semble s'élargir en direction d'Imperia.

La forte pente observée sur les deux segments, très marquée à l'est depuis la région de Nice, est bien supérieure aux valeurs moyennes des marges passives et même supérieure à celle des marges actives soumises à une érosion tectonique, qui présentent généralement les plus fortes pentes (exemple du Pérou, Sosson *et al.*, 1994). Ceci semble suggérer que la marge nord-Ligure est sujette à des déformations qui remobiliseraient les structures de la marge passive.

La morphologie de la marge résulte essentiellement du rifting oligocène (Réhault, 1981) et de l'événement messinien (Savoye et Piper, 1991). Au cours de cette crise eustatique, les cours d'eau ont fortement entaillé la plate-forme continentale de la marge pour atteindre leur niveau de base, laissant apparaître aujourd'hui des canyons ou des paléo-canyons sur tout le pourtour méditerranéen. La zone étudiée est fortement entaillée par le canyon du Var qui limite à terre les deux structures alpines : l'arc de Castellane à l'ouest et l'arc de Nice à l'est (Clauzon, 1978 ; Irr, 1984), ainsi que par les canyons de la Roya et de Furia di Taggia plus à l'est.

Alors qu'en haut de marge la plupart des canyons, dont celui du Var, semblent s'orienter NO-SE dans le premier segment de marge, seul le Canyon du Paillon s'oriente N-S pour rejoindre le canyon du Var vers 1650 m de profondeur. Ce canyon Var-Paillon se réoriente dans une direction ~E-O dans le bassin. Sa ride sédimentaire occidentale à l'ouest d'Antibes et sa ride orientale au large du Cap Ferrat limitent la Baie des Anges (Pautot, 1972). A l'est du Cap Ferrat, le bas de pente est entaillé par des vallées sous-marines dont l'origine reste à discuter. La plus marquée dans la morphologie est celle localisée dans le Cirque Marcel (Savoye et Piper, 1991).

IV.3.2. CARACTERISTIQUES STRUCTURALES ET SEDIMENTAIRES

Une carte de synthèse de la profondeur du Moho (Béthoux *et al.*, soumis) (**Figure 12**, p. 30) a été déduite de l'étude des fonctions de transfert, complétées par quelques stations large-bande temporaires, de l'analyse de la sismique grand-angle (marine et terrestre) et de l'étude des ondes Pn. Cette carte documente une profondeur du Moho inférieure à 20 km sous la marge nord-Ligure qui atteint 12 km au centre du bassin.

De plus, l'exploitation des données de sismique-réflexion multitrace et de sismique grand-angle ainsi que des données magnétiques et gravimétriques (Rollet, 1999 ; Rollet *et al.*, 2002) a permis d'imager le substratum (**Figure 8**, p. 23).

Ce substratum anté-rift est constitué du socle métamorphique hercynien enfoui sous la couverture carbonatée mésozoïque voire même sous le flysch à Helminthoïdes (au niveau de

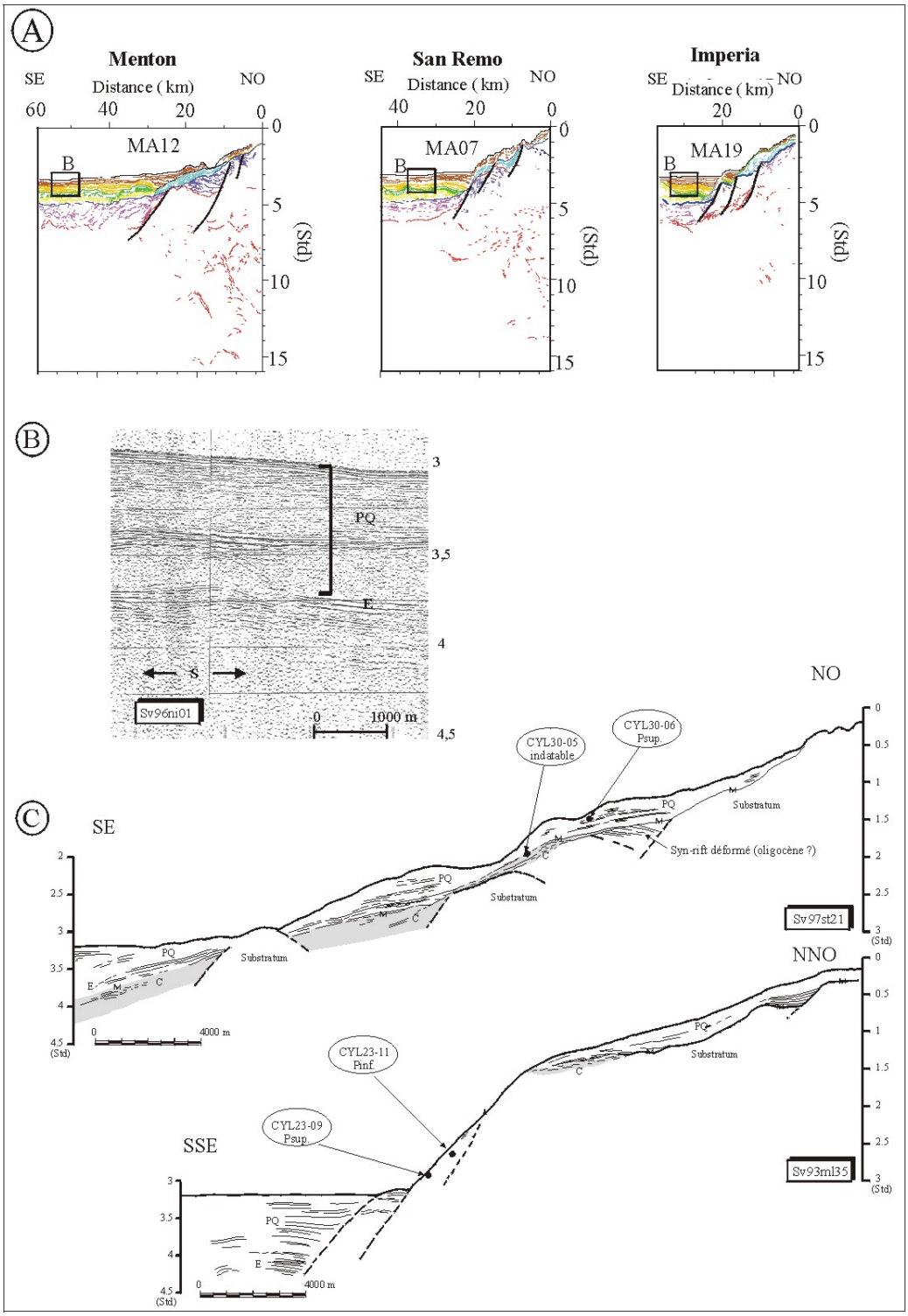


Figure 93 : Caractéristiques structurales et sédimentaires de la marge nord-Ligure.
A : line drawing des structures profondes (MA07 et MA19 d'après Rollet, 1999 ; MA12 d'après Rollet *et al.*, 2002) ; B : Réflecteurs caractéristiques du bassin Ligure ; C : Line drawing des profils (97st21 et 93ml35) proches des plongées CYL30 et CYL23 (programme CYLICE, 1997) au cours desquels des échantillons ont été prélevés et datés.

l'escarpement d'Imperia par exemple, d'après les plongées CYLICE, 1997). Sous la marge nord-Ligure, il montre une structure profonde caractérisée par la présence de deux ou trois blocs basculés majeurs, larges de 15-20 km (Rollet, 1999) (**Figure 93A**). Au-dessus du substratum, reposent en discordance des dépôts syn-rift d'âge Oligocène (2000-2500 m) (Bellaiche *et al.*, 1976) qui ne sont préservés que très localement dans le secteur d'étude (Rollet, 1999). En effet, à l'est de Nice les dépôts oligocènes sont *quasi* inexistants. Les dépôts miocènes sont aussi peu préservés, seules les séries anté-rift, portées par les blocs basculés sont apparentes.

Dans le bassin, le socle acoustique serait recouvert par environ 6-7 km de sédiments (Ryan *et al.*, 1970 ; Mauffret *et al.*, 1973 ; Réhault, 1981 ; Le Cann, 1987). De la base vers le sommet, on y observe des sédiments miocènes (Rollet, 1999), surmontés par des évaporites (Auzende *et al.*, 1971 ; Réhault *et al.*, 1974), d'âge Miocène terminal (Messinien), pour lesquelles on peut distinguer trois sous-ensembles :

(1) A la base, les « évaporites inférieures », qui seraient en fait de nature carbonatée, et qui sont épaisses de 600 m (Ryan *et al.*, 1973 ; Savoye et Piper, 1991).

(2) Au-dessus, le sel messinien, au faciès transparent très peu pénétrant, dont le toit correspond au réflecteur « S » (Savoye et Piper, 1991) (**Figure 93B**). Constitué de sel homogène, il est épais d'au moins 1000 m dans le bassin (Mauffret *et al.*, 1973 ; Réhault, 1981 ; Savoye et Piper, 1991).

Il faut noter que ces deux premiers sous-ensembles évaporitiques, dont le dépôt est limité au bassin profond, sont absents sur les marges méditerranéennes.

(3) Au-dessus du sel, les évaporites supérieures « E » montrent un faciès acoustique lité, de forte amplitude. Le toit de cette formation se stabilise vers 4 std dans le bassin (Savoye et Piper, 1991). Elles seraient contemporaines de la remise en eau du bassin (Ryan *et al.*, 1973 ; Mauffret *et al.*, 1973) il y a 5,32 Ma et donc caractériseraient le début de l'intervalle transgressif (Vail et Mitchum, 1979 ; Vail *et al.*, 1987 ; Posamentier *et al.*, 1988 ; Posamentier et Vail, 1988) à la fin de la période messinienne. Cette formation est probablement constituée d'un mélange de roches évaporitiques telles que de l'anhydrite, du gypse et du sel dans le domaine profond (Ryan *et al.*, 1970 ; Auzende *et al.*, 1971) où elle est épaisse de 600 à 800 m. Le faciès acoustique caractérisant les évaporites supérieures dans le bassin est présent sur la marge, néanmoins cette formation n'est pas connue à terre (Réhault *et al.*, 1974 ; Clauzon, 1978).

Sur la marge, malgré un faciès identique à celui présent dans le bassin, cette formation, à chaque fois qu'elle a pu être observée, ne correspond pas à des évaporites mais est constituée de conglomérats (Savoye et Piper, 1991) à éléments remaniés anguleux ou arrondis parfois en alternance avec des grès (plongées CYL28 et CYL30 d'après la campagne de plongées CYLICE, 1997) formant la partie sommitale du cône messinien (Savoye et Piper, 1991).

Toutes ces séries sont recouvertes par un intervalle très développé de réflecteurs lités interprétés comme étant la formation plio-quaternaire, de nature soit marneuse sur la marge ou dans le bassin, soit conglomératique et turbiditique préférentiellement sur la marge (Gennesseaux et Le Calvez, 1960 ; Gennesseaux et Glaçon, 1972 ; Pautot, 1972 ; Mauffret *et al.*, 1973 ; Ryan *et al.*, 1973 ; Irr, 1984 ; Foucault *et al.*, 1986 ; rapport des plongées CYLICE, 1997). Dans le bassin, la puissance de cette formation atteint 1000 à 1500 m.

Afin de mieux contraindre la stratigraphie de la marge, une étude micro-paléontologique a été menée (Annexe 4, p. 347) sur les foraminifères planctoniques de quatre échantillons (CYL30-05, CYL30-06, CYL23-09, CYL23-11) (**Figure 93C**) prélevés sur la marge nord-Ligure au cours de deux plongées : CYL30 au large d'Antibes et CYL23 au large d'Imperia (**Figure 92**). Seul un échantillon (CYL30-05) s'est avéré stérile. Cet échantillon

prélevé à la limite supérieure des conglomérats, à 1424 m, est un silt calcaire laminé. Les alternances sont matérialisées par des lits plus riches en quartz roses et la calcite en petits rhomboèdres est abondante. Etant stérile, il n'apporte pas d'indication stratigraphique. Par contre, conglomérats et silts laminés sont à rapporter à des sédiments profonds déposés en pieds de talus au débouché des canyons, au moment du plus bas niveau marin. Cet échantillon prélevé dans le faciès défini comme étant le cône détritique messinien caractérise et confirme le milieu de sédimentation de cette formation déjà proposé (Savoye et Piper, 1991). L'autre échantillon (CYL30-06) au large d'Antibes nous permet de localiser précisément le Pliocène supérieur (zone à *Globorotalia aemiliana* sous zone *Globorotalia crassaformis* (Annexe 4, p. 347)) (**Figure 93C**).

Les échantillons prélevés au large d'Imperia mettent en évidence la stratification oblique de la marge accentuée par l'augmentation de la déformation dans cette zone (Chaumillon *et al.*, 1994). En effet, les deux échantillons CYL23-09 (micrite à foraminifères planctoniques) et CYL23-11 (micrite fine argileuse à fantômes calcitisés, microgrumeaux d'oxydes de fer et quelques lamines du même matériel), prélevés respectivement à 2070 m et 2028 m sont âgés respectivement de la première zone du Pliocène supérieur et du Pliocène inférieur non basal (**Figure 93C** et Annexe 4, p. 347).

IV.4. ACQUISITION ET METHODOLOGIE

IV.4.1. ORIGINE ET ACQUISITION DES DONNEES

L'ensemble des données utilisées pour cette étude provient de deux sources (**Figure 92**). Une douzaine de profils étudiés entre San Remo et Imperia proviennent des deux campagnes MALIGU réalisées en 1992 et 1993 (Chaumillon, 1992 ; Chaumillon *et al.*, 1994). Au cours de ces campagnes, l'acquisition s'est faite à l'aide d'un canon à eau SODERA S80 (1,31), d'une flûte AMG constituée de deux traces de 25 m et un système de positionnement GPS. La cadence des tirs de 10 s et la vitesse du bateau de 5 nœuds permettaient d'obtenir un point miroir tous les 25 m. L'ensemble de ces données avaient déjà été interprétées (Chaumillon *et al.*, 1994). Nous les avons complétées avec plus d'une soixantaine de nouveaux profils acquis entre 1992 et 2001 par le NO « Téthys ». Entre 1992 et 1999, la source était un canon à eau SODERA S80, ou un canon à air de 40 ci avec atténuateur de bulles WSK (wave shave kit). Depuis 1999, la source est un canon à air de type mini GI. La flûte, bitraces jusqu'en 2000, possède maintenant huit traces. L'ensemble des données acquises ont été localisées par un système de positionnement GPS dont la précision, de 50 m avant 2000, est maintenant de 10 m. L'intervalle des tirs et la vitesse du bateau ont évolué en fonction du matériel utilisé de manière à obtenir un point miroir tous les 12,5 m.

Environ 70 profils ont été étudiés, parmi eux 13 ont été sélectionnés pour synthétiser les observations stratigraphiques et structurales le long de la marge (**Figure 92**).

IV.4.2. METHODOLOGIE

Dans le but de détecter les mouvements éventuels de la marge depuis la période messinienne, nous avons analysé la géométrie des réflecteurs des formations messiniennes et plio-quaternaires. En effet, des mouvements verticaux post-messiniens importants doivent être enregistrés (i) par une déformation des niveaux sédimentaires préexistants (la surface d'érosion messinienne et le faciès des « évaporites supérieures » qui correspondrait au toit du cône messinien) et (ii) par la présence de discordance angulaire entre les dépôts anté- et post-déformations dans la série plio-quaternaire. Cependant, la géométrie de la stratification n'est

pas simplement liée à la tectonique, mais aussi aux variations eustatiques et à la dynamique sédimentaire.

Le niveau eustatique depuis le Messinien est bien contraint (Haq *et al.*, 1987 ; Shackleton, 1987 ; Hilgen, 1991 ; Hilgen et Langereis, 1988, 1993 ; Cande et Kent, 1992, 1995) (voir précédemment). Nous connaissons donc les périodes de transgression et les périodes plus stables.

Les discordances majeures liées à un changement sédimentaire se voient non seulement au droit des canyons mais sont aussi fréquentes loin des principales sources d'apport (Bellaiche, 1993 ; Savoye et Piper, 1993 ; Klaucke *et al.*, 2000 ; Migeon *et al.*, 2000; Hugot *et al.*, 2001). Ces discordances d'origine hydrodynamique sont cependant locales, confinées à une zone de transit et à sa zone de dépôt associée. Elles ne montrent donc pas un caractère systématique sur l'ensemble d'une même zone à une même période, contrairement à un effet tectonique. Situé en haut de marge et entre les canyons, là où la sédimentation est calme, continue et homogène (marnes pélagiques d'après les plongées CYLICE, 1997 ; Savoye et Piper, 1991), nous devrions nous affranchir de l'effet des fluctuations sédimentaires comme cause possible des perturbations de l'enregistrement sédimentaire.

Dans un premier temps, nous avons travaillé sur les relations stratigraphiques marge/bassin pour détecter un niveau repère et tenter de mieux quantifier la déformation et son âge en pied de marge mise en évidence par Chaumillon *et al.* (1994). Ce niveau repère nous est donné par le toit de la formation conglomératique messinienne (toit du faciès « évaporites supérieures –E- »). Cette formation est bien datée puisqu'elle caractérise la limite entre la fin de la période messinienne et le début de l'intervalle transgressif. Elle est présente sur la marge comme dans le bassin (Savoye et Piper, 1991).

L'analyse de la déformation de notre horizon repère a ensuite été conduite sur l'ensemble des profils sismiques localisés entre Antibes et Imperia. Enfin, en nous basant sur 50 profils de cette zone, nous avons estimé la quantité de déformation en limite marge/bassin, en convertissant les profondeurs exprimées en std sur les profils en des profondeurs métriques. Pour cela, nous avons appliqué un gradient de vitesse compris entre 1900 ms^{-1} et 2100 ms^{-1} pour le Plio-Quaternaire depuis la marge jusqu'au bassin d'après les modèles de vitesse calculés dans cette zone (Le Douaran *et al.*, 1984 ; Contrucci *et al.*, 2001) et de 1500 ms^{-1} pour la vitesse des ondes dans l'eau.

IV.5. L'ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE SUR LA MARGE AU MESSINIEN.

Aucun indice de déformation post-messinien n'a été observé au large d'Antibes. Il s'agit donc d'une zone qui peut être prise comme zone référence et dont la description nous permettra de nous représenter schématiquement la marge dans son ensemble, entre Antibes et Imperia, au Messinien, avant toute perturbation tectonique post-messinienne (**Figure 94**).

Au large d'Antibes les profils nous montrent successivement du bas vers le haut les sédiments anté- et syn-rift basculés, la surface d'érosion messinienne et un système de dépôt peu organisé, appelé « cône détritique », dont la base est rarement imagée du fait d'une faible pénétration des ondes sismiques. Il faut noter qu'en dehors du Var (Savoye et Piper, 1991, 1993), ces dépôts fossiles de pied de marge sont rarement mentionnés sur les interprétations des profils sismiques dans le bassin Méditerranéen occidental, en raison de la réponse acoustique à la résolution et à la pénétration limitées à partir des enregistrements des années 1970-1990 (Réhault, 1981 ; Chaumillon *et al.*, 1994).

On remarque que ce cône détritique ne se situe pas au même endroit sur la marge (**Figure 94 A et B**). Il est présent sur toute la marge sur le profil sv98ma45 et en bas de marge

sur le profil sv97st41. Le premier profil correspondrait à une zone de fluve, un bas niveau sur lequel peut se déposer un maximum de produit d'érosion alors que le second profil correspondrait à une zone d'interfluve sur lequel le cône détritique n'a pu se déposer qu'en bas de marge, en aval d'une rupture de pente (Sage *et al.*, en préparation). Les interfluves sont donc caractérisées par un point haut de socle ou de sédiments anté- et syn-rift (le cas du profil sv97st41) sur lequel la surface d'érosion messinienne est très marquée comparée aux fluves où le dépôt détritique prédomine. En carte, le cône se distribue tel un cône de déjection, en lobe (**Figure 94C**), comme décrit au large de Nice (Savoye et Piper, 1991).

La surface « M » (Savoye et Piper, 1991) est définie comme une surface anté-pliocène et diachrone puisqu'elle recouvre l'ensemble des objets messiniens déposés ou érodés à différents moments au cours de cette période. En amont, cette surface est une surface d'érosion affectant, soit le socle ou les sédiments anté- et syn-rift (profil sv97st41), soit le cône détritique, lorsqu'il est présent sur toute la marge, comme c'est le cas dans les fluves (profil sv98ma45). Elle se poursuit en aval par le toit des derniers dépôts messiniens conglomératiques jusque dans le bassin où elle passe latéralement au toit de la formation « E » (Savoye et Piper, 1991). La stratigraphie de cette marge à l'époque messinienne peut être comparée à un exemple actuel localisé dans le « Basin and Range » du Nevada (EU) où un graben asséché montre sur ses pentes des crachées détritiques se rejoignant les unes aux autres et passant latéralement au sel dans le domaine comparable au bassin (**Figure 94D**). Il pourrait s'agir d'un stade messinien précoce de la marge Ligure qui s'est poursuivi par de nouvelles crachées détritiques sur la marge alors que les évaporites supérieures se déposaient dans le bassin. La surface qui rejoint le toit du cône détritique et ces évaporites supérieures datant le début de la remonté du niveau marin, est la surface « M » sur la marge nord-Ligure.

Au large d'Antibes, aucune déformation ne semble avoir affecté la surface d'érosion messinienne. En effet, sur tous les profils localisés dans cette zone, le profil morphologique de la surface « M » est continu et régulier, proche d'un profil d'équilibre apparent, depuis le haut de la marge jusque dans le bassin. L'intensité de la phase d'érosion à cette période a permis d'obtenir un profil de marge à l'équilibre dont la paléotopographie a été aplanie et sur laquelle alternent fluves et interfluves. Cette surface anté-pliocène, visible aujourd'hui au large d'Antibes, témoigne de cet état d'équilibre et servira au cours de notre analyse de témoin stratigraphique et structural.

IV.6. INDICES DE DEFORMATIONS DE LA SURFACE MESSINIENNE

IV.6.1. DEFORMATION DES HORIZONS SUR LA MARGE

La surface diachrone « M » de la formation d'origine détritique sur la marge marque la limite entre l'épisode messinien et le Pliocène. Elle est recouverte en discordance par les sédiments montrant eux aussi une signature détritique qui marquent probablement la remise en eau du bassin au Pliocène inférieur qui débute dès 5,32 Ma (§ IV.3.2, p. 176). Cette discordance sédimentaire, visible sur l'ensemble de la marge est bien préservée entre Antibes et le Cap-Ferrat (**Figure 92**). Seule une variation de la géométrie du dépôt de cette formation, plus perturbée, est visible dans la région de Nice, au débouché du Var (profil sv95gr20 ; **Figure 95**), certainement en relation avec une forte décharge sédimentaire détritique dans cette zone (Savoye et Piper, 1991).

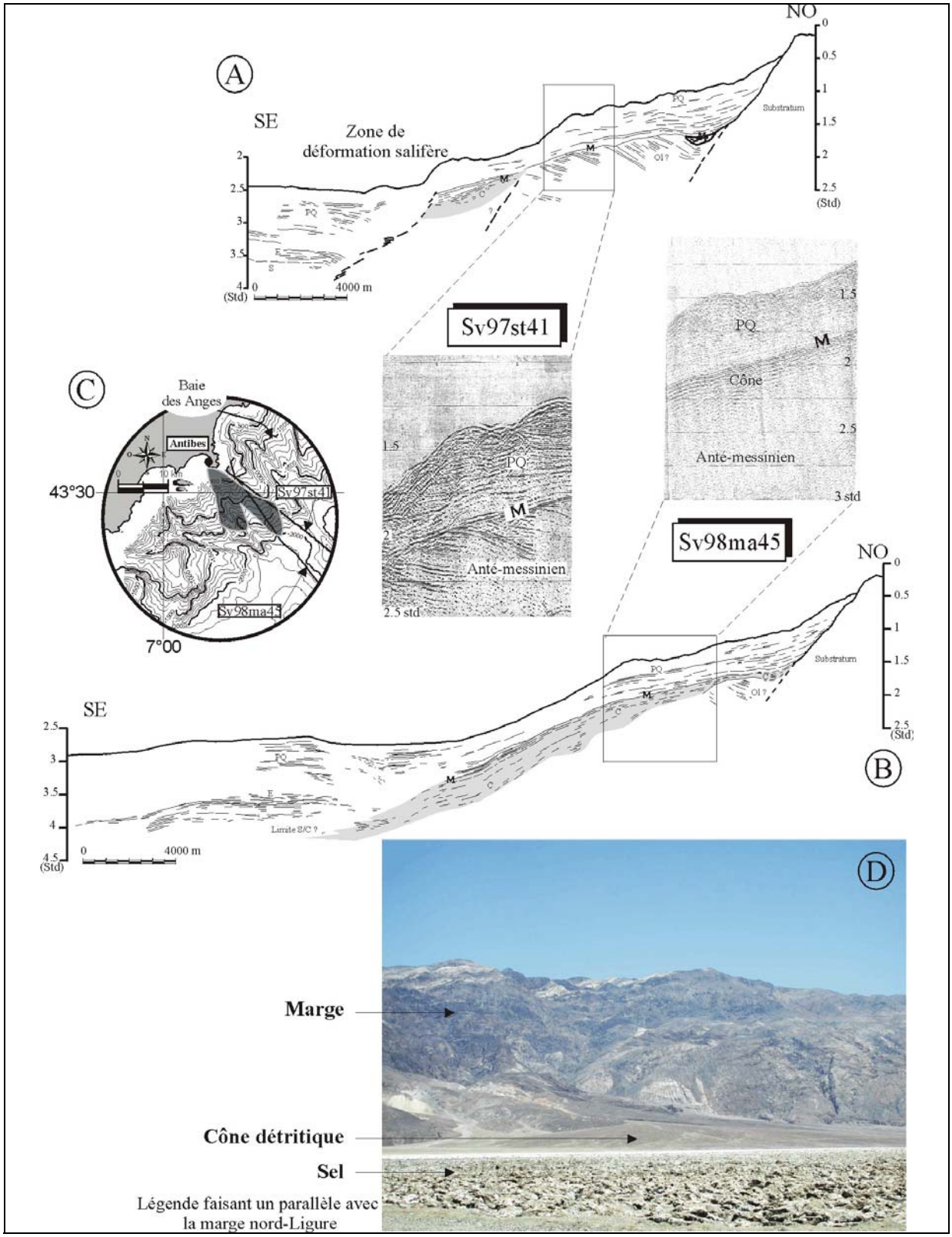


Figure 94 : Description du modelé messinien et de la sédimentation messinienne dans la région d'Antibes.

A,B : Interprétation sur deux « line drawings » des profils sismique-réflexion sv98ma45 et sv97st41 acquis au large d'Antibes ; C : Géométrie du cône détritique messinien au large d'Antibes en carte ; D : Exemple actuel du graben de la « Death Valley » (Basin and Range, Nevada, EU) montrant une morphologie et une sédimentation détritique et salifère comparable à celle de la marge nord ligure au Messinien. (photo : Marc Sosson)

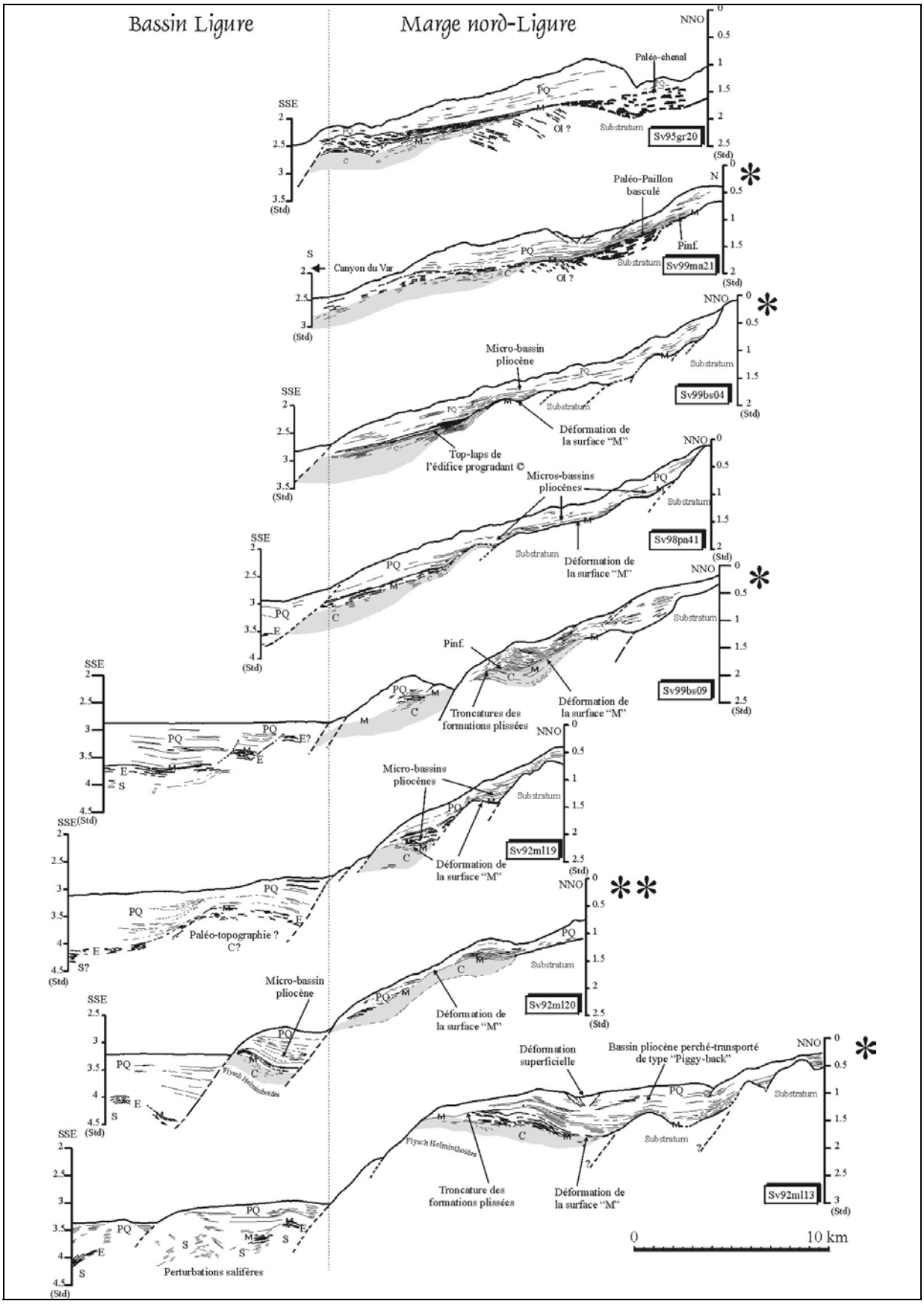


Figure 95 : Interprétations de 8 profils sismiques
depuis la région de Nice jusqu'au large d'Imperia mettant en évidences les indices géométriques résultants d'un mouvement de la marge nord-Ligure.
*voir profils en Annexe 4 B ; **voir profil dans Chaumillon *et al.*, 1994.

Depuis Antibes jusqu'au Cap-Ferrat, aucune déformation majeure de la surface « M » n'est visible.

Les profils situés à l'est du Cap-Ferrat jusqu'au large d'Imperia sont au contraire, caractérisés par plusieurs indices de déformation de plus en plus visibles lorsque l'on se rapproche de la partie orientale de la zone étudiée depuis le haut de la marge jusque vers le bassin (**Figure 95**).

IV.6.1.1. De Nice-Est à l'ouest de Menton : apparition d'une déformation du haut de marge

La déformation en haut de marge est essentiellement observée dans la région est du Cap-Ferrat. Elle est, d'une part, soulignée par le basculement d'un ensemble de réflecteurs épais de 0,1-0,25 std, parallèles à la surface « M » sur lequel viennent se déposer, en on-laps, les formations plio-quaternaires les plus récentes (profil sv99ma21 ; **Figure 95**). Ces réflecteurs basculés, stratigraphiquement localisés au-dessus des premiers sédiments du Pliocène basal, et en-dessous de la zone déterminée (par l'étude de foraminifères au large d'Antibes) comme étant le Pliocène supérieur, seraient d'âge Pliocène inférieur voire début Pliocène supérieur (Villafranchien).

D'autre part, la surface d'érosion messinienne est entaillée dans la même zone par un paléo-chenal comblé par des réflecteurs de basse-fréquence (profil sv99ma21 ; **Figure 95**) que nous avons interprété, vue la signature sismique, comme étant des dépôts détritiques. Le sommet de cette formation montre un changement latéral de faciès, vers le haut et le bas de la marge, avec la formation transparente Pliocène inférieur-début Pliocène supérieur basculée. Les dépôts plus récents, en continuité avec l'unité plio-quaternaire post-basculement décrit dans le précédent paragraphe, cachètent ces paléo-chenaux et leur remplissage. Ils montrent une sédimentation homogène et typique du Plio-Quaternaire de la marge en dehors des zones de forts apports (profil sv99ma21 ; **Figure 95**), indiquant que les chenaux n'ont pas perduré à cet endroit au-delà du Pliocène inférieur.

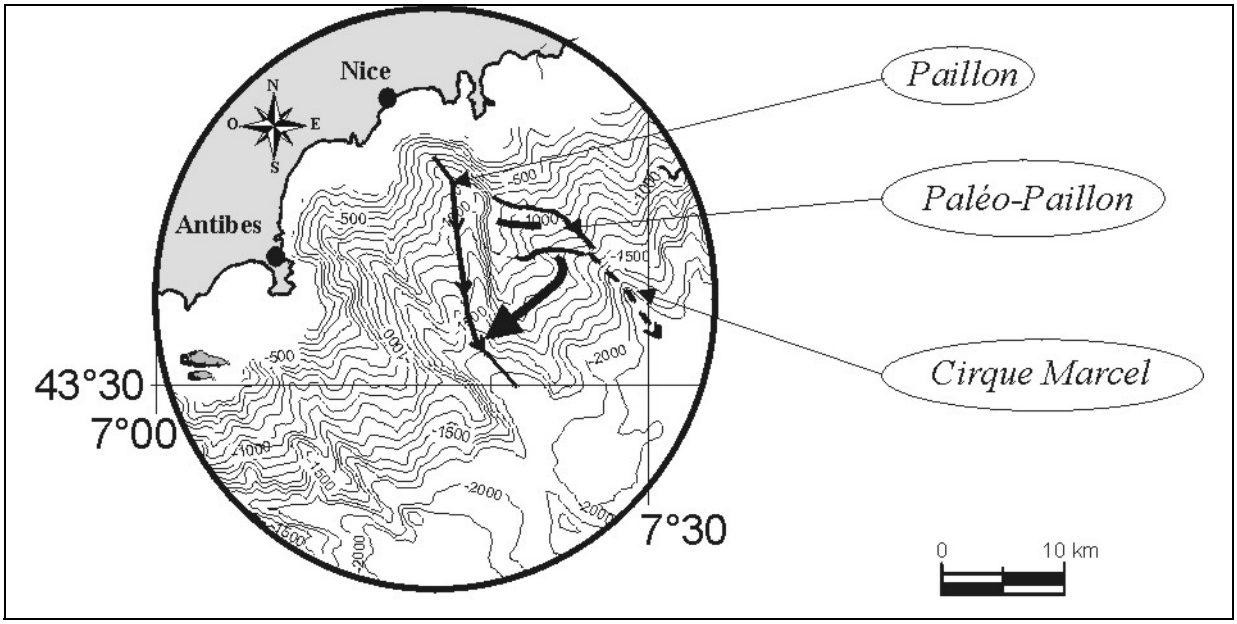


Figure 96 : Carte représentant la localisation du canyon du Paillon au cours du Messinien et du Pliocène inférieur ainsi que sa localisation actuelle. On notera la connection entre la paléo-direction d'écoulement du flux sédimentaire à cette époque et la forte entaille du pied de marge décrite dans le Cirque Marcel mais non expliquée jusqu'ici (Savoye et Piper, 1991).

Nous avons pu suivre ce chenal messinien sur 16 profils localisés au large du Cap-Ferrat. En carte (**Figure 96**), on observe qu'il se connecte au débouché de la rivière Paillon pour rejoindre la vallée sous-marine du Cirque Marcel (Savoye et Piper, 1991). Ce paléo-canyon correspondrait au paléo-Paillon qui aurait été ensuite capturé par le canyon du Var. Cette interprétation est compatible avec les caractéristiques morphologiques décrites précédemment. En effet, le paléo-Paillon montre une orientation sur la marge NO-SE tout comme les autres canyons présents dans le premier segment de la zone étudiée. Son passage vers une orientation N-S, fin Pliocène inférieur-début Pliocène supérieur, implique une migration de son cours vers l'ouest, qui peut être expliquée par un soulèvement de la marge à cette période.

IV.6.1.2. De Menton à San Remo : forte déformation de la partie moyenne de la marge

En se dirigeant vers l'est, à partir de Menton, les profils montrent des enregistrements sédimentaires plus perturbés, notamment sur la partie moyenne de la marge. En effet, la moitié supérieure de la formation pliocène (début Pliocène supérieur ?) se met en place avec une forte discordance angulaire sur les sédiments du Pliocène inférieur, eux-mêmes en discordance sédimentaire avec le cône et déformés parallèlement avec la surface « M » (profils sv99bs04 ; sv98pa41 ; sv99bs09 ; sv92ml19 ; **Figure 95**). On observe donc, en haut et milieu de marge, des on-laps de ces horizons d'âge Pliocène inférieur-Pliocène supérieur, dirigés vers le bassin et vers le haut de marge caractérisant le comblement de petits bassins créés par la déformation de la surface « M ». Il apparaît alors que cette surface de référence, ne présente plus un profil continu et régulier mais montre une déformation, fortement accentuée dans la zone de changement d'orientation de la marge, en limite du premier et du second segment présentés précédemment (profil sv99bs09 ; **Figure 95**). Dans cette zone le cône messinien et une partie du Pliocène inférieur sont plissés et tronqués. La déformation semble donc postérieure aux premiers dépôts du Pliocène inférieur.

IV.6.1.3. De San Remo à Imperia : forte déformation du pied de marge

Au large de San Remo, la déformation de la partie moyenne de la marge (profil sv92ml19 ; **Figure 95**) reste identique à celle décrite dans la région de Menton (profils sv99bs04 ; sv98pa41 ; sv99bs09), avec la présence de petits bassins. Par contre, la déformation en haut de marge comparable à celle décrite vers Nice-Est n'est plus visible dans cette zone.

Sur cette section de marge apparaît une forte augmentation de la déformation en bas de marge qui se traduit pas un rejet croissant de la faille de pied de pente (profils sv93ml35 ; **Figure 93** et sv92ml20, sv92ml13 ; **Figure 95**). En prenant la formation conglomératique « E », dont le toit correspond à la surface « M », comme niveau repère, la zone de déformation de pied de pente a été localisée sur l'ensemble du secteur étudié et permet de visualiser en carte l'augmentation verticale et horizontale du décalage de la formation conglomératique fin-messinienne entre la marge et le bassin, de part et d'autre de la faille de pied de pente (**Figure 97**). On remarque que le décalage en mouvement apparent normal de cette formation qui est inférieur à 500 m vers Antibes, augmente vers l'est pour montrer un maximum de décalage >2000 m au large d'Impéria (**Tableau 14**) depuis environ 5 Ma.

La géométrie des horizons déformés montre que le jeu de la faille de pied de pente traduit ici une surrection de la marge et induit l'individualisation d'un bassin perché (profil sv92ml13 ; **Figure 95**), déjà décrit (Réhault, 1981 ; Chaumillon *et al.*, 1994), très visible dans la morphologie de la marge qui devient alors beaucoup plus large. Les conséquences de ce

Profils O->E	*Temps (std) marge*	*Temps (std) bassin*	*Profondeur (m) marge*	*Profondeur (m) bassin*	*Ecart (m) décalage*	*Erreur (m) décalage*	*Taux Déformation (mm/an)*
Sv97st21	3.35	3.85	2604.38	3122.62	518.2	109.9	0.1
Sv98st31	3.25	3.78	2556.25	3060.12	503.9	110.1	0.1
Sv96ni01	3.23	3.78	2530.31	3070.12	539.8	86.0	0.1
Sv95st02	3.20	3.80	2532.77	3112.50	579.7	85.9	0.1
Sv97pa20	3.50	3.85	2786.99	3157.00	370.0	111.0	0.1
Sv95gr23	3.37	3.77	2674.69	3076.19	401.5	110.6	0.1
Sv98ma45	3.25	3.70	2556.25	3027.12	470.9	110.3	0.1
Sv95ma02	3.25	3.70	2578.88	3040.99	462.1	86.5	0.1
Sv94dg06	3.25	3.65	2556.25	2979.38	423.1	114.8	0.1
Sv96pa10	3.23	3.75	2563.88	3106.99	543.1	86.7	0.1
Sv96or04	3.18	3.75	2503.75	3106.99	603.2	86.5	0.1
Sv97st41	2.60	3.45	2052.44	2829.38	776.9	86.0	0.2
Sv99ma21	2.60	3.55	2029.02	2921.52	892.5	109.9	0.2
Sv98ni01	2.50	3.50	1941.56	2884.02	942.5	109.8	0.2
Sv98ma02	2.95	3.65	2299.19	3031.99	732.8	110.3	0.1
Sv99ip01	2.65	3.57	2066.52	2922.77	856.3	85.8	0.2
Sv95gr20	2.60	3.50	2016.56	2824.12	807.6	85.3	0.2
Sv98gr31	2.75	3.55	2105.31	2871.25	765.9	109.0	0.2
Sv97st11	2.82	3.65	2179.12	2979.38	800.3	109.6	0.2
Sv95gr21	2.82	3.70	2186.50	3069.49	883.0	86.1	0.2
Sv01ma24	2.85	3.65	2184.94	2996.52	811.6	164.3	0.2
Sv95st01	3.00	3.70	2304.49	3006.77	702.3	85.4	0.1
Sv99pa41	3.04	3.65	2341.69	2962.62	620.9	85.5	0.1
Sv94ma01	3.00	3.65	2306.88	2962.62	655.7	85.4	0.1
Sv95gr22	3.05	3.68	2379.38	2995.12	615.7	85.8	0.1
Sv01ma11	2.95	3.70	2291.52	3027.12	735.6	164.8	0.1
Sv98pa31	2.95	3.65	2279.06	2972.62	693.6	109.6	0.1
Sv95pa01	2.95	3.65	2255.31	2939.81	684.5	85.1	0.1
Sv97st31	2.98	3.65	2282.44	2962.62	680.2	109.2	0.1
Sv99bs06	3.00	3.70	2292.81	2983.75	690.9	85.2	0.1
Sv01ma21	2.95	3.60	2266.99	2908.75	641.8	163.7	0.1
Sv99bs04	3.00	3.70	2316.56	3006.77	690.2	85.6	0.1
Sv98pa41	3.03	3.70	2346.49	2983.75	637.3	85.5	0.1
Sv96dg02	3.00	3.72	2304.49	3011.81	707.3	85.4	0.1
Sv99bs05	3.05	3.75	2354.06	3061.19	707.1	109.7	0.1
Sv99bs07	3.17	3.85	2436.77	3164.06	727.3	109.8	0.1
Sv99bs08	3.00	3.80	2329.02	3085.12	756.1	109.7	0.2
Sv99bs09	2.72	3.80	2131.88	3081.77	949.9	109.8	0.2
Sv99bs10	2.57	3.80	1999.00	3075.12	1076.1	109.5	0.2
Sv95dg01	3.10	4.10	2404.02	3406.52	1002.5	86.4	0.2
Sv96dg05	2.75	4.20	2136.49	3504.49	1368.0	86.5	0.3
Sv92si37	2.85	4.18	2169.02	3497.27	1328.3	110.2	0.3
Sv92ml19	2.30	3.50	1767.81	2808.38	1040.6	108.8	0.2
Sv93ml23	2.30	3.80	1745.62	3075.12	1329.5	108.8	0.3
Sv93ml24	2.23	4.17	1710.75	3447.75	1737.0	109.9	0.3
Sv93ml28	2.60	4.15	1970.62	3368.06	1397.4	107.9	0.3
Sv92ml20	2.45	4.45	1869.02	3695.88	1826.9	108.5	0.4
Sv93ml34	1.80	4.22	1360.12	3523.38	2163.3	107.5	0.4
Sv92ml09	1.75	4.20	1322.62	3409.02	2086.4	107.1	0.4
Sv92ml11	1.25	4.00	953.87	3192.77	2238.9	108.8	0.4
Sv92ml13	1.50	4.20	1156.52	3500.62	2344.1	109.3	0.5

Tableau 14 : Données analytiques obtenues à partir de 50 profils sismique-réflexion permettant de quantifier le décalage (m) de la formation conglomératique « E » observée en limite marge/bassin depuis Antibes jusqu'au large d'Impéria.

Nous rappelons que cette déformation correspond à trois composantes : subsidence, déformation salifère et tectonique.

L'erreur sur la détermination de la déformation correspond à l'erreur de lecture*(Vpb+Vpm+Ve) où Vpb-m sont respectivement les vitesses des ondes sismiques traversant le Pliocène dans le bassin ou dans la marge et Ve, la vitesse des ondes dans l'eau.

soulèvement sont (i) l'atténuation de la pente de la surface « M », voire même son inversion, comparée à notre surface référence au large d'Antibes (**Figure 94**), (ii) le basculement du cône détritique, des conglomérats du Pliocène basal et d'une partie des sédiments pliocènes inférieurs, tronqués vers le bassin (profil sv92ml13 ; **Figure 95**) (iii) une intensification de la déformation en limite marge/bassin entre Menton et Imperia (augmentation du rejet le long de la faille de pied de pente) (profil sv92ml20 ; **Figure 95**). Les formations pliocènes post-déformation soulignent les mouvements antérieurs de la marge par des dépôts en discordances sur les objets déformés.

Ces résultats confirment donc l'augmentation de la déformation vers l'est (**Figure 97**) (Chaumillon *et al.*, 1994) en limite marge/bassin. Toutefois, d'après les structures observées sur nos profils, le maximum de la déformation semble se localiser entre Menton et San Remo avec l'apparition d'une seconde faille à rejet normal en pied de pente (profil sv92ml20 ; **Figure 95**) et non dans l'extrême Est de la zone d'étude.

IV.6.1.4. Conclusion : Evolution et âge de la déformation d'Antibes à Imperia

Sur l'ensemble de la zone déformée (Nice-Est/Impéria), d'après l'enregistrement sédimentaire et les critères stratigraphiques disponibles, le soulèvement de la marge s'est produit à la fin du Pliocène inférieur-début du Pliocène supérieur (Villafranchien).

Les taux de déformation obtenus entre Nice-est et Menton sont <0.3 mm/a, du même ordre que ceux observés à l'ouest de Nice où aucune déformation n'a été observée. En effet, dans la région comprise entre Nice-est et Menton, seule de la déformation en haut et milieu de marge a été observée. Cette déformation ne semble avoir eu aucun effet sur le décalage des conglomérats qui paraissent donc être affectés essentiellement par le jeu du sel (halocinèse, diapirisme) et par les effets de la subsidence et de la compaction. Par contre, on note que les taux de déformation proposés depuis 5 Ma à l'est de Menton sont compris entre 0,3-0,5 mm/a, identiques à ceux obtenus dans cette même zone par Chaumillon *et al.* (1994). Dans cette zone, la composante tectonique bien déterminée en bas de marge semble être la composante majeure de la déformation en limite marge/bassin. Les taux de déformation calculés confirment donc les observations sismiques qui montrent que la localisation de la déformation évolue du haut de la marge vers le bas de marge depuis Nice-Est jusque vers Imperia.

IV.6.2. DEFORMATION DES HORIZONS EN BORDURE DU BASSIN PROFOND

En bordure du bassin profond, la série plio-quaternaire montre une disposition en éventail contemporaine du jeu de la faille de pied de pente. Cette disposition s'observe sur toute l'épaisseur de la série, indiquant que le mouvement le long de la faille a continué tout au long du Plio-Quaternaire (profil sv92ml20 ; **Figure 95** ; Chaumillon *et al.*, 1994) alors que sur la marge, les sédiments du Pliocène supérieur n'enregistrent plus de mouvement.

IV.7. RECONSTITUTION SPATIO-TEMPORELLE DES MOUVEMENTS VERTICAUX ET INTERPRETATION

Afin de mieux visualiser la géométrie des structures et mieux comprendre la déformation, nous avons représenté cinq profils types de sismique-réflexion à l'échelle 1/1 (**Figure 98**). La conversion des temps (std) en profondeurs (m) a été approximativement calculée en fonction des modèles de vitesses obtenus dans la région grâce aux profils de sismique grand-angle (Recq *et al.*, 1976 ; Le Douaran *et al.*, 1984 ; Contrucci *et al.*, 2001), soit 1500 ms^{-1} pour l'eau, 1900 ms^{-1} pour les formations plio-quaternaires sur la marge, 2000

ms^{-1} pour les formations plio-quaternaires dans le bassin, en limite marge/bassin et 3500 ms^{-1} pour le socle acoustique sur la marge.

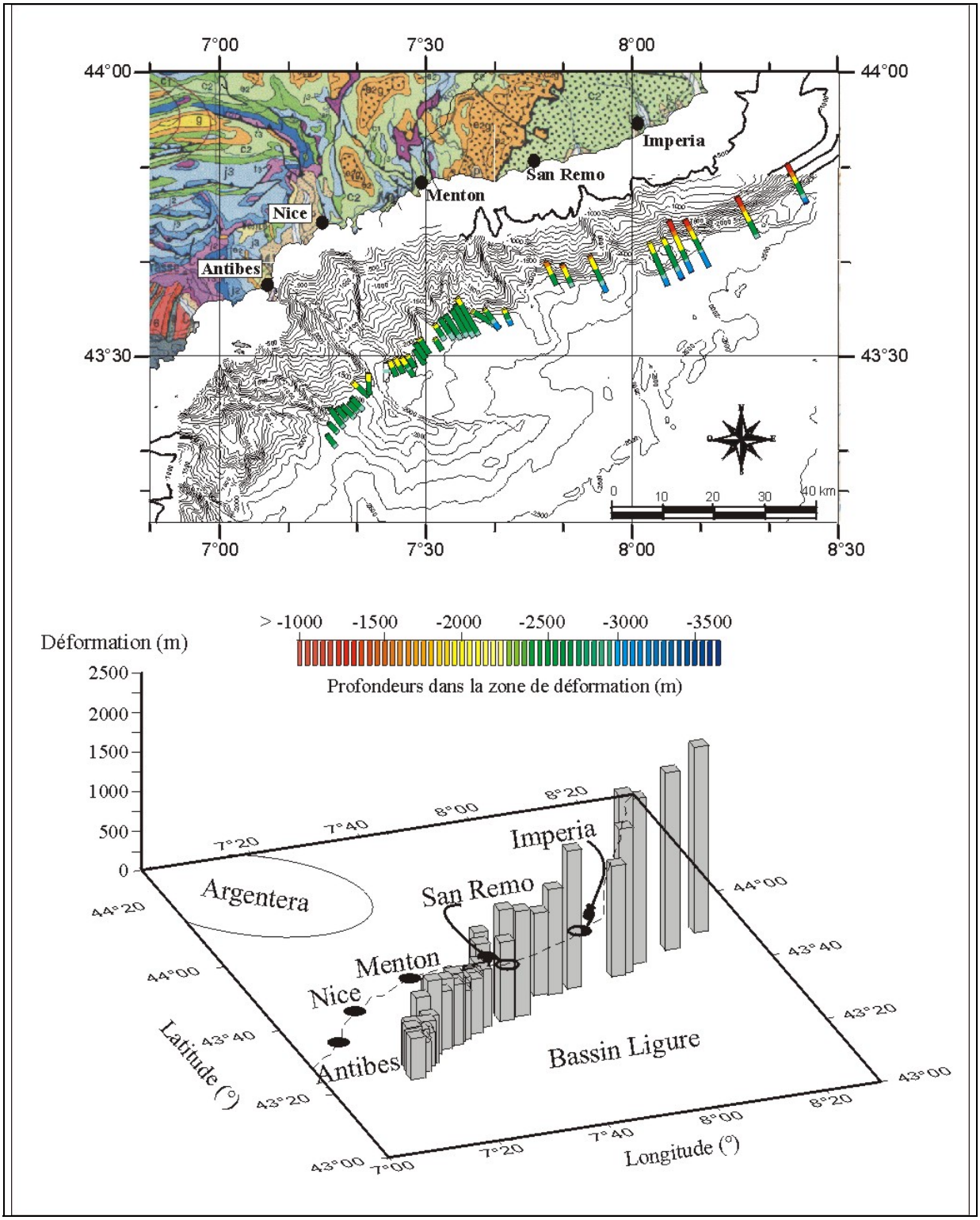


Figure 97 : La déformation en limite marge/bassin.
A : Quantification du décalage de la surface référence entre Antibes et Imperia. B : localisation des limites de cette déformation sur l'ensemble de la région étudiée.

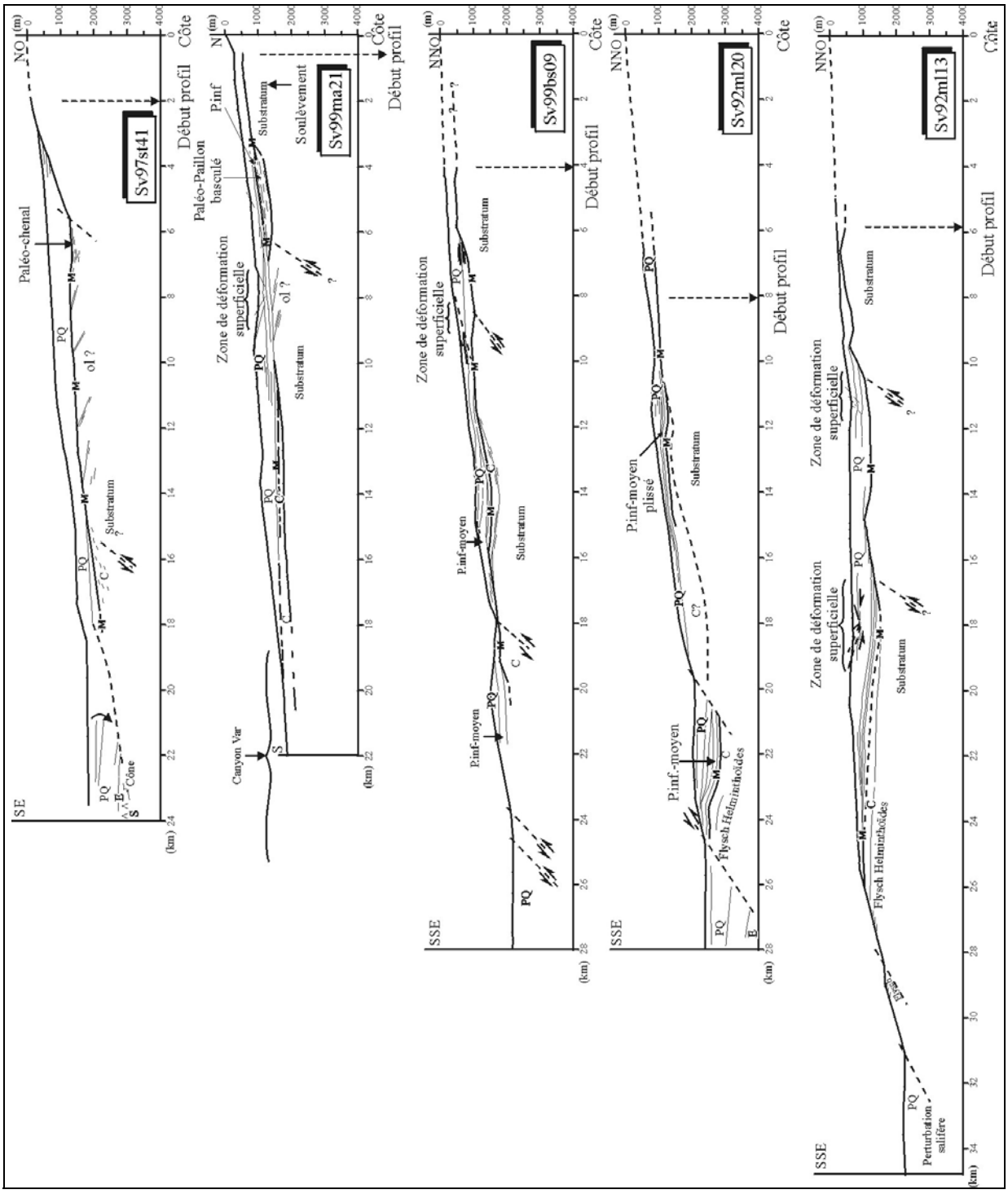


Figure 98 : Représentation de 5 profils sismique-réflexion à l'échelle depuis la côte entre Antibes et Impéria.

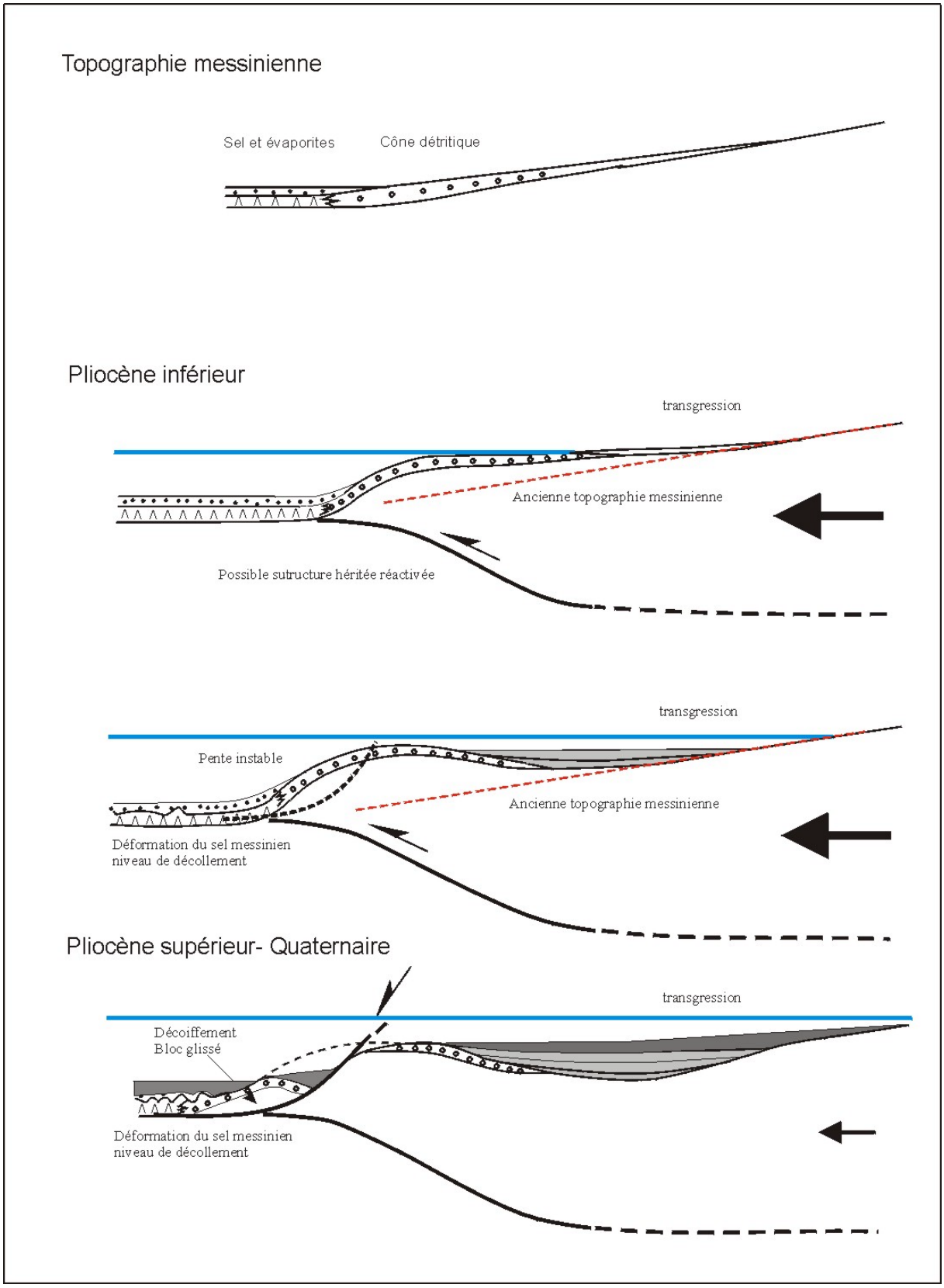


Figure 99 : Proposition d'un modèle de déformation
pour expliquer les mouvements de la marge nord-Ligure au cours du Pliocène.

Excepté sur Antibes (zone non déformée prise comme référence), où la faille de socle, limitant les sédiments syn-rifts vers le continent, montre un pendage non atypique de faille normale (profil sv97st41 ; **Figure 98**), les autres profils sur lesquels la faille est observable montrent des pendages faibles (elles possèdent en général une inclinaison inférieure à 45°, voire proche des 30° (essentiellement sur les profils sv99bs09, sv92ml20 ; **Figure 98**). Ces failles au nombre de deux ou trois sur la marge correspondent aux limites des blocs basculés qui structurent l'ensemble de la marge Ligure en profondeur (Rollet, 1999 ; Rollet *et al.*, 2002).

D'après le pendage des failles et la déformation de surface observée sur la marge, ces blocs semblent être affectés par une rotation vers le continent responsable (i) de l'atténuation du pendage des failles normales alors qu'elle est de l'ordre des 50° vers Antibes (sv97st41 ; **Figure 98**) et (ii), de la déformation en surface de l'interface « M » impliquant soit un soulèvement du haut de marge lorsque la déformation est localisée en limite terre/mer (profil sv99ma41), soit la création de petits bassins (profil sv99bs09) lorsque cette déformation se localise en milieu de marge, soit l'individualisation d'un bassin perché là où la déformation est localisée en bas de marge (profil sv92ml13) et affecte alors l'ensemble de la marge.

Toutes ces observations de surface et semi-profondes peuvent s'expliquer par la présence d'un chevauchement « aveugle » sous la marge, impliquant une rotation des blocs basculés (**Figure 99**).

Ce chevauchement aveugle qui doit logiquement recouper les failles normales crustales synrifts (puisqu'il atteint le front de la marge) a pu progresser de deux façons, soit en avançant globalement sans permettre aucun réajustement des blocs basculés, soit en empruntant les structures héritées en produisant une rotation de chacun des blocs. La présence d'une déformation de petite longueur d'onde de la surface « M » renforce la seconde hypothèse qui à l'avantage de surcroît d'expliquer des déformations superficielles plus récentes (profils sv99ma21, sv99bs09, sv92ml13 ; **Figure 98**).

Le modèle de déformation proposé est donc le modèle dit « en dominos » (Book-shelf mechanism) (Sanderson, 1982 ; Jackson et McKenzie, 1983) évoluant sur un niveau de décollement, ici un chevauchement crustal.

Ce mécanisme de déformation s'inscrit parfaitement dans la logique de structuration de l'arc de Nice observable à terre (Guardia *et al.*, 1996 ; Schroetter, 1997), en avant du massif cristallin externe de l'Argentera dont la déformation, nous le rappelons, est enregistrée dès le Pliocène inférieur jusqu'au Quaternaire (Schroetter, 1997 et 1998). Il explique la géométrie de surface, mais aussi la présence des failles à rejet normal en limite marge/bassin qui seraient alors, d'après le modèle de déformation proposé, des failles gravitaires. En effet, au cours de l'initiation du chevauchement avec l'activation d'une rampe, la pente de la marge va être courbée et par conséquent accentuée vers le front du chevauchement, provoquant des phénomènes de réajustement gravitaire (glissements de blocs par exemple) tels que l'on peut les observer sur les marges actives qui présentent de fortes pentes (>5°) (exemple du Pérou, Sosson *et al.*, 1994). Les failles normales observées aujourd'hui, qui décalent la surface messinienne seraient alors des témoins indirects de l'avancée du front de chevauchement.

Leur pendage inférieur à 60° correspondrait bien aussi à ce type de structure essentiellement produite par des réajustements gravitaires au front d'un chevauchement. Leur jeu est postérieur au chevauchement et a continué durant le Pliocène supérieur. Certains faciès acoustiques du pied de la marge (en limite avec le bassin) pourraient correspondre à ceux de blocs glissés, démantelés, et provenant du décoiffement de l'anticlinal de rampe situé au front du chevauchement (**Figure 99**).

Cet accident tangentiel qui semble géométriquement s'enraciner profondément peut être daté de la limite Pliocène inférieur-Pliocène supérieur et progresserait vers le bassin en direction d'Imperia avec un front qui s'atténuerait dans la formation salifère du bassin

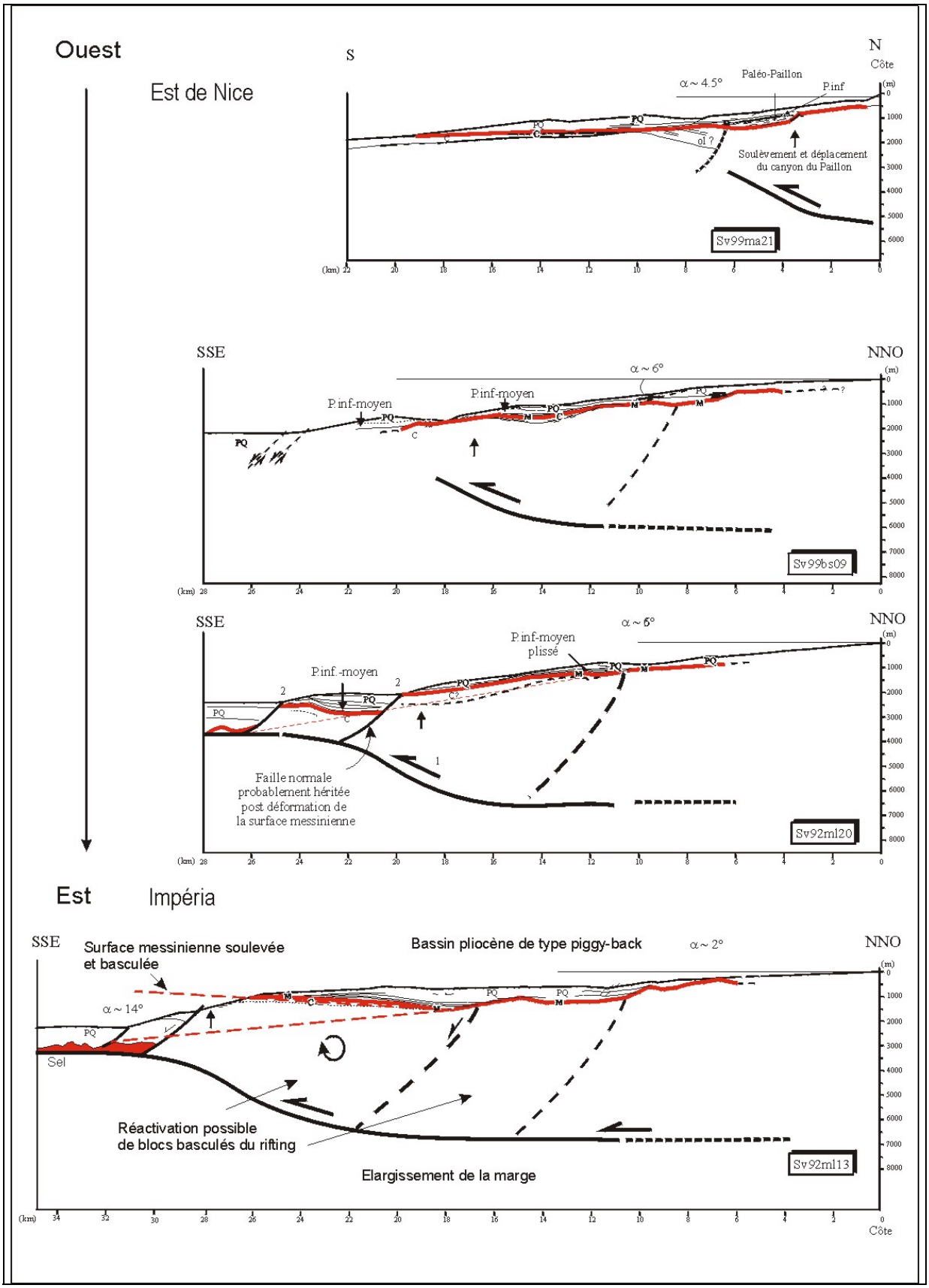


Figure 100 : Représentation de 4 des 5 profils de la **Figure 98** sur lesquels on observe de la déformation associée à un chevauchement crustal sud-alpin.

(**Figure 100**). D'après ce modèle, le bassin perché observé dans cette région serait par conséquent un bassin de type « piggy-back » initié durant le Pliocène inférieur, au même titre que le bassin perché de Tourette-Levens transporté par un chevauchement aveugle supposé sous l'arc de Nice (Schroetter, 1997 et 1998).

On remarque que cette géométrie qui permet de visualiser un plan à pendage vers le continent pourrait être interprétée comme une déformation provenant du bassin, initiatrice d'une subduction sous la marge. Néanmoins, la représentation de la rampe de chevauchement sous la déformation de la marge se propage clairement depuis le haut de celle-ci en limite de l'arc de Nice jusque vers le bassin au large d'Imperia. Dans le cas de l'initiation d'une subduction, la déformation affecterait essentiellement le bas de la pente continentale et ne devrait pas avoir *a priori* de relation avec les chevauchements de l'arc de Nice (**Figure 100**).

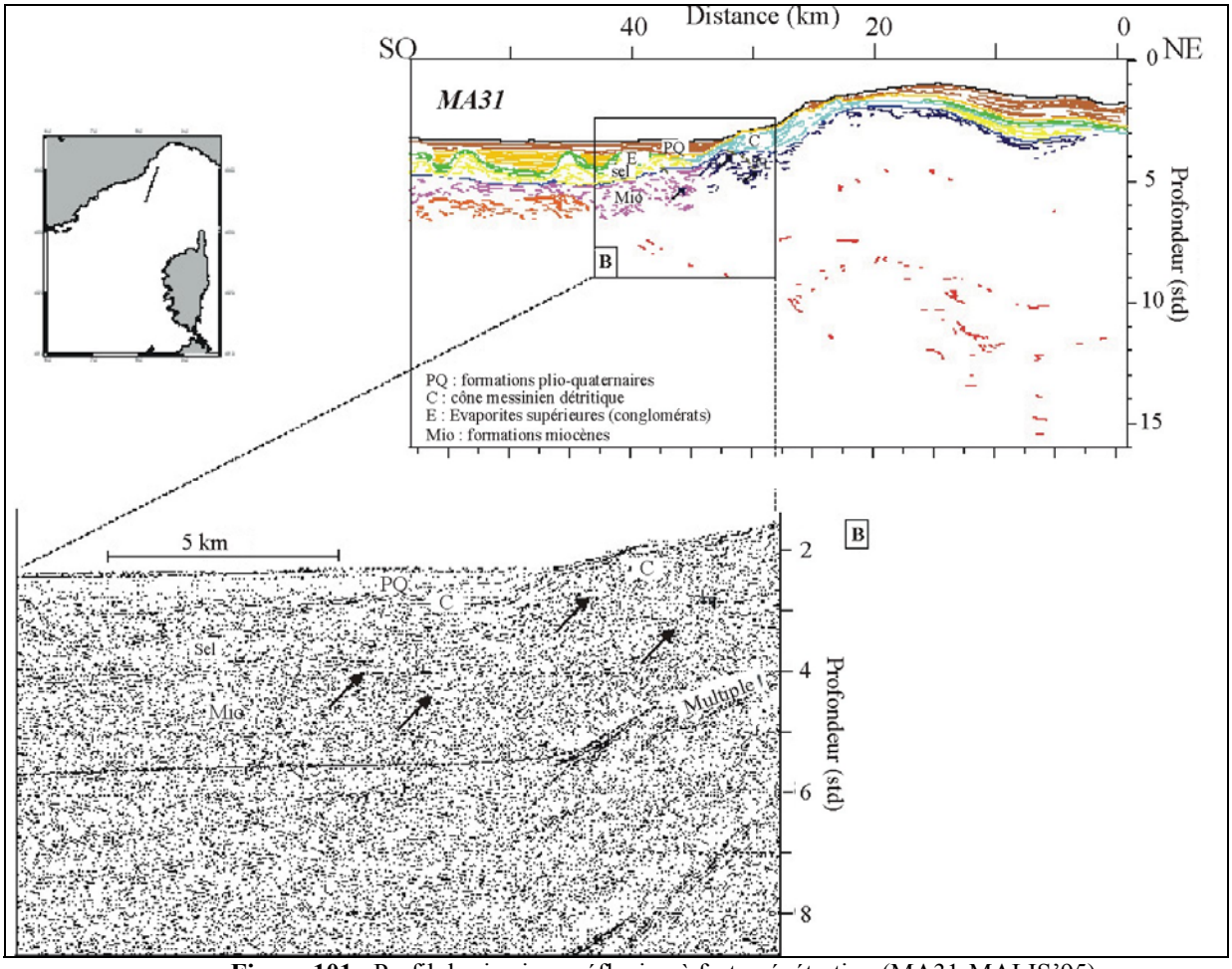


Figure 101 : Profil de sismique-réflexion à forte pénétration (MA31-MALIS'95) dans lequel une interface pentée vers le continent pourrait correspondre au chevauchement déduit de nos observations (d'après Rollet, 1999).

On note que le profil de sismique-réflexion profond acquis lors de la campagne MALIS (1995) montrent des réflecteurs ayant des pendages en direction du continent, interprétés comme des indices possibles de chevauchement, mais dont la nature et l'âge (alpin ou plus récent) n'ont pas été tranchés, par manque de pénétration des données et difficulté de corrélation avec la sismicité (Rollet, 1999 ; **Figure 101**) étant donné leur position, au pied de la marge, à profondeur intermédiaire et en limite distale (externe) du système de déformation, ils pourraient très bien correspondre au chevauchement crustal déduit de cette étude.

IV.8. DISCUSSION

IV.8.1. LA MARGE NORD-LIGURE EN CONTEXTE TECTONIQUE COMPRESSIF DEPUIS LA FIN DU PLIOCENE INFERIEUR

Des structures typiques d'une tectonique compressive ont été décrites immédiatement à l'est de la zone étudiée, au large du Cap Mele (**Figure 92**), sur la rupture de pente au sud du bassin de Savone (Réhault, 1981). L'auteur souligne la présence de failles inverses, pentées vers le continent et recoupant les formations messiniennes ainsi que la base des formations pliocènes, le long du bas de marge soulevé. En total accord chronologique et géométrique avec nos observations, ces failles correspondraient au prolongement oriental du chevauchement aveugle crustal proposé.

La présence de failles à rejet normal en limite marge/bassin avait suggéré une superposition de deux mécanismes couplés de déformation actuelle : une compression en profondeur et un soulèvement relatif de la marge en surface par réponse isostatique en flexion (Chaumillon *et al.*, 1994). Nous ne proposons ici qu'un seul mécanisme qui explique la présence de ces failles comme des failles « normales » gravitaires résultant directement d'un mécanisme compressif crustal initié en limite Pliocène inférieur-Pliocène supérieur.

D'après la chronologie des mouvements observés à terre, la déformation semble se propager depuis l'arc de Castellane jusque vers les nappes internes à l'est entre le Miocène et le Quaternaire, en passant par l'enregistrement d'une déformation au Pliocène inférieur en bordure ouest de l'arc de Nice. Or, le chevauchement déduit de cette étude montre sa bordure occidentale en continuité avec cette bordure ouest. L'âge de la déformation déduite de notre étude semble donc cohérent avec l'âge des déformations enregistrées à terre.

D'après les plongées CYLICE (1997), le flysch à Helminthoïdes a été décrit dans la zone orientale de la région étudiée. Le front pennique, non observable sur les profils sismiques du fait du manque de pénétration des ondes acoustiques a subi le rifting. L'une des possibilité de mise en place de la rampe de chevauchement pourrait être un réemprunt de cette ancienne structure aujourd'hui découpée.

Enfin, la présence d'un chevauchement sous la marge implique qu'à l'avant, dans le bassin, on trouve une zone de flexure individualisant un bassin flexural tel qu'on les observe en limite des fronts de chevauchement dans l'avant-pays. Cette structure n'est pas directement observable. Néanmoins, la puissance de la formation plio-quaternaire, même vers la région d'Imperia alors que l'influence des décharges sédimentaires du Var est moindre, est un argument qui va en faveur de notre démonstration.

IV.8.2. A L'ECHELLE DE LA REGION ARGENTERA-LIGURE

Les résultats obtenus par TF sur apatites témoignent d'une dénudation majeure du massif de l'Argentera vers 3,5 Ma, à la fin du Pliocène inférieur, réactivée postérieurement le long de la zone de cisaillement de Bersézio (Bigot-cormier *et al.*, 2000 et soumis) orientée N120-140. Parallèlement, nous montrons qu'à la même période, la marge nord-Ligure enregistre une déformation compressive accentuant la pente vers Nice-est et permettant l'individualisation d'un bassin vers Impéria. L'âge du chevauchement déduit de nos observations sous la marge est à mettre directement en relation avec cette dénudation pliocène, car ce chevauchement est synchrone et géométriquement cohérent avec la déformation alpine du socle hercynien de l'Argentera. On notera d'ailleurs que c'est dans l'axe des structures majeures de l'Argentera et en continuité avec l'accident de socle de Saorge-Taggia (Laurent, 1998) que s'observe la déformation la plus intense en pied de marge

(profil sv92ml20 ; **Figure 95**) caractérisée par la présence de deux failles gravitaires majeures.

L'héritage structural alpin marque fortement la géométrie de la déformation récente influencée par des accidents héritées. Cette participation d'anciennes structures dans la structuration alpine (Laurent *et al.*, 2000 ; Schroetter, 1998) permet à travers la déformation récente de retrouver les anciennes structures majeures du socle.

Ainsi, au sud du massif de l'Argentera, le bloc crustal subalpin oriental a pu être supposé, basé sur l'observation de la géométrie des structures alpines à partir de coupes équilibrées (Laurent, 1998 ; Laurent *et al.*, 2000). Ce bloc est constitué à terre, de l'arc de Nice se prolongeant en mer par la marge nord-Ligure. Il est délimité à l'ouest par la bordure occidentale de l'arc de Nice et à l'est par l'accident de Saorge-Taggia. Néanmoins, le front caractérisé par un chevauchement aveugle en pied de marge n'est pas délimité à l'est. Cette géométrie en accord avec les déformations observées à terre par définition, permet aussi d'expliquer les déformations de la marge en notant néanmoins que ce front de chevauchement clairement en bas de marge au large d'Imperia, dessine un arc de cercle jusqu'en haut de marge en direction de la bordure occidentale de l'arc de Nice (**Figure 102**).

A partir de ces observations, nous proposons une reconstitution de la structure crustale entre le massif de l'Argentera et la marge ligure, en suggérant un enracinement profond du chevauchement de la marge, sous le massif cristallin externe (**Figure 103**).

Les études réalisées sur la tectonique active dans le bassin nord-Ligure (Ritz *et al.*, 1990 ; Béthoux *et al.*, 1992) mettent en évidence le caractère compressif actuel de la marge et documentent une relation avec l'expulsion latérale des alpes du sud (Béthoux *et al.*, 1992). Cette étude montre clairement l'effet de l'épaississement crustal au nord sur la propagation de la déformation sur la marge. La discontinuité crustale que nous mettons en évidence pourrait donc être aujourd'hui réactivée par des contraintes actuelles. Néanmoins, cette déformation moins centralisée sur la marge semble actuellement plus active dans le bassin. Un saut de la déformation semble nécessaire, réactivant probablement aujourd'hui un bloc basculé plus interne au bassin, hérité de la structure de la marge. Cette progression de la déformation serait liée à l'avancé du front alpin qui subit des directions de raccourcissement N-S à NO-SE, associé à des vitesses de l'ordre de 2-4 mm/an (Calais *et al.*, 2000).

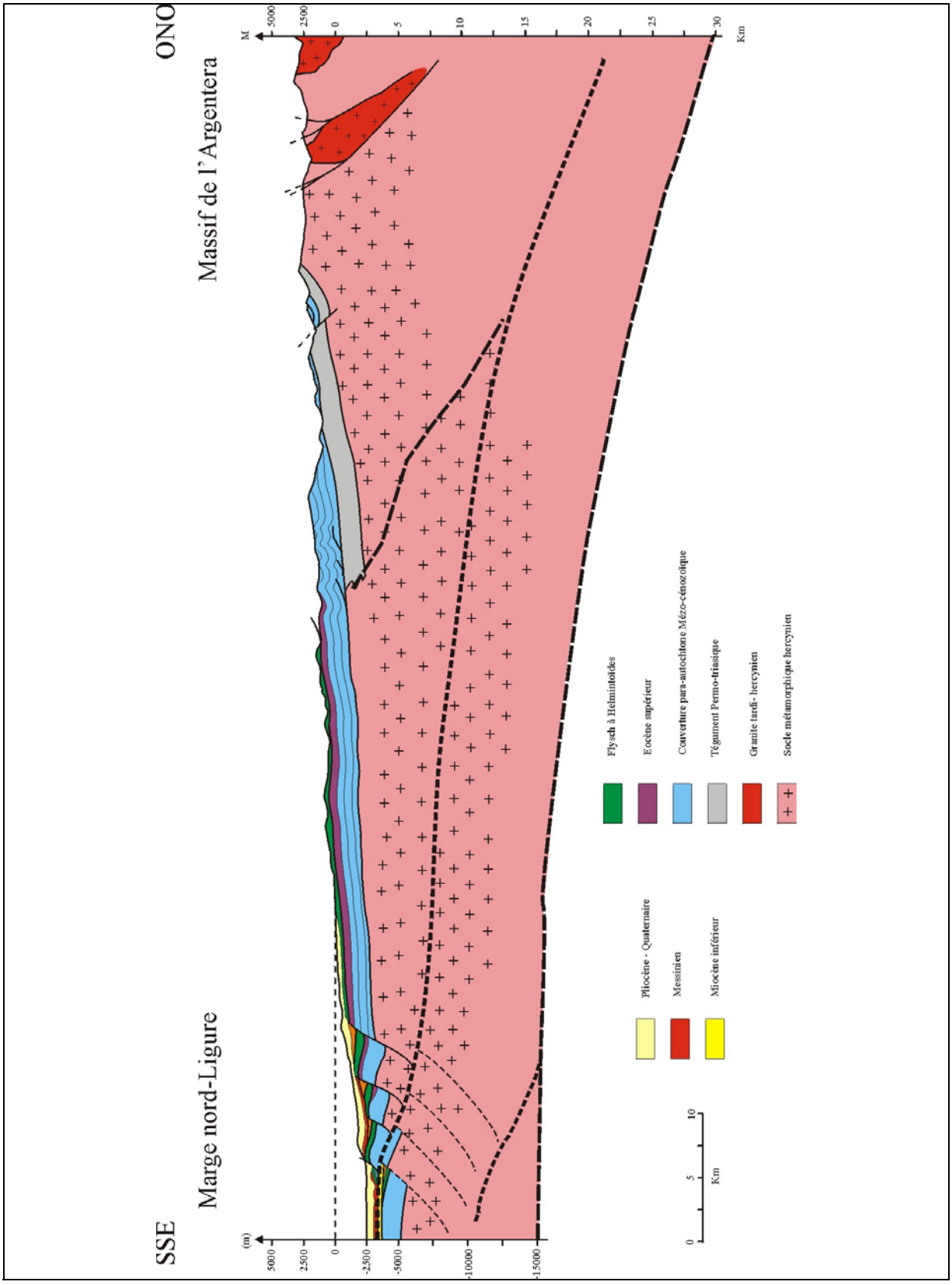


Figure 102 : Coupes terre/mer (réalisée à partir de la carte au 1/250000) mettant en évidence le lien structural fort entre le massif de l'Argentera et la marge nord-Ligure envisageable d'après la déformation de la marge.

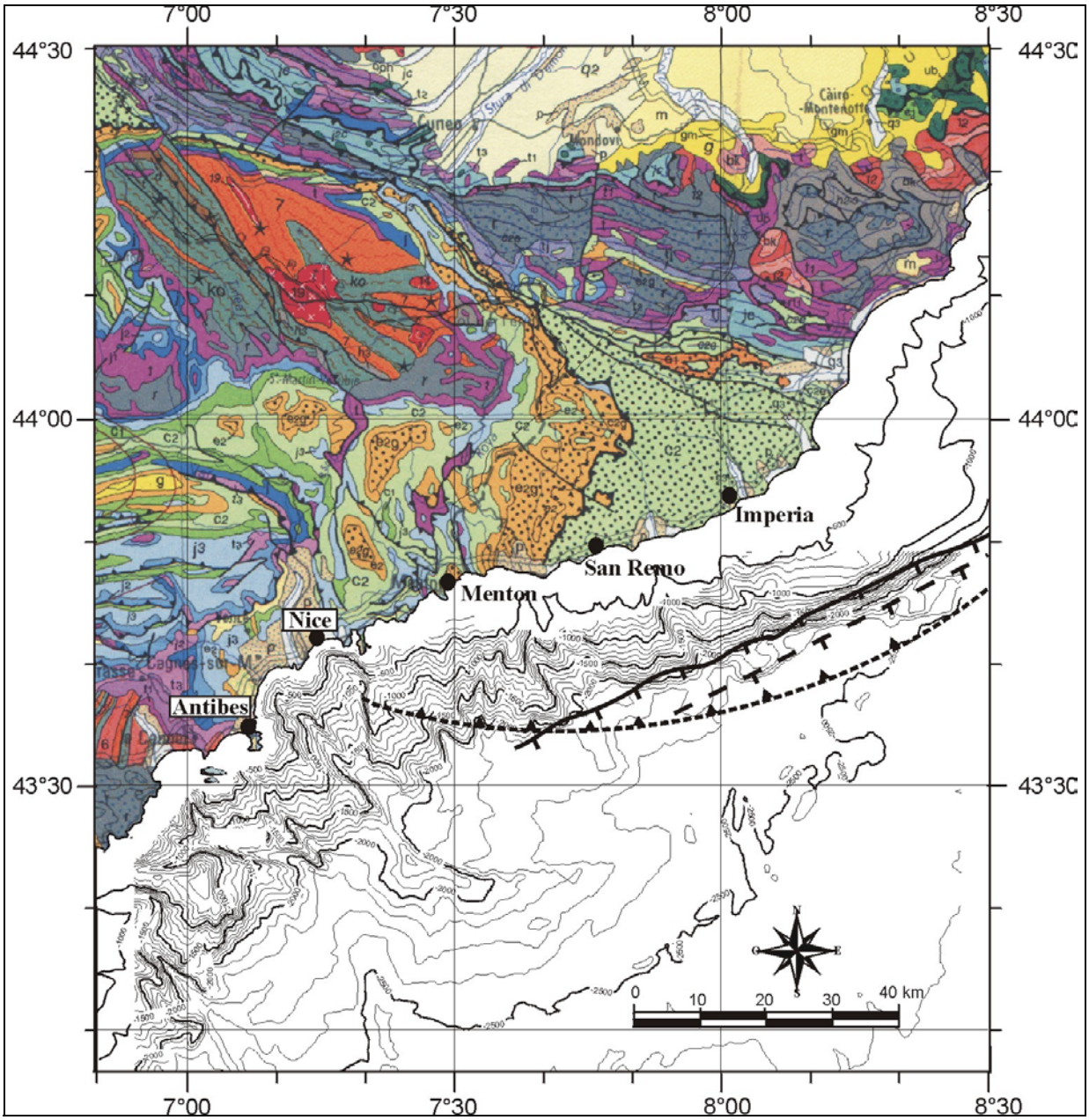


Figure 103 : Proposition du front de chevauchement en carte et des failles gravitaires de pied de pente obliques para rapport à ce front.

IV.9. CONCLUSION

Cette analyse tectonosédimentaire réalisée sur la marge nord-Ligure entre Antibes et Imperia, sur 70 profils de sismique-réflexion et basée sur une analyse stratigraphique et structurale permet de révéler :

- des discordances intra-pliocènes distribuées du haut vers le bas de marge et observées de façon récurrente.
- une réorientation pliocène du cours du Paillon qui aurait quitté son lit orienté NO-SE pour prendre une orientation N-S, témoignant d'une surrection du haut de marge située à l'est du Var.

- une déformation de courte longueur d'onde de la surface fini-messinienne diachrone « M » allant jusqu'à l'individualisation d'un bassin perché au large d'Imperia.
- la présence d'une déformation intense vers l'est, clairement liées à un événement tectonique, plus marquée dans le prolongement de l'accident de Saorge-Taggia,.

Cette déformation qui évolue géographiquement de l'est vers l'ouest est synchrone sur l'ensemble de la marge et serait d'âge fin Pliocène inférieur-début Villafranchien.

Pour expliquer ces déformations qui sont en accord avec d'autres déformations observées à l'est d'Imperia (Réhault, 1981), nous proposons la présence d'un chevauchement intra-crustal sous la marge, remobilisant les structures héritées du rifting, suivant un modèle de déformation dit « en dominos » (Book-shelf mechanism), cohérent avec les déformations décrites à terre dans l'arc de Nice.

Ce modèle de déformation explique la géométrie d'une marge passive, dont l'héritage structural est par définition très marqué, au front d'une chaîne orogénique.

On notera que cette déformation, bien localisée dans la zone sud à sud-est du massif de l'Argentera, n'est pas observée au large du massif du Tanneron. Le socle Provençal n'est en rien perturbé par cette activité tectonique, au moins depuis la période messinienne.

V. LA DENUDATION DU MASSIF CRISTALLIN EXTERNE : CAUSES ET CONSEQUENCES

L'analyse thermochronologique par TF réalisée sur apatites et zircons, centrée sur le massif cristallin externe de l'Argentera nous apporte des contraintes temporelles sur l'histoire de la dénudation du massif depuis 29 Ma. L'évolution la plus ancienne a été déduite des résultats obtenus par traces de fission (TF) sur zircons et la plus récente provient des résultats obtenus sur apatites ainsi que par l'approche géomorphologique.

L'épaississement crustal récent déduit de ces analyses a pu être contraint temporellement et cinématiquement, et semble avoir eu une influence sur la marge nord-Ligure, au moins depuis 5 Ma.

V.1. SIGNIFICATION TECTONIQUE DE LA DENUDATION : 29-20 MA

Le massif cristallin externe de l'Argentera proche du front pennique à l'est, est localisé à moins de 50 km du massif cristallin interne de Dora Maira au NE. Entre ces deux massifs, l'éventail briançonnais est étroit, contrairement à l'étendue de cette région géologique entre le Pelvoux et le massif cristallin interne.

Ces deux massifs allochtones, proviennent de la même marge téthysienne, la marge européenne.

L'histoire de la dénudation du massif de Dora Maira, montre que vers 30-35 Ma, le massif (unité à coesite) passe d'un régime de refroidissement très rapide (40°C/Ma) à un régime beaucoup plus lent (10 et 14 °C/Ma) vers 300-400 °C, traduisant deux moteurs d'exhumation différents (Schwartz, 2000). Ce refroidissement se poursuit dans la zone briançonnaise et est enregistré depuis 24 Ma en relation avec une tectonique extensive syn-convergence (Schwartz, 2000 ; Tricart *et al.*, 2001).

Une étude récente (Sosson *et al.*, 2002) basée essentiellement sur des données géochronologiques et des modélisations analogiques montre que le moteur des exhumations de roches THP serait la subduction continentale et toutes les conséquences qu'elle entraîne, en particulier l'écaillage de la croûte continentale subduite liée d'une part à des différences de densité entre le manteau et la croûte et d'autre part à la verticalisation du *slab* subduit accompagnée d'une probable délamination.

D'après cette étude, la proximité des unités UHP et la présence du corps d'Ivrée au NE du massif de l'Argentera (Stephan *et al.*, 2000 ; Paul *et al.*, 2001), peut être expliquée par ce processus de délamination ainsi que par la remontée du manteau asthénosphérique vers la surface (corps d'Ivrée). Celui remplaçant l'espace inter-plaque dû au retrait vertical du *slab* se refroidit. Il devient plus résistant et joue alors le rôle d'un poinçon mantellique que l'on a classiquement interprété comme une partie du manteau lithosphérique apulien (Schwartz, 2000). A son front, les unité externes se déplacent vers l'avant du prisme et remontent vers la surface (Schwartz, 2000 ; Sosson *et al.*, 2002).

Or, d'après l'analyse thermochronologique par TF sur zircons, un refroidissement est enregistré dans le massif de l'Argentera dès l'Oligocène supérieur (29-30 Ma) et se poursuit par une accélération de la dénudation vers 22 Ma.

Cette dénudation notable enregistrée dans le massif cristallin externe intervient donc dans la logique de la convergence alpine.

Elle a pu être enregistrée par les zircons grâce à l'enfouissement sous les nappes internes qui lui ont permis d'atteindre des températures supérieures à 320 °C. L'ensemble des

traces de fission dans ces minéraux a été effacé suite à l'enfouissement (8-10 km de profondeur). Le chronomètre TF ainsi remis à zéro, les zircons ont pu enregistrer le refroidissement (passage de l'isotherme 250°C), certainement en relation directe avec le déplacement et le poinçonnement du prisme de collision par le manteau asthénosphérique refroidi du corps d'Ivrée (Sosson *et al.*, 2002). La remontée vers la surface ce fait alors le long de chevauchements crustaux qui marquent la base des unités de socle de l'Argentera et affectent le tégument (Delteil *et al.*, soumis).

Néanmoins au cours de l'enfouissement, on notera qu'une partie du massif n'a jamais atteint cette température nécessaire pour pouvoir enregistrer l'événement thermique à cette période. Le compartiment NO qui montre des âges supérieurs à 50 Ma devait se trouver en position plus superficielle, au moins depuis le Crétacé supérieur, pour n'avoir été réchauffé que partiellement. Il s'agirait donc d'une zone en position haute par rapport au reste du massif qui pourrait être assimilée à un horst, hérité de la structuration de la marge téthysienne européenne.

A partir de ces résultats, une histoire thermique à l'échelle du massif et prenant en compte les mouvements différentiels précoces de la structuration du socle a pu être proposée (**Figure 104**).

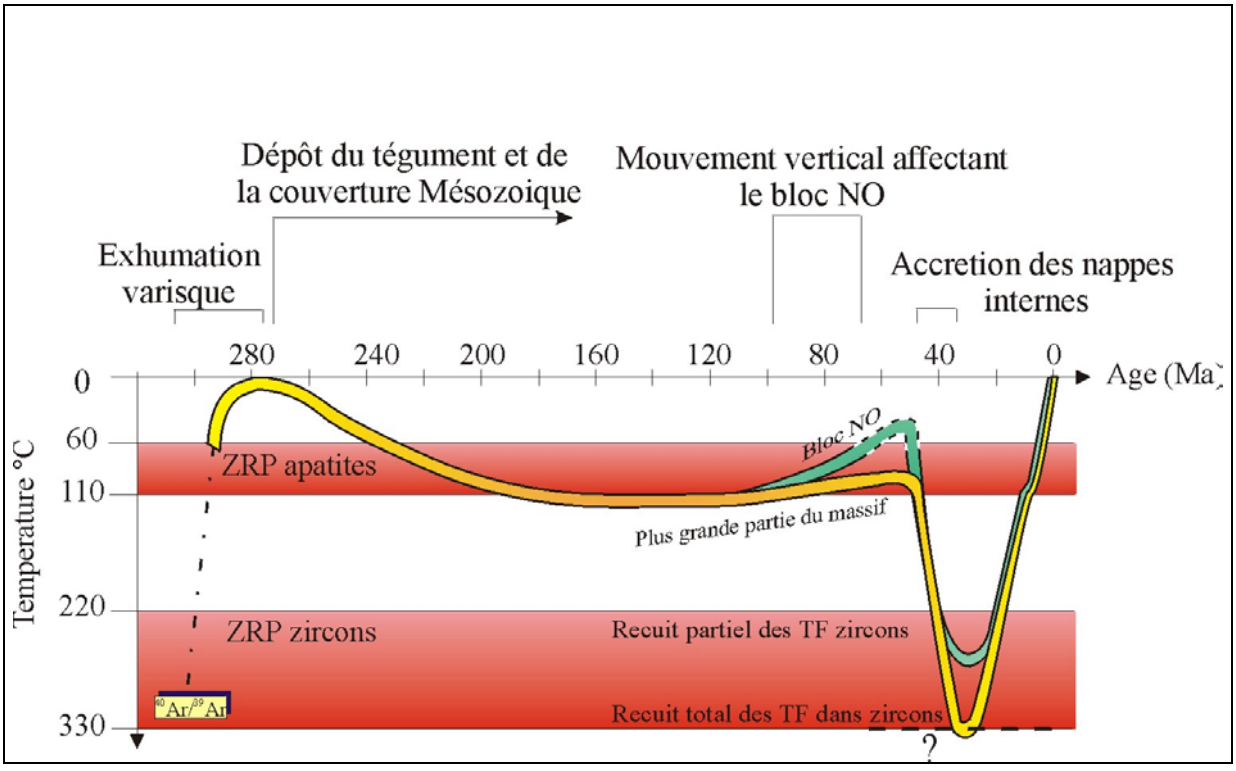


Figure 104: Histoire thermique du massif de l'Argentera déduite de l'analyse par traces de fission sur zircons et apatites

V.2. LES MOUVEMENTS DE SOCLE POST-10 MA

Dans le soucis de montrer la forte influence de l'exhumation des Alpes sur la déformation nord-Ligure, plusieurs points doivent être rappeler.

V.2.1. CINEMATIQUE ET AGES

Suite a une première dénudation enregistrée vers 22 Ma par les zircons, le massif de l'Argentera a ensuite subi une deuxième phase de dénudation tout d'abord localisée dans le compartiment NO du massif vers 6 Ma puis généralisée vers 3,5 Ma (**Figure 47**, p. 13). Cette dernière phase tectonique s'est poursuivie par un soulèvement tardif le long de la faille de Bersézio/Veillos (**Figure 48**, p. 85).

D'après la modélisation géomorphologique, le premier refroidissement enregistré vers 6 Ma, localisé dans la partie NO du massif confirmerait l'interprétation proposée suite à l'analyse par TF : cette dénudation serait une réponse isostatique à une décharge sédimentaire qui se réaliserait le long de la faille normale du « Camp des Fourches ».

La dénudation précoce de cette zone, à des taux de dénudation estimés à 0,6-0,8 mm/a (pour une gradient géothermique de 30-25 °C/km), intervient dans une région qui quelque soit la méthode d'analyse utilisée (géophysique, thermochronologie, géomorphologie) se distingue du reste du massif : des âges TF sur zircons très vieux, une forte profondeur du Moho et des sommets non modélisables.

Quant au reste du massif, les taux de soulèvement déduits de la modélisation de processus de surface en accord avec les données TF et l'analyse géomorphologique, sont estimés à 0,8 mm/a (gradient géothermique de 30°C/km) pour le soulèvement de la plus grande partie du massif vers 3,5 Ma et sont de l'ordre de 1 mm/a postérieurement pour le compartiment NE. Les vitesses de déplacement horizontal ont pu être estimées à 1,4 mm/a pour le déplacement suivant une rampe de 30° pour le mouvement global. Pour le soulèvement tardif post-3,5 Ma, un mouvement horizontal d'environ 0,6 mm/a peut être proposé si l'on considère que le mouvement évolue suivant une rampe de 60° le long de la faille de Bersézio/Veillos.

Le massif de l'Argentera montre donc une dénudation différentielle mettant en évidence des hétérogénéités de socle.

Parallèlement à cette structuration de socle du massif cristallin, au cours du Pliocène, le socle de la marge nord-Ligure enregistre des déformations d'âge Pliocène inférieur qui d'après leur géométrie seraient liées à la propagation d'un front de chevauchement aveugle en limite marge/bassin permettant ainsi l'individualisation d'un bassin perché de type « piggy-back » au large d'Impéria. Ceci explique aussi la largeur de la marge de ce secteur.

V.2.2. GEOMETRIE DES STRUCTURES DE SOCLE : L'HERITAGE STRUCTURAL

Le fait d'avoir des âges anciens sur zircons, antérieurs à 50 Ma dans la partie NO du massif semble être une conséquence de l'hétérogénéité du socle, en particulier de sa structuration ancienne. Il est indéniable que ce socle a subi des déformations lors de l'orogenèse hercynienne, puis de l'ouverture téthysienne. Les accidents de socle sont par conséquent fréquents. Ils contrôlent la répartition des séries permiennes, pour les accidents post hercyniens, et celles du mésozoïque (Dardeau, 1983 et 1984 ; Delteil *et al.*, soumis). Un héritage structural est par conséquent très bien exprimé dans le massif. La répartition des âges traces de fission sur zircons le confirment. Le bloc NO a très vraisemblablement été isolé du reste du massif, subduit moins profondément, car faisant partie d'un bloc en position haute (horst) au cours de la structuration téthysienne. Le fait de retrouver par exemple le long des

accidents médians du massif (Bersézio) des écailles pincées de Trias supérieur témoignent d'une réactivation des failles normales lors de la compression et de la remontée vers la surface de la croûte subduite.

La propagation de l'arc de Castellane (Laurent, 1998 ; Laurent *et al.*, 2000) dont le paroxysme de la structuration s'est réalisé au cours du Miocène moyen-supérieur a largement été contrainte par les structures héritées sub N-S et E-O, lui imposant une géométrie courbe. Cette déformation caractérisée par une tectonique de couverture s'est tout d'abord propagée

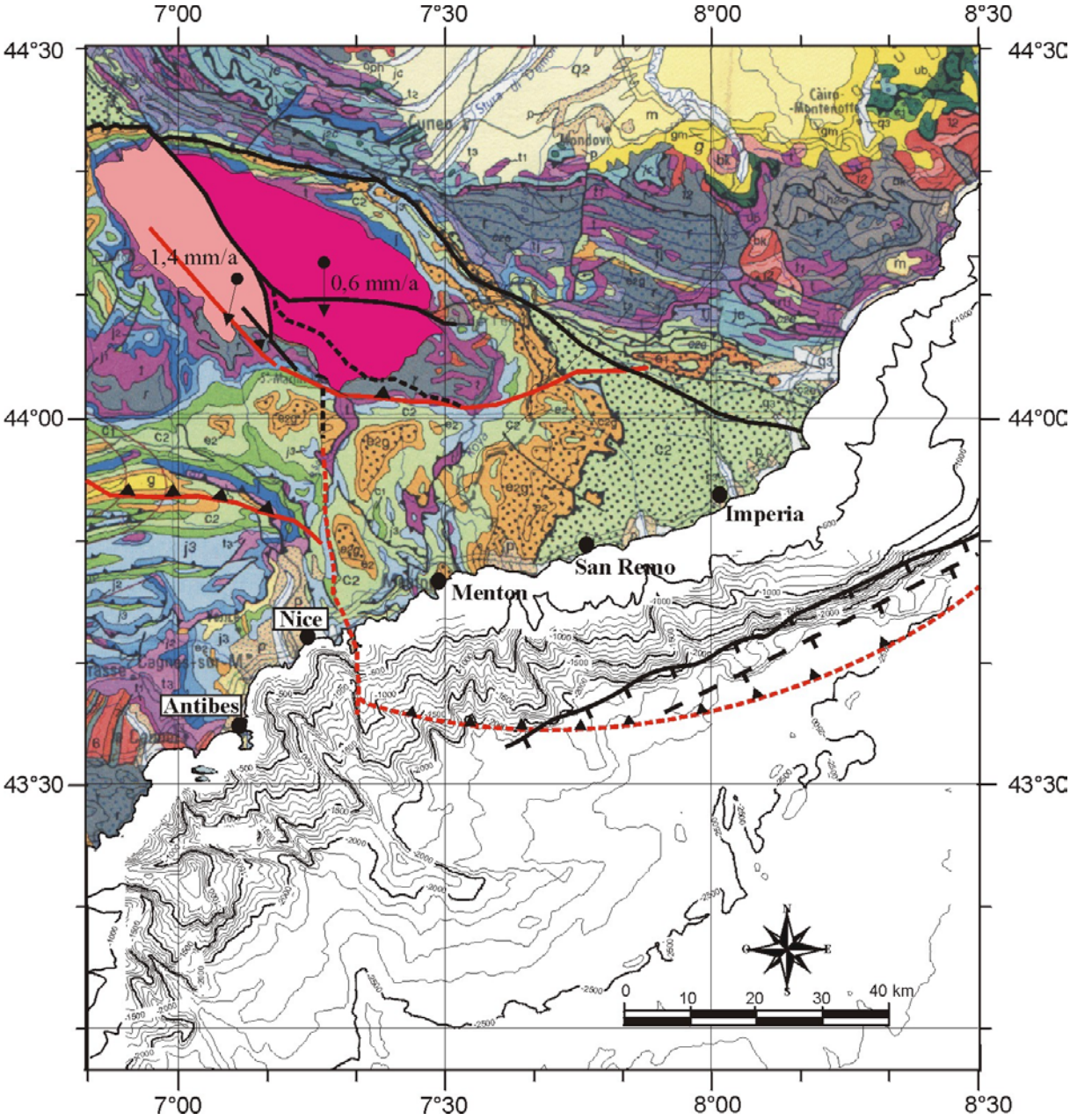


Figure 105 : Les principales structures de socle
déduites de cette étude ou d'études antérieures (Laurent, 1998 ; Laurent *et al.*, 2000).
Les structures en rouge sont les structures actives au Pliocène inférieur.

« en séquence », puis par manque de formation sédimentaire à déformer au front de l'arc, la structuration s'est propagée en « hors-séquence » vers le NNE. D'après nos résultats thermochronologiques, depuis le Pliocène, cette structuration est essentiellement guidée par une tectonique de socle, affectant différentes structures réactivées au cours de la déformation

alpine. Ces structures de socle rejouant alors en failles inverses sont à l'origine de l'accélération de la dénudation enregistrée par les analyses TF et confirmées par l'étude géomorphologique vers 3,5 Ma.

Le chevauchement crustal affectant la marge nord Ligure à la même période dont la profondeur a été déterminée de façon géométrique en fonction des déformations observées sur la marge a certainement affecté les structures héritées du rifting. Cette propagation de la déformation à travers les blocs basculés semble s'enraciner profondément jusque sous le massif de l'Argentera.

Alors que la déformation de l'arc de Castellane guidée essentiellement par une tectonique de couverture au Miocène moyen-supérieur semble s'être propagé en « hors séquence » vers une tectonique de socle interne à l'arc, celui de Nice dont la structuration sédimentaire s'est poursuivie au Pliocène inférieur en relation avec une tectonique de socle affectant alors la marge nord-Ligure.

Cette différence de localisation de la déformation de socle est certainement liée aux changements de direction de compression passant du NE-SO au Miocène à N-S, voir NNO-SSE au cours du Pliocène et favorisant alors cette propagation de tectonique de socle vers l'avant-pays.

Nous avons tenté de synthétiser en carte les principales structures de socle qui ont certainement joué au cours du Pliocène inférieur et qui ont contrôlé la répartition de la déformation vers la surface comme celle de la marge nord-Ligure (**Figure 105**).

Le chevauchement du socle de l'Argentera, passant sous le Mont Vial est décalé par une structure N-S le long de la rive gauche du Var et réapparaît au sud à partir de Nice sous la marge nord-Ligure (Guglielmi et Dubar, 1993 ; Guardia *et al.*, 1996 ; Dubar et Guglielmi, 1997 ; Laurent, 1998 ; cette étude).

La synthèse des différentes structures crustales et la chronologie des mouvements a été réalisée sur deux coupes et vient compléter la vision en carte (**Figure 106** et **Figure 107**).

V.2.3. POURQUOI UNE DEFORMATION DE SOCLE GENERALISEE AU COURS DU PLIOCENE ?

L'accélération de la dénudation pliocène n'est pas uniquement localisée dans le massif cristallin externe de l'Argentera. L'ensemble des massifs cristallins externes ont enregistré un refroidissement entre 2 et 4 Ma (**Figure 18**, p. 39).

L'histoire thermochronologique enregistrée par les apatites correspond en fait à l'extrême fin de l'histoire de l'exhumation alpine. Cette accélération généralisée à l'ensemble des zones externes pourrait soit être liée à la période de détachement du *slab* (break off), soit communément mis en relation à une accélération de la convergence Eurasie/Afrique (Bogdanoff *et al.*, 2000).

D'après nos données, nous savons que parmi les massifs cristallins du sud, seul le massif allochtone de l'Argentera a enregistré cette dénudation récente. Le massif autochtone du Tanneron n'a pas été affecté par cette dénudation. Il s'agit donc bien d'un phénomène tectonique et non pas d' une variation climatique de grande ampleur qui aurait accéléré le taux d'érosion. Ceci est d'ailleurs vérifié de l'autre côté du bassin Ligure, en Corse, où la dénudation la plus récente a été datée du Miocène supérieur (Jakni *et al.*, 2000).

D'après l'ensemble des résultats obtenus concernant les âges et la cinématique des mouvements affectant le socle, il y a bien un épaississement crustal alpin dans cette région, or aujourd'hui, le Moho ne montre pas de racine crustal :

Est-ce lié à un problème d'acquisition des données géophysiques qui ne nous permettent pas d'obtenir une image réelle de cette profondeur, peut-être lié au fort pendage ?

Est-ce lié à la nature du manteau ? L'étude de la modélisation gravimétrique devrait nous renseigner sur ce point (Stéphan, Mercier de l'Epinay et Masson, en préparation).

Est-ce que nous sommes en phase de rebond post-break-off ? Le détachement du *slab* serait alors récent (4 Ma) et à l'origine de la dénudation généralisée sur l'ensemble des massifs cristallins externes.

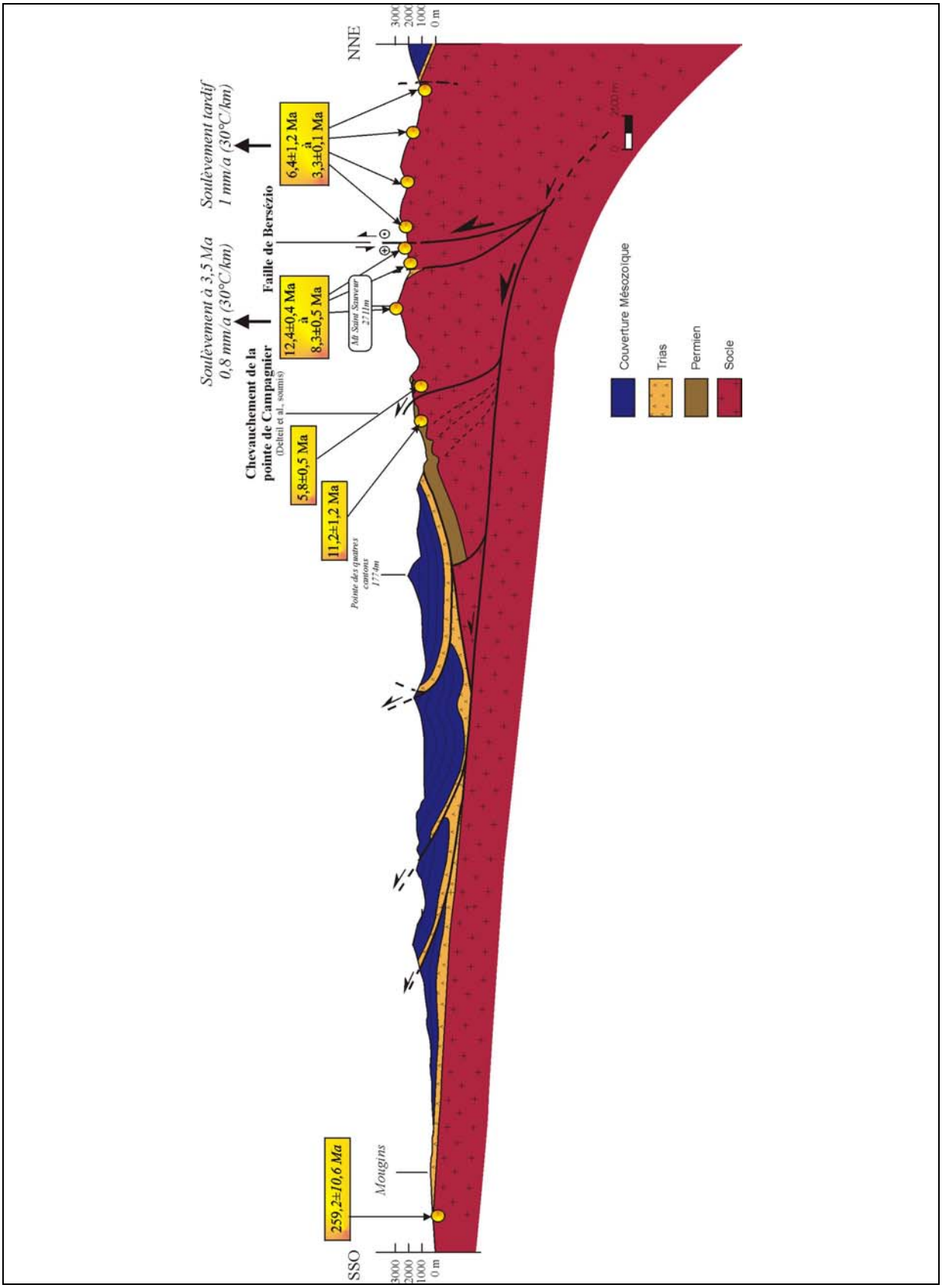


Figure 106 : Coupe NNE-SSO réalisée entre le massif de l'Argentera et le Tanneron afin de mettre en évidence d'une part la différence d'âge obtenue entre les deux massifs cristallin, l'un authochtone, l'autre allochtone, et d'autre part les différentes structures sur lesquelles le massif s'est dénudé depuis la fin du Miocène et plus fortement au cours du Pliocène.

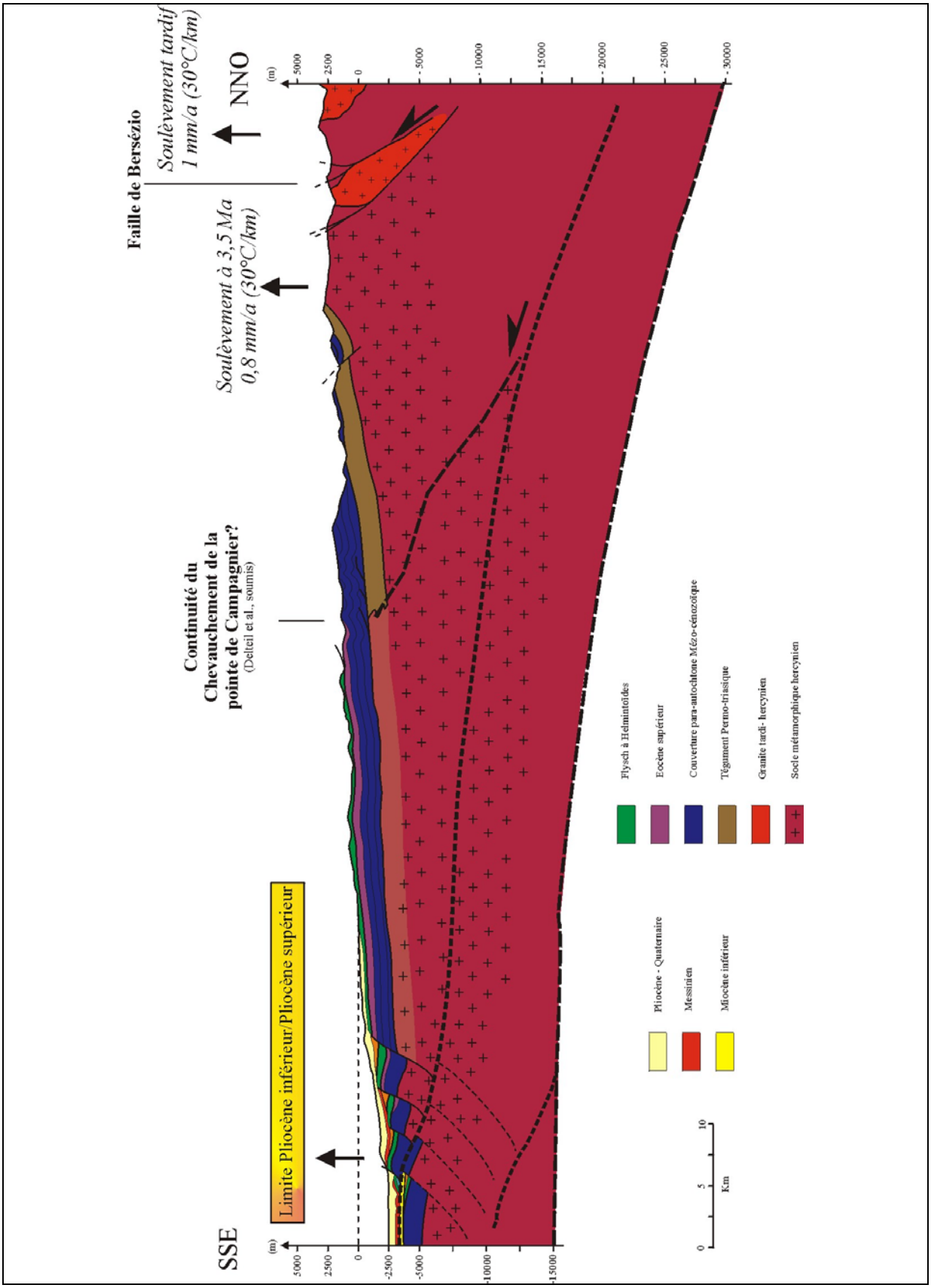


Figure 107 : Coupe NNO-SSE entre le massif de l'Argentera et la marge nord-Ligure afin de mettre en évidence d'une part le synchronisme des mouvements entre les deux objets et d'autre part les différentes structures sur lesquelles le massif s'est dénudé depuis la fin du Miocène et plus fortement au cours du Pliocène.

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

Au terme de cette étude et après un rappel des objectifs que nous nous étions fixés, nous proposons d'une part, en tenant compte des différentes méthodes abordées, de faire un bilan des principaux résultats apportés. D'autre part, nous discuterons des travaux qui mériteraient d'être engagés par la suite.

L'objectif principal de ce travail était de comprendre l'évolution et les mécanismes récents de l'orogène alpin ainsi que du bassin Ligure et de sa marge nord afin de savoir si l'épaississement crustal et l'exhumation étaient responsables de la déformation de la marge nord-Ligure.

La synthèse présentée précédemment permet en effet de proposer que d'après la chronologie des événements thermiques, la cinématique de la dénudation et le type de déformation, à la faveur d'une rampe de chevauchement, la déformation de la marge enregistrée depuis la crise messinienne est bien structurée par la tectonique compressive alpine.

Pour cela nous nous sommes appuyés sur les principaux résultats obtenus par thermochronologie par traces de fission (TF) qui nous ont permis de montrer une dénudation différentielle du massif de l'Argentera. Les zircons ont généralement enregistré un refroidissement dès 29 Ma (passage de l'isotherme 250°C). Le diagramme âge/altitude obtenu (**Figure 52**, p.89) nous a permis de proposer une accélération de la dénudation du massif vers 22 Ma à environ 1,3 mm/a. On notera qu'une partie de ce massif, localisée dans la partie NO n'a pas enregistré cet événement. Se trouvant certainement en position haute (horst), héritée de la structuration téthysienne, cette partie n'a pas été suffisamment enfouie sous les nappes internes pour perdre l'ensemble de ses traces et enregistrer l'événement thermique 29-19 Ma.

Les résultats obtenus sur apatites nous confirment que ce socle, traversé par de nombreuses structures héritées s'est dénudé de façon différentielle suivant ces grandes discontinuités. L'ensemble du massif montre des âges TF sur apatites (passage de l'isotherme 110°C) compris entre 12,5 et 2,5 Ma avec une accélération de cette dénudation généralisée vers 3,5 Ma, passant d'un taux de dénudation de 0,2 mm/a à 1,1-1,4 mm/a (en fonction du gradient géothermique utilisé 30-25 °C/km). On notera par ailleurs que d'après l'analyse TF couplée avec les études d'inclusions fluides (Attal, 1999), un gradient de 30°C/km semble être plus probable que 25°C/km.

Le compartiment NO, se distingue là encore par des âges de refroidissement plus précoces que pour le reste du massif. Déjà en position superficielle, d'après les résultats obtenus sur zircons, il semble être le premier à se dénuder vers 6 Ma à une vitesse estimée jusqu'à l'actuel de 0,6-0,8 mm/a (pour un gradient de 30-25 °C/km). Cette dénudation pourrait être liée au jeu normal de la faille du « Camp des fourches » limitant le massif au NO et ayant ainsi permis une décharge sédimentaire favorable à la dénudation.

Couplée à une approche géomorphologique, ce compartiment NO ne semble pas être soumis à un soulèvement tectonique mais se dénuderait en réponse isostatique à cette décharge sédimentaire. Par contre, l'accélération généralisée vers 3,5 Ma montre un taux de soulèvement tectonique de 0,8 mm/a (pour un gradient géothermique constant de 30°C/km) et suivant une rampe de chevauchement de 30°, il se déplacerait donc de 1,4 mm/a en accord avec les données GPS actuelles, calculées pour l'ensemble de la région, de l'ordre de 2-4 mm/a (Calais *et al*., 2000).

Post-3,5 Ma, un dernier soulèvement estimé à 1 mm/a (pour un gradient géothermique de 30°C/km) d'après la modélisation numérique, est enregistré le long de la faille du Bersézio/Veillos.

A partir de la modélisation numérique des processus de surface et après l'obtention d'un résultat cohérent avec la topographie actuelle et le diagramme âge/altitude TF, le taux d'érosion maximal a pu être estimé à 1 mm/a essentiellement pour le bassin versant de la Stura et du Gesso, alors que le bassin versant occidental montrerait aujourd'hui un taux d'érosion du massif plus faible de 0,8 mm/a (pour un gradient géothermique de 30°C/km).

En outre, cette modélisation a pu mettre en évidence un taux d'érosion quasiment identique sur les deux bassins versants du massif il y a 3 Ma alors qu'aujourd'hui le taux d'érosion est plus important sur le versant oriental. Cette différence d'érosion devrait se retrouver en terme de sédimentation dans le bassin.

Dans le bassin Ligure, la puissante série plio-quaternaire témoigne d'un fort apport détritique en accord avec le fort taux d'érosion obtenu pour le massif cristallin le plus proche. L'utilisation d'un niveau repère nous a permis de quantifier des déformations verticales (tectonique, liées à la subsidence et/ou salifères) observées en pied de marge entre Antibes et Impéria et estimées à 0,5 mm/a depuis 5 Ma et qui semblent essentiellement à composante tectonique au large d'Imperia. Les déformations observées sur la marge nous permettent de conclure à une déformation par propagation d'un chevauchement aveugle sous la marge au cours de la limite Pliocène inférieur-Pliocène supérieur. Ce mécanisme de déformation expliquerait la largeur de la marge au large d'Imperia qui serait un bassin perché de type « piggy back ».

Ce chevauchement aveugle, parfois perçu en limite marge/bassin sur les profils sismiques à forte pénétration, s'enracinerait sous l'Argentera et subirait alors un soulèvement à la même période il y a 3-4 Ma.

En outre, au cours de cette étude, d'autres résultats (méthodologique ou autre thématique) ont pu ressortir et des questions n'ont pas été résolues. Nous proposons des pistes de travaux qui mériteraient d'être engagés.

Tout d'abord, d'après l'étude thermochronologique par traces de fission, la datation d'un échantillon localisé sur le massif du Tanneron, associée à des études antérieures (Morillon, 1997 ; Jackni, 2000) nous a permis de confirmer que le réchauffement lié à l'ouverture du bassin Ligure reste extrêmement localisé et non diffus.

En outre, d'un point de vue méthodologique, la thermochronologie par traces de fission nous a permis de mettre en évidence des effondrements de blocs. Les géophysiciens manquent cruellement de données temporelles pour contraindre leurs modèles d'évolution d'un phénomène gravitaire. Or, cette méthode, très peu utilisée pour ce type de thématique (Ménard *et al*., 1993 et 1994) pourrait permettre de quantifier dans l'espace et dans le temps la zone d'effondrement en suivant des profils d'altitude de part et d'autre d'un glissement de terrain (tel que celui de la Clapière, dans la vallée de la Tinée, au NO du massif de l'Argentera). Ce type d'étude doit bien évidemment faire suite à une étude d'une zone voisine non effondrée pour obtenir un référentiel.

Enfin, concernant la méthode des traces de fission, nous avons vu que la faille de Sabbion considérée par Ribolini (2000) comme étant principale dans la dénudation du massif, n'a pas été observée par notre étude TF. Afin de tester si cette faille a réellement eu un rôle majeur dans la dénudation du massif, il serait intéressant d'utiliser une méthode de datation isotopique présentant des températures de fermeture plus basses que les thermochronomètres TF usuels, comme les datations par U-Th/He (ZRP : 40-70°) (Blythe *et al*., 2000). Les échantillons prélevés de part et d'autre de la faille le long de profils horizontaux analysés par cette méthode nous permettraient de mieux contraindre les mouvements dans le temps et dans l'espace.

Concernant l'approche géomorphologique, cette étude rend compte de la difficulté à ressortir des signaux tectoniques dans une région modelée par l'érosion glaciaire. Néanmoins,

la modélisation des processus de surface réalisée sur ce massif nous a permis d'obtenir une solution compatible avec les données de terrain.

Il serait intéressant de tenter d'utiliser le modèle de processus de surface avec une propagation du matériel sur la rampe de chevauchement.

D'un point de vue méthodologique, la modélisation numérique utilisée dont nous avons discuté les limites et avec laquelle nous avons obtenu une solution certainement parmi de nombreuses, pourrait être utilisée autrement pour permettre de tester l'ensemble des paramètres automatiquement plutôt que de les tester un par un !

Ce qui est envisageable si l'on dispose d'une capacité de calcul suffisante est de générer un grand nombre (des milliers) de solutions en variant les paramètres de façon aléatoire dans les limites imposées et de choisir les meilleures solutions par rapport aux solutions acceptables. Nous obtiendrions des renseignements sur les combinaisons de paramètres par rapport aux conditions limites acceptables ainsi que leur influence sur le résultat (est-ce que la solution est sensible aux variations de paramètres ?). Plusieurs options sont envisageables ; l'utilisation de la méthode Monte Carlo, des algorithmes génétiques ou du « Neighborhood algorithms » (Sambridge, 1999 a, b).

Enfin, des forages dans le bassin nord-Ligure seraient les bienvenus afin de réaliser une chronologie fine dans les série sédimentaires plio-quaternaires pour mieux lier les phénomènes d'érosion à terre et de sédimentation sur la marge ainsi que dans le bassin.

Les séismes présents aujourd'hui dans le bassin, proche de la marge nord-Ligure pourraient témoigner d'une propagation du chevauchement Pliocène proposé dans cette étude. Des campagnes de sismique-réflexion à forte pénétration pourraient tenter de rechercher finement ces réflecteurs pentés vers le continent. Une meilleure connaissance de ces structures permettrait d'une part d'avoir plus de données de terrain pour valider nos interprétations et d'autre part, de mieux quantifier le risque sismique en mer et les effondrements gravitaires sous-marins associés.

BIBLIOGRAPHIE

-A-

Adams H. G., Cohen L. H. et Rosenfeld J. L. (1975). - Solid inclusion piezothermometry; II, Geometric basis, calibration for the association quartz-garnet, and application to some pelitic schists. *Am. Min*., **60**, 7-8, 584-598.

Agard P. (1999). - Evolution métamorphique et structurale des métapélites dans l'orogéne Alpin: l'exemple des Schistes lustrés des Alpes occidentales (Alpes cottiennes). *Thèse 3 ème cycle, Pierre et Marie Curie,* Paris.

Aicard P., Autran A., Gérard J. et Lougnon J. (1968). - Sur l'âge tertiaire, syntectonique et synmétamorphique alpin du gisement plombozincifère de Valauria (commune de tende, Alpes-Maritimes). *Bull. B.R.G.M.*, **1**, 5-14.

Amato J. M., Johnson C. M., Baumgartner L. P. et Beard B. L. (1999). Rapid exhumation of the Zermatt-Saas ophiolite deduced from high-precision Sm-Nd and Rb-Sr geochronology. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **171**, 3, 425-438.

Anhert F. (1984). - Local relief and the height limits of mountain ranges. *Am. Jour. Sci.*, **284**, 1035-1055.

Arthaud F. et Matte P. (1977). - Détermination de la position initiale de la Corse et de la Sardaigne a la fin de l'orogenèse hercynienne grâce aux marqueurs géologiques ante-mesozoiques. *Bull. Soc. Géol. Fr*., **19**, 4, 833-840.

Attal M. (1999). - Etude tectonique et thermodynamique du tégument permo-triasique du flanc méridional du Massif de l'Argentera, *DEA Memoire* Univ. Nice-Sophia Antipolis, 38p.

Auzende J.-M., Bonnin J., Olivet J.-L., Pautot G. et Mauffret A. (1971). - Upper Miocene salt layer in the western Mediterranean basin Nature. *Physical Science (London)*, **230**, 12, 82-84.

Auzende J.-M., Bonnin J., Olivet J.-L. (1973). - The origine of the western mediterranean basin. *Geol. Soc. London*. **129**, 607-620.

Avigad D., Chopin C., Goffe B. et Michard A. (1993). - Tectonic model for the evolution of the Western Alps. *Geology*, **21**, 7, 659-662.

-B-

Babuska V., Plomerova J. et Granet M. (1990). - The deep lithosphere in the Alps; a model inferred from P residuals. *Tectonophysics*, **176**, 1-2, 137-165.

Ballèvre M. et Merle 0. (1993). - The combin fault: compressional reactivation of a late cretaceous-early tertiary detachment fault in the western Alps. *Schweich. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **73**, 205-227.

Ballèvre M., Lagabrielle Y. et Merle 0. (1990). - Tertiary ductile normal faulting as a consequence of lithospheric stacking in the Western Alps. *Mémoires de la Société Géologique de Franc*e, **156**, 227-236.

Barlier J., Ragot J.-P. et Touray J.-C. (1974). - L'évolution des Terres Noires subalpines méridionales d'après l'analyse minéralogique des argyles et la réflectométrie des particules carbonées, Bull. B.R.G.M., Orléans, sér. 2, sect. 2, **6**, 533-548.

Bayer R., Cazes M., Dal Piaz G.V., Damotte B., Elter G., Gosso G., Hirn A., Lanza R., Lombardo B., Mugnier J.L., Nicolas A., Nicolich R., Polino R., Roure F., Sacchi R., Scarascia S., Tabacco I., Tapponier P., Tardy M., Taylor M., Thouvenot F., Torreilles G. et Villien A. (1987). - Premiers résultats de la traversée des Alpes occidentales par sismique réflexion verticale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **305**, 1461-1470.

Bayer R., Le Mouël J. et Le Pichon X. (1973). - Magnetic anomaly pattern in the Western Mediterranean. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **12**, 168-176.

Bellaiche G., Irr F. et Labarbarie M. (1976). - Découverte de sédiments marins finis Oligocènes-Aquitaniens au large du massif des Maures (canyon des Stoechades). *C. R. Hebd. Acad. Sci. Paris, Série D: Sciences Naturelles*, **283**, 4, 319-322.

Bellaiche G. (1993). - Sedimentary mechanisms and underlying tectonic structures of the northwestern Mediterranean margin, as revealed by comprehensive bathymetric and seismic surveys. Mar. Geol., **112**, 89-108.

Bellon H. et Brousse R. (1971). - L'âge oligo-miocène du volcanisme ligure. *C. R. Acad. Sci. Paris,* **272**, 3109-3111.

Benjamin M. T., Johnson N. M. et Naeser, C. W. (1987). - Recent rapid uplift in the Bolivian Andes ; evidence from fission-track dating, *Geology*, **15**, 680-683.

Bertrand E. (2000). - Sismologie Large Bande : Des ondes de volume aux structures de la croûte et du manteau suppérieur. Application aux Alpes Maritimes (France) et à la Campanie (Italie). *Thèse de Doctorat, Univ. Grenoble.*, 287 p.

Béthoux N. (2001). - Des Alpes aux Apennins : Contribution a l'étude de la structure profonde et de la déformation sismique. Thèse d'habilitation à diriger les recherches à l'université de Nice-Sophia Antipolis, 79 p.

Béthoux N., Bertrand E., Deschamps A., Thouvenot F., Marron C. et Brunel D. (soumis). - The deep structure of eastern Provence and the Nice hinterland (South-East France): what do we know ? A multi-scale analysis.

Béthoux N., Cattaneo M., Delpech P. Y., Eva C.et Réhault J.-P. (1988). - Mécanismes au foyer de séismes en mer Ligure et dans le Sud des Alpes Occidentales: résultats et interprétations. *C. R. Acad. Sci. Paris* , **307**, 2, 71-77.

Béthoux N., Deschamps A., Nolet G., Bertrand E., Contrucci I., Sosson M. et Ferrandini J. (1999). - The deep structure of Corsica as inferred by a Broad Band seismological profile., *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 17, 2661-2664.

Béthoux N., Fréchet J., Guyoton F., Thouvenot F., Cattaneo M., Eva C., Feignier B., Nicolas M.et Granet M. (1992). - A closing Ligurian sea ? *Pure and Applied Geophysics*, **139**, 2, 179-194.

Béthoux N., Petit F., Rehault J.-P., Massinon B. et Montagnier J.-P. (1986). - Several location methods for underwatershots in the gulf of Genoa (Western Mediterranean) : structural implications. *Tectonophysics*, **128**, 357-379.

Bigot-Cormier F., Poupeau G. et Sosson M. (2000). - Dénudations différentielles du massif cristallin externe alpin de l'Argentera (Sud-Est de la France) révélées par thermochronologie traces de fission (apatites, zircons), *C. R. Acad. Sci. Paris*, **330**, 363-370.

Bigot-Cormier F., Sosson M., Poupeau G., Stéphan J.-F. et Labrin E. (soumis).- The denudation history of the Argentera Alpine External Crystalline Massif (France-Italy) : an overview from the analysis of fission tracks in apatites and zircons.

Biju-Duval B., Dercourt J. et Le Pichon, X. (1977). - From the Tethys ocean to the mediterranan sea : a plate tectonic model of the evolution of the western alpine system. *International Symposium on the structure history of the mediterranean basins*, 143-164.

Bistacchi A., Eva E., Massironi M. et Solarino S. (2000). - Miocene to Present kinematics of the NW-Alps: evidences from remote sensing, structural analysis, seismotectonics et thermochronology. *Journal of Geodynamics*, **30**, 205-228.

Blythe A. E., House M. A., Spotila J. A., Farley K. A. et Burbank D. W. (2000). - Strain partitioning and topographic response of fault blocks along the San Andreas Fault, Southern California, from apatite fission track, (U-Th)/He and DEM analyses. *Abstracts - Geological Society of Australia*, **58**, 37-38.

Boccaletti M. et Guazzone G. (1974). - Remnant arcs and marginal basins in the Cainozoic development of the Mediterranean. *Nature (London)*, **252,** 5478, 18-21.

Bodelle J. (1971). - Les formations nummulititiques de l'arc de Castellane. *Thèse Université de Nic*e.

Bogdanoff S. (1986). - Evolution de la partie occidentale du massif de l'Argentera. Place dans l'arc alpin, *Geol. Fr.*, **4**, 433-453.

Bogdanoff S., Michard A., Poupeau G. et Mansour M. (2000). - Apatite fission track analysis in the Argentera massif : evidence of contrasting denudation rates in the external crystalline massifs of the western alps, *Terra Nova*, **12**, 117-125.

Boni P. et Peloso G. F. (1973). - Pliocene outcrops of western Liguri from Terzorio to the Franco-Italian border. *Atti dell'Istituto Geologico della Universita di Pavia*, **23**, 170-201.

Boni P., Peloso G. F. et Vercesi P. L. (1976). - Pliocene boundary of western Liguria between San Lorenzo al Mare (Imperia Province) and Adora, Savona Province. *Atti dell'Istituto Geologico della Universita di Pavia*, **25**, 112-142.

Boni P., Peloso G. F. et Vercesi P. L. (1984). - The Pliocene basin of Abenga, western Liguria. *Rendiconti della Societa Geologica Italiana*, **7**, 11-12.

Bordet P. (1948). - Rapports entre le massif cristallin des Maures et celui de Tanneron (Var).*Compte Rendu Sommaire des Séances de la Société Géologique de France*, **5**, 106-107.

Bordet P. (1961). - Sur la géologie du massif de Tanneron (Var et Alpes-Maritimes). *C. R. Hebd. Acad. Sci. Paris*, **252**, 6, 913-915.

Bosse V. (2001). – contraintes temporelles dans le processus d'exhumation de la chaîne hercynienne Etude thermochronologique dans le massif Armoricain et le massif des Maures – Tanneron. *Thèse univ. Nice-Sophia Antipolis.*

Bossolasco M., Cicconi G., Eva C. et Pasquale V. (1972). - La rete sismica dell'Istituto Geofisico di Genova e primi risulti sulla sismotettonica delle Alpi maritime e occodentali e del Mar Ligure. *Riv. Ita. Geofis.*, **23**, 57-63.

Bourbon M., Caron J.-M., De Graciansky P. C., Lemoine, M., Mégard-Galli J. et Mercier D. (1977). - Mesozonic evolution of the Western Alps: birth and development of part of the spreading oceanic Thetis an of its European continental margin. In Biju-Duval B. et Montardert L., eds., *Histoire structural des bassins méditérranéen* (symposium, Split, 1976): Paris, Technip., 19-43.

Braun J. et Sambridge M. (1997). - Modelling landscape evolution on geological time scales : a new method based on irregular spatial discretization. *Basin Research*, **9**, 27-52.

Brenker F. E. et Brey G. P. (1997). - Reconstruction of the exhumation path of the Alpe Arami garnet-peridotite body from depths exceeding 160 km. *J. of Met. Geol.*, **15**, 5, 581-592.

Brocard G. Y., Van der Beek P. A., Bourlès D. L., Siame L. L. et Mugnier J.-L. (soumis). – Rates of fluvial incision and river response time in periodically glaciates catchments : ^{10}Be cosmoisotope dating of fluvial terraces in the french alps.

Burbank D. W. (1992). - Causes of recent Himalayan uplift deduced from deposited patterns in the Ganges basin, *Nature*, **357**, 680-682.

Burov E. et Diament M. (1996). – Isostasy, equivalent elastic thickness, and inelastic rheology of continents and oceans. *Geology*, **24**, 5, 419-422.

Burrus J. (1984).- Contribution to a geodynamic synthesis of the Provençal Basin (North-Western Mediterranean). *Mar. Geol.*, **55**, 247-269.

-C-

Caby R. et Bonhomme, H. (1982). - Whole rock and fine fraction K-Ar isotopic study of radiolarites affected by the Alpine metamorphism; evidence and consequences of excess argon 40. in *geochronology and cosmochronology Isotope Geol. Int. Conf.*, 5th Geoch. Soc. Japan,

Calais E., Galisson L., Stéphan J.-F., Delteil J., Déverchère J., Larroque C., Mercier de L'epinay B., Popoff M. et Sosson M. (2000). - Crustal strain in the Southern Alps, France, 1948-1998. *Tectonophysics*, **319**, 1, 1-17.

Campredon R. (1977). - Les formations paléogènes des Alpes maritimes franco-italiennes. *Mémoire Hors Serie - Société Géologique de France*, **.9**, 198 p.

Cande S. C. et Kent D. V. (1992). - A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geoph. Res.*, **97**, 10, 13,917-13,951.

Cande S. C. et Kent D. V. (1995). - Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. J. Geoph. Res., **100**, 4, 6093-6095.

Cannic S., Mugnier J.-L. et Lardeaux J.-M. (1999). - Neogene extension in the western Alps. *In Workshop on Alpine Geological Studies, Biella-Oropa (Italie), 29 septembre-1er octobre, edited by G. Gosso, F. Jadoul, M. Sella and M. I. Spalla, Memorie di Scienze Geologische*, **51**, 33-45.

Carpéna J. (1992). - Fission track dating of zircon; zircons from Mont Blanc Granite (French-Italian Alps), *Journal of Geology*, **100**, 4, 411-421.

Carpéna J. et Bogdanoff S. (1982). - Premiers âges traces de fission sur le couple apatite-zircon dans le NO de l'Argentera-Mercantour (Alpes Maritimes), *9ème Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Paris*, **9**, p.119.

Cattaneo M. et Eva C. (1990). - Propagation anomalies in northwestern Italy by inversion of teleseismic residuals. *Terra Nova*, **2**, 6, 577-584.

Chamot-Rooke N., Gaulier J. M. et Jestin F. (1999). - Constraints on Moho depth and crustal thickness in the Liguro-Provencal Basin from a 3D gravity inversion ; geodynamic implications. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **156**, 37-61.

Chaumillon E. (1992). – Synthèse de l'évolution tectonique de la marge Ligure d'après de nouvelles données de sismique réflexion monotrace. *DEA, Univ. Nice*, 34 p.

Chaumillon E., Deverchère J., Rehault J.-P. et Gueguen E. (1994). - Réactivation tectonique et flexure de la marge continentale Ligure (Méditerranée Occidentale). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **319**, 675-682.

Chemenda A. I., Malavieille J. et Mattauer M. (1995). - A model for rapid exhumation of the crust during subduction of continental lithosphere. *Terra Abstracts*, **7**, Suppl. 1, p.120.

Cherchi A. et Montadert L. (1982). - Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the Western Mediterranean Basin. *Nature*, **298**, 5876, 736-739.

Chopin C. et Monié P. (1984). - A unique magnesiochloritoid-bearing, high-pressure assemblage from the Monte Rosa, Western Alps; petrologic and (super 40) Ar- (super 39) Ar radiometric study. *Cont. to Min. and Petro.*, **87**, 4, 388-398.

Choukroune P., Ballèvre M., Cobbold P., Gautier Y., Merle O. et Vuichard J.P. (1986). - Deformation and motion in the western alpine arc. *Tectonics*, **5** (2), 215-226.

Christophe F. (1995). – Modélisation de la vallée du Var au cours du pliocène (-5,3 à –1,8 Ma). *Rapport d'option, Ecole des mines de Paris*, 77 p.

Cita M. B., Ryan W. B. F. et Kidd R. B. (1978). - Sedimentation rates in Neogene deep-sea sediments from the Mediterranean and geodynamic implications of their changes. *Init. Rep. of the D. S. D. P.*, **42**, Part 1, 991-1002.

Clauzon G. (1978). - The Messinian Var Canyon (Provence, southern France); paleogeographic implications. *Marine Geol.*, **27**, 3-4, 231-246.

Clauzon G. (1982). - Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du « desiccated deep-basin model » (Hsü, Cita et Ryan, 1973). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **24**, 231-246.

Clauzon G., Cita M. B., Bossio A., Broglia C., Camerlenghi A., Catrullo D., Colombo A., Croce M., Giambastiani M., Gnaccolini M., Kastens K., Maccoy F., Malinverno A., Parisi E. et Salvatorini G.

(1983). - Néotectonique des fonds sous-marins de la Dorsale Méditerranéenne en mer Ionienne au cours du Pléistocène moyen et supérieur. *Méditerranée*, **48**, 2, 51-63.

Clauzon G., Rubino J.-L. et Savoye B. (1995). - Marine Pliocene Gilbert-type fan deltas along the French Mediterranean coast : a typical infill feature of preexisting subaerial Messinian canyons. *IAS-16ème Congrès Regional de Sédimentologie-5ème Congrès Français de Sédimentologie-ASF Field Trip Guide Book, Pub. ASF, Paris*, **23**, 254 p.

Clauzon G., Rubino J.-L. et Suc J.-P. (1996). - Les Rias pliocènes du Var et de Ligurie : comblement sédimentaire et évolution géodynamique. *Livret guide de l'excursion*, 44 p.

Clauzon G., Suc J.-P., Aguilar J.-P., Ambert P., Cappetta H. et Cravatte J. (1990). - Pliocene geodynamic and climatic evolutions in the French Mediterranean region. *Paleontologia i Evolucio Memoria Especial*, **2**, 131-186.

Cliff R.A., Barnicoat A.C. et Inger S. (1998). - Early Tertiary eclogite facies metamorphism in the Monviso Ophiolite. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**, 447-455.

Colman S. M. et Watson K. (1983). - Ages estimated from a diffusion equation model for scarp degradation. *Science*, **221**, 263-265.

Comas M.C. et Soto J. I. (1999). - Brittle deformation in the metamorphic basement at Site 976; implications for middle Miocene extensional tectonics in the western Alboran Basin. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **161**, 331-344.

Contrucci I., Nercessian A., Bethoux N., Mauffret A. et Ferrandini J. (1998). - Deep structure of the North Tyrrhenian Basin from on land seismic recording and multi-channel seismic profiles. *Annales Geophysicae*, **16**, 119 p.

Contrucci I., Nercessian A., Béthoux N.**,** Mauffret A., et Pascal G. (2001). - A Ligurian (Western Mediterranean sea) geophysical transect revisited, *Geophys. J. Int.*, **146**, 74-97.

Cotillon P. (1971). - Le crétacé inférieur de l'arc subalpin de Castellane entre l'Asse et le Var. Stratigraphie et sédimentologie. *Mémoires du B.R.G.M*. 68.

Cowards M. et Dietrich D. (1989). - Alpine tectonics, an overview. *Special publication of the Geological Society of London*, **45**, 1-29.

Cowards M. et Ries A.C. (1991). - Collision tectonics. *Special publication of the Geological Society of London*.

Crévola G. (1998). – « La virgation » de la Garde-Freinet : un secteur-clé pour la connaisance de la structure du massif des Maures. Nouveaux résultats et problèmes posés. *Reun. Spec. B. R. G. M. Soc. Geol. France, Fréjus*, p. 10.

Culling W. E. H. (1960). - Analytical theory of erosion. *J. Geol*., **68**, 336-344.

Culling W. E. H. (1965). - Theory of erosion of soil-covered slopes. *J. Geol*., **73**, 230-254.

-D-

Dal Piaz G.V., Hunziker J. et Martinotti, G. (1972). - La zone Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. *Memorie della Società Geologica Italian*a, **11**, 433-462.

Dardeau G. (1983). - Le Jurassique dans les Alpes-Maritimes (France). Stratigraphie, paléogéographie, évolution du contexte structural à la jonction des dispositifs dauphinois, briançonnais et provençal. *Thèse Univ.* Nice, 391 p.

Dardeau G. (1984). - Le bâti jurassique et la mise en place des structures alpines dans les Alpes-Maritimes; préfiguration des accidents tectoniques et des ensembles structuraux, rapports entre socle et couverture. *Géol. Med*. , **11**, 3, 277-282.

Davies J. H. et Von Blanckenburg F. (1995). - Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **129**, 85-102.

Davy P. et Gillet P. (1986). - The stacking of thrust slices in collision zones and its thermal consequences. *Tectonics*, **5**, 913-929.

De Corte F., Van den Haute P., De Wispelaere A. et Jonckheere R. (1991). Calibration of the fission track method : Is Cu useful as an absolute thermal neutron monitor. *Chem. Geol. (Isot. Geosc. Sect.)*, **86**, 187-194.

De Graciansky P.-C., Lemoine M. et Saliot P. (1971). - Remarque sur la présence de minéraux et de paragenèse dumétamorphisme alpin dans les galets des conglomérats oligocènes du synclinal de Barrême (Alpes de Haute-Provence). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **272**, 3243-3245.

De Graciansky P-C., Dardeau G., Lemoine M. et Tricart P. (1989). - The inverted margin of the french Alps and foreland basin inversion. Inversion Tectonics, *Geol. Soc.Spe. Publ.,* **44**, 87-104.

Debelmas J. (1975). - Les Alpes et la théorie des plaques. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam.*, 17, 195-208.

Delteil J., Attal M. et Stephan J.-F. (soumis). - Permian and Triassic structures control heterogeneity of basement alpine deformation in the external Southern French Alps.

Densmore A. L., Anderson R. S., McAdoo B. G. et Ellis M. A. (1997). - Hillslope evolution by bedrock landslides. *Science*, **275**, 369-372.

Densmore A. L., Ellis M. A. et Anderson R. S. (1998). - Landsliding and the evolution of normal fault-bounded mountains. *J. Geoph. Res.*, **103**, 15203-15219.

Dercourt J., Zonenshain L. P., (Zonenshayn L.P.), Ricou L. E., Kazmin V. G., Le Pichon X., Knipper A. L., Grandjacquet C., Sbortshikov I. M. (Sborshchikov I. M.), Geyssant J., Lepvrier C., Pechersky D. H. (Pecherskiy, D. H.), Boulin J., Sibuet J.C., Savostin L. A., Sorokhtin O., Westphal M. Bazhenov M. L., Lauer J. P. et Biju-Duval B. (1986). - Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, **123**, 1-4, 241-315.

Dewey J. F., Helman M. L., Turco E., Hutton D. H. W. et Knott S. D. (1989). - Kinematics of the western Mediterranean. *Special Publication Geological Society of London*, **45**, 265-283.

Dewey J. F., Pitman W. C. III, Ryan W. B. F. et Bonnin J. (1973). - Plate tectonics and the evolution of the alpine system. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, 3137-3180.

Donelick R. (1991). - Crystallographic orientation dependence of mean etchable fission track length in apatite; an empirical model and experimental observations. *American Mineralogist*, **76**, 1-2, 83-91.

Drooger C. W. (1973). - The Messinian events in the Mediterranean ; a review. 263-272.

Droop G. T. R., Lombardo B. et Pognante U. (1990). - Formation et distribution of eclogite-facies rocks in the Alps. In Carswell, D.A. ed., *Eclogite-facies rocks*, Blackie, Glasgow and London, 225-259.

Dubar M. et Guglielmi Y. (1997). – Morphogenèse et mouvements verticaux quaternaires en bordure de l'arc de Nice. *Rev. Analyse Spatiale Quantitative et Appliquée*, **38-39**, 21-27.

Duchêne S., Blichert-Toft J., Luais B., Télouk P., Lardeaux J.-M. et Albarède F. (1997). - The Lu-Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism. *Natur*e, **387**, 586-589.

Duffait B. (2000). - Modélisation de l'évolution morphologique d'un système chevauchant actif. *DEA, Grenoble*, 42 p.

Dumont T. (1994). - Paléotectonique et message sédimentaire sur les marges passives fossiles des chaînes alpines (Alpes occidentales, dorsale peloritaine, Carpathes occidentales). Comparaison avec un analogue actuel (marge Nord-Ouest australienne). *Thèse UJF Grenoble*.

Dumont T., Claudel M.-E. et Tricart P. (1997). - Géométrie et cinématique de l'édifice de nappes briançonnais entre le Galibier et l'Ubaye: Rôle de l'héritage distensif mésozoique polyphasé et raccourcissements croisés. *Journées GéoFrance 3D-Alpes*, Briançon.

Dunkl I. (2001). - The additional parameters - a short introduction to the data handling with TRACKKEY 4.1. *OnTrack*, **11**, 19-22.

Dunkl I. (in press). - TRACKKEY: a Windows program for calculation and graphical presentation of fission track data. *Computers & Geosciences*, **28** (2).

-E-

Edel J.-B., Dubois D., Marchant R. et Hernandez J. et Cosca M. (2001). - La rotation miocène inférieure du bloc corso-sarde; nouvelles contraintes paléomagnétiques sur la fin du mouvement. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **172**, 3, 275-283.

Edel J.-B., Montigny R. et Thuizat R. (1981). - Late Paleozoic rotations of Corsica and Sardinia; new evidence from paleomagnetic and K-Ar studies. *Tectonophysics*, **79**, 3-4, 201-223.

Egger A., Demartin M., Ansorge J., Banda E. et Maistrello M. (1988). - The gross structure of the crust under Corsica and Sardinia. *Tectonophysics*, **150**, 3, 363-389.

Englang P. C. et Thompson A. B. (1984). - Pressure-Temperature-Time path of regional metamorphism, I. Heat transfert during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrol.*, **25**, 894-928.

Ernst W. G. (1973). - Interpretation synthesis of metamorphism in the Alps. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, 2053-2078.

Ernst W. G. et Dal Piaz G. V. (1978). - Mineral parageneses of eclogitic rocks and related mafic schists of the piemonte ophiolite nappe, Breuil-St Jacques area, Italian Western Alps. *American Mineralogist,* **63**, 621-640.

-F-

Faccenna C., Mattei M., Funiciello R. et Jolivet L. (1997). - Styles of back-arc extension in the central Mediterranean. *Terra Nova*, **9**, 3, 126-130.

Fallot P. (1949). - Les chevauchements intercutanés de la Roya (A.-M.). *Annales Herbert-Hang, livre Jubil. Ch. Jacob*, 162-168.

Fallot P. et Faure-Muret A. (1949). - Sur l'extension du décollement de la série de couverture subalpine. *C. R. Acad. Sci. Paris,* **228**, 616-619.

Fauquette S., Clauzon G., Suc J.-P. et Zheng, Z. (1999). - A new approach for paleoaltitude estimates based on pollen records : example of the Mercantour Massif (southeastern France) at the earliest Pliocene, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **170**, 35-47.

Faure-Muret A. (1955). - Etudes géologiques sur le Massif de l'Argentera-Mercantour et sur ses enveloppes sédimentaires. *Mém. Carte Geol. Fr.*, 336 p.

Ferrara G. et Malaroda R. (1969). - Radiometric age of granitic rocks from the Argentera massif (Maritim Alps). *Bull. Soc. Geol.*, **88**, 311-320.

Fielding E., Isack B., Barazangi M. et Duncan C., (1994). How flat is Tibet ? *Geology*, **22**, 163-167.

Fitzgerald P. G. et Gleadow A. J. W. (1988). Fission-track geochronology, tectonics and structure of the Transantarctic Montains in Northern Victoria Land, Antactica. *Chem. Geol.*, **73**, 169-198.

Fitzgerald P. G., Sorkhabi R. B., Redfield T. F. et Stump E. (1995). - Uplift and denudation of the central Alaska Range ; a case study in the use of apatite fission track thermochronology to determine absolute uplift parameters. *J. Geoph. Res.*, **100**, 20175-20191.

Fleischer R. L. et Hart H. R. Jr. (1972). - Fission track dating : technics and problems in WW beshop. In *Proceeding Burg Wartenstein conference on calibration of homonoid evolution, edited by D. A. Miller, and S. Cole, Scottish Acad. press, Edinburg*, 135-170.

Fleischer R. L., Price P. B. et Walker R. M. (1965). - Effects of temperature, pressure and ionisation on the formation and stability of fission tracks in minerals and glasses. *Journal of Geophysical Researc*h, **70**, 1497-1502.

Follacci J. P., Perez J. L. et Julian M. (1984). - Cretes doubles et perturbations de versants dans un domaine de montagne alpine (Mercantour et ses bordures). *Documents - B.R.G.M.*, **83**, 533-542.

Fontes J.-C., Lepvrier C., Melieres F. et Pierre C. (1973). - Isotopes stables dans les carbonates évaporitiques du Miocène supérieur de Méditerranée occidentale. *Messinian Events in the Mediterranean, Kon. Nederl. Akad. Van Wettenschappen*, 91-100.

Foucault A., Gennesseaux M. et Clerc-Renaud T. (1986). - Dunes sous-marines engendrées par les courants de turbidite sur la pente sud de la ride du Var (mer Ligure, Mediterranée occidentale). *C. R. Acad. Sci. Paris, Série 2, Mecanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, **303**, 12, 1129-1134.

Fry N. (1989). - Southwestward thrusting and tectonics of the Western Alps. Alpine Tectonics, *Geol. Soc. Spe. Pub.*, **45**, 83-109.

-G-

Galbraith R. F. (1989). - The radial plot : graphical assessment of spreads ages. *Int. J. Radial. Appl. Instrum.*, **17**, 207-214.

Galbraith R. F. (1981). - On statistical models for fission track counts. *Mathematical Geology*, **13**, 471-488.

Galbraith R. F. (1988). - Graphical display of Estimates Having Differing Standard Errors. *Technometric*s, **30**, 488- 491.

Galbraith R.F. et Laslett G.M. (1993). - Statistical models for mixed fission track ages. *Nuclear Track*s, **21**, 459-470.

Galdeano A. et Rossignol J.-C. (1977). - Contribution de l'aéromagnétisme a l'étude du golfe du Valence (Méditerranée occidentale). *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **34**, 1, 85-99.

Gallagher K. (1995). - Involving temperature histories from apatite FT data. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **136**, 421-435.

Gallagher K., Brown R., Johnson C. (1998). - Fission track analysis and its applications to geological problems. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., **26**, 519-572.

Gardien V., Lardeaux J.-M., Ledru P., Allemet P. et Guillot S. (1997). - Metamorphism during late orogenic extension: Insights from the french Variscan belt. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **168**, 3, 271- 286.

Gattacceca J. (2001). - Cinématique du bassin Liguro-Provençal entre 30 et 12 Ma; Implications géodynamiques. *Thèse de doctorat*, *Mem. Sci. Terre **41***,*Paris*, 299 p.

Gaullier V. (1993). - Diapirisme salifère et dynamique sédimentaire dans le bassin Liguro-Provençal : données sismiques et modèles analogiques. *Thèse 3ème cycle*, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI.

Gautier F., Clauzon G., Suc J. P., Cravatte J. et Violanti D. (1994). - Age et durée de la crise de salinité messinienne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **318**, 8, 1103-1109.

Gebauer D. (1994). - A P-T-t path for some high-pressure ultra-mafic/mafic rock-associations and their felsic country-rocks based on SHRIMP-dating of magmatic and metamorphic zircon domains; example, Central Swiss Alps. *U. S. Geol. Surv. Circ.*, **C 1107**, 109 p.

Gebauer D., Schertl H.P., Brix M. et Schreyer W. (1997). - 35Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora Maira massif. Western Alps. *Lithos*, 5-24.

Gennesseaux M. et Glaçon G. (1972). - Essai de stratigraphie du Pliocène sous-marin en Méditerranée nord-occidentale. *C. R. Hebd. Acad. Sci. Paris, Série D: Sciences Naturelles*, **275,** 17, 1863-1866.

Gennesseaux M. et Le Calvez Y. (1960). - Affleurement sous-marin de vases pliocènes dans la baie des Anges (Nice). *C. R. Hebd. Acad. Sci. Paris*, **251**, 19, 2064-2066.

Gennesseaux M., Réhault J.-P. et Thomas B. (1989). - La Marge continentale de la Corse. Corsican continental margin. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Huitième Série, **5**, 2, 339-351.

Gèze B. (1963). - Caractères structuraux de l'arc de Nice (Alpes Maritimes), *Livre Mém. Prof. P. Fallot, Soc. Géol. Fr., Paris*, **2**, 289-300.

Gidon M. (1974). - L'arc alpin a t-il une origine tourbillonnaire. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **278**, 21-24.

Gilbert G. K. (1877). - Report on the geology of the Henry Mountains, Rocky Mountain Region, *U. S. Geol. Surv., Rep*., 160 p.

Gilchrist A. R., Summerfield M. A. et Cockburn H. A. P. (1994). - Landscape dissection, isostatic uplift, and the morphological development of orogens, *Geology*, **22**, 963-966.

Gillet P., Choukroune P., Ballèvre M. et Davy P. (1986). - Thickening history of the Western Alps. Earth and Planet. Sci. Lett., **78**, 44-52.

Giraud J.-D. et Turco G. (1981). - Contexte tectogénétique du magmatisme calco-alcalin oligocène du Sud-Est français (district liguro-provencal) : modèle de mise en place du volcanisme. *C. R. Acad. Sci. Paris*, Série 2, **292**, 1, 75-78.

Giraud J.-D., Le Guern M. et Turco G. (1979). - Contexte tectonique du volcanisme andésitique tertiaire du synclinal de Saint-Antonin (Alpes de Haute-Provence, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, Série D, **289**, 10, 715-718.

Gleadow A. J. W. et Fitzgerald P. G. (1987). - Uplift history and structure of the Transantarctic Montains : New evidence from fission track dating of basement apatites in the Dry Valley, Southern Victoria Land. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **82**, 1-14.

Gleadow A. J. W. et Lovering J. F. (1977). - Geometry factor for external detectors in fission track dating. *Nuclear Track Detection*, **1-2**, 99-106.

Gleadow A. J. W. (1981). - Fission track dating methods: what are the real alternatives?. *Nuclear Track*s, **5**, 3-14.

Gleadow A. J. W., Dudddy I. R., Green P. F. et Lovering J. F. (1986). - Confined fission-track lenghts in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **94**, 405-415.

Gleadow A. J. W., Hurford A. et Quaife D. R. (1976). - Fission track dating of zircon - improved etching techniques. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **33**, 273-276.

Goguel J. (1952). - Volcanisme d'âge tertiaire dans le synclinal de Saint-Antonin (Alpes-Maritimes). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **234**, 22, 2211-2212.

Gorini C., Mauffret A., Guennoc P. et Le Marrec A. (1994). - Structure of the Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea); a review. *Spec. Pub. of the European Association of Petroleum Geoscientists*, **4**, 223-243.

Grasemann B. et Mancktelow N. (1993). - Two-dimensional thermal modelling of normal faulting; the Simplon fault zone, Central Alps. Switzerland. *Tectonophysics*, **225**, 3, 155-165.

Green P. F. (1981). - A new look at statistics in fission tracks dating. *Nucl. Tracks*, **5**, 76-86.

Green P. F., Duddy I. R, Gleadow A. J. W., Tingate P. R. et Laslett G. M. (1986). – Thermal annealing of fission tracks in apatites. 1-A Qualitative description. *Chemical Geology (Isot. Geosci. Sect.)*, **59**, 237-253.

Green P. F., Duddy I. R., Gleadow A. J. W. et Lovering J. F. (1987). - Apatite fission track analysis as a paleotemperature indicator for hydrocarbon exploration. *N.D. Neaser (ed), Springer Verlag*, **1-2**.

Green P. F., Duddy I. R., Laslett G. M., Hegarty K. A., Gleadow A. J. W. et Lovering J. F. (1989). - Thermal annealing of fission tracks in apatite, 4. Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales, Chem. Geol., **79**, 155-182.

Guardia P. Ivaldi J.P., Dubar M. Guglielmi Y. et Perez J.L. (1996). - Paléotectonique linéamentaire et tectonique active des Alpes maritimes franco-italiennes; une synthèse. *Géologie de la France,* **1**, 43-55.

Gueguen E. (1995). - La Méditerranée Occidentale : un véritable océan. *Thèse de doctorat,* Univ. De Bretagne Occidentale.

Guellec S., Mugnier J.-L., Tardy M. et Roure F. (1990). - Neogene evolution of the western Alpine foreland in the light of ECORS data and balanced cross-section. *Mémoire de la Société Géologique de France*, **156**, 165-184.

Guglielmi Y. et Dubar M. (1993). - Analyse morphostructurale du bassin plio-Quaternaire du Var (A-M., France) et confrontation avec les données de la néotectonique. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, **53-54**, 77-83.

Gunnell Y. (2000). - Apatite fission track thermochronology; an overview of its potential and limitations in geomorphology. *Basin Research*, **12**, 2, 115-132.

Guyoton F. (1991). - Sismicité et structure lithosphérique des Alpes occidentales. *Thèse Univ. Grenoble*, 290 p.

-H-

Hack J. T. (1960). - Interpretation of erosional topography in humid temperate regions, *Am. Jour. Sci*., **258 A**, 80-97.

Hamiti M. (1994). - Géométrie, cinématique et mécanismes des chevauchements synchisteux dans une région préalablement déformée. Exemple de la couverture sédimentaire à l'ouest du massif de l'Argentera (Alpes occidentales françaises). *Thèse*, Univ. Aix-Marseille.

Hanks T. C., Bucknam R. C., Lajoie K. R. et Wallace R. E. (1984). - Modification of wave-cut and faulting controlled landforms. *J. Geoph. Res*., **89**, 5771-5790.

Haq B.U., Hardenbol J. et Vail P.R. (1987). - Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. *Science*. **235**, 1156-1167.

Haudour J., Sarrot- Reynauld J. et Vernet, J. (1958). - Observations nouvelles sur le houiller et la mollieresite dans le massif du Mercantour et comparaison avec le houiller du dôme de La Mure (Isère). *C. R. Hebd. Acad. Sci. Paris*, **247**, 8, 716-719.

Hibsch C. (1992). - Apports de l'approche tectonosédimentaire pour l'analyse et la datation des paléocontraintes tectoniques. Applications en domaine tabulaire (tectonique permo-cénozoïque en Grande-Bretagne) et en domaine plissé (tectonique crétacée de l'arc de Castellane, S.E. France). Implications géodynamiques. *Thèse Univ.* Paris-Sud (Orsay), 251 p.

Hilgen F. J. et Langereis C. G. (1988). - The age of the Miocene-Pliocene boundary in the Capo Rossello area (Sicily). *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **91**, 1-2, 214-222.

Hilgen F. J. et Langereis C. G. (1993). - A critical re-evaluation of the Miocene-Pliocene boundary as defined in the Mediterranean. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **118**, 1-4, 167-179.

Hilgen F.J. (1991). - Extension of the astronomically calibrated (polarity) time scale to the Miocene/Pliocene boundary. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **107**, 2, 349-368.

Hoang -Trong P., Haessler H., Holl J.M. et Legros Y. (1987). - L'essaim sismique (Oct. 83-Jan 84) de la moyenne vallée de la Roya (Alpes-Maritimes) : activité récente d'un ancien système de faille conjuguées? *C. R. Acad. Sci. Paris*, **304**, 419-424.

House M. A., Wernicke B. P. et Farley K. A. (1998). - Dating topography of the Sierra Nevada, California, using apatite (U-Th)/He ages. *Nature*, **396**, 6706, 66-69.

Hovius N., Stark C. P. et Allen P. A. (1997). - Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping. *Geol*., **25**, 231-234.

Howard A. D., Seidl M. A. et Dietrich W. E., (1994). - Modeling fluvial erosion on regional to continental scales, *J. Geoph. Res*., **99**, 13971-13986.

Hsü K. J. (1972). - Origin of Saline Giants; A Critical Review after the Discovery of the Mediterranean Evaporite. *Earth-Sci. Rev*., **8**, 4, 371-396.

Huang J. et Turcotte D. L. (1989). - Fractal mapping of digitized images: Application to the topography of Arizona and comparisons with synthetic images. *Journal of Geophysical Research*, **94** (B6), 7491-7495.

Hugot A., Joseph P., Savoye B. et Zaleski S. (2001). - Nouvelle modélisation des écoulements gravitaires sous-marins: Application à l'effondrement de Nice de 1979, *C. R. Acad. Sci. Paris*, **333**, 133-139.

Hurford A. et Hammerschmidt K. (1985). - $^{40}Ar/^{39}Ar$ and K/Ar dating of the Bishop and Fish Canyon Tuffs: Calibration ages for fission track dating standards. *Chemical Geology*, **58**, 23-32

Hurford A. J. et Carter A. J. W. (1991). The role of fission track dating in discrimination of provenance. In Developments in Sedimentary Provenance Studies, edited by A. C. Morton, and S. P. Todd, PDW Haughton, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **57**, 67-78.

Hurford A. J. et Hunziker J. C. (1985). - Alpine cooling history of the Monte Mucrone eclogites (Sesia-Lanzo Zone); fission track evidence. *Bull. Suisse Min. et Petro*., **65**, 2-3, 325-334.

Hurford A. J., Flisch M. et Jäger E. (1989). - Unravelling the thermo-tectonic evolution of the Alps: a contribution from fission track analysis and mica dating, *in* : Eds. M. P. Coward, D. Dietrich et R. G. Park, *Alpine Tectonics*, Geological Society Special Publication n°45 (Londres), 369-398.

Hurford A., Stockhert B. et Hunziker J.C. (1991). - Constraints on the late thermotectonic evolution of the Western Alps: evidence for episodic rapid uplift. *Tectonics*, **10**, 758-769.

Hurford, A. (1990). - International Union of Geophysical Sciences subcommision on geochronology recommandation for the standardization of fission track dating calibration and data reporting. *Nuclear Tracks***, 2**, 233-236.

Hurford, A. et Green, P.F. (1983). - The zeta age calibration of fission track dating. *Isotope Geoscienc*e, **1**, 285-317.

-I-

Irr F. (1975). - Evolution de la bordure du bassin méditerranéen nord-occidental au Pliocène ; nouvelles données biostratigraphiques sur le littoral franco-ligure et leurs implications tectoniques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **17**, 6, Alpes maritimes franco-italiennes et Apennin septentrional, 945-955.

Irr F. (1984). - Paléoenvironnements et évolution géodynamique néogènes et quaternaires de la bordure nord du bassin méditerrannéen occidental : un système de pente de la paléo-marge Liguro-Provençale. *Thèse*, Univ. Nice, 464 p.

-J-

Jackson J. et McKenzie D. (1983). - The geometrical evolution of normal fault systems. *Journal of Structural Geology*, **5**, 5, 471-482.

Jakni B. (2000). – Thermochronologie par Traces de Fission des marges conjuguées du bassin liguro-provençal : la Corse et le massif des Maures-Tanneron. *Thèse Univ. de Grenoble I*, 344 p.

Jakni B., Poupeau G., Sosson M., Rossi P., Ferrandini J., Guennoc P. (2000). - Dénudations cénozoïques en Corse ; une analyse thermochronologique par traces de fission sur apatites. Cenozoic denudation in Corsica; apatite fission track thermochronology. C. R. Acad.Sci. Paris*, Série II. Sciences de la Terre et des Planètes*, **331**, 12, 775-782.

Jean S. (1985). - Les grès d'Annot au NW du massif de l'Argentera-Mercantour (zone subalpine méridionale des Alpes occidentals françaises), sédimentologie-paléogéographie. *Thèse U niv. Grenoble*, 243 p.

Jolivet L. et Faccenna C. (2000). - Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, **19**, 6, 1095-1106.

Jolivet L. et Goffe B. (2000). - Les Dômes métamorphiques extensifs dans les chaînes de montagnes; extension syn-orogenique et post-orogenique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, Série 2, **330**, 11, 739-751.

Julian M. (1980). - Les Alpes Maritimes Franco-Italiennes : étude géomorphologique, *Thèse à l'Univ. Aix/Marseille II*, 2 vol., 836 p.

-K-

Kastens K. et Mascle J. (1990). - The geological evolution of the tyrrhenian sea: an introduction to the scientific results of the ODP Leg 107. *Proc. Ocean Drilling Program Sci. Res.*, **107**, 3-26.

Kerckhove Cl. (1969). - La "zone du Flysch" dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes Occidentales). *Geol. Alpine*, **45**, 1-202.

Kirby E. et Whipple K. (2001). - Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis, *Geol. Soc. Am.*, **29**, 415-418.

Kissling E. (1993). - Deep structure of the Alps; what do we really know ? *Terra Abstracts*, **5**, Suppl. 1, 1-2.

Klaucke I., Savoye B. et Cochonat P. (2000). - Patterns and processes of sediment dispersal on the continental slope off Nice, SE France, *Marine Geology*, **162**, 405-422.

Kooi H. et Beaumont C. (1994). - Escarpment evolution on hight-elevation rifted margins : Insights derived from a surface processes model that combines diffusion, advection and reaction. *J. Geophy. Res*., **99**, 12191-12209.

Krijgsman W., Hilgen F. J., Raffi I., Sierro F. J. et Wilson D. S. (1999). - Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature (London*), **400**, 6745, 652-655.

Kunk M. J., Sutter F. F. et Naeser C. W. (1985). - High precision $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of sanidine, biotite, hornblende and plagioclase from Fish Canyon Tuff, San Juan volcanic field, South Central Colorado. *Geological Society of America Abstract Program*, **17**, 6-36.

-L-

Labaume P., Ritz J.-F. et Philip H. (1989). - Failles normales récentes dans les Alpes sud-occidentales : leurs relations avec la tectonique compressive. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **308**, 1553-1560.

Lacassin R., Tapponnier P. et Bourjot L. (1990). - Culmination anticlinales d'échelle crustale et imbrication de la lithosphère dans les alpes, apports du profil ECORS-CROP. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **310**, 807-814

Lagabrielle Y. (1987). - Les ophiolites, marqueurs de l'histoire tectonique des domaines océaniques. Le cas des Alpes franco-italiennes (Queyras, Piemont). Comparaison avec les ophiolites d'Antalya (Turquie) et du Coast Range de Californie. *Thèse,* Université de Bretagne Occidentale.

Lanteaume M. (1962). - Contribution à l'étude géologique des Alpes Maritimes franco-italiennes (Stratigraphie), *Thèse Univ. Paris*, 403 p.

Lardeaux J.-M. et Spalla I. (1991). - From granulites to eclogites in the Sezia zone (Italian Western Alps) : a record of the opening et closure of the Piedmont ocean. *Journal of Metamorphic Geology*, **9**, 35-59.

Lardeaux J.-M., Gosso G., Kienast J. R. et Lombardo B. (1982). - Relation entre le métamorphisme et la déformation dans la zone de Sesia-lanzo (Alpes occidentales) et le problème de l'éclogitisation de la croûte continentale. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **7**, 783-800.

Laslett G. M., Gleadow A. J. W. et Duddy I. R. (1984). The relationship between fission track length and track density in apatite. *Nucl. Tracks*, **9**, p. 29-38.

Laslett G. M., Kendall W. S., Gleadow A. J. W. et Duddy I. R. (1982). - Bias in measurement of fission track length distributions, *Nucl. Tracks*, **6**, 79-85.

Laubscher H. P. (1988). Material balance in Alpine orogeny. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **100**, 1313-1328.

Laurent O. (1998). - Modalité de la structuration d'un prisme de front de chaîne : l'exemple de l'Arc de Castellane (Chaînes subalpines méridionales, France). *Thèse*, Nice-Sophia Antipolis, 290 p.

Laurent O., Stéphan J.-F. et Popoff M. (2000). - Modalités de la structuration miocène de la branche sud de l'arc de Castellane (chaînes subalpines méridionales), *Géol. de la Fr.*, **3**, 33-65.

Lawson K. D. (1987). - Thrust geometry and folding in the Alpine structural evolution of Haute Provence. Unpublished PhD, *Thèse*, Univ. College of Swansea.

Lazarre J., Tricart P. et Villemin T. (1994). - L'extension cassante tardi-orogénique dans les Schistes lustrés piémontais du Queyras (Alpes occidentales, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **319**, 1415-1421.

Le Cann C. (1987). - Le diapirisme dans le bassin Liguro-provençal (Méditerranée ossidentales). Relations avec la sédimentation et la tectonique, conséquences géodynamiques. *Thèse de doctorat*, Université de Bretagne Occidentale, 296 p.

Le Douaran S., Burrus J. et Avedik F. (1984). - Deep structure of the Northwestern Mediteranean basin: results of a two-ship seismic survey. *Mar. Geol.*, **55**, 325-345.

Le Pichon X. (1984). - The Mediterranean seas. **23**, 189-223.

Le Pichon X., Pautot G., Auzende J.-M. et Olivet J.-L. (1971). - La Méditerranée occidentale depuis l'Oligocène. *Earth and Planet. Sci. Lett*., **13**,1, 145-152.

Lefebvre D. et Gennesseaux, M. (1980). - Le Golfe du Lion au Cénozoïque ; tectonique et sédimentation. *Congrès Géologique International, Résumés*, **26**, 2, p. 499.

Lelarge L., Ménard G. et Poupeau G. (1993). Datation par traces de fission du massif de Belledonne. *13ème réunion des Sciences de la Terre*, **13**, p. 79.

Lemoine M. (1972). - Rythme et modalités des glissements superposés dans les chaînes subalpines méridionales des Alpes occidentales françaises. *Geol. Rundsch,* **61**, 975-1010.

Lemoine M. (1980). - Serpentinites, Gabbros and ophicalcites in the piemont-ligurian domain of the western Alps: possible indicators of oceanic fracture zones and associated serpentinite protusions in the jurassic-cretaceous Tethys. *Archives des Sciences de Genève*, **33**, 103-116.

Lemoine M. (1988). - Des nappes embryonnaires aux blocs basculés : évolution des idées et des modèles sur l'histoire mésozoïque des Alpes occidentales. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **4**, 787-797.

Lemoine M., Bas T., Arnaud-Vanneau A., Arnaud H., Dumont T., Gidon M., Bourbon M., Graciansky de P. C., Rudkiewcz J.L., Mégard-Galli J. et Tricart, P. (1986). - The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine et Petroleum Geology*, **3**, 179-199

Lemoine M., Dardeau G., Delpech P. Y., Dumont T., De Graciansky P. C., Graham R., Jolivet L., Toberts D. et Tricart, P. (1989). Extension synrift et failles transformantes jurassiques dans les Alpes Occidentales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **309**, 1711-1716.

Lemoine M., de Graciansky P.-C. et Tricart P. (2000). - De l'océan à la chaîne de montagnes. *In : SGF Collection Géosciences*, 207 p.

Lemoine M., Tricart P. et Boillot G. (1987). - Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): in search of a genetic model. *Geology*, **15**, 622-625.

Leopold L. B. et Maddock T. (1983). - the hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. *US Geol. Survey. Prof.* Paper **252**.

Liewig N., Caron J.M. et Clauer N. (1981). - Geochemical and K-Ar isotopic behaviour of alpine sheet silicates during polyphased deformation. *Tectonophysics*, **78**, 273-290.

Lifton N. A. et Chase C. G. (1992). - Tectonic, climatic and lithologic influences on landscape fractal dimension and hypsometry; implications for landscape evolution in the San Gabriel Mountains, California. *Geomorphology*, **5**, 1-2, 77-114.

Lonergan, L. et White N. (1997). - Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, **16**, 3, 504-522.

Lorenz C. (1971). – Observations sur la stratigraphie du Pliocène ligure : la phase tectonique du pliocène moyen. *C. R. som. S. G. F.*, 441-445.

Lucazeau F. et Mailhé D. (1986). - Heat flow, heat production and fission track data from the Hercynian basement around the Provencal Basin (western Mediterranean). *Tectonophysics*, **128**, 3-4, 335-356.

-M-

Mackin, J. H., (1948). - Concept of the graded river. Geol. Soc. Am. Bull., **59**, 463-512.

Maddedu B, Béthoux N. et Stephan J.-F. (1996). - Déformations et champs de contraintes récents à actuel dans les Alpes sud-occidentales : approche sismotectonique. *Bull. Soc. Géol. Fr.,* **167**, 797-810.

Mailhé D., Carpena J. et Poupeau G. (1980). – Fission track age of the last tectonometamorphic event of Corsica. *Proc. Symp. On « Evolution and tectonics of the Western Mediterranean and surroundings areas ». Spec. Pub*., **201**, Madrid.

Malaroda R., Carraro F., Dal Piaz G. V., Franceschetti B., Sturani C. et Zanella, E. (1970). - Carta geologica del Massicio dell'Argentera alla scala 1/50 000 ème. *Note illustrative Mem. Soc. Geol. It.*, **9**, 557-663.

Malavieille J., Guihot P., Costa S., Lardeaux J.-M. et Gardien V. (1990). - Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central; Mont Pilat extensional shear zone and St. Etienne Late Carboniferous basin. *Tectonophysics*, **177**, 1-3, 139-149.

Malavieille J., Lacassin R. et Mattauer M. (1984). - Signification tectonique des linéations d'allongement dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **7** , 26, 895-906.

Malinverno A. et Ryan, W.B.F. (1986). - Extension in the Tyrrhenian sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics*, **5**, 227-247.

Mancktelow N. et Grasemann B. (1997). - Time-dependent effects of heat advection and topography on cooling histories during erosion. *Tectonophysics*, **270**, 3-4, 167-195.

Mansour M. (1991). - Thermochronologie par la méthode des traces de fission dans l'Apatite. Application aux massifs de l'Argentera-Mercantour (Alpes Occidentales) et dans le Jebilet (Meseta marocaine). *Thèse*, Univ. Grenoble, 197 p.

Marchant R. H. (1993). – The underground of the Western Alps. *Mem. Geol. (Lausanne)*, **15**, 137 p.

Masson F., Bayer R., Paul A., Verdun J., Andreo P. et Dumas C. (1999). - A 3D image of the Western Alpine crust inferred from gravity modeling. *J. of Conf. Abstracts*, **4**, 1, 460 p.

Masumoto S. (1992). - Etching characteristics of zircon in fission track dating. *J. Geosci., Osaka City University*, **35**, 13-31.

Mattauer M. et Proust F. (1976). - La Corse alpine; un modèle de genèse du métamorphisme haute pression par subduction de croûte continentale sous du matériel océanique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **282**, 13, 1249-1252.

Mattauer M., Malavieille J. et Monié P. (1987). - Une coupe lithosphérique des Alpes occidentales dans l'hypothèse où Sezia n'est pas d'origine Sud-Alpine. *C. R. Acad. Sci. Paris*, II **304**, 43-48.

Mauffret A., Fail J. P., Montadert L., Sancho J. et Winnock E. (1973). - Northwestern Mediterranean Sedimentary Basin from Seismic Reflection Profile. T*he American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **57**, 11, 2245-2262.

Mauffret A., Pascal G., Maillard A. et Gorini C. (1995). - Tectonics and deep structure of the north-western Mediterranean Basin. *Marine and Petroleum Geology*, **12**, 6, 645-666.

Maurette M., Pellas P. et Walker R. M. (1964). - Etude des traces de fission fossiles dans le mica. *Bulletin de la Société Française de Cristallographie*, **87**, 6-17.

McDougall I. et Watkins R. T. (1985). - Age of hominoid-bearing sequence at Buluk, northern Kenya. *Natur*e, **318**, 175-178.

Meckel L.D. (1997). - Sedimentological and structural evolution of the Tertiary Dévoluy Basin, external western Alps, SE France. *Thèse de Doctorat,* Institute of Technology, Zürich.

Megard-Galli J. et Baud A. (1977). - Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales et occidentales; données nouvelles et corrélations stratigraphiques. *Bull. B. R. G. M., Section 4*, **3**, 233-250.

Mégard-Galli J. et Faure J.L. (1988). Tectonique distensive et sédimentation au ldinien supérieur-Carnien dansla zone briançonnaise. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **IV**, 5, 705-715.

Ménard G. (1979). - Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le sud-est de la France, Essai d'utilisation de données géophysiques. *Thèse*, Univ. de Grenoble.

Ménard G. (1988). - Structure et cinématique d'une chaîne de collision: les Alpes occidentales et centrales. *Thèse d'Etat,* UJF Grenoble.

Ménard G., Darmendrail X., Jouanne F., Lelarge L., Beck C. et Tardy M. (1993). – L'origine des grandes vallées alpines : tectonique extensive ou érosion ? *Géol. Alpine, Série Spéc. Résumés des colloques*, n2.

Ménard G., Darmendrail X., Jouanne F., Lelarge L., Poupeau G., Sabil N. et Sanchez N. (1994). – Les vallées transversales alpines : expression d'une tectonique longitudinale récente ? *Second workshop on Alpine Geology, Basel*.

Merle O. (1982). - Mise en place séquentielle de la Nappe du Parpaillon en Embrunais-Ubaye (Flysch à Helminthoïdes, Alpes occidentales). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **294**, 603-606.

Merle O. (1994). - Nappes et chevauchements. 137 p.

Merle O. et Ballevre M. (1992). - Late Cretaceous-early Tertiary detachment fault in the Western Alps. *C. R. Acad. Sci. Paris*, Série 2, **315**, 13, 1769-1776.

Merle O. et Brun J.-P. (1981). - La déformation polyphasée de la Nappe de Parpaillon (Flysch à Helminthoïdes) : un résultat de la déformation progressive associée à une translation non rectiligne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **292**, 343-346.

Migeon S., Savoye B. et Faugères J.-C. (2000). - Quaternary development of migrating sediment waves in the Var deep-sea fan: distribution, growth pattern, and implication for levee evolution, *Sedim. Geology*, **133**, 265-293.

Milnes A. G., Greller M. et Mueller R. (1981). - Sequence and style of major post-nappe structures, Simplon-Pennine Alps. *J. of Struct. Geol*., **3**, 4, 411-420.

Mitchell J. K. (1976). - Fundamentals of soil behaviour. John Wiley, New-York, 422.

Monié P. et Maluski H. (1983). - Données chronologiques ^{39}Ar-^{40}Ar sur le socle antepermien du massif de l'Argentera-Mercantour (Alpes maritimes – France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (**7**), XXV, 247-257.

Monié P. et Philippot P. (1989). - Mise en évidence de l'âge Eocène moyen du métamorphisme de haute-pression de la nappe ophiolitique du Mont Viso (Alpes occidentales) par la méthode ^{39}A/^{40}Ar. *C. R. Acad. Sci. Paris,* **309**, 245-251.

Montadert L., Letouzey J. et Mauffret A. (1978). - Messinian event; seismic evidence. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **42,** Part 1, 1037-1050.

Montgomery D. R., Balco G. et Willett S. D. (2001). - Climate, tectonics, and the morphology of the Andes. *Geology*, **29**, 579–582.

Montigny R., Edel J.-B. et Thuizat R. (1981). - Oligo-Miocene rotation of Sardinia; K-Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary volcanics. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **54**, 2, 261-271.

Morillon A. C. (1997). - Etude thermo-chronométrique appliquée aux exhumations en contexte orogénique : le Massif des Maures (France) et les Cordillères Bétiques (Espagne). *Thèse Univ. Nice*, 303 p.

Morillon A.-C., Féraud G., Sosson M., Ruffet G., Crevola G. et Lerouge G. (1999). – Diachronous Late Exhumation on Both Sides of a Major Strike-Slip Fault in the Variscan Maures Massif (South-East France), as deduced from a detailed $^{40}Ar/^{39}Ar$ study. *Tectonophysic,* **321***,* 103-126.

Mugnier J.-L., Guellec S., Ménard G., Roure F., Tardy M. et Vialon P. (1990). - Crustal balanced cross-sections through the external Alps deduced from ECORS profile. *in* Deep Structure of the Alps, edited by P. Heitzman, F. Roure, and R. Polino, *Mém. Soc. Géol. Fr.*, **156**, 203-216.

-N-

Naeser C. W. et Fleischer R. L. (1975). - Age of the apatite at Cerro de Mercado, Mexico: A problem for fission track annealing corrections. *Geophysical Research Letters*, **1**, 67-70.

Nesteroff W. D. (1973). - Petrographie des evaporties messiniennes de la Mediterranee; comparaison des forages JOIDES-DSDP et des deposts du Bassin de Sicile. *Messinien Events in the Mediterranean*, 111-123.

Nicolas A., Hirn A., Nicolich R., Polino R. et ECORS-CROP Working Group, (1990). Lithospheric wedge in the western Alps inferred from the ECORS-CROP traverse. *Geology*, **18**, 587-590.

-O-

Olivet J.-L. (1978). – L'origine du bassin nord-occidental de la Méditerranée du point de vue de la cinématique des plaques. In Profil ECORS Golfe du Lion : Rapport d'implantation. *Rapport de l'Institut Français du Pétrole*, **35** (941-1/2), 10-49.

-P-

Parsons B. et Sclater J.G. (1977). - An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *Journal of Geophysical Research*, **82**, 5, 803-827.

Pasquale V., Verdoya M. et Chiozzi P. (1994). - Types of crust beneath the Ligurian sea. *Terra Nova*, **6**, 255-266.

Pasquale V., Verdoya M. et Chiozzi P. (1995). - Rifting and thermal evolution of the northwestern Mediterranean. *Annali di Geofisica*, **38**, 1, 43-53.

Patacca E., Sartori R. et Scandone P. (1990). - Tyrrhenian basin and Apenninic arc: Kinematic relations since the late Tortonian times. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **45**, 425-451.

Paul A., Cattaneo M., Thouvenot F., Spallarossa D., Béthoux N. et Fréchet J. (2001). - A three-dimensional crustal structure velocity model of the south-western Alps from local earthquake tomography. *J. Geoph. Res.*, **106**, 19367-19390.

Pautot G. (1972). - Histoire Sédimentaire de la Région au large de la Cote d'Azur. 583-613

Pfiffner O. (1993). - The structure of the helvetic nappes and its relation to the mechanical stratigraphy. *Journal of Structural Geology*, **15**, 511-521.

Pfiffner O., Lehner P., Heitzmann P., Mueller S. et Steck A. (1997). Deep structure of the Swiss Alps: results of NRP20. *Birkhäuser Verlag*, Basel.

Platt J.-P. (1993). - Mechanics of oblique convergence. *J. Geoph. Res., B, Solid Earth and Planets*, **98**, 9, 16,239-16,256.

Platt J.-P., Soto J. I., Whitehouse M. J., Hurford A. J. et Kelley S. P. (1998). - Thermal evolution, rate of exhumation, and tectonic significance of metamorphic rocks from the floor of the Alboran extensional basin, western Mediterranean. *Tectonics*, **17**, 5, 671-689.

Platt J.-P. (1986). - Dynamic of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **97**, 1037-1053.

Polino R., Dal Piaz G.V. et 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., Ruffini R. et Ricci B. (1991). - Le molasse terziarie della collina di torino: relazioni con la cinematica alpina. *Atti Tic. Sc. Terra*, **34**, 85-95.

Posamentier H. W. et Vail P. R. (1988). - Eustatic Controls on Clastic Deposition II- Sequence and Systems Tract Models, *in C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. S. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross, and J. C. Van Wagoner, eds., Sea Level Changes: An Integrated Approach. : Tulsa, Oklahoma, U.S.A., SEPM Special Publication,* **42,** 125-154.

Posamentier H. W., Jervey M. T.and Vail P. R. (1988). Eustatic Controls on Clastic Deposition I- Conceptual Framwork., *in C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. S. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross, and J. C. Van Wagoner, eds., Sea Level Changes: An Integrated Approach*. : Tulsa, Oklahoma, U.S.A., SEPM Special Publication, **42**, 109-124.

Price P. B. et Walker R. M. (1962 a). - Electron microscope observation of etched tracks from spallation recoils in mica. *Physics Revue Letters*, **8**, 217-219.

Price P. B. et Walker R. M. (1962 b). - Chemical etching of charged particle tracks. *Journal of Applied Physic*s, **33**, 3407-3412.

Price P. B. et Walker R. M. (1962 c). - Observation of fossil particle tracks in natural micas. *Natur*e, **196**, 732-734.

-R-

Ratschbacher L., Frisch W. et Linzer H. G. (1991 a). - Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 2 : structural analysis. *Tectonics.* **10**, 2, 257-271.

Ratschbacher L., Merle O., Davy P. et Cobbold P. (1991b). - Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 1 : boundary conditions and experiments scaled for gravity. *Tectonics.* **10**, 2, 245-256.

Recq M., Rehault J. P., Bellaiche G., Gennesseaux M. et Esteve J. P. (1976). - Structural units of the submarine continental margin from Cannes to Menton, by means of seismic refraction. *Earth and Planet. Sci. Lett.,* **28**, 3, 323-330.

Réhault J.P. (1981). - Evolution tectonique et sédimentaire du bassin Ligure (Méditerranée occidentale). *Thèse d'Etat,* Paris VI, 128 p.

Réhault J.-P., Boillot G. et Mauffret A. (1984). - The Western Mediterranean Basin : Geodynamical Evolution. *Mar. Geol*., **55**, 447-478.

Rehault J.-P., Moussat E. et Fabbri A. (1987). - Structural evolution of the tyrrhenian back-arc basin. *Mar. Geol.*, **74**, 123-150.

Rehault J.-P., Olivet J.L. et Auzende J.M. (1974). - Le bassin nord-occidental méditerranéen; structure et évolution. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **16**, 3, 281-294.

Ribolini A. (2000). - Relief distribution, morphology and cenozoic differential uplift in the Argentera Massif (French-Italian Alps), *Z. Geomorph., N. F*., **44**, 363-378.

Ribolini A. (1998). - Il ruolo morfostructurale e morfoselettivo delle rocce milonitiche nel Massiccio cristallino dell'Argentera (Alpi Marittime), *Boll. Soc. Geol. It*., **117**, 657- 677.

Ring U., Brandon M. T., Willet S. D. et Lister G. S. (1999). - Exhumation processes in : *Ring, U., Brandon, M. T., Lister, G. S., Willet, S. D., (eds), Exhumation processes : Normal faulting, Ductile flow and Erosion*, *Geol. Soc. London, Special pub.*, **154**, 1-27.

Ritter D. F., Kochel C. et Miller J. R. (1995). - Process geomorphology. *Wm Brown communications*, 544 p.

Ritz J.-F. (1991). - Evolution du champs de contraintes dans les Alpes du Sud depuis la fin de l'Oligocène. Implications sismotectoniques. Thèse de Doctorat, Univ. Montpellier II, U.S.T.L., 187 p.

Ritz J.-F., Hoang-Trong P., Rebai S. et Philip H. (1990). - Le séisme du 26 décembre 1989 en Méditerranée, au large de la Côte d'Azur : tectonique active en compression, pertubation de contraintes et inversion tectonique au niveau d'une marge continentale. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **310**, Série II, 1505-1512.

Robert P. (1985). – Histoire géothermique et diagenèse organique. *Bull. Centres Res. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, Mém.*, **8**, 345 p.

Rollet N. (1999). - Structures profondes et dynamique du bassin Ligure et de ses marges. *Thèse,* Paris VI, 292 p.

Rollet N., Déverchère J., Beslier M.-O., Guennoc P., Réhault J.-P., Sosson M. et Truffert C. (2002, accepté). - Back-arc extension, tectonic inheritance and volcanism in the Ligurian Sea, Western Mediterranean, *Tectonics*.

Roure F., Choukroune P. et Polino R. (1996). - Deep seismic reflection data and new insights on the bulk geometry of mountain ranges. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **322**, 345-359.

Roure F., Howell D. G., Guellec S. et Casero P. (1990). - Shallow structures induced by deep-seated thrusting. *In* : Letouzey J. (ed.) Petroleum and tectonics in Mobile Belts. *IFP Editions Technip*, Paris, 15-30.

Rubatto D., Gebauer D. et 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. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **132**, 269-287.

Ryan W. B. F. (1976). - Quantitative evaluation of the depth of the Western Mediterranean before, during and after the Late Miocene salinity crisis. *Sedimentology*, **23**, 791-813.

Ryan W. B. F. et Cita M. B. (1978). - The nature and distribution of Messinian erosional surfaces ; indicators of a several-kilometer-deep Mediterranean in the Miocene. *Marine Geol*., **27**, 3-4, 193-230.

Ryan W. B. F., Stanley D. J., Hersey J. B., Fahlquist, D. A. et Allan T. D. (1970). - The tectonics and geology of the Mediterranean sea. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, covering Leg 13 of the cruises of the drilling vessel Glomar Challenger Lisbon, Portugal to Lisbon, Portugal, August-October 1970. 387-492.

Ryan W. B. F., Hsue K. J., Cita M. B., Dumitrica P., Lort J. M., Maync W., Nesteroff W. D., Pautot G., Stradner H. et Wezel F. C. (1973). - Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, covering Leg 13 of the cruises of the drilling vessel Glomar Challenger Lisbon, Portugal to Lisbon, Portugal, August-October 1970. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project,* **13**, Part 2*,* 1447.

-S-

Sabil N. (1995). - La datation par traces de fission : aspects méthodologiques et implications thermochronologiques en contexte alpin et de marges continentales. *Thèse,* Univ. Grenoble, 238 p.

Sambridge M. (1999 a). - Geophysical inversion with a neighborhood algorithm; I, Searching a parameter space. *Geophysical Journal International*, **138**, 2, 479-494.

Sambridge M. (1999 b). - Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm; II, Appraising the ensemble. *Geophysical Journal International*, **138**, 3, 727-746.

Sanderson D. J. (1982). - Models of strain variation in nappes and thrust sheets ; a review. *Tectonophysics***, 88**, 3-4, 201-233.

Savostin L. A., Sibuet J. C., Zonenshain L. P., Le Pichon X. et Roulet M. J. (1986). - Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the Pamir since the Triassic. *Tectonophysics*, **123**, 1-35.

Savoye B. et Piper J. W. (1991). - The Messinian event on the margin of the Mediterranean Sea in the Nice area, southern France. *Marine Geology, **97,** **3-4**,* 279-304.

Savoye B. et Piper J. W. (1993). - Quaternary sea-level change and sedimentation on the continental shelf and slope of Antibes, French Riviera. *Geo-Mar. Lett.,* **13**, 2-8.

Schmalz R. F. (1969). - Deep-water evaporite deposition : a genetic model. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull*, **53**, 4, 798-823.

Schroetter J.-M. (1997). - L'enregistrement sédimentaire de la déformation mio-plio-quaternaire sur la bordure ouest de l'arc de Nice, *DEA univ. Nice*, 28 p.

Schroetter, J.-M. (1998). - L'enregistrement sédimentaire de la déformation mio-plio-quaternaire sur la bordure ouest de l'arc de Nice : analyse morpho-sédimento-structurale. *Géol. Alpine*, **74**, 146-149.

Schwartz S. (2000). – La zone piémontaise des Alpes occidentales : un paléocomplexe de subduction. Arguments métamorphiques, géochronologiques et structuraux. *Thèse Univ. Lyon I*.

Schwartz S., Lardeaux J.-M., Paul A., Tricart P. et Poupeau G. (1999). - Significance of syn-convergence extension in the Western Alps revealed by fission track analysis and geophysical modelling. *Tuebinger Geowissenschaftliche Arbeiten*. *Reihe A, Geologie, Palaeontologie, Stratigraphie*, **52**,18.

Seranne M. (1999). - The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS; an overview. Geol. Soc. Spec. Pub., **156**, 15-36.

Seward D. et Mancktelow N. S. (1994). - Neogene kinematics of the central and western Alps : evidence from fission-track dating. *Geology*, **22**, 803-806.

Seward D., Ford M., Bürgisser J., Lickorish H., Williams E. A. et Meckel III, L. D. (1999). - Preliminary results of fission-track analysis in the Southern Pelvoux area, SE France, in rd Workshop on Alpine Geological Studies, Biella-Oropa (Italie), 29 septembre-1er octobre, edited by G. Gosso, F. Jadoul, M. Sella and M. I. Spalla, *Memorie di Scienze Geologische*, **51**, 25-31.

Shackleton N. J. (1987). - Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*, **6**, 3-4, 183-190.

Siddans A. W. B., Henry B., Kliegfield R., Lowrie W., Hirt A. et Percevault M. N. (1984). - Finite strain pattern and their significance in Permian rocks of the Alpes Maritimes (France), *J. of Struct. Geol.*, **6**, 4, 339-368.

Silk E. C. H. et Barnes R. S. (1959). - Examination of fission fragment tracks with an electron microscope. *Philosophical Magazine*, **4**, 970-972.

Snyder N. P., Whipple K. X., Tucker G. E. et Merritts D. J. (2000). - Landscape response to tectonic forcing : Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **112**, 8, 1250-1263.

Sosson M., Chemenda A., Jorand C. et Boutelier D. (2002). - Delamination of the subducting continental lithosphere triggers exhumation of UHP/LT rocks and following HT events. *Abstract EGS Nice 2002*.

Sosson M., Bourgois J. et Mercier de Lepinay B. (1994). - SeaBeam and deep-sea submersible Nautile surveys in the Chiclayo Canyon off Peru (7 degrees S); subsidence and subduction-erosion of an andean-type convergent margin since Pliocene times. *Marine Geology*, **118**, 3-4, 237-256.

Sosson M., Guennoc P., et l 'équipe CYLICE. (1998). - Nouvelles contraintes géologiques sur l'évolution du bassin ligure : résultats de la campagne de plongée CYLICE (1997). *RST 1998*, 196-197.

Spakman W. (1990). - Tomographic images of the upper mantle below central Europe and the Mediterranean. *Terra Nova*, **2**, 6, 542-553.

Spakman W. (1991). - Delay-time tomography of the upper mantle below Europe, the Mediterranean, and Asia Minor. *Geophy. J. Int*., **107**, 2, 309-332.

Spalla M. I., Lardeaux J. M., Dal Piaz, G. V., Gosso G. et Messiga B. (1996). - Tectonic significance of alpine eclogites. *Journal of geodynamics*, **21**, 257-285.

Speranza F., Villa I. M., Sagnotti L., Florindo F., Cosentino D., Cipollari, P. et Mattei M. (2002, sous presse). - Age of the Corsica-Sardinia rotation and Liguro-Provençal spreading : new paleomagnetic and Ar/Ar evidence, *Tectonophysics*.

Stampfli G. et Marthaler M. (1990). - Divergent and convergent margins in the North-Western alps confrontation to actualistic models. *Geodinamica Acta*, **4**, 159-184.

Stéphan J.-F., Béthoux N., Bigot-Cormier F., Caby R., Corsini M., Delteil J., de Lépinay B., Masson F., Paul A., Ruffet G. et Sosson M. (2000). - Approche 3D intégrée sur la géotraverse de l'Argentera (GéoFrance 3D Alpes), *18ème Réunion des Sciences de la Terre*, Paris, 17-20 avril, poster, abstract, p. 236.

Steven T. A., Mehnert H. H. et Obradovich J. D. (1967). - Age of volcanic activity in the San Juan Mountains, Colorado. *U.S. geological Survey professional paper*, **575-**D, 47-55.

Sturani C. (1962). - Il complesso sedimentario autoctono all' estremo nord-occidentale del Massicio dell' Argentera (Alpi Marittime). *Thèse,* Univ. Turin, Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **22**, 178 p.

Stüve K., White L. et Brown R. W. (1994). – The influence of eroding topography on steady-state isotherms. Application to fission track analysis. *Earth and Planet. Sci. Lett*., **124**, 63-74.

Sue C. (1998). - Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes. Approche structurale et sismologique. *Thèse de 3 ème cycle,* UJF Grenoble.

Sue C. et Tricart P. (1999). - Late alpine brittle extension above the Frontal Penninic Thrust near Briançon, western Alps. *Eglogae geologicae Helvetiae*, **92**, 171-181.

Sue C., Tricart P., Thouvenot F. et Fréchet J., (1999). - Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. *Journ. of Geophys. Research*, **104**, 611-622.

Summerfield M. A. et Hulton N. J. (1994). - Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 13871-13883.

-T-

Tagami T. et Shimada C. (1996). - Natural long-term annealing of the zircon fission track system around a granitic pluton. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 8245-8255.

Tagami T., Galbraith R. F., Yamada R. et Laslett G. M. (1998). - Revised annealing kinetics of fission tracks in zircon and geological implication. in *Fission-Track Geochronology*, edited by P. Van den Haute and F. de Corte, Kluwer (Dordrecht), 99-112.

Takeshita H., Shimoya H. et Itaya T. (1994). - White mica K-Ar ages of blueschist-facies rocks from the Piemonte 'calc-schists' of the western Italian Alps. *The Island Arc*, **3**, 151-162.

Tapponnier P. (1977). - Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **7**, 437-460.

Tardy M., Deville E., Fudral S., Guellec S., Ménard G., Thouvenot F. et 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.

Thompson A. B. et England P. C. (1984). - Pressure-Temperature-Time paths of regional metamorphism of the continental crust. II Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. *J. Petrol.*, **25**, 929-955.

Thouvenot F., Paul A., Fréchet J., Béthoux N.**,** Jenatton L. et Guiguet R. (soumis). **-** 3-D constraints on the Moho in the south-western Alps : highlights of a new explosion-seismology experiment.

Toro, G. (1999). - Tephrochronologie de la Colombie Centrale. Une approche stratigraphique, géochimique, minéralogique et géochronologique (par 14 C et traces de fission). *Thèse 3 ème cycle Université Grenoble* I.

Tricart P. (1980). - Tectoniques superposées dans les alpes occidentales au sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. *Thèse,* Strasbourg.

Tricart P. (1982). - Les marqueurs des mouvements verticaux du socle aux abords du massif du Pelvoux. *Revue géographie physique et géologie dynamique*, **23**, 289-300.

Tricart P. (1984). - From passive Margin to continental collision: a tectonic scenario for the Western Alps. *American Journal of Science*, **284**, 97-120.

Tricart P., Bouillin J.-P., Dick P., Moutier L. et Xing C. (1996). Le faisceau de failles de haute-Durance et le rejeu distensif du front briançonnais qu SE du Pelvoux (Alpes occidentales). C. R. Acad. Sci. Paris, **323**, 251-257.

Tricart P., Schwartz S., Sue C., Poupeau G. et Lardeaux J.-M. (2001). - La dénudation tectonique de la zone ultradauphinoise et l'inversion du front briançonnais au sud-est du Pelvoux (Alpes occidentales) ; une dynamique miocène à actuelle. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **172**, 1, 49-58.

Twiss R. J. et Moores E. M. (1992). – Structural geology. *W. H. Freeman end Company, New-York*, 532 p.

-V-

Vail P. R. et Mitchum R. M. Jr. (1979). - Global cycles of relative changes of sea level from seismic stratigraphy. *Memoir - American Association of Petroleum Geologists*, **29**, 469-472.

Vail P. R., Colin J. P., Jan du Chene R., Kuchly J., Mediavilla F., Trifilieff V. (1987). - La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin. Bull. Soc. Géol. Fr*., Huitième Série*, **3**, 7, 1301-1321.

Van den Bogaard P. et Schirnick C. (1995). - (super 40) Ar/ (super 39) Ar laser probe ages of Bishop Tuff quartz phenocrysts substantiate long-lived silicic magma chamber at Long Valley, United States. Geology (Boulder), **23**, 8, 759-762.

Van den Haute P., Jonckheere R. et De Corte F. (1988). - Thermal neutron fluence determination for fission-track dating with metal activation monitors; a re-investigation. *Chemical Geology; Isotope Geoscience Section*, **73**, 3, 233-244.

Van der Beek P. A., Braun J. et Lambeck K. (1999). – Post-paleozoic uplift history of southeastern Australia revisited : results from a process-based model of landscape evolution. *Australian J. Earth. Sci*., **46**, 157-172.

Van der Beek P. et Braun J. (1998). - Numerical modelling of landscape evolution on geological time-scale : a parameter analysis and comparison with the south-eastern highlands of Australia. *Basin Research*, **10**, 49-68.

Van der Beek P. et Braun J. (1999). – Controls on post-mid-Cretaceous landscape evolution in the southeastern highlands of Australia : Insights from numerical surface process models. *J. Geoph. Res*., **104**, 4945-4966.

Van der Beek P., Pulford A. et Braun J. (2001). – Cenozoic Landscape development in the Blue Montains (SE Australia) : lithological and tectonic controls on rifted margin morphology. *J. Geol*., **109**, 35-56.

Van der Beek P. A. (1995). - Tectonic evolution of continental rifts : Inferences from numerical modelling and fission track thermochronology. *Ph. D. Thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam*, 232 p.

Vance D. et O'Nions R. K. (1992). - Prograde and retrograde thermal histories from the central Swiss Alps. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **114**, 113-129.

Vernet J. (1964). - Sur les poudingues tertiaires à très gros galets de granite du synclinal de Saint-Antonin (Alpes-Maritimes) et les problèmes qu'ils posent. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **258**, 25, 6189-6190.

Vernet J. (1965). - Sur un décrochement horizontal tardif du socle dans la région méridionale de la zone des massifs externes (massif de l'Argentera, Alpes-Maritimes). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **261**, 1358-1360.

Vernet J. (1982). – La phase d'édification post-miocène des Alpes sur la transversale des Alpes-maritimes. *Bull. Soc. Histoire Naturelle Toulouse*, **118**, 223-234.

Vialon P. (1990). - Deep Alpine structures and geodynamic evolution: an introduction and outline of a new interpretation. *Mémoires de la Société géologique de France*, **156**, 7-14.

Vialon P., Rochette P. et Ménard M. (1989). - Indentation and rotation in the western Alpine arc. *I*n Coward, M.P.,Dietrich, D., Park, R.G. Eds Alpine tectonics. Geological Society Special Publication, **45**, 329-338.

Vigliotti L. et Langenheim V. E. (1995). - When did Sardinia stop rotating ? New palaeomagnetic results. *Terra Nova*, **7**, 4, 424-435.

Von Blanckenburg F. et Davis J.H. (1995). - Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics*, **14,** 1, 120-131.

-W-

Wagner G. A. (1979). - Correction and interpretation of fission track ages. In *Lectures in Isotope Geology, edited by E. Jäger, and J. C. Hunziker, Berlin: Springer-Verlag*, 177-177.

Wagner G. et Van den Haute P., (1992). - Fission track dating . *kluweracadelmic publishers, Dordrecht*, **285**.

Wagner G. A. et Storzer D. (1972). - Fission track lenght reductions in minerals and the thermal history of rocks. *Transaction of America Nuclear Society*, **15**, 127-128.

Waldhauser F., Kissling E. et Mueller S. (1998). - Three-dimensional interface modelling with two-dimensional seismic data : the Alpine crust-mantle boundary. *Geophys. J. Int.*, **135,** 264-278.

Weissert H. J. et Bernoulli D. (1985). - A transform margin in the Mesozoic Tethys: Evidence from the Swiss Alps. *Geologishe Rundshaut*, **74,** 3, 665-679.

Westphal M., Barbon C., Bossert A. et Hamzeh R. (1973). - A computer fit of Corsica and Sardinia against southern France. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **18**, 137-140.

Whipple K. X. (2001). – Fluvial Landscape response time : How plausible is steady-state denudation ? *Am. J. Sci*., **301**, 313-325.

Whipple K. X. et Tucker G. E. (1999). - Dynamics of the stream-power river incision model : Implications for the height limits of mountain ranges, landscape response time scales, and research needs, *J. Geoph. Res.*, **104**, 17661-17674.

-Y-Z-

Young D. A. (1958). - Etching of radiation damage in lithium fluoride, *Nature,* **182**, 375-377.

Zhai P. et Zao Y. (1992). - Angular distribution of spontaneous fission tracks in zircons under various etching conditions, *Chinese Sci. Bull*., **37**, 1688-1691.

ANNEXE 1

Résultats analytiques des datations réalisées sur apatites dans le massif de l'Argentera et dans le massif du Tanneron

Les tableaux analytiques sont présentés dans le même ordre que les tableaux de données présentés dans le texte (**Tableau 4**, p. 84).

Paramètres d'irradiation :

- ρ**d** : densité du verre moniteur
- **Nd** : nombre de traces comptées dans le moniteur

Paramètres de calcul :

- λ : constante de désintégration (§ II.2.3, p. 58)

Paramètres personnels intervenant dans le calcul de l'âge central :

- ζ : constante zeta (§ II.2.3, p. 58)
- **g** : facteur g (§ II.2.3, p. 58)

Mesures :

- **n** : nombre de grains d'apatite comptés
- **N** : nombre de carreaux comptés dans le réseau
- **Ns** et **Ni** : respectivement le nombre de traces fossiles et induites comptées pour un même grain
- ρ**s** et ρ**i** : densité des traces fossiles et induites (traces/cm^2)

Echant.:	Me 97-01	apatites	altitude :		Microscope:	Albert	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	99-3		2200 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	15523									
ρ moniteur:	3.913E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	341		mylonite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	8									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*12*	*15*	5078.4	2.36E+05	6.82E+04	*117*	2.30E+06	2.13E+05	**6.8**	**2.1**
2	*6*	*20*	6771.2	8.86E+04	3.62E+04	*113*	1.67E+06	1.57E+05	**3.5**	**1.5**
3	*9*	*20*	6771.2	1.33E+05	4.43E+04	*107*	1.58E+06	1.53E+05	**5.6**	**1.9**
4	*14*	*25*	8464	1.65E+05	4.42E+04	*173*	2.04E+06	1.55E+05	**5.4**	**1.5**
5	*7*	*15*	5078.4	1.38E+05	5.21E+04	*132*	2.60E+06	2.26E+05	**3.5**	**1.4**
6	*4*	*15*	5078.4	7.88E+04	3.94E+04	*93*	1.77E+06	1.87E+05	**3.0**	**1.5**
7	*11*	*15*	5078.4	2.17E+05	6.53E+04	*115*	2.26E+06	2.11E+05	**6.4**	**2.0**
8	*16*	*25*	8464	1.89E+05	4.73E+04	*146*	1.72E+06	1.43E+05	**7.3**	**1.9**
SN1=	79				SN2=	993				

Me 97-01	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	8	50784	79	1.56E+05		993	1.96E+06	t(Pkhi2)>5%	**5.3**	**0.6**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	**8.1**	**0.6**
Probabilité de Khi-deux		**54.47 %**						disp<1%		

Echant.:	Me97-01er	apatites	altitude :		Microscope:	Albert	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	98-4		2200 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	9919									
ρ moniteur:	3.750E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	285		mylonite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	19									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*9*	*25*	8464	1.06E+05	3.54E+04	*112*	1.32E+06	1.25E+05	**4.3**	**1.5**
2	*10*	*25*	8464	1.18E+05	3.74E+04	*119*	1.41E+06	1.29E+05	**4.5**	**1.5**
3	*11*	*25*	8464	1.30E+05	3.92E+04	*123*	1.45E+06	1.31E+05	**4.8**	**1.5**
4	*13*	*25*	8464	1.54E+05	4.26E+04	*134*	1.58E+06	1.37E+05	**5.2**	**1.5**
5	*14*	*25*	8464	1.65E+05	4.42E+04	*137*	1.62E+06	1.38E+05	**5.5**	**1.5**
6	*13*	*25*	8464	1.54E+05	4.26E+04	*144*	1.70E+06	1.42E+05	**4.8**	**1.4**
7	*13*	*25*	8464	1.54E+05	4.26E+04	*142*	1.68E+06	1.41E+05	**4.9**	**1.4**
8	*15*	*20*	6771.2	2.22E+05	5.72E+04	*166*	2.45E+06	1.90E+05	**4.8**	**1.3**
9	*16*	*25*	8464	1.89E+05	4.73E+04	*179*	2.11E+06	1.58E+05	**4.8**	**1.2**
10	*11*	*20*	6771.2	1.62E+05	4.90E+04	*120*	1.77E+06	1.62E+05	**4.9**	**1.5**
11	*8*	*15*	5078.4	1.58E+05	5.57E+04	*103*	2.03E+06	2.00E+05	**4.1**	**1.5**
12	*15*	*25*	8464	1.77E+05	4.58E+04	*173*	2.04E+06	1.55E+05	**4.6**	**1.2**
13	*11*	*25*	8464	1.30E+05	3.92E+04	*126*	1.49E+06	1.33E+05	**4.7**	**1.5**
14	*15*	*25*	8464	1.77E+05	4.58E+04	*175*	2.07E+06	1.56E+05	**4.6**	**1.2**
15	*15*	*25*	8464	1.77E+05	4.58E+04	*175*	2.07E+06	1.56E+05	**4.6**	**1.2**
16	*8*	*15*	5078.4	1.58E+05	5.57E+04	*98*	1.93E+06	1.95E+05	**4.4**	**1.6**
17	*13*	*25*	8464	1.54E+05	4.26E+04	*109*	1.29E+06	1.23E+05	**6.4**	**1.9**
18	*19*	*25*	8464	2.24E+05	5.15E+04	*201*	2.37E+06	1.68E+05	**5.0**	**1.2**
19	*14*	*25*	8464	1.65E+05	4.42E+04	*154*	1.82E+06	1.47E+05	**4.9**	**1.4**
SN1=	243				SN2=	2690				

Me97-01er	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age (Ma)		±1σ
	19	150659.2	243	1.61E+05		2690	1.79E+06	t(Pkhi2)>5%	**4.8**	**0.3**
Test de Khi-deux	accepté							âge central	**4.8**	**0.3**
Probabilité de Khi-deux	**100.00**	%						disp<1%		

Echant.:	Me97-01Nad	apatites	altitude :		Microscope:	Albert	5 x 5	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-4		2200 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			10000
N moniteur:	9919									
ρ moniteur:	3.750E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	312		mylonite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	40									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	7	50	5000	1.40E+05	5.29E+04	52	1.04E+06	1.44E+05	7.9	3.2
2	6	50	5000	1.20E+05	4.90E+04	68	1.36E+06	1.65E+05	5.2	2.2
3	5	50	5000	1.00E+05	4.47E+04	70	1.40E+06	1.67E+05	4.2	1.9
4	7	50	5000	1.40E+05	5.29E+04	81	1.62E+06	1.80E+05	5.1	2.0
5	8	50	5000	1.60E+05	5.66E+04	84	1.68E+06	1.83E+05	5.6	2.1
6	8	50	5000	1.60E+05	5.66E+04	68	1.36E+06	1.65E+05	6.9	2.6
7	12	50	5000	2.40E+05	6.93E+04	86	1.72E+06	1.85E+05	8.2	2.5
8	9	50	5000	1.80E+05	6.00E+04	96	1.92E+06	1.96E+05	5.5	1.9
9	9	50	5000	1.80E+05	6.00E+04	99	1.98E+06	1.99E+05	5.3	1.9
10	5	50	5000	1.00E+05	4.47E+04	85	1.70E+06	1.84E+05	3.4	1.6
11	7	50	5000	1.40E+05	5.29E+04	91	1.82E+06	1.91E+05	4.5	1.8
12	8	50	5000	1.60E+05	5.66E+04	94	1.88E+06	1.94E+05	5.0	1.8
13	9	50	5000	1.80E+05	6.00E+04	96	1.92E+06	1.96E+05	5.5	1.9
14	7	50	5000	1.40E+05	5.29E+04	65	1.30E+06	1.61E+05	6.3	2.5
15	15	100	10000	1.50E+05	3.87E+04	163	1.63E+06	1.28E+05	5.4	1.5
16	7	50	5000	1.40E+05	5.29E+04	81	1.62E+06	1.80E+05	5.1	2.0
17	8	50	5000	1.60E+05	5.66E+04	86	1.72E+06	1.85E+05	5.4	2.0
18	8	50	5000	1.60E+05	5.66E+04	73	1.46E+06	1.71E+05	6.4	2.4
19	8	50	5000	1.60E+05	5.66E+04	100	2.00E+06	2.00E+05	4.7	1.7
20	9	50	5000	1.80E+05	6.00E+04	94	1.88E+06	1.94E+05	5.6	2.0
21	5	50	5000	1.00E+05	4.47E+04	74	1.48E+06	1.72E+05	4.0	1.8
22	8	50	5000	1.60E+05	5.66E+04	82	1.64E+06	1.81E+05	5.7	2.1
23	6	50	5000	1.20E+05	4.90E+04	91	1.82E+06	1.91E+05	3.9	1.6
24	7	50	5000	1.40E+05	5.29E+04	84	1.68E+06	1.83E+05	4.9	1.9
25	7	50	5000	1.40E+05	5.29E+04	67	1.34E+06	1.64E+05	6.1	2.4
26	8	50	5000	1.60E+05	5.66E+04	93	1.86E+06	1.93E+05	5.0	1.9
27	5	50	5000	1.00E+05	4.47E+04	74	1.48E+06	1.72E+05	4.0	1.8
28	10	50	5000	2.00E+05	6.32E+04	73	1.46E+06	1.71E+05	8.0	2.7
29	8	50	5000	1.60E+05	5.66E+04	107	2.14E+06	2.07E+05	4.4	1.6
30	14	50	5000	2.80E+05	7.48E+04	87	1.74E+06	1.87E+05	9.4	2.7
31	10	50	5000	2.00E+05	6.32E+04	95	1.90E+06	1.95E+05	6.2	2.0
32	8	50	5000	1.60E+05	5.66E+04	80	1.60E+06	1.79E+05	5.8	2.2
33	7	50	5000	1.40E+05	5.29E+04	70	1.40E+06	1.67E+05	5.8	2.3
34	7	50	5000	1.40E+05	5.29E+04	91	1.82E+06	1.91E+05	4.5	1.8
35	9	50	5000	1.80E+05	6.00E+04	83	1.66E+06	1.82E+05	6.3	2.2
36	6	50	5000	1.20E+05	4.90E+04	73	1.46E+06	1.71E+05	4.8	2.0
37	4	50	5000	8.00E+04	4.00E+04	65	1.30E+06	1.61E+05	3.6	1.9
38	9	50	5000	1.80E+05	6.00E+04	89	1.78E+06	1.89E+05	5.9	2.1
39	8	50	5000	1.60E+05	5.66E+04	72	1.44E+06	1.70E+05	6.5	2.4
40	8	50	5000	1.60E+05	5.66E+04	85	1.70E+06	1.84E+05	5.5	2.0
SN1=	316				SN2=	3367				

le97-01Na	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age (Ma)		±1σ
	40	205000	316	1.54E+05		3367	1.642E+06	t(Pkhi2)>5%	5.5	0.3

Test de Khi-deux	accepté						âge central	5.5	0.4
Probabilité de Khi-deux	99.99 %						disp<1%		

Echant.:	Me 97-02	apatites	altitude :		Microscope:	Albert	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	99-4		2200 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	15409									
ρ moniteur:	3.884E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	341		mylonite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	17									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	4	15	5078.4	7.88E+04	3.94E+04	53	1.04E+06	1.43E+05	**5.0**	**2.6**
2	12	20	6771.2	1.77E+05	5.12E+04	145	2.14E+06	1.78E+05	**5.5**	**1.6**
3	14	25	8464	1.65E+05	4.42E+04	144	1.70E+06	1.42E+05	**6.4**	**1.8**
4	11	15	5078.4	2.17E+05	6.53E+04	111	2.19E+06	2.07E+05	**6.6**	**2.1**
5	9	15	5078.4	1.77E+05	5.91E+04	129	2.54E+06	2.24E+05	**4.6**	**1.6**
6	7	15	5078.4	1.38E+05	5.21E+04	90	1.77E+06	1.87E+05	**5.1**	**2.0**
7	9	20	6771.2	1.33E+05	4.43E+04	125	1.85E+06	1.65E+05	**4.8**	**1.6**
8	7	25	8464	8.27E+04	3.13E+04	79	9.33E+05	1.05E+05	**5.9**	**2.3**
9	9	20	6771.2	1.33E+05	4.43E+04	100	1.48E+06	1.48E+05	**6.0**	**2.1**
10	14	15	5078.4	2.76E+05	7.37E+04	137	2.70E+06	2.30E+05	**6.8**	**1.9**
11	12	25	8464	1.42E+05	4.09E+04	160	1.89E+06	1.49E+05	**5.0**	**1.5**
12	7	15	5078.4	1.38E+05	5.21E+04	74	1.46E+06	1.69E+05	**6.3**	**2.5**
13	8	15	5078.4	1.58E+05	5.57E+04	99	1.95E+06	1.96E+05	**5.3**	**2.0**
14	6	9	3047.04	1.97E+05	8.04E+04	56	1.84E+06	2.46E+05	**7.1**	**3.0**
15	8	15	5078.4	1.58E+05	5.57E+04	80	1.58E+06	1.76E+05	**6.6**	**2.5**
17	7	15	5078.4	1.38E+05	5.21E+04	96	1.89E+06	1.93E+05	**4.8**	**1.9**
18	5	15	5078.4	9.85E+04	4.40E+04	48	9.45E+05	1.36E+05	**6.9**	**3.2**
SN1=	149				SN2=	1726				

Me 97-02	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	17	99536.64	149	1.50E+05		1726	1.734E+06	t(Pkhi2)>5%	**5.7**	**0.5**
Test de Khi-deux	accepté							âge central	**5.7**	**0.5**
Probabilité de Khi-deux	**99.99 %**							disp<1%		

Echant.:	Me 97-03	apatites	altitude :		Microscope:	Albert	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	99-6		2320 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	16061									
ρ moniteur:	4.048E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	341		migmatite mylon.							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	21									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*37*	*20*	6771.2	5.46E+05	8.98E+04	*211*	3.12E+06	2.15E+05	**12.1**	**2.2**
2	*21*	*15*	5078.4	4.14E+05	9.02E+04	*99*	1.95E+06	1.96E+05	**14.6**	**3.5**
3	*16*	*15*	5078.4	3.15E+05	7.88E+04	*105*	2.07E+06	2.02E+05	**10.5**	**2.8**
4	*19*	*15*	5078.4	3.74E+05	8.58E+04	*131*	2.58E+06	2.25E+05	**10.0**	**2.5**
5	*18*	*15*	5078.4	3.54E+05	8.35E+04	*102*	2.01E+06	1.99E+05	**12.2**	**3.1**
6	*19*	*15*	5078.4	3.74E+05	8.58E+04	*115*	2.26E+06	2.11E+05	**11.4**	**2.8**
7	*14*	*15*	5078.4	2.76E+05	7.37E+04	*94*	1.85E+06	1.91E+05	**10.3**	**2.9**
8	*18*	*20*	6771.2	2.66E+05	6.27E+04	*137*	2.02E+06	1.73E+05	**9.1**	**2.3**
9	*24*	*15*	5078.4	4.73E+05	9.65E+04	*140*	2.76E+06	2.33E+05	**11.8**	**2.6**
10	*24*	*15*	5078.4	4.73E+05	9.65E+04	*114*	2.24E+06	2.10E+05	**14.5**	**3.3**
11	*24*	*20*	6771.2	3.54E+05	7.24E+04	*132*	1.95E+06	1.70E+05	**12.5**	**2.8**
12	*16*	*20*	6771.2	2.36E+05	5.91E+04	*115*	1.70E+06	1.58E+05	**9.6**	**2.6**
13	*16*	*15*	5078.4	3.15E+05	7.88E+04	*90*	1.77E+06	1.87E+05	**12.3**	**3.3**
14	*21*	*14*	4739.84	4.43E+05	9.67E+04	*125*	2.64E+06	2.36E+05	**11.6**	**2.7**
15	*13*	*15*	5078.4	2.56E+05	7.10E+04	*100*	1.97E+06	1.97E+05	**9.0**	**2.6**
16	*37*	*15*	5078.4	7.29E+05	1.20E+05	*184*	3.62E+06	2.67E+05	**13.9**	**2.5**
17	*14*	*15*	5078.4	2.76E+05	7.37E+04	*98*	1.93E+06	1.95E+05	**9.9**	**2.8**
18	*17*	*15*	5078.4	3.35E+05	8.12E+04	*112*	2.21E+06	2.08E+05	**10.5**	**2.7**
19	*39*	*20*	6771.2	5.76E+05	9.22E+04	*234*	3.46E+06	2.26E+05	**11.5**	**2.0**
20	*20*	*15*	5078.4	3.94E+05	8.81E+04	*109*	2.15E+06	2.06E+05	**12.7**	**3.1**
21	*32*	*20*	6771.2	4.73E+05	8.35E+04	*172*	2.54E+06	1.94E+05	**12.8**	**2.5**
SN1=	459				SN2=	2719				

Me 97-03	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	21	116464.64	459	3.94E+05		2719	2.335E+06	t(Pkhi2)>5%	**11.6**	**0.6**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	**11.6**	**0.5**
Probabilité de Khi-deux		**99.67 %**						disp<1%		

Echant.:	Me 97-04	apatites	altitude :		Microscope:	Albert	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	99-3		2423 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	15523									
ρ moniteur:	3.913E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	341		migmatite mylon.							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	18									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*26*	*25*	8464	3.07E+05	6.02E+04	*169*	2.00E+06	1.54E+05	**10.3**	**2.2**
2	*20*	*25*	8464	2.36E+05	5.28E+04	*144*	1.70E+06	1.42E+05	**9.3**	**2.2**
3	*27*	*25*	8464	3.19E+05	6.14E+04	*143*	1.69E+06	1.41E+05	**12.6**	**2.6**
5	*16*	*25*	8464	1.89E+05	4.73E+04	*143*	1.69E+06	1.41E+05	**7.5**	**2.0**
6	*25*	*25*	8464	2.95E+05	5.91E+04	*173*	2.04E+06	1.55E+05	**9.6**	**2.1**
7	*21*	*20*	6771.2	3.10E+05	6.77E+04	*141*	2.08E+06	1.75E+05	**9.9**	**2.3**
8	*31*	*25*	8464	3.66E+05	6.58E+04	*161*	1.90E+06	1.50E+05	**12.8**	**2.5**
9	*15*	*20*	6771.2	2.22E+05	5.72E+04	*125*	1.85E+06	1.65E+05	**8.0**	**2.2**
10	*16*	*25*	8464	1.89E+05	4.73E+04	*138*	1.63E+06	1.39E+05	**7.7**	**2.0**
11	*13*	*15*	5078.4	2.56E+05	7.10E+04	*84*	1.65E+06	1.80E+05	**10.3**	**3.1**
12	*17*	*20*	6771.2	2.51E+05	6.09E+04	*120*	1.77E+06	1.62E+05	**9.4**	**2.4**
14	*12*	*15*	5078.4	2.36E+05	6.82E+04	*74*	1.46E+06	1.69E+05	**10.8**	**3.4**
15	*17*	*20*	6771.2	2.51E+05	6.09E+04	*100*	1.48E+06	1.48E+05	**11.3**	**3.0**
16	*13*	*15*	5078.4	2.56E+05	7.10E+04	*93*	1.83E+06	1.90E+05	**9.3**	**2.8**
17	*11*	*15*	5078.4	2.17E+05	6.53E+04	*104*	2.05E+06	2.01E+05	**7.1**	**2.2**
18	*19*	*20*	6771.2	2.81E+05	6.44E+04	*153*	2.26E+06	1.83E+05	**8.3**	**2.0**
19	*28*	*20*	6771.2	4.14E+05	7.81E+04	*146*	2.16E+06	1.78E+05	**12.8**	**2.6**
20	*12*	*15*	5078.4	2.36E+05	6.82E+04	*88*	1.73E+06	1.85E+05	**9.1**	**2.8**
SN1=	339				SN2=	2299				

Me 97-04	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	18	125267.2	339	2.71E+05		2299	1.835E+06	t(Pkhi2)>5%	**9.8**	**0.6**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	**9.8**	**0.5**
Probabilité de Khi-deux		**91.75**	%					disp<1%		

Echant.:	Me 97-05	apatites	altitude :		Microscope:	Albert	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	99-6		2423 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	16061									
ρ moniteur:	4.048E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	341		migmatite mylon.							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	19									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	11	12	4062.72	2.71E+05	8.16E+04	93	2.29E+06	2.37E+05	**8.2**	**2.6**
2	13	12	4062.72	3.20E+05	8.87E+04	105	2.58E+06	2.52E+05	**8.5**	**2.5**
3	17	15	5078.4	3.35E+05	8.12E+04	151	2.97E+06	2.42E+05	**7.8**	**2.0**
4	37	20	6771.2	5.46E+05	8.98E+04	247	3.65E+06	2.32E+05	**10.3**	**1.8**
5	12	15	5078.4	2.36E+05	6.82E+04	146	2.87E+06	2.38E+05	**5.7**	**1.7**
6	24	20	6771.2	3.54E+05	7.24E+04	174	2.57E+06	1.95E+05	**9.5**	**2.1**
7	14	20	6771.2	2.07E+05	5.53E+04	113	1.67E+06	1.57E+05	**8.5**	**2.4**
8	15	15	5078.4	2.95E+05	7.63E+04	93	1.83E+06	1.90E+05	**11.1**	**3.1**
9	16	15	5078.4	3.15E+05	7.88E+04	110	2.17E+06	2.07E+05	**10.0**	**2.7**
10	22	15	5078.4	4.33E+05	9.24E+04	145	2.86E+06	2.37E+05	**10.5**	**2.4**
11	30	20	6771.2	4.43E+05	8.09E+04	176	2.60E+06	1.96E+05	**11.8**	**2.3**
12	15	15	5078.4	2.95E+05	7.63E+04	123	2.42E+06	2.18E+05	**8.4**	**2.3**
13	29	20	6771.2	4.28E+05	7.95E+04	157	2.32E+06	1.85E+05	**12.7**	**2.6**
14	21	20	6771.2	3.10E+05	6.77E+04	162	2.39E+06	1.88E+05	**8.9**	**2.1**
15	20	15	5078.4	3.94E+05	8.81E+04	147	2.89E+06	2.39E+05	**9.4**	**2.2**
16	13	15	5078.4	2.56E+05	7.10E+04	156	3.07E+06	2.46E+05	**5.7**	**1.7**
17	10	15	5078.4	1.97E+05	6.23E+04	118	2.32E+06	2.14E+05	**5.8**	**1.9**
18	24	15	5078.4	4.73E+05	9.65E+04	155	3.05E+06	2.45E+05	**10.7**	**2.3**
19	17	20	6771.2	2.51E+05	6.09E+04	117	1.73E+06	1.60E+05	**10.0**	**2.6**
SN1=	360				SN2=	2688				

Me 97-05	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	19	106307.84	360	3.39E+05		2688	2.529E+06	t(Pkhi2)>5%	**9.2**	**0.5**
Test de Khi-deux	accepté							âge central	9.2	0.5
Probabilité de Khi-deux	**71.82 %**							disp<1%		

Echant.:	Me 97-06	apatites	altitude :		Microscope:	Albert	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	99-4		2000 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	15409									
ρ moniteur:	3.884E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	341		migmatite mylon.							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	8									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
3	7	15	5078.4	1.38E+05	5.21E+04	77	1.38E+06	1.65E+05	6.6	2.6
5	5	15	5078.4	9.85E+04	4.40E+04	78	1.54E+06	1.74E+05	4.2	2.0
6	5	15	5078.4	9.85E+04	4.40E+04	90	1.77E+06	1.87E+05	3.7	1.7
7	6	15	5078.4	1.18E+05	4.82E+04	79	1.56E+06	1.75E+05	5.0	2.1
8	5	15	5078.4	9.85E+04	4.40E+04	88	1.73E+06	1.85E+05	3.8	1.7
9	4	10	3385.6	1.18E+05	5.91E+04	37	1.09E+06	1.80E+05	7.2	3.8
10	7	15	5078.4	1.38E+05	5.21E+04	97	1.91E+06	1.94E+05	4.8	1.9
11	7	10	3385.6	2.07E+05	7.81E+04	85	2.51E+06	2.72E+05	5.5	2.1
SN1=	46				SN2=	624				

Me 97-06	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	8	37241.6	46	1.24E+05		624	1.676E+06	t(Pkhi2)>5%	4.9	0.7
Test de Khi-deux		accepté						âge central	4.9	0.7
Probabilité de Khi-deux		95.90 %						disp<1%		

Echant.:	Me 97-09	apatites	altitude :		Microscope:	Albert	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	99-6		2350 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	16061									
ρ moniteur:	4.048E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	341		granite cisaillé							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	8									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	9	15	5078.4	1.77E+05	5.91E+04	79	1.56E+06	1.75E+05	**7.9**	**2.8**
2	6	25	8464	7.09E+04	2.89E+04	94	1.11E+06	1.15E+05	**4.4**	**1.9**
3	2	9	3047.04	6.56E+04	4.64E+04	28	9.19E+05	1.74E+05	**4.9**	**3.6**
4	5	15	5078.4	9.85E+04	4.40E+04	45	8.86E+05	1.32E+05	**7.7**	**3.6**
5	5	20	6771.2	7.38E+04	3.30E+04	63	9.30E+05	1.17E+05	**5.5**	**2.5**
6	7	15	5078.4	1.38E+05	5.21E+04	60	1.18E+06	1.53E+05	**8.0**	**3.2**
7	5	15	5078.4	9.85E+04	4.40E+04	42	8.27E+05	1.28E+05	**8.2**	**3.9**
8	7	25	8464	8.27E+04	3.13E+04	64	7.56E+05	9.45E+04	**7.5**	**3.0**
SN1=	46				SN2=	475				

Me 97-09	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	8	47059.84	46	9.77E+04		475	1.009E+06	t(Pkhi2)>5%	**6.7**	**1.0**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	**6.7**	**0.9**
Probabilité de Khi-deux		**95.08 %**						disp<1%		

Echant.:	Me 97-10b	apatites	altitude :		Microscope:	Albert	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	99-3		1533 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	15523									
ρ moniteur:	3.913E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	341		gneiss							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	25									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	4	20	6771.2	5.91E+04	2.95E+04	84	1.24E+06	1.35E+05	3.2	1.6
2	5	25	8464	5.91E+04	2.64E+04	120	1.42E+06	1.29E+05	2.8	1.3
3	9	20	6771.2	1.33E+05	4.43E+04	134	1.98E+06	1.71E+05	4.5	1.5
4	5	25	8464	5.91E+04	2.64E+04	112	1.32E+06	1.25E+05	3.0	1.4
5	6	25	8464	7.09E+04	2.89E+04	88	1.04E+06	1.11E+05	4.5	1.9
6	9	25	8464	1.06E+05	3.54E+04	126	1.49E+06	1.33E+05	4.8	1.6
7	5	25	8464	5.91E+04	2.64E+04	92	1.09E+06	1.13E+05	3.6	1.7
8	7	25	8464	8.27E+04	3.13E+04	138	1.63E+06	1.39E+05	3.4	1.3
9	3	15	5078.4	5.91E+04	3.41E+04	69	1.36E+06	1.64E+05	2.9	1.7
10	4	25	8464	4.73E+04	2.36E+04	101	1.19E+06	1.19E+05	2.6	1.3
11	4	15	5078.4	7.88E+04	3.94E+04	72	1.42E+06	1.67E+05	3.7	1.9
12	4	25	8464	4.73E+04	2.36E+04	93	1.10E+06	1.14E+05	2.9	1.5
13	4	15	5078.4	7.88E+04	3.94E+04	58	1.14E+06	1.50E+05	4.6	2.4
14	3	25	8464	3.54E+04	2.05E+04	86	1.02E+06	1.10E+05	2.3	1.4
15	4	20	6771.2	5.91E+04	2.95E+04	80	1.18E+06	1.32E+05	3.3	1.7
16	5	25	8464	5.91E+04	2.64E+04	106	1.25E+06	1.22E+05	3.1	1.4
17	3	15	5078.4	5.91E+04	3.41E+04	54	1.06E+06	1.45E+05	3.7	2.2
18	5	25	8464	5.91E+04	2.64E+04	103	1.22E+06	1.20E+05	3.2	1.5
19	6	25	8464	7.09E+04	2.89E+04	121	1.43E+06	1.30E+05	3.3	1.4
20	5	20	6771.2	7.38E+04	3.30E+04	102	1.51E+06	1.49E+05	3.3	1.5
21	7	25	8464	8.27E+04	3.13E+04	127	1.50E+06	1.33E+05	3.7	1.4
22	8	20	6771.2	1.18E+05	4.18E+04	132	1.95E+06	1.70E+05	4.0	1.5
23	6	25	8464	7.09E+04	2.89E+04	101	1.19E+06	1.19E+05	4.0	1.7
24	3	20	6771.2	4.43E+04	2.56E+04	66	9.75E+05	1.20E+05	3.0	1.8
25	6	25	8464	7.09E+04	2.89E+04	107	1.26E+06	1.22E+05	3.7	1.6
SN1=	130				SN2=	2472				

Me 97-10b	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	25	187900.8	130	6.92E+04		2472	1.316E+06	t(Pkhi2)>5%	3.5	0.3
Test de Khi-deux		accepté						âge central	3.5	0.3
Probabilité de Khi-deux		100.00 %						disp<1%		

Echant.:	Me 97-10	apatites	altitude :		Microscope:	Albert	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	98-13		1533 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	7321									
ρ moniteur:	3.460E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	341		gneiss							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	25									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
2	5	20	6771.2	7.38E+04	3.30E+04	77	1.14E+06	1.30E+05	**3.8**	**1.8**
3	7	25	8464	8.27E+04	3.13E+04	116	1.37E+06	1.27E+05	**3.6**	**1.4**
5	10	20	6771.2	1.48E+05	4.67E+04	143	2.11E+06	1.77E+05	**4.1**	**1.3**
6	6	25	8464	7.09E+04	2.89E+04	105	1.24E+06	1.21E+05	**3.4**	**1.4**
7	11	25	8464	1.30E+05	3.92E+04	103	1.22E+06	1.20E+05	**6.3**	**2.0**
8	8	25	8464	9.45E+04	3.34E+04	101	1.19E+06	1.19E+05	**4.7**	**1.7**
9	4	15	5078.4	7.88E+04	3.94E+04	66	1.30E+06	1.60E+05	**3.6**	**1.8**
10	5	25	8464	5.91E+04	2.64E+04	92	1.09E+06	1.13E+05	**3.2**	**1.5**
11	8	25	8464	9.45E+04	3.34E+04	116	1.37E+06	1.27E+05	**4.1**	**1.5**
12	4	15	5078.4	7.88E+04	3.94E+04	66	1.30E+06	1.60E+05	**3.6**	**1.8**
13	7	25	8464	8.27E+04	3.13E+04	99	1.17E+06	1.18E+05	**4.2**	**1.6**
14	3	15	5078.4	5.91E+04	3.41E+04	70	1.38E+06	1.65E+05	**2.5**	**1.5**
16	4	25	8464	4.73E+04	2.36E+04	64	9.92E+05	1.08E+05	**2.8**	**1.4**
17	3	15	5078.4	5.91E+04	3.41E+04	61	1.20E+06	1.54E+05	**2.9**	**1.7**
18	7	20	6771.2	1.03E+05	3.91E+04	112	1.65E+06	1.56E+05	**3.7**	**1.4**
19	4	25	8464	4.73E+04	2.36E+04	101	1.19E+06	1.19E+05	**2.3**	**1.2**
20	6	25	8464	7.09E+04	2.89E+04	108	1.28E+06	1.23E+05	**3.3**	**1.4**
21	5	25	8464	5.91E+04	2.64E+04	117	1.38E+06	1.28E+05	**2.5**	**1.2**
22	4	21	7109.76	5.63E+04	2.81E+04	97	1.36E+06	1.39E+05	**2.4**	**1.2**
23	8	25	8464	9.45E+04	3.34E+04	135	1.59E+06	1.37E+05	**3.5**	**1.3**
24	8	20	6771.2	1.18E+05	4.18E+04	129	1.91E+06	1.68E+05	**3.7**	**1.3**
25	3	20	6771.2	4.43E+04	2.56E+04	64	1.24E+06	1.35E+05	**2.1**	**1.2**
15	2	25	8464	2.36E+04	1.67E+04	108	1.28E+06	1.23E+05	**1.1**	**0.8**
27	4	25	8464	4.73E+04	2.36E+04	89	1.05E+06	1.11E+05	**2.7**	**1.4**
28	8	25	8464	9.45E+04	3.34E+04	114	1.35E+06	1.26E+05	**4.1**	**1.5**
SN1=	144				SN2=	2493				

Me 97-10	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	25	188239.36	144	7.65E+04		2493	1.324E+06	t(Pkhi2)>5%	**3.4**	**0.3**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	**3.4**	**0.3**
Probabilité de Khi-deux		**98.39 %**						disp<1%		

Echant.:	Me97-10er	apatites	altitude :		Microscope:	Toto	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	98-4		1533 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	9919									
ρ moniteur:	3.750E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	285		gneiss							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	19									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	3	15	5078.4	5.91E+04	3.41E+04	57	1.12E+06	1.49E+05	**2.8**	**1.7**
2	6	25	8464	7.09E+04	2.89E+04	106	1.25E+06	1.22E+05	**3.0**	**1.3**
3	6	25	8464	7.09E+04	2.89E+04	98	1.16E+06	1.17E+05	**3.3**	**1.4**
4	4	20	6771.2	5.91E+04	2.95E+04	96	1.42E+06	1.45E+05	**2.2**	**1.1**
5	7	25	8464	8.27E+04	3.13E+04	122	1.44E+06	1.30E+05	**3.1**	**1.2**
6	5	25	8464	5.91E+04	2.64E+04	117	1.38E+06	1.28E+05	**2.3**	**1.0**
7	4	25	8464	4.73E+04	2.36E+04	102	1.21E+06	1.19E+05	**2.1**	**1.1**
8	7	25	8464	8.27E+04	3.13E+04	93	1.10E+06	1.14E+05	**4.0**	**1.6**
9	7	20	6771.2	1.03E+05	3.91E+04	96	1.42E+06	1.45E+05	**3.9**	**1.5**
10	11	20	6771.2	1.62E+05	4.90E+04	86	1.27E+06	1.37E+05	**6.8**	**2.2**
11	6	25	8464	7.09E+04	2.89E+04	94	1.11E+06	1.15E+05	**3.4**	**1.4**
12	4	20	6771.2	5.91E+04	2.95E+04	81	1.20E+06	1.33E+05	**2.6**	**1.4**
13	6	25	8464	7.09E+04	2.89E+04	102	1.21E+06	1.19E+05	**3.1**	**1.3**
14	10	25	8464	1.18E+05	3.74E+04	101	1.19E+06	1.19E+05	**5.3**	**1.8**
15	4	25	8464	4.73E+04	2.36E+04	94	1.11E+06	1.15E+05	**2.3**	**1.2**
16	3	15	5078.4	5.91E+04	3.41E+04	75	1.48E+06	1.71E+05	**2.1**	**1.3**
17	6	25	8464	7.09E+04	2.89E+04	108	1.28E+06	1.23E+05	**3.0**	**1.2**
18	2	20	6771.2	2.95E+04	2.09E+04	83	1.23E+06	1.35E+05	**1.3**	**0.9**
19	3	20	6771.2	4.43E+04	2.56E+04	90	1.33E+06	1.40E+05	**1.8**	**1.0**
SN1=	104				SN2=	1801				

Me97-10er	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	19	143888	104	7.23E+04		1801	1.252E+06	t(Pkhi2)>5%	**3.1**	**0.3**
Test de Khi-deux	accepté							âge central	3.1	0.3
Probabilité de Khi-deux	**66.82 %**							disp<1%		

Echant.:	Me97-10nad	apatites	altitude :		Microscope:	Jenavert	10x10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-4		1533 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			10000
N moniteur:	9919									
ρ moniteur:	3.75E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	312		gneiss							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	35									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	2	50	5000	4.00E+04	2.83E+04	49	9.80E+05	1.40E+05	2.4	1.7
2	3	50	5000	6.00E+04	3.46E+04	44	8.80E+05	1.33E+05	4.0	2.4
3	2	50	5000	4.00E+04	2.83E+04	40	8.00E+05	1.26E+05	2.9	2.1
4	2	50	5000	4.00E+04	2.83E+04	62	1.24E+06	1.57E+05	1.9	1.4
5	5	50	5000	1.00E+05	4.47E+04	59	1.18E+06	1.54E+05	5.0	2.3
6	4	50	5000	8.00E+04	4.00E+04	69	1.38E+06	1.66E+05	3.4	1.7
7	2	50	5000	4.00E+04	2.83E+04	59	1.18E+06	1.54E+05	2.0	1.4
8	2	50	5000	4.00E+04	2.83E+04	56	1.12E+06	1.50E+05	2.1	1.5
9	3	50	5000	6.00E+04	3.46E+04	41	8.20E+05	1.28E+05	4.3	2.6
10	4	50	5000	8.00E+04	4.00E+04	36	7.20E+05	1.20E+05	6.5	3.4
11	2	50	5000	4.00E+04	2.83E+04	66	1.32E+06	1.62E+05	1.8	1.3
12	7	50	5000	1.40E+05	5.29E+04	59	1.18E+06	1.54E+05	6.9	2.8
13	4	50	5000	8.00E+04	4.00E+04	53	1.06E+06	1.46E+05	4.4	2.3
14	2	50	5000	4.00E+04	2.83E+04	55	1.10E+06	1.48E+05	2.1	1.5
15	1	30	3000	3.33E+04	3.33E+04	20	6.67E+05	1.49E+05	2.9	3.0
16	3	50	5000	6.00E+04	3.46E+04	43	8.60E+05	1.31E+05	4.1	2.4
17	5	50	5000	1.00E+05	4.47E+04	50	1.00E+06	1.41E+05	5.8	2.7
18	3	50	5000	6.00E+04	3.46E+04	45	9.00E+05	1.34E+05	3.9	2.3
19	3	50	5000	6.00E+04	3.46E+04	64	1.28E+06	1.60E+05	2.7	1.6
20	4	50	5000	8.00E+04	4.00E+04	60	1.20E+06	1.55E+05	3.9	2.0
21	3	50	5000	6.00E+04	3.46E+04	51	1.02E+06	1.43E+05	3.4	2.0
22	4	50	5000	8.00E+04	4.00E+04	37	7.40E+05	1.22E+05	6.3	3.3
23	3	50	5000	6.00E+04	3.46E+04	61	1.22E+06	1.56E+05	2.9	1.7
24	3	50	5000	6.00E+04	3.46E+04	62	1.24E+06	1.57E+05	2.8	1.7
25	2	50	5000	4.00E+04	2.83E+04	60	1.20E+06	1.55E+05	1.9	1.4
26	3	50	5000	6.00E+04	3.46E+04	49	9.80E+05	1.40E+05	3.6	2.1
27	5	50	5000	1.00E+05	4.47E+04	64	1.28E+06	1.60E+05	4.6	2.1
28	3	50	5000	6.00E+04	3.46E+04	58	1.16E+06	1.52E+05	3.0	1.8
29	3	50	5000	6.00E+04	3.46E+04	59	1.18E+06	1.54E+05	3.0	1.8
30	1	50	5000	2.00E+04	2.00E+04	42	8.40E+05	1.30E+05	1.4	1.4
31	4	50	5000	8.00E+04	4.00E+04	55	1.10E+06	1.48E+05	4.3	2.2
32	4	50	5000	8.00E+04	4.00E+04	75	1.50E+06	1.73E+05	3.1	1.6
33	3	50	5000	6.00E+04	3.46E+04	62	1.24E+06	1.57E+05	2.8	1.7
34	2	50	5000	4.00E+04	2.83E+04	53	1.06E+06	1.46E+05	2.2	1.6
35	3	50	5000	6.00E+04	3.46E+04	41	8.20E+05	1.28E+05	4.3	2.6
SN1=	109				SN2=	1859				

Me97-10nad	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	35	173000	109	6.30E+04		1859	1.075E+06	t(Pkhi2)>5%	3.4	0.3

Test de Khi-deux	accepté							âge central	3.4	0.3
Probabilité de Khi-deux	99.75 %							disp<1%		

Echant.:	Me 97-14	apatites	Altitude :		Microscope:	Albert	5*5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	99-4		1800 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	15409									
ρ moniteur:	3.884E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	341		gneiss ultramylon.							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	24									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
2	*9*	*15*	5078.4	1.77E+05	5.91E+04	*113*	2.23E+06	2.09E+05	**5.3**	**1.8**
4	*10*	*20*	6771.2	1.48E+05	4.67E+04	*94*	1.39E+06	1.43E+05	**7.0**	**2.3**
5	*4*	*25*	8464	4.73E+04	2.36E+04	*65*	7.68E+05	9.53E+04	**4.1**	**2.1**
6	*6*	*12*	4062.72	1.48E+05	6.03E+04	*71*	1.75E+06	2.07E+05	**5.6**	**2.4**
7	*7*	*8*	2708.48	2.58E+05	9.77E+04	*71*	2.62E+06	3.11E+05	**6.5**	**2.6**
8	*8*	*12*	4062.72	1.97E+05	6.96E+04	*87*	2.14E+06	2.30E+05	**6.1**	**2.2**
9	*14*	*25*	8464	1.65E+05	4.42E+04	*135*	1.59E+06	1.37E+05	**6.9**	**1.9**
10	*4*	*8*	2708.48	1.48E+05	7.38E+04	*53*	1.92E+06	2.66E+05	**5.1**	**2.6**
11	*5*	*15*	5078.4	9.85E+04	4.40E+04	*59*	1.16E+06	1.51E+05	**5.6**	**2.6**
12	*11*	*20*	6771.2	1.62E+05	4.90E+04	*111*	1.64E+06	1.56E+05	**6.6**	**2.1**
13	*3*	*12*	4062.72	7.38E+04	4.26E+04	*55*	1.35E+06	1.83E+05	**3.6**	**2.1**
14	*13*	*25*	8464	1.54E+05	4.26E+04	*179*	2.11E+06	1.58E+05	**4.8**	**1.4**
15	*16*	*25*	8464	1.89E+05	4.73E+04	*128*	1.51E+06	1.34E+05	**8.3**	**2.2**
16	*9*	*15*	5078.4	1.77E+05	5.91E+04	*116*	2.28E+06	2.12E+05	**5.1**	**1.8**
17	*3*	*15*	5078.4	5.91E+04	3.41E+04	*43*	8.47E+05	1.29E+05	**4.6**	**2.8**
18	*9*	*20*	6771.2	1.33E+05	4.43E+04	*124*	1.83E+06	1.64E+05	**4.8**	**1.7**
19	*8*	*25*	8464	9.45E+04	3.34E+04	*118*	1.39E+06	1.28E+05	**4.5**	**1.6**
20	*12*	*15*	5078.4	2.36E+05	6.82E+04	*101*	1.99E+06	1.98E+05	**7.9**	**2.4**
21	*18*	*25*	8464	2.13E+05	5.01E+04	*210*	2.48E+06	1.71E+05	**5.7**	**1.4**
22	*8*	*15*	5078.4	1.58E+05	5.57E+04	*109*	2.15E+06	2.06E+05	**4.9**	**1.8**
23	*9*	*20*	6771.2	1.33E+05	4.43E+04	*103*	1.52E+06	1.50E+05	**5.8**	**2.0**
24	*4*	*15*	5078.4	7.88E+04	3.94E+04	*49*	9.65E+05	1.38E+05	**5.4**	**2.8**
25	*10*	*25*	8464	1.18E+05	3.74E+04	*133*	1.57E+06	1.36E+05	**5.0**	**1.6**
26	*11*	*20*	6771.2	1.62E+05	4.90E+04	*122*	1.80E+06	1.63E+05	**6.0**	**1.9**
SN1=	211				SN2=	2448				

Me 97-14	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	24	146257.92	211	1.44E+05		2448	1.674E+06	t(Pkhi2)>5%	**5.7**	**0.4**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	**5.7**	**0.4**
Probabilité de Khi-deux		**99.94 %**						disp<1%		

Echant.:	Me 97-15	apatites	Altitude :		Microscope:	Albert	5*5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	99-3		2220 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	15523									
ρ moniteur:	3.913E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	341		gneiss migmati.							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	4									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	7	20	6771.2	1.03E+05	3.91E+04	76	1.12E+06	1.29E+05	6.1	2.4
2	4	15	5078.4	7.88E+04	3.94E+04	44	8.66E+05	1.31E+05	6.1	3.2
3	10	20	6771.2	1.48E+05	4.67E+04	94	1.39E+06	1.43E+05	7.1	2.4
4	7	20	6771.2	1.03E+05	3.91E+04	79	1.17E+06	1.31E+05	5.9	2.3
SN1=	28				SN2=	293				

Me 97-15	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	4	25392	28	1.10E+05		293	1.154E+06	t(Pkhi2)>5%	6.4	1.3
Test de Khi-deux		accepté						âge central	6.4	1.2
Probabilité de Khi-deux		98.40 %						disp<1%		

Echant.:	Me 97-17	apatites	Altitude :		Microscope:	Albert	5*5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	99-3		2350 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	15523									
ρ moniteur:	3.913E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	341		ultramylonite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	24									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*27*	*15*	5078.4	5.32E+05	1.02E+05	*161*	3.17E+06	2.50E+05	**11.2**	**2.3**
3	*19*	*15*	5078.4	3.74E+05	8.58E+04	*131*	2.58E+06	2.25E+05	**9.7**	**2.4**
4	*22*	*25*	8464	2.60E+05	5.54E+04	*193*	2.28E+06	1.64E+05	**7.6**	**1.7**
5	*20*	*20*	6771.2	2.95E+05	6.60E+04	*152*	2.24E+06	1.82E+05	**8.8**	**2.1**
6	*14*	*25*	8464	1.65E+05	4.42E+04	*154*	1.82E+06	1.47E+05	**6.1**	**1.7**
7	*22*	*20*	6771.2	3.25E+05	6.93E+04	*174*	2.57E+06	1.95E+05	**8.4**	**1.9**
8	*16*	*15*	5078.4	3.15E+05	7.88E+04	*119*	2.34E+06	2.15E+05	**9.0**	**2.4**
9	*18*	*20*	6771.2	2.66E+05	6.27E+04	*151*	2.23E+06	1.81E+05	**7.9**	**2.0**
10	*12*	*15*	5078.4	2.36E+05	6.82E+04	*95*	1.87E+06	1.92E+05	**8.4**	**2.6**
11	*18*	*20*	6771.2	2.66E+05	6.27E+04	*125*	1.85E+06	1.65E+05	**9.6**	**2.4**
12	*26*	*20*	6771.2	3.84E+05	7.53E+04	*167*	2.47E+06	1.91E+05	**10.4**	**2.2**
13	*25*	*25*	8464	2.95E+05	5.91E+04	*194*	2.29E+06	1.65E+05	**8.6**	**1.8**
14	*22*	*20*	6771.2	3.25E+05	6.93E+04	*185*	2.73E+06	2.01E+05	**7.9**	**1.8**
15	*21*	*15*	5078.4	4.14E+05	9.02E+04	*132*	2.60E+06	2.26E+05	**10.6**	**2.5**
16	*27*	*25*	8464	3.19E+05	6.14E+04	*189*	2.23E+06	1.62E+05	**9.5**	**2.0**
17	*26*	*25*	8464	3.07E+05	6.02E+04	*182*	2.15E+06	1.59E+05	**9.5**	**2.0**
18	*28*	*24*	8125.44	3.45E+05	6.51E+04	*185*	2.28E+06	1.67E+05	**10.1**	**2.0**
19	*23*	*25*	8464	2.72E+05	5.67E+04	*174*	2.06E+06	1.56E+05	**8.8**	**2.0**
20	*21*	*15*	5078.4	4.14E+05	9.02E+04	*128*	2.52E+06	2.23E+05	**10.9**	**2.6**
21	*14*	*15*	5078.4	2.76E+05	7.37E+04	*113*	2.23E+06	2.09E+05	**8.3**	**2.3**
22	*29*	*20*	6771.2	4.28E+05	7.95E+04	*184*	2.72E+06	2.00E+05	**10.5**	**2.1**
23	*25*	*25*	8464	2.95E+05	5.91E+04	*156*	1.84E+06	1.48E+05	**10.7**	**2.3**
24	*17*	*15*	5078.4	3.35E+05	8.12E+04	*120*	2.36E+06	2.16E+05	**9.4**	**2.4**
25	*12*	*20*	6771.2	1.77E+05	5.12E+04	*141*	2.08E+06	1.75E+05	**5.7**	**1.7**
SN1=	504				SN2=	3705				

Me 97-17	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	24	162170.24	504	3.11E+05		3705	2.285E+06	t(Pkhi2)>5%	**9.1**	**0.4**
Test de Khi-deux	accepté							âge central	9.1	0.4
Probabilité de Khi-deux	**98.86 %**							disp<1%		

Echant.:	Me 97-17er	apatites	altitude :		Microscope:	Negrito	10x10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	99-3		2350 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			6084
N moniteur:	15523									
ρ moniteur:	3.913E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	339		ultramylonite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	7									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*30*	*100*	6084	4.93E+05	9.00E+04	*179*	2.94E+06	2.20E+05	**11.1**	**2.2**
2	*15*	*100*	6084	2.47E+05	6.37E+04	*128*	2.10E+06	1.86E+05	**7.8**	**2.1**
3	*21*	*100*	6084	3.45E+05	7.53E+04	*151*	2.48E+06	2.02E+05	**9.2**	**2.1**
4	*25*	*100*	6084	4.11E+05	8.22E+04	*142*	2.33E+06	1.96E+05	**11.7**	**2.5**
5	*18*	*100*	6084	2.96E+05	6.97E+04	*127*	2.09E+06	1.85E+05	**9.4**	**2.4**
6	*21*	*100*	6084	3.45E+05	7.53E+04	*145*	2.38E+06	1.98E+05	**9.6**	**2.2**
7	*23*	*100*	6084	3.78E+05	7.88E+04	*136*	2.24E+06	1.92E+05	**11.2**	**2.5**
SN1=	153				SN2=	1008				

Me 97-17er	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	7	42588	153	3.59E+05		1008	2.367E+06	t(Pkhi2)>5%	**10.1**	**0.9**

Test de Khi-deux	accepté							âge central	**10.1**	**0.8**
Probabilité de Khi-deux	**90.93**	%						disp<1		

Echant.:	Me 97-18	apatites	altitude :		Microscope:	Albert	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	99-6		2350 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	16061									
ρ moniteur:	4.048E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	341		ultramylonite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	14									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	11	25	8464	1.30E+05	3.92E+04	73	8.62E+05	1.01E+05	**10.4**	**3.4**
2	7	15	5078.4	1.38E+05	5.21E+04	53	1.04E+06	1.43E+05	**9.1**	**3.7**
3	4	15	5078.4	7.88E+04	3.94E+04	44	8.66E+05	1.31E+05	**6.3**	**3.3**
4	7	15	5078.4	1.38E+05	5.21E+04	42	8.27E+05	1.28E+05	**11.5**	**4.7**
5	10	20	6771.2	1.48E+05	4.67E+04	63	9.30E+05	1.17E+05	**10.9**	**3.7**
6	6	15	5078.4	1.18E+05	4.82E+04	56	1.10E+06	1.47E+05	**7.4**	**3.2**
7	9	15	5078.4	1.77E+05	5.91E+04	59	1.16E+06	1.51E+05	**10.5**	**3.8**
8	6	16	5416.96	1.11E+05	4.52E+04	38	7.02E+05	1.14E+05	**10.9**	**4.8**
9	10	25	8464	1.18E+05	3.74E+04	83	9.81E+05	1.08E+05	**8.3**	**2.8**
10	8	20	6771.2	1.18E+05	4.18E+04	74	1.09E+06	1.27E+05	**7.5**	**2.8**
11	15	25	8464	1.77E+05	4.58E+04	93	1.10E+06	1.14E+05	**11.1**	**3.1**
12	6	20	6771.2	8.86E+04	3.62E+04	63	9.30E+05	1.17E+05	**6.6**	**2.8**
13	7	15	5078.4	1.38E+05	5.21E+04	60	1.18E+06	1.53E+05	**8.0**	**3.2**
14	8	15	5078.4	1.58E+05	5.57E+04	51	1.00E+06	1.41E+05	**10.8**	**4.1**
SN1=	114				SN2=	852				

Me 97-18	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	14	86671.36	114	1.32E+05		852	9.83E+05	t(Pkhi2)>5%	**9.2**	**0.9**
Test de Khi-deux	accepté							âge central	**9.2**	**0.8**
Probabilité de Khi-deux	**99.48**	%						disp<1%		

Echant.:	Me 97-19	apatites	altitude :		Microscope:	Albert	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	99-4		2250 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	15409									
ρ moniteur:	3.884E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	341		orthogneiss							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	23									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	3	25	8464	3.54E+04	2.05E+04	72	8.51E+05	1.00E+05	2.8	1.6
2	9	25	8464	1.06E+05	3.54E+04	86	1.02E+06	1.10E+05	6.9	2.4
3	10	25	8464	1.18E+05	3.74E+04	110	1.30E+06	1.24E+05	6.0	2.0
4	11	25	8464	1.30E+05	3.92E+04	187	2.21E+06	1.62E+05	3.9	1.2
5	11	25	8464	1.30E+05	3.92E+04	116	1.37E+06	1.27E+05	6.3	2.0
6	8	15	5078.4	1.58E+05	5.57E+04	117	2.30E+06	2.13E+05	4.5	1.7
7	4	15	5078.4	7.88E+04	3.94E+04	54	1.06E+06	1.45E+05	4.9	2.5
8	8	15	5078.4	1.58E+05	5.57E+04	84	1.65E+06	1.80E+05	6.3	2.3
9	5	15	5078.4	9.85E+04	4.40E+04	74	1.46E+06	1.69E+05	4.5	2.1
10	11	15	5078.4	2.17E+05	6.53E+04	127	2.50E+06	2.22E+05	5.7	1.8
11	11	25	8464	1.30E+05	3.92E+04	107	1.26E+06	1.22E+05	6.8	2.2
12	9	25	8464	1.06E+05	3.54E+04	92	1.09E+06	1.13E+05	6.5	2.3
13	9	20	6771.2	1.33E+05	4.43E+04	110	1.62E+06	1.55E+05	5.4	1.9
14	6	15	5078.4	1.18E+05	4.82E+04	69	1.36E+06	1.64E+05	5.8	2.5
15	4	15	5078.4	7.88E+04	3.94E+04	61	1.20E+06	1.54E+05	4.3	2.2
16	9	25	8464	1.06E+05	3.54E+04	87	1.03E+06	1.10E+05	6.8	2.4
17	4	15	5078.4	7.88E+04	3.94E+04	63	1.24E+06	1.56E+05	4.2	2.2
18	13	25	8464	1.54E+05	4.26E+04	145	1.71E+06	1.42E+05	5.9	1.7
19	10	25	8464	1.18E+05	3.74E+04	136	1.61E+06	1.38E+05	4.9	1.6
20	4	15	5078.4	7.88E+04	3.94E+04	50	9.85E+05	1.39E+05	5.3	2.8
21	4	15	5078.4	7.88E+04	3.94E+04	66	1.30E+06	1.60E+05	4.0	2.1
22	4	15	5078.4	7.88E+04	3.94E+04	63	1.24E+06	1.56E+05	4.2	2.2
23	5	15	5078.4	9.85E+04	4.40E+04	57	1.12E+06	1.49E+05	5.8	2.7
SN1=	172				SN2=	2133				

Me 97-19	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	23	152352	172	1.13E+05		2133	1.400E+06	t(Pkhi2)>5%	5.3	0.4
Test de Khi-deux	accepté							âge central	5.3	0.4
Probabilité de Khi-deux	99.94 %							disp<1%		

Echant.:	Me 97-20	apatites	altitude :		Microscope:	Albert	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	99-6		2250 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	16061									
ρ moniteur:	4.048E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	341		orthogneiss							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	20									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	5	15	5078.4	9.85E+04	4.40E+04	77	1.52E+06	1.73E+05	4.5	2.1
2	8	15	5078.4	1.58E+05	5.57E+04	75	1.48E+06	1.71E+05	7.4	2.7
3	6	20	6771.2	8.86E+04	3.62E+04	91	1.34E+06	1.41E+05	4.5	1.9
4	5	15	5078.4	9.85E+04	4.40E+04	64	1.26E+06	1.58E+05	5.4	2.5
5	9	25	8464	1.06E+05	3.54E+04	85	1.00E+06	1.09E+05	7.3	2.6
6	9	15	5078.4	1.77E+05	5.91E+04	89	1.75E+06	1.86E+05	7.0	2.4
7	11	15	5078.4	2.17E+05	6.53E+04	103	2.03E+06	2.00E+05	7.4	2.3
8	8	25	8464	9.45E+04	3.34E+04	104	1.23E+06	1.20E+05	5.3	1.9
9	10	20	6771.2	1.48E+05	4.67E+04	85	1.26E+06	1.36E+05	8.1	2.7
10	11	15	5078.4	2.17E+05	6.53E+04	98	1.93E+06	1.95E+05	7.7	2.5
11	4	20	6771.2	5.91E+04	2.95E+04	79	1.17E+06	1.31E+05	3.5	1.8
12	10	25	8464	1.18E+05	3.74E+04	112	1.32E+06	1.25E+05	6.2	2.0
13	8	20	6771.2	1.18E+05	4.18E+04	76	1.12E+06	1.29E+05	7.3	2.7
14	4	15	5078.4	7.88E+04	3.94E+04	69	1.75E+06	1.86E+05	3.1	1.6
15	13	25	8464	1.54E+05	4.26E+04	174	2.06E+06	1.56E+05	5.2	1.5
16	4	15	5078.4	7.88E+04	3.94E+04	54	1.06E+06	1.45E+05	5.1	2.6
17	7	15	5078.4	1.38E+05	5.21E+04	94	1.85E+06	1.91E+05	5.1	2.0
18	15	25	8464	1.77E+05	4.58E+04	153	1.81E+06	1.46E+05	6.8	1.8
19	6	20	6771.2	8.86E+04	3.62E+04	67	9.89E+05	1.21E+05	6.2	2.6
20	6	15	5078.4	1.18E+05	4.82E+04	59	1.16E+06	1.51E+05	7.0	3.0
SN1=	159				SN2=	1828				

Me 97-20	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	20	126960	159	1.25E+05		1828	1.440E+06	t(Pkhi2)>5%	6.0	0.5
Test de Khi-deux		accepté						âge central	6.0	0.5
Probabilité de Khi-deux		98.94 %						disp<1%		

Echant.:	Me 97-21	apatites	altitude :		Microscope:	Albert	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	99-6		2400 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	16061									
ρ moniteur:	4.048E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	341		orthogneiss							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	20									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	6	20	6771.2	8.86E+04	3.62E+04	59	8.71E+05	1.13E+05	**7.0**	**3.0**
2	7	15	5078.4	1.38E+05	5.21E+04	38	7.48E+05	1.21E+05	**12.7**	**5.2**
3	16	15	5078.4	3.15E+05	7.88E+04	118	2.32E+06	2.14E+05	**9.4**	**2.5**
4	8	15	5078.4	1.58E+05	5.57E+04	48	9.45E+05	1.36E+05	**11.5**	**4.4**
5	7	25	8464	8.27E+04	3.13E+04	78	9.22E+05	1.04E+05	**6.2**	**2.4**
6	6	15	5078.4	1.18E+05	4.82E+04	55	1.08E+06	1.46E+05	**7.5**	**3.2**
7	6	15	5078.4	1.18E+05	4.82E+04	47	9.25E+05	1.35E+05	**8.8**	**3.8**
8	5	15	5078.4	9.85E+04	4.40E+04	39	7.68E+05	1.23E+05	**8.8**	**4.2**
9	6	20	6771.2	8.86E+04	3.62E+04	53	7.83E+05	1.08E+05	**7.8**	**3.4**
10	7	25	8464	8.27E+04	3.13E+04	85	1.00E+06	1.09E+05	**5.7**	**2.2**
11	14	20	6771.2	2.07E+05	5.53E+04	128	1.89E+06	1.67E+05	**7.5**	**2.1**
12	5	20	6771.2	7.38E+04	3.30E+04	67	9.01E+05	1.15E+05	**5.7**	**2.6**
13	6	20	6771.2	8.86E+04	3.62E+04	59	8.71E+05	1.13E+05	**7.0**	**3.0**
14	11	25	8464	1.30E+05	3.92E+04	74	8.74E+05	1.02E+05	**10.3**	**3.3**
15	7	25	8464	8.27E+04	3.13E+04	64	7.56E+05	9.45E+04	**7.5**	**3.0**
16	13	25	8464	1.54E+05	4.26E+04	87	1.03E+06	1.10E+05	**10.3**	**3.1**
17	8	25	8464	9.45E+04	3.34E+04	61	7.21E+05	9.23E+04	**9.0**	**3.4**
18	7	20	6771.2	1.03E+05	3.91E+04	59	8.71E+05	1.13E+05	**8.2**	**3.3**
19	5	20	6771.2	7.38E+04	3.30E+04	52	7.68E+05	1.06E+05	**6.6**	**3.1**
20	7	20	6771.2	1.03E+05	3.91E+04	70	1.03E+06	1.24E+05	**6.9**	**2.7**
SN1=	157				**SN2=**	1335				

Me 97-21	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	20	135424	157	1.16E+05		1335	9.86E+05	t(Pkhi2)>5%	**8.1**	**0.7**
Test de Khi-deux	accepté							**âge central**	**8.1**	**0.6**
Probabilité de Khi-deux	**99.71 %**							disp<1%		

Echant.:	Me 97-22	apatites	altitude :		Microscope:	Albert	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	99-3		1700 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	15523									
ρ moniteur:	3.913E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	341		orthogneiss							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	21									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
2	10	15	5078.4	1.97E+05	6.23E+04	73	1.44E+06	1.68E+05	9.1	3.1
3	6	20	6771.2	8.86E+04	3.62E+04	61	9.01E+05	1.15E+05	6.6	2.8
4	6	15	5078.4	1.18E+05	4.82E+04	42	8.27E+05	1.28E+05	9.5	4.2
5	11	15	5078.4	2.17E+05	6.53E+04	99	1.95E+06	1.96E+05	7.4	2.4
6	8	25	8464	9.45E+04	3.34E+04	82	9.69E+05	1.07E+05	6.5	2.4
7	4	10	3385.6	1.18E+05	5.91E+04	38	1.12E+06	1.82E+05	7.0	3.7
8	8	25	8464	9.45E+04	3.34E+04	90	1.06E+06	1.12E+05	5.9	2.2
9	4	15	5078.4	7.88E+04	3.94E+04	48	9.45E+05	1.36E+05	5.6	2.9
10	5	15	5078.4	9.85E+04	4.40E+04	38	7.48E+05	1.21E+05	8.8	4.2
11	5	25	8464	5.91E+04	2.64E+04	66	7.80E+05	9.60E+04	5.1	2.3
12	5	10	3385.6	1.48E+05	6.60E+04	41	1.21E+06	1.89E+05	8.1	3.9
13	4	20	6771.2	5.91E+04	2.95E+04	61	9.01E+05	1.15E+05	4.4	2.3
14	8	25	8464	9.45E+04	3.34E+04	106	1.25E+06	1.22E+05	5.0	1.8
15	6	20	6771.2	8.86E+04	3.62E+04	93	1.37E+06	1.42E+05	4.3	1.8
16	6	25	8464	7.09E+04	2.89E+04	54	6.38E+05	8.68E+04	7.4	3.2
17	6	25	8464	7.09E+04	2.89E+04	81	9.57E+05	1.06E+05	4.9	2.1
18	7	25	8464	8.27E+04	3.13E+04	57	6.73E+05	8.92E+04	8.2	3.3
19	5	20	6771.2	7.38E+04	3.30E+04	64	9.45E+05	1.18E+05	5.2	2.4
20	5	20	6771.2	7.38E+04	3.30E+04	79	1.17E+06	1.31E+05	4.2	1.9
21	11	25	8464	1.30E+05	3.92E+04	93	1.10E+06	1.14E+05	7.9	2.5
22	12	25	8464	1.42E+05	4.09E+04	87	1.03E+06	1.10E+05	9.2	2.8
SN1=	142				SN2=	1453				

Me 97-22	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	21	142195.2	142	9.99E+04		1453	1.022E+06	t(Pkhi2)>5%	6.5	0.6
Test de Khi-deux		accepté						âge central	6.5	0.5
Probabilité de Khi-deux		98.58 %						disp<1%		

Echant.:	Me 97-25a	apatites	altitude :		Microscope:	Albert	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	99-4		1200 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	15409									
ρ moniteur:	3.884E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	341		orthogneiss							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	9									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	5	15	5078.4	9.85E+04	4.40E+04	65	1.28E+06	1.59E+05	5.1	2.4
2	10	25	8464	1.18E+05	3.74E+04	112	1.32E+06	1.25E+05	5.9	2.0
3	9	25	8464	1.06E+05	3.54E+04	89	1.05E+06	1.11E+05	6.7	2.3
4	7	20	6771.2	1.03E+05	3.91E+04	88	1.30E+06	1.39E+05	5.3	2.1
5	5	15	5078.4	9.85E+04	4.40E+04	76	1.50E+06	1.72E+05	4.4	2.0
6	12	15	5078.4	2.36E+05	6.82E+04	135	2.66E+06	2.29E+05	5.9	1.8
7	3	15	5078.4	5.91E+04	3.41E+04	40	7.88E+05	1.25E+05	5.0	3.0
8	4	15	5078.4	7.88E+04	3.94E+04	44	8.66E+05	1.31E+05	6.0	3.1
9	4	20	6771.2	5.91E+04	2.95E+04	59	8.71E+05	1.13E+05	4.5	2.3
SN1=	59				SN2=	708				

Me 97-25a	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	9	55862.4	59	1.06E+05		708	1.267E+06	t(Pkhi2)>5%	5.5	0.7
Test de Khi-deux	accepté							âge central	5.5	0.7
Probabilité de Khi-deux	99.87 %							disp<1%		

Echant.:	Me 97-25b	apatites	altitude :		Microscope:	Albert	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	99-3		1200 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	15523									
ρ moniteur:	3.913E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	341		orthogneiss							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	14									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	6	20	6771.2	8.86E+04	3.62E+04	97	1.43E+06	1.45E+05	4.1	1.7
2	7	25	8464	8.27E+04	3.13E+04	100	1.18E+06	1.18E+05	4.7	1.8
3	9	25	8464	1.06E+05	3.54E+04	80	9.45E+05	1.06E+05	7.5	2.6
4	9	20	6771.2	1.33E+05	4.43E+04	111	1.64E+06	1.56E+05	5.4	1.9
5	12	25	8464	1.42E+05	4.09E+04	118	1.39E+06	1.28E+05	6.8	2.1
6	9	15	5078.4	1.77E+05	5.91E+04	107	2.11E+06	2.04E+05	5.6	1.9
7	5	15	5078.4	9.85E+04	4.40E+04	79	1.56E+06	1.75E+05	4.2	1.9
8	7	20	6771.2	1.03E+05	3.91E+04	117	1.73E+06	1.60E+05	4.0	1.6
9	13	25	8464	1.54E+05	4.26E+04	184	2.17E+06	1.60E+05	4.7	1.4
10	8	25	8464	9.45E+04	3.34E+04	116	1.37E+06	1.27E+05	4.6	1.7
11	8	25	8464	9.45E+04	3.34E+04	126	1.49E+06	1.33E+05	4.2	1.5
12	9	15	5078.4	1.77E+05	5.91E+04	89	1.75E+06	1.86E+05	6.7	2.4
13	6	15	5078.4	1.18E+05	4.82E+04	68	1.73E+06	1.85E+05	4.5	1.9
14	8	20	6771.2	1.18E+05	4.18E+04	104	1.54E+06	1.51E+05	5.1	1.9
SN1=	116				SN2=	1516				

Me 97-25b	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	14	98182.4	116	1.18E+05		1516	1.544E+06	t(Pkhi2)>5%	5.1	0.5
Test de Khi-deux		accepté						âge central	5.1	0.5
Probabilité de Khi-deux		98.86 %						disp<1%		

Echant.:	Me 97-26	apatites	altitude :		Microscope:	Albert	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	99-4		1310 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	15409									
ρ moniteur:	3.884E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	341		orthogneiss							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	25									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	2	15	5078.4	3.94E+04	2.78E+04	28	5.51E+05	1.04E+05	**4.7**	**3.5**
2	4	25	8464	4.73E+04	2.36E+04	46	5.43E+05	8.01E+04	**5.8**	**3.0**
3	4	15	5078.4	7.88E+04	3.94E+04	54	1.06E+06	1.45E+05	**4.9**	**2.5**
4	4	25	8464	4.73E+04	2.36E+04	37	4.37E+05	7.19E+04	**7.2**	**3.8**
5	1	15	5078.4	1.97E+04	1.97E+04	21	4.14E+05	9.02E+04	**3.2**	**3.2**
6	6	25	8464	7.09E+04	2.89E+04	73	8.62E+05	1.01E+05	**5.4**	**2.3**
7	4	15	5078.4	7.88E+04	3.94E+04	34	6.70E+05	1.15E+05	**7.8**	**4.1**
8	5	25	8464	5.91E+04	2.64E+04	48	5.67E+05	8.19E+04	**6.9**	**3.2**
9	9	25	8464	1.06E+05	3.54E+04	76	8.98E+05	1.03E+05	**7.8**	**2.8**
10	3	20	6771.2	4.43E+04	2.56E+04	36	5.32E+05	8.86E+04	**5.5**	**3.3**
11	1	15	5078.4	1.97E+04	1.97E+04	19	3.74E+05	8.58E+04	**3.5**	**3.6**
12	3	25	8464	3.54E+04	2.05E+04	44	5.20E+05	7.84E+04	**4.5**	**2.7**
13	6	25	8464	7.09E+04	2.89E+04	72	8.51E+05	1.00E+05	**5.5**	**2.3**
14	3	25	8464	3.54E+04	2.05E+04	34	4.02E+05	6.89E+04	**5.8**	**3.5**
15	10	25	8464	1.18E+05	3.74E+04	73	8.62E+05	1.01E+05	**9.1**	**3.1**
16	2	15	5078.4	3.94E+04	2.78E+04	30	5.91E+05	1.08E+05	**4.4**	**3.2**
17	4	25	8464	4.73E+04	2.36E+04	66	7.80E+05	9.60E+04	**4.0**	**2.1**
18	7	25	8464	8.27E+04	3.13E+04	57	6.73E+05	8.92E+04	**8.1**	**3.3**
19	5	25	8464	5.91E+04	2.64E+04	52	6.14E+05	8.52E+04	**6.4**	**3.0**
20	3	15	5078.4	5.91E+04	3.41E+04	51	1.00E+06	1.41E+05	**3.9**	**2.3**
21	4	25	8464	4.73E+04	2.36E+04	50	5.91E+05	8.35E+04	**5.3**	**2.8**
22	4	25	8464	4.73E+04	2.36E+04	57	6.73E+05	8.92E+04	**4.6**	**2.4**
23	7	20	6771.2	1.03E+05	3.91E+04	102	1.51E+06	1.49E+05	**4.5**	**1.8**
24	3	15	5078.4	5.91E+04	3.41E+04	34	6.70E+05	1.15E+05	**5.8**	**3.5**
25	7	15	5078.4	1.38E+05	5.21E+04	69	1.36E+06	1.64E+05	**6.7**	**2.7**
SN1=	111	525			**SN2=**	1263				

Me 97-26	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	25	177744	111	6.24E+04		1263	7.11E+05	t(Pkhi2)>5%	**5.8**	**0.6**
Test de Khi-deux	accepté							**âge central**	**5.8**	**0.5**
Probabilité de Khi-deux	**99.98 %**							disp<1%		

Echant.:	Me 97-27	apatites	altitude :		Microscope:	Albert	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	98-13		1210 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	7321									
ρ moniteur:	3.460E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	341		orthogneiss							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	22									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	2	20	6771.2	2.95E+04	2.09E+04	33	4.87E+05	8.48E+04	**3.6**	**2.6**
2	4	20	6771.2	5.91E+04	2.95E+04	49	7.24E+05	1.03E+05	**4.8**	**2.5**
3	4	20	6771.2	5.91E+04	2.95E+04	34	5.02E+05	8.61E+04	**6.9**	**3.7**
4	4	20	6771.2	5.91E+04	2.95E+04	58	8.57E+05	1.12E+05	**4.1**	**2.1**
5	9	25	8464	1.06E+05	3.54E+04	83	9.81E+05	1.08E+05	**6.4**	**2.2**
6	7	20	6771.2	1.03E+05	3.91E+04	53	7.83E+05	1.08E+05	**7.8**	**3.1**
7	5	15	5078.4	9.85E+04	4.40E+04	49	9.65E+05	1.38E+05	**6.0**	**2.8**
8	2	15	5078.4	3.94E+04	2.78E+04	32	6.30E+05	1.11E+05	**3.7**	**2.7**
9	2	20	6771.2	2.95E+04	2.09E+04	25	3.69E+05	7.38E+04	**4.7**	**3.5**
10	8	25	8464	9.45E+04	3.34E+04	80	9.45E+05	1.06E+05	**5.9**	**2.2**
11	3	25	8464	3.54E+04	2.05E+04	51	6.03E+05	8.44E+04	**3.5**	**2.1**
12	1	20	6771.2	1.48E+04	1.48E+04	22	3.25E+05	6.93E+04	**2.7**	**2.7**
13	3	15	5078.4	5.91E+04	3.41E+04	54	1.06E+06	1.45E+05	**3.3**	**1.9**
14	1	15	5078.4	1.97E+04	1.97E+04	19	3.74E+05	8.58E+04	**3.1**	**3.2**
15	4	25	8464	4.73E+04	2.36E+04	60	7.09E+05	9.15E+04	**3.9**	**2.0**
16	6	20	6771.2	8.86E+04	3.62E+04	57	8.42E+05	1.11E+05	**6.2**	**2.7**
17	7	25	8464	8.27E+04	3.13E+04	79	9.33E+05	1.05E+05	**5.2**	**2.1**
18	8	25	8464	9.45E+04	3.34E+04	71	8.39E+05	9.96E+04	**6.6**	**2.5**
19	7	25	8464	8.27E+04	3.13E+04	63	7.44E+05	9.38E+04	**6.6**	**2.6**
20	6	20	6771.2	8.86E+04	3.62E+04	58	8.57E+05	1.12E+05	**6.1**	**2.6**
21	11	25	8464	1.30E+05	3.92E+04	117	1.38E+06	1.28E+05	**5.5**	**1.7**
22	12	25	8464	1.42E+05	4.09E+04	113	1.34E+06	1.26E+05	**6.3**	**1.9**
SN1=	116				SN2=	1260				

Me 97-27	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	22	157430.4	116	7.37E+04		1260	8.00E+05	t(Pc2)>5%	**5.4**	**0.5**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	**5.4**	**0.5**
Probabilité de Khi-deux		**99.96**	%					disp<1%		

Echant.:	Me97-27er	apatites	altitude :		Microscope:	Negrito	10x10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-13		1210 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			6084
N moniteur:	7321									
ρ moniteur:	3.460E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	339		orthogneiss							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	15									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	2	100	6084	3.29E+04	2.32E+04	26	4.27E+05	8.38E+04	**4.5**	**3.3**
2	11	200	12168	9.04E+04	2.73E+04	85	6.99E+05	7.58E+04	**7.6**	**2.4**
3	4	100	6084	6.57E+04	3.29E+04	32	5.26E+05	9.30E+04	**7.3**	**3.9**
4	4	100	6084	6.57E+04	3.29E+04	54	8.88E+05	1.21E+05	**4.3**	**2.3**
5	10	200	12168	8.22E+04	2.60E+04	127	1.04E+06	9.26E+04	**4.6**	**1.5**
6	7	100	6084	1.15E+05	4.35E+04	54	8.88E+05	1.21E+05	**7.6**	**3.1**
7	4	100	6084	6.57E+04	3.29E+04	58	9.53E+05	1.25E+05	**4.0**	**2.1**
8	3	90	5475.6	5.48E+04	3.16E+04	39	7.12E+05	1.14E+05	**4.5**	**2.7**
9	2	100	6084	3.29E+04	2.32E+04	25	4.11E+05	8.22E+04	**4.7**	**3.4**
10	7	100	6084	1.15E+05	4.35E+04	58	9.53E+05	1.25E+05	**7.1**	**2.8**
11	4	100	6084	6.57E+04	3.29E+04	37	6.08E+05	1.00E+05	**6.3**	**3.3**
12	2	100	6084	3.29E+04	2.32E+04	23	3.78E+05	7.88E+04	**5.1**	**3.8**
13	6	100	6084	9.86E+04	4.03E+04	64	1.05E+06	1.31E+05	**5.5**	**2.3**
14	2	100	6084	3.29E+04	2.32E+04	24	3.94E+05	8.05E+04	**4.9**	**3.6**
15	4	100	6084	6.57E+04	3.29E+04	37	6.08E+05	1.00E+05	**6.3**	**3.3**
SN1=	72				SN2=	743				

Me97-27er	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	15	102819.6	72	7.00E+04		743	7.23E+05	t(Pkhi2)>5%	**5.7**	**0.7**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	**5.7**	**0.7**
Probabilité de Khi-deux		**99.79 %**						disp<1%		

Echant.:	Me 97-28	apatites	Altitude :		Microscope:	Albert	5*5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	99-4		916 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	15409									
ρ moniteur:	3.884E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	341		orthogneiss							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	21									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	9	25	8464	1.06E+05	3.54E+04	72	8.51E+05	1.00E+05	8.3	2.9
2	12	25	8464	1.42E+05	4.09E+04	116	1.37E+06	1.27E+05	6.8	2.1
3	14	25	8464	1.65E+05	4.42E+04	146	1.72E+06	1.43E+05	6.3	1.8
4	6	25	8464	7.09E+04	2.89E+04	62	7.33E+05	9.30E+04	6.4	2.7
5	8	15	5078.4	1.58E+05	5.57E+04	86	1.69E+06	1.83E+05	6.2	2.3
6	13	25	8464	1.54E+05	4.26E+04	106	1.25E+06	1.22E+05	8.1	2.4
7	9	15	5078.4	1.77E+05	5.91E+04	75	1.48E+06	1.71E+05	7.9	2.8
8	15	25	8464	1.77E+05	4.58E+04	142	1.68E+06	1.41E+05	7.0	1.9
9	8	15	5078.4	1.58E+05	5.57E+04	72	1.42E+06	1.67E+05	7.4	2.7
10	8	25	8464	9.45E+04	3.34E+04	117	1.38E+06	1.28E+05	4.5	1.7
11	11	25	8464	1.30E+05	3.92E+04	97	1.15E+06	1.16E+05	7.5	2.4
12	10	15	5078.4	1.97E+05	6.23E+04	75	1.48E+06	1.71E+05	8.8	3.0
13	11	25	8464	1.30E+05	3.92E+04	97	1.15E+06	1.16E+05	7.5	2.4
14	8	15	5078.4	1.58E+05	5.57E+04	72	1.42E+06	1.67E+05	7.4	2.7
15	15	25	8464	1.77E+05	4.58E+04	164	1.94E+06	1.51E+05	6.1	1.6
16	14	25	8464	1.65E+05	4.42E+04	113	1.34E+06	1.26E+05	8.2	2.3
17	7	15	5078.4	1.38E+05	5.21E+04	68	1.34E+06	1.62E+05	6.8	2.7
18	6	25	8464	7.09E+04	2.89E+04	75	8.86E+05	1.02E+05	5.3	2.2
19	12	25	8464	1.42E+05	4.09E+04	101	1.19E+06	1.19E+05	7.9	2.4
20	8	25	8464	9.45E+04	3.34E+04	103	1.22E+06	1.20E+05	5.1	1.9
21	12	25	8464	1.42E+05	4.09E+04	86	1.02E+06	1.10E+05	9.2	2.8
SN1=	216				SN2=	2045				

Me 97-28	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age (Ma)		±1σ
	21	157430.4	216	1.37E+05		2045	1.299E+06	t(Pkhi2)>5%	7.0	0.5
Test de Khi-deux		accepté						âge central	7.0	± 0,5
Probabilité de Khi-deux		99.93 %						disp<1%		

Echant.:	Me 97-28b	apatites	altitude :		Microscope:	Albert	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	98-13		916 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	8762									
ρ moniteur:	4.140E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	341		orthogneiss							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	10									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*10*	*25*	8464	1.18E+05	3.74E+04	*82*	1.09E+06	1.13E+05	**7.7**	**2.6**
2	*8*	*20*	6771.2	1.18E+05	4.18E+04	*85*	1.26E+06	1.36E+05	**6.6**	**2.5**
3	*14*	*25*	8464	1.65E+05	4.42E+04	*172*	2.03E+06	1.55E+05	**5.7**	**1.6**
4	*11*	*25*	8464	1.30E+05	3.92E+04	*109*	1.29E+06	1.23E+05	**7.1**	**2.3**
5	*11*	*25*	8464	1.30E+05	3.92E+04	*126*	1.49E+06	1.33E+05	**6.2**	**1.9**
6	*5*	*25*	8464	5.91E+04	2.64E+04	*68*	8.03E+05	9.74E+04	**5.2**	**2.4**
7	*9*	*20*	6771.2	1.33E+05	4.43E+04	*109*	1.61E+06	1.54E+05	**5.8**	**2.0**
8	*11*	*25*	8464	1.30E+05	3.92E+04	*98*	1.16E+06	1.17E+05	**7.9**	**2.5**
9	*8*	*20*	6771.2	1.18E+05	4.18E+04	*89*	1.31E+06	1.39E+05	**6.3**	**2.3**
10	*15*	*25*	8464	1.77E+05	4.58E+04	*144*	1.70E+06	1.42E+05	**7.3**	**2.0**
SN1=	102				SN2=	1092				

Me 97-28b	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	10	79561.6	102	1.28E+05		1092	1.373E+06	t(Pkhi2)>5%	**6.6**	**0.7**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	**6.6**	**0.6**
Probabilité de Khi-deux		**99.74**	**%**					disp<1%		

Echant.:	Me97-28er	apatites	altitude :		Microscope:	Toto	10x10	soit :	25	carreaux
Irrad.:	98-13		916 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8464
N moniteur:	8762									
ρ moniteur:	4.140E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	339		orthogneiss							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	4									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*10*	*25*	8464	1.18E+05	3.74E+04	*101*	1.19E+06	1.19E+05	**6.9**	**2.3**
2	*10*	*15*	5078.4	1.97E+05	6.23E+04	*106*	2.09E+06	2.03E+05	**6.6**	**2.2**
3	*14*	*25*	8464	1.65E+05	4.42E+04	*117*	1.38E+06	1.28E+05	**8.4**	**2.4**
4	*12*	*25*	8464	1.42E+05	4.09E+04	*97*	1.15E+06	1.16E+05	**8.7**	**2.7**
SN1=	46				SN2=	421				

Me97-28er	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	4	30470.4	46	1.51E+05		421	1.382E+06	t(Pkhi2)>5%	**7.7**	**1.2**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	7.7	1.1
Probabilité de Khi-deux		**90.69**	%					disp<1%		

Echant.:	Me 97-30	apatites	altitude :		Microscope:	Albert	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	99-6		916 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	16061									
ρ moniteur:	4.048E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	341		orthogneiss							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	19									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	9	15	5078.4	1.77E+05	5.91E+04	93	1.83E+06	1.90E+05	6.7	2.3
2	13	20	6771.2	1.92E+05	5.32E+04	139	2.05E+06	1.74E+05	6.5	1.9
3	20	25	8464	2.36E+05	5.28E+04	174	2.06E+06	1.56E+05	7.9	1.9
4	23	25	8464	2.72E+05	5.67E+04	244	2.88E+06	1.85E+05	6.5	1.4
5	15	25	8464	1.77E+05	4.58E+04	138	1.63E+06	1.39E+05	7.5	2.0
6	24	20	6771.2	3.54E+05	7.24E+04	173	2.55E+06	1.94E+05	9.6	2.1
7	11	15	5078.4	2.17E+05	6.53E+04	102	2.01E+06	1.99E+05	7.4	2.4
8	25	25	8464	2.95E+05	5.91E+04	176	2.08E+06	1.57E+05	9.8	2.1
9	10	15	5078.4	1.97E+05	6.23E+04	113	2.23E+06	2.09E+05	6.1	2.0
10	14	15	5078.4	2.76E+05	7.37E+04	121	2.38E+06	2.17E+05	8.0	2.3
11	11	15	5078.4	2.17E+05	6.53E+04	112	2.21E+06	2.08E+05	6.8	2.1
12	23	25	8464	2.72E+05	5.67E+04	191	2.26E+06	1.63E+05	8.3	1.8
13	10	20	6771.2	1.48E+05	4.67E+04	124	1.83E+06	1.64E+05	5.6	1.8
14	16	15	5078.4	3.15E+05	7.88E+04	150	2.95E+06	2.41E+05	7.4	1.9
15	6	15	5078.4	1.18E+05	4.82E+04	80	1.58E+06	1.76E+05	5.2	2.2
16	19	25	8464	2.24E+05	5.15E+04	225	2.66E+06	1.77E+05	5.8	1.4
17	13	15	5078.4	2.56E+05	7.10E+04	131	2.58E+06	2.25E+05	6.8	2.0
18	6	20	6771.2	8.86E+04	3.62E+04	70	1.03E+06	1.24E+05	5.9	2.5
19	8	15	5078.4	1.58E+05	5.57E+04	107	2.11E+06	2.04E+05	5.2	1.9
SN1=	276				SN2=	2663				

Me 97-30	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	19	123574.4	276	2.23E+05		2663	2.155E+06	t(Pkhi2)>5%	7.1	0.5
Test de Khi-deux	accepté							âge central	7.1	0.4
Probabilité de Khi-deux	97.19 %							disp<1%		

Echant.:	Me 97-31	apatites	altitude :		Microscope:	Albert	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	99-6		1850 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	16061									
ρ moniteur:	4.048E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	341		orthogneiss							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	20									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	13	15	5078.4	2.56E+05	7.10E+04	90	1.77E+06	1.87E+05	**10.0**	**3.0**
2	7	15	5078.4	1.38E+05	5.21E+04	67	1.32E+06	1.61E+05	**7.2**	**2.9**
3	8	15	5078.4	1.58E+05	5.57E+04	76	1.50E+06	1.72E+05	**7.3**	**2.7**
4	19	20	6771.2	2.81E+05	6.44E+04	185	2.73E+06	2.01E+05	**7.1**	**1.7**
5	5	20	6771.2	7.38E+04	3.30E+04	57	8.42E+05	1.11E+05	**6.1**	**2.8**
6	9	15	5078.4	1.77E+05	5.91E+04	61	1.20E+06	1.54E+05	**10.2**	**3.6**
7	7	15	5078.4	1.38E+05	5.21E+04	72	1.42E+06	1.67E+05	**6.7**	**2.7**
8	6	15	5078.4	1.18E+05	4.82E+04	50	9.85E+05	1.39E+05	**8.3**	**3.6**
9	18	20	6771.2	2.66E+05	6.27E+04	141	2.08E+06	1.75E+05	**8.8**	**2.2**
10	14	15	5078.4	2.76E+05	7.37E+04	105	2.07E+06	2.02E+05	**9.2**	**2.6**
11	14	20	6771.2	2.07E+05	5.53E+04	119	1.76E+06	1.61E+05	**8.1**	**2.3**
12	15	20	6771.2	2.22E+05	5.72E+04	118	1.74E+06	1.60E+05	**8.8**	**2.4**
13	8	15	5078.4	1.58E+05	5.57E+04	75	1.48E+06	1.71E+05	**7.4**	**2.7**
14	16	15	5078.4	3.15E+05	7.88E+04	120	2.36E+06	2.16E+05	**9.2**	**2.4**
15	12	15	5078.4	2.36E+05	6.82E+04	94	1.85E+06	1.91E+05	**8.8**	**2.7**
16	16	15	5078.4	3.15E+05	7.88E+04	110	2.17E+06	2.07E+05	**10.0**	**2.7**
17	13	20	6771.2	1.92E+05	5.32E+04	101	1.49E+06	1.48E+05	**8.9**	**2.6**
18	14	15	5078.4	2.76E+05	7.37E+04	90	1.77E+06	1.87E+05	**10.7**	**3.1**
19	10	15	5078.4	1.97E+05	6.23E+04	100	1.97E+06	1.97E+05	**6.9**	**2.3**
20	10	15	5078.4	1.97E+05	6.23E+04	106	2.09E+06	2.03E+05	**6.5**	**2.2**
SN1=	234				SN2=	1937				

Me 97-31	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	20	111724.8	234	2.09E+05		1937	1.734E+06	t(Pkhi2)>5%	**8.3**	**0.6**
Test de Khi-deux	accepté							âge central	8.3	0.5
Probabilité de Khi-deux	**99.95**	%						disp<1%		

Echant.:	Me 97-33	apatites	Altitude :		Microscope:	Albert	5*5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	99-3		966 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	15523									
ρ moniteur:	3.913E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	341		ultramylon.							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	9									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	9	25	8464	1.06E+05	3.54E+04	155	1.83E+06	1.47E+05	3.9	1.3
2	6	25	8464	7.09E+04	2.89E+04	112	1.32E+06	1.25E+05	3.6	1.5
3	10	25	8464	1.18E+05	3.74E+04	165	1.95E+06	1.52E+05	4.0	1.3
4	3	15	5078.4	5.91E+04	3.41E+04	55	1.08E+06	1.46E+05	3.6	2.2
5	5	15	5078.4	9.85E+04	4.40E+04	108	2.13E+06	2.05E+05	3.1	1.4
6	3	20	6771.2	4.43E+04	2.56E+04	49	7.24E+05	1.03E+05	4.1	2.4
7	2	25	8464	2.36E+04	1.67E+04	29	3.43E+05	6.36E+04	4.6	3.4
8	1	15	5078.4	1.97E+04	1.97E+04	16	3.54E+05	8.35E+04	3.7	3.8
9	7	25	8464	8.27E+04	3.13E+04	114	1.35E+06	1.26E+05	4.1	1.6
SN1=	46				SN2=	805				

Me 97-33	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age (Ma)		±1σ
	9	64326.4	46	7.15E+04		805	1.251E+06	t(Pkhi2)>5%	3.8	0.6
Test de Khi-deux		accepté						âge central	3.8	0.5
Probabilité de Khi-deux		99.99 %						disp<1%		

Echant.:	Me 97-33	apatites	altitude :		Microscope:	Toto	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	98-4		966 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	9919									
ρ moniteur:	3.750E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	285		ultramylon.							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	30									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	2	25	8464	2.36E+04	1.67E+04	51	6.03E+05	8.44E+04	2.1	1.5
2	5	20	6771.2	7.38E+04	3.30E+04	56	8.27E+05	1.11E+05	4.8	2.2
3	1	15	5078.4	1.97E+04	1.97E+04	30	5.91E+05	1.08E+05	1.8	1.8
4	4	20	6771.2	5.91E+04	2.95E+04	33	4.87E+05	8.48E+04	6.5	3.4
5	1	20	6771.2	1.48E+04	1.48E+04	22	3.25E+05	6.93E+04	2.4	2.5
6	4	25	8464	4.73E+04	2.36E+04	54	6.38E+05	8.68E+04	4.0	2.1
7	1	25	8464	1.18E+04	1.18E+04	27	3.19E+05	6.14E+04	2.0	2.0
8	3	20	6771.2	4.43E+04	2.56E+04	55	8.12E+05	1.10E+05	2.9	1.7
9	4	25	8464	4.73E+04	2.36E+04	61	7.21E+05	9.23E+04	3.5	1.8
10	2	20	6771.2	2.95E+04	2.09E+04	34	5.02E+05	8.61E+04	3.1	2.3
11	3	25	8464	3.54E+04	2.05E+04	48	5.67E+05	8.19E+04	3.3	2.0
12	1	20	6771.2	1.48E+04	1.48E+04	26	3.84E+05	7.53E+04	2.1	2.1
13	1	25	8464	1.18E+04	1.18E+04	21	2.48E+05	5.41E+04	2.5	2.6
14	4	25	8464	4.73E+04	2.36E+04	53	6.26E+05	8.60E+04	4.0	2.1
15	2	25	8464	2.36E+04	1.67E+04	39	4.61E+05	7.38E+04	2.7	2.0
16	6	25	8464	7.09E+04	2.89E+04	70	8.27E+05	9.88E+04	4.6	1.9
17	5	25	8464	5.91E+04	2.64E+04	52	6.14E+05	8.52E+04	5.1	2.4
18	4	15	5078.4	7.88E+04	3.94E+04	39	7.68E+05	1.23E+05	5.5	2.9
19	5	25	8464	5.91E+04	2.64E+04	68	8.03E+05	9.74E+04	3.9	1.8
20	1	25	8464	1.18E+04	1.18E+04	36	4.25E+05	7.09E+04	1.5	1.5
21	8	25	8464	9.45E+04	3.34E+04	98	1.16E+06	1.17E+05	4.4	1.6
22	4	25	8464	4.73E+04	2.36E+04	39	4.61E+05	7.38E+04	5.5	2.9
23	2	20	6771.2	2.95E+04	2.09E+04	41	6.06E+05	9.46E+04	2.6	1.9
24	3	20	6771.2	4.43E+04	2.56E+04	52	7.68E+05	1.06E+05	3.1	1.8
25	1	15	5078.4	1.97E+04	1.97E+04	27	5.32E+05	1.02E+05	2.0	2.0
26	2	25	8464	2.36E+04	1.67E+04	20	2.36E+05	5.28E+04	5.3	4.0
27	2	25	8464	2.36E+04	1.67E+04	43	5.08E+05	7.75E+04	2.5	1.8
28	1	25	8464	1.18E+04	1.18E+04	27	3.19E+05	6.14E+04	2.0	2.0
29	4	25	8464	4.73E+04	2.36E+04	71	8.39E+05	9.96E+04	3.0	1.5
30	1	25	8464	1.18E+04	1.18E+04	29	3.43E+05	6.36E+04	1.8	1.9
SN1=	87				SN2=	1322				

Me 97-33	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	30	230220.8	87	3.78E+04		1322	5.74E+05	t(Pkhi2)>5%	3.5	0.4
Test de Khi-deux	accepté							âge central	3.5	0.4
Probabilité de Khi-deux	99.97 %							disp<1%		

Echant.:	Me97-33 nad	apatites	altitude :		Microscope:	Jenavert	10x10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-4		966 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			10000
N moniteur:	9919									
ρ moniteur:	3.75E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	312		ultramylon.							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	25									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	1	100	10000	1.00E+04	1.00E+04	53	5.30E+05	7.28E+04	1.1	1.1
2	5	70	7000	7.14E+04	3.19E+04	47	6.71E+05	9.79E+04	6.2	2.9
3	1	60	6000	1.67E+04	1.67E+04	34	5.67E+05	9.72E+04	1.7	1.7
4	4	80	8000	5.00E+04	2.50E+04	45	5.63E+05	8.39E+04	5.2	2.7
5	2	90	9000	2.22E+04	1.57E+04	21	2.33E+05	5.09E+04	5.6	4.1
6	4	100	10000	4.00E+04	2.00E+04	60	6.00E+05	7.75E+04	3.9	2.0
7	1	80	8000	1.25E+04	1.25E+04	32	4.00E+05	7.07E+04	1.8	1.9
8	2	80	8000	2.50E+04	1.77E+04	52	6.50E+05	9.01E+04	2.2	1.6
9	2	100	10000	2.00E+04	1.41E+04	67	6.70E+05	8.19E+04	1.7	1.3
10	1	80	8000	1.25E+04	1.25E+04	41	5.13E+05	8.00E+04	1.4	1.4
11	2	90	9000	2.22E+04	1.57E+04	43	4.78E+05	7.29E+04	2.7	2.0
12	1	60	6000	1.67E+04	1.67E+04	35	5.83E+05	9.86E+04	1.7	1.7
13	1	70	7000	1.43E+04	1.43E+04	24	3.43E+05	7.00E+04	2.4	2.5
14	5	80	8000	6.25E+04	2.80E+04	45	5.63E+05	8.39E+04	6.5	3.1
15	2	70	7000	2.86E+04	2.02E+04	42	6.00E+05	9.26E+04	2.8	2.0
16	4	70	7000	5.71E+04	2.86E+04	53	7.57E+05	1.04E+05	4.4	2.3
17	5	80	8000	6.25E+04	2.80E+04	42	5.25E+05	8.10E+04	7.0	3.3
18	3	60	6000	5.00E+04	2.89E+04	35	5.83E+05	9.86E+04	5.0	3.0
19	4	100	10000	4.00E+04	2.00E+04	70	7.00E+05	8.37E+04	3.3	1.7
20	1	100	10000	1.00E+04	1.00E+04	48	4.80E+05	6.93E+04	1.2	1.2
21	6	90	9000	6.67E+04	2.72E+04	111	1.23E+06	1.17E+05	3.2	1.3
22	8	90	9000	8.89E+04	3.14E+04	40	4.44E+05	7.03E+04	11.7	4.5
23	4	70	7000	5.71E+04	2.86E+04	36	5.14E+05	8.57E+04	6.5	3.4
24	5	80	8000	6.25E+04	2.80E+04	64	8.00E+05	1.00E+05	4.6	2.1
25	1	60	6000	1.67E+04	1.67E+04	25	4.17E+05	8.33E+04	2.3	2.4
SN1=	75				SN2=	1165				

le97-33 na	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	25	201000	75	3.73E+04		1165	5.80E+05	t(Pkhi2)>5%	3.8	0.5
Test de Khi-deux		accepté						âge central	3.8	0.4
Probabilité de Khi-deux		42.22 %						disp=3,58%		

Echant.:	Me 97-34	apatites	altitude :		Microscope:	Albert	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	99-4		1400 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	15409									
ρ moniteur:	3.884E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	341		meta granite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	12									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*10*	*15*	5078.4	1.97E+05	6.23E+04	*149*	2.93E+06	2.40E+05	**4.4**	**1.5**
2	*14*	*15*	5078.4	2.76E+05	7.37E+04	*191*	3.76E+06	2.72E+05	**4.9**	**1.3**
3	*8*	*15*	5078.4	1.58E+05	5.57E+04	*144*	2.84E+06	2.36E+05	**3.7**	**1.3**
4	*4*	*15*	5078.4	7.88E+04	3.94E+04	*125*	2.46E+06	2.20E+05	**2.1**	**1.1**
5	*9*	*15*	5078.4	1.77E+05	5.91E+04	*94*	1.85E+06	1.91E+05	**6.3**	**2.2**
6	*6*	*10*	3385.6	1.77E+05	7.24E+04	*86*	2.54E+06	2.74E+05	**4.6**	**2.0**
7	*7*	*15*	5078.4	1.38E+05	5.21E+04	*106*	2.09E+06	2.03E+05	**4.4**	**1.7**
8	*8*	*15*	5078.4	1.58E+05	5.57E+04	*110*	2.17E+06	2.07E+05	**4.8**	**1.8**
9	*3*	*15*	5078.4	5.91E+04	3.41E+04	*43*	8.47E+05	1.29E+05	**4.6**	**2.8**
10	*8*	*20*	6771.2	1.18E+05	4.18E+04	*146*	2.16E+06	1.78E+05	**3.6**	**1.3**
11	*3*	*20*	6771.2	4.43E+04	2.56E+04	*52*	7.68E+05	1.06E+05	**3.8**	**2.3**
12	*10*	*15*	5078.4	1.97E+05	6.23E+04	*109*	2.15E+06	2.06E+05	**6.1**	**2.0**
SN1=	90				SN2=	1355				

Me 97-34	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	12	62633.6	90	1.44E+05		1355	2.163E+06	t(Pkhi2)>5%	**4.4**	**0.5**
Test de Khi-deux	accepté							âge central	**4.4**	**0.4**
Probabilité de Khi-deux	**92.99** %							disp<1%		

Echant.:	Me 97-35	apatites	altitude :		Microscope:	Albert	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	99-4		1702 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	15409									
ρ moniteur:	3.884E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	341		migmatite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	17									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	3	15	5078.4	5.91E+04	3.41E+04	45	8.86E+05	1.32E+05	**4.4**	**2.6**
2	7	15	5078.4	1.38E+05	5.21E+04	56	1.10E+06	1.47E+05	**8.3**	**3.3**
3	9	25	8464	1.06E+05	3.54E+04	81	9.57E+05	1.06E+05	**7.4**	**2.6**
4	5	15	5078.4	9.85E+04	4.40E+04	64	1.26E+06	1.58E+05	**5.2**	**2.4**
5	5	15	5078.4	9.85E+04	4.40E+04	58	1.14E+06	1.50E+05	**5.7**	**2.7**
6	5	15	5078.4	9.85E+04	4.40E+04	47	9.25E+05	1.35E+05	**7.0**	**3.3**
7	7	20	6771.2	1.03E+05	3.91E+04	62	9.16E+05	1.16E+05	**7.5**	**3.0**
8	6	9	3047.04	1.97E+05	8.04E+04	55	1.81E+06	2.43E+05	**7.2**	**3.1**
9	7	15	5078.4	1.38E+05	5.21E+04	106	2.09E+06	2.03E+05	**4.4**	**1.7**
10	12	25	8464	1.42E+05	4.09E+04	89	1.05E+06	1.11E+05	**8.9**	**2.7**
11	6	15	5078.4	1.18E+05	4.82E+04	52	1.02E+06	1.42E+05	**7.6**	**3.3**
12	16	20	6771.2	2.36E+05	5.91E+04	123	1.82E+06	1.64E+05	**8.6**	**2.3**
13	5	15	5078.4	9.85E+04	4.40E+04	46	9.06E+05	1.34E+05	**7.2**	**3.4**
14	4	15	5078.4	7.88E+04	3.94E+04	66	1.30E+06	1.60E+05	**4.0**	**2.1**
15	9	15	5078.4	1.77E+05	5.91E+04	72	1.42E+06	1.67E+05	**8.3**	**2.9**
16	5	20	6771.2	7.38E+04	3.30E+04	74	1.09E+06	1.27E+05	**4.5**	**2.1**
17	9	25	8464	1.06E+05	3.54E+04	94	1.11E+06	1.15E+05	**6.3**	**2.2**
SN1=	120				SN2=	1190				

Me 97-35	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	17	99536.64	120	1.21E+05		1190	1.196E+06	t(Pkhi2)>5%	**6.7**	**0.6**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	**6.7**	**0.6**
Probabilité de Khi-deux		**97.88 %**						disp<1%		

Echant.:	Me 97-36	apatites	Altitude :		Microscope:	Albert	5*5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	99-4		950 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	15409									
ρ moniteur:	3.884E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	341		migmatite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	15									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	7	15	5078.4	1.38E+05	5.21E+04	80	1.58E+06	1.76E+05	5.8	2.3
2	3	12	4062.72	7.38E+04	4.26E+04	64	1.58E+06	1.97E+05	3.1	1.8
3	5	15	5078.4	9.85E+04	4.40E+04	64	1.26E+06	1.58E+05	5.2	2.4
4	5	12	4062.72	1.23E+05	5.50E+04	67	1.65E+06	2.01E+05	4.9	2.3
5	1	15	5078.4	1.97E+04	1.97E+04	35	6.89E+05	1.16E+05	1.9	1.9
6	4	16	5416.96	7.38E+04	3.69E+04	66	1.22E+06	1.50E+05	4.0	2.1
7	11	20	6771.2	1.62E+05	4.90E+04	187	2.76E+06	2.02E+05	3.9	1.2
8	6	16	5416.96	1.11E+05	4.52E+04	75	1.38E+06	1.60E+05	5.3	2.2
9	3	9	3047.04	9.85E+04	5.68E+04	55	1.81E+06	2.43E+05	3.6	2.1
10	4	15	5078.4	7.88E+04	3.94E+04	66	1.30E+06	1.60E+05	4.0	2.1
11	2	15	5078.4	3.94E+04	2.78E+04	50	9.85E+05	1.39E+05	2.6	1.9
12	5	12	4062.72	1.23E+05	5.50E+04	56	1.38E+06	1.84E+05	5.9	2.8
13	5	15	5078.4	9.85E+04	4.40E+04	75	1.48E+06	1.71E+05	4.4	2.0
14	1	15	5078.4	1.97E+04	1.97E+04	29	5.71E+05	1.06E+05	2.3	2.3
15	5	15	5078.4	9.85E+04	4.40E+04	56	1.10E+06	1.47E+05	5.9	2.8
SN1=	67				SN2=	1025				

Me 97-36	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	15	73467.52	67	9.12E+04		1025	1.395E+06	t(Pkhi2)>5%	4.3	0.5
Test de Khi-deux	accepté							âge central	4.3	0.5
Probabilité de Khi-deux	99.50 %							disp<1%		

Echant.:	Me 97-36b	apatites	altitude :		Microscope:	Albert	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	99-4		950 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	15409									
ρ moniteur:	3.884E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	341		migmatite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	12									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	8	15	5078.4	1.58E+05	5.57E+04	79	1.56E+06	1.75E+05	**6.7**	**2.5**
2	5	15	5078.4	9.85E+04	4.40E+04	71	1.40E+06	1.66E+05	**4.7**	**2.2**
3	8	15	5078.4	1.58E+05	5.57E+04	85	1.67E+06	1.82E+05	**6.2**	**2.3**
4	3	20	6771.2	4.43E+04	2.56E+04	55	8.12E+05	1.10E+05	**3.6**	**2.1**
5	5	20	6771.2	7.38E+04	3.30E+04	94	1.39E+06	1.43E+05	**3.5**	**1.6**
6	13	20	6771.2	1.92E+05	5.32E+04	187	2.76E+06	2.02E+05	**4.6**	**1.3**
7	9	15	5078.4	1.77E+05	5.91E+04	95	1.87E+06	1.92E+05	**6.3**	**2.2**
8	4	15	5078.4	7.88E+04	3.94E+04	69	1.36E+06	1.64E+05	**3.8**	**2.0**
9	3	15	5078.4	5.91E+04	3.41E+04	59	1.16E+06	1.51E+05	**3.4**	**2.0**
10	2	20	6771.2	2.95E+04	2.09E+04	72	1.06E+06	1.25E+05	**1.8**	**1.3**
11	3	15	5078.4	5.91E+04	3.41E+04	77	1.52E+06	1.73E+05	**2.6**	**1.5**
12	5	15	5078.4	9.85E+04	4.40E+04	57	1.12E+06	1.49E+05	**5.8**	**2.7**
SN1=	68				SN2=	1000				

Me 97-36b	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	12	67712	68	1.00E+05		1000	1.477E+06	t(Pkhi2)>5%	**4.5**	**0.6**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	**4.5**	**0.5**
Probabilité de Khi-deux		**83.64**	%					disp<1%		

Echant.:	Me 97-37	apatites	Altitude :		Microscope:	Albert	5*5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	99-3		950 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	15523									
ρ moniteur:	3.913E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	341		migmatite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	7									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	1	12	4062.72	2.46E+04	2.46E+04	12	2.95E+05	8.53E+04	5.6	5.8
2	7	15	5078.4	1.38E+05	5.21E+04	79	1.56E+06	1.75E+05	5.9	2.3
3	3	15	5078.4	5.91E+04	3.41E+04	37	7.29E+05	1.20E+05	5.4	3.2
4	6	25	8464	9.45E+04	3.34E+04	101	1.19E+06	1.19E+05	5.3	1.9
5	1	18	6094.08	1.64E+04	1.64E+04	13	2.13E+05	5.92E+04	5.1	5.3
6	6	20	6771.2	8.86E+04	3.62E+04	73	1.08E+06	1.26E+05	5.5	2.3
7	3	9	3047.04	9.85E+04	5.68E+04	47	1.54E+06	2.25E+05	4.3	2.5
SN1=	29				SN2=	362				

Me 97-37	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	7	38595.84	29	7.51E+04		362	9.38E+05	t(Pkhi2)>5%	5.3	1.0
Test de Khi-deux	accepté							âge central	5.3	1.0
Probabilité de Khi-deux	99.98 %							disp<1%		

Echant.:	Me97-37er	apatites	altitude :		Microscope:	Negrito	10x10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	99-3		950 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			6084
N moniteur:	15523									
ρ moniteur:	3.913E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	339		migmatite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	5									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	6	100	6084	9.86E+04	4.03E+04	69	1.13E+06	1.37E+05	**5.8**	**2.5**
2	3	90	5475.6	5.48E+04	3.16E+04	34	6.21E+05	1.06E+05	**5.8**	**3.5**
3	8	100	6084	1.31E+05	4.65E+04	83	1.36E+06	1.50E+05	**6.4**	**2.4**
4	7	100	6084	1.15E+05	4.35E+04	72	1.18E+06	1.39E+05	**6.4**	**2.6**
5	5	72	4380.48	1.14E+05	5.10E+04	60	1.37E+06	1.77E+05	**5.5**	**2.6**
SN1=	29				SN2=	318				

Me97-37er	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	5	28108.08	29	1.03E+05		318	1.131E+06	t(Pkhi2)>5%	**6.0**	**1.2**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	**6.0**	**1.1**
Probabilité de Khi-deux		**99.88 %**						disp<1%		

Echant.:	Me 98-01	apatites	Altitude :		Microscope:	Albert	5*5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	99-4		2710 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	15409									
ρ moniteur:	3.884E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	341		migmatite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	22									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	30	25	8464	3.54E+05	6.47E+04	154	1.82E+06	1.47E+05	12.9	2.6
2	15	25	8464	1.77E+05	4.58E+04	80	9.45E+05	1.06E+05	12.4	3.5
3	19	15	5078.4	3.74E+05	8.58E+04	102	2.01E+06	1.99E+05	12.3	3.1
4	13	15	5078.4	2.56E+05	7.10E+04	61	1.20E+06	1.54E+05	14.1	4.3
5	37	25	8464	4.37E+05	7.19E+04	167	1.97E+06	1.53E+05	14.7	2.7
6	32	25	8464	3.78E+05	6.68E+04	154	1.82E+06	1.47E+05	13.7	2.7
7	11	15	5078.4	2.17E+05	6.53E+04	60	1.18E+06	1.53E+05	12.1	4.0
8	20	15	5078.4	3.94E+05	8.81E+04	102	2.01E+06	1.99E+05	13.0	3.2
9	19	20	6771.2	2.81E+05	6.44E+04	101	1.49E+06	1.48E+05	12.4	3.1
10	18	15	5078.4	3.54E+05	8.35E+04	97	1.91E+06	1.94E+05	12.3	3.2
11	14	15	5078.4	2.76E+05	7.37E+04	60	1.18E+06	1.53E+05	15.4	4.6
12	22	25	8464	2.60E+05	5.54E+04	122	1.44E+06	1.30E+05	11.9	2.8
13	25	25	8464	2.95E+05	5.91E+04	162	1.91E+06	1.50E+05	10.2	2.2
14	22	25	8464	2.60E+05	5.54E+04	154	1.82E+06	1.47E+05	9.5	2.2
15	23	25	8464	2.72E+05	5.67E+04	144	1.70E+06	1.42E+05	10.6	2.4
16	33	25	8464	3.90E+05	6.79E+04	177	2.09E+06	1.57E+05	12.3	2.3
17	26	20	6771.2	3.84E+05	7.53E+04	127	1.88E+06	1.66E+05	13.5	2.9
18	31	25	8464	3.66E+05	6.58E+04	166	1.96E+06	1.52E+05	12.4	2.4
19	34	20	6771.2	5.02E+05	8.61E+04	161	2.38E+06	1.87E+05	14.0	2.6
20	23	25	8464	2.72E+05	5.67E+04	107	1.26E+06	1.22E+05	14.2	3.3
21	22	25	8464	2.60E+05	5.54E+04	136	1.61E+06	1.38E+05	10.7	2.5
22	16	20	6771.2	2.36E+05	5.91E+04	117	1.73E+06	1.60E+05	9.0	2.4
SN1=	505				SN2=	2711				

Me 98-01	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	22	159123.2	505	3.17E+05		2711	1.704E+06	t(Pkhi2)>5%	12.3	0.6
Test de Khi-deux		accepté						âge central	12.3	0.5
Probabilité de Khi-deux		99.70 %						disp<1%		

Echant.:	Me98-01er	apatites	altitude :		Microscope:	Negrito	10x10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	99-4		2710 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			6084
N moniteur:	15409									
ρ moniteur:	3.884E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	339		migmatite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	10									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*26*	*100*	6084	4.27E+05	8.38E+04	*130*	2.14E+06	1.87E+05	**13.2**	**2.8**
2	*15*	*100*	6084	2.47E+05	6.37E+04	*74*	1.22E+06	1.41E+05	**13.3**	**3.8**
3	*18*	*100*	6084	2.96E+05	6.97E+04	*110*	1.81E+06	1.72E+05	**10.8**	**2.7**
4	*19*	*100*	6084	3.12E+05	7.16E+04	*80*	1.31E+06	1.47E+05	**15.6**	**4.0**
5	*29*	*100*	6084	4.77E+05	8.85E+04	*140*	2.30E+06	1.94E+05	**13.6**	**2.8**
6	*26*	*100*	6084	4.27E+05	8.38E+04	*125*	2.05E+06	1.84E+05	**13.7**	**3.0**
7	*13*	*100*	6084	2.14E+05	5.93E+04	*78*	1.28E+06	1.45E+05	**11.0**	**3.3**
8	*21*	*100*	6084	3.45E+05	7.53E+04	*115*	1.89E+06	1.76E+05	**12.0**	**2.9**
9	*20*	*100*	6084	3.29E+05	7.35E+04	*95*	1.56E+06	1.60E+05	**13.8**	**3.4**
10	*19*	*100*	6084	3.12E+05	7.16E+04	*102*	1.68E+06	1.66E+05	**12.3**	**3.1**
SN1=	206				SN2=	1049				

Me98-01er	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	10	60840	206	3.39E+05		1049	1.724E+06	t(Pkhi2)>5%	**12.9**	**1.0**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	12.9	0.9
Probabilité de Khi-deux		**99.48 %**						disp<1%		

Echant.:	Me 98-02	apatites	altitude :		Microscope:	Albert	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	99-3		2500 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	15523									
ρ moniteur:	3.913E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	341		migmatite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	4									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	26	25	8464	3.07E+05	6.02E+04	207	2.45E+06	1.70E+05	8.4	1.7
2	11	15	5078.4	2.17E+05	6.53E+04	70	1.38E+06	1.65E+05	10.5	3.4
3	6	8	2708.48	2.95E+05	1.04E+05	59	2.18E+06	2.84E+05	9.0	3.4
4	18	25	8464	2.13E+05	5.01E+04	102	1.21E+06	1.19E+05	11.8	3.0
SN1=	63				SN2=	438				

Me 98-02	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age (Ma)		±1σ
	4	24714.88	63	2.55E+05		438	1.772E+06	t(Pkhi2)>5%	9.6	1.3
Test de Khi-deux		accepté						âge central	9.6	1.1
Probabilité de Khi-deux		76.12 %						disp<1%		

Echant.:	Me98-03erk	apatites	altitude :		Microscope:	Toto	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	99-3		3045 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	15523									
ρ moniteur:	3.913E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	339		migmatite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	15									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*43*	*25*	8464	5.08E+05	7.75E+04	*268*	3.17E+06	1.93E+05	**10.6**	**1.7**
2	*20*	*20*	6771.2	2.95E+05	6.60E+04	*136*	2.01E+06	1.72E+05	**9.7**	**2.3**
3	*48*	*20*	6771.2	7.09E+05	1.02E+05	*296*	4.37E+06	2.54E+05	**10.7**	**1.7**
4	*38*	*25*	8464	4.49E+05	7.28E+04	*225*	2.66E+06	1.77E+05	**11.2**	**2.0**
5	*39*	*20*	6771.2	5.76E+05	9.22E+04	*231*	3.41E+06	2.24E+05	**11.2**	**1.9**
6	*27*	*15*	5078.4	5.32E+05	1.02E+05	*144*	2.84E+06	2.36E+05	**12.4**	**2.6**
7	*55*	*20*	6771.2	8.12E+05	1.10E+05	*273*	4.03E+06	2.44E+05	**13.3**	**2.0**
8	*44*	*20*	6771.2	6.50E+05	9.80E+04	*233*	3.44E+06	2.25E+05	**12.5**	**2.1**
9	*43*	*25*	8464	5.08E+05	7.75E+04	*276*	3.26E+06	1.96E+05	**10.3**	**1.7**
10	*36*	*20*	6771.2	5.32E+05	8.86E+04	*236*	3.49E+06	2.27E+05	**10.1**	**1.8**
11	*29*	*15*	5078.4	5.71E+05	1.06E+05	*162*	3.19E+06	2.51E+05	**11.9**	**2.4**
12	*45*	*25*	8464	5.32E+05	7.93E+04	*290*	3.43E+06	2.01E+05	**10.3**	**1.6**
13	*53*	*25*	8464	6.26E+05	8.60E+04	*304*	3.59E+06	2.06E+05	**11.6**	**1.7**
14	*66*	*25*	8464	7.80E+05	9.60E+04	*394*	4.66E+06	2.35E+05	**11.1**	**1.5**
15	*57*	*25*	8464	6.73E+05	8.92E+04	*333*	3.93E+06	2.16E+05	**11.3**	**1.6**
SN1=	643				**SN2=**	3801				

Me98-03erk	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age (Ma)		±1σ
	15	110032	643	5.84E+05		3801	3.454E+06	t(Pkhi2)>5%	**11.2**	**0.5**
Test de Khi-deux	accepté							**âge central**	**11.2**	**0.5**
Probabilité de Khi-deux	**99.73 %**							disp<1%		

Echant.:	Me 00-10	apatites	Altitude :		Microscope:	Albert	5*5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	2-001		2580 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8145
N moniteur:	5891									
ρ moniteur:	3.71E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	339		sédiment détritique							
λ:	1.55E-10		Carbonifère							
g:	0.5									
n:	28									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	10	25	8145	1.23E+05	3.88E+04	34	4.17E+05	7.16E+04	18.5	6.7
2	8	25	8145	9.82E+04	3.47E+04	31	3.81E+05	6.84E+04	16.2	6.4
3	15	25	8145	1.84E+05	4.76E+04	73	8.96E+05	1.05E+05	12.9	3.7
4	1	25	8145	1.23E+04	1.23E+04	16	1.96E+05	4.91E+04	3.9	4.1
5	2	25	8145	2.46E+04	1.74E+04	22	2.70E+05	5.76E+04	5.7	4.2
6	1	25	8145	1.23E+04	1.23E+04	15	1.84E+05	4.76E+04	4.2	4.3
7	4	20	6516	6.14E+04	3.07E+04	18	2.76E+05	6.51E+04	14.0	7.7
8	14	25	8145	1.72E+05	4.59E+04	48	5.89E+05	8.51E+04	18.3	5.6
9	2	25	8145	2.46E+04	1.74E+04	23	2.82E+05	5.89E+04	5.5	4.0
10	32	25	8145	3.93E+05	6.95E+04	156	1.92E+06	1.53E+05	12.9	2.5
11	2	25	8145	2.46E+04	1.74E+04	21	2.58E+05	5.63E+04	6.0	4.4
12	3	25	8145	3.68E+04	2.13E+04	12	1.47E+05	4.25E+04	15.7	10.1
13	12	25	8145	1.47E+05	4.25E+04	108	1.33E+06	1.28E+05	7.0	2.1
14	10	25	8145	1.23E+05	3.88E+04	65	7.98E+05	9.90E+04	9.7	3.3
15	17	25	8145	2.09E+05	5.06E+04	76	9.33E+05	1.07E+05	14.1	3.8
16	2	25	8145	2.46E+04	1.74E+04	21	2.58E+05	5.63E+04	6.0	4.4
17	11	25	8145	1.35E+05	4.07E+04	54	6.63E+05	9.02E+04	12.8	4.2
18	5	25	8145	6.14E+04	2.75E+04	45	5.52E+05	8.24E+04	7.0	3.3
19	3	25	8145	3.68E+04	2.13E+04	27	3.31E+05	6.38E+04	7.0	4.3
20	10	25	8145	1.23E+05	3.88E+04	39	4.79E+05	7.67E+04	16.1	5.7
21	10	25	8145	1.23E+05	3.88E+04	34	4.17E+05	7.16E+04	18.5	6.7
22	14	25	8145	1.72E+05	4.59E+04	78	9.58E+05	1.08E+05	11.3	3.3
23	20	25	8145	2.46E+05	5.49E+04	128	1.57E+06	1.39E+05	9.8	2.4
24	9	15	4887	1.84E+05	6.14E+04	35	7.16E+05	1.21E+05	16.2	6.0
25	2	25	8145	2.46E+04	1.74E+04	13	1.60E+05	4.43E+04	9.7	7.3
26	10	25	8145	1.23E+05	3.88E+04	70	8.59E+05	1.03E+05	9.0	3.0
27	3	20	6516	4.60E+04	2.66E+04	33	5.06E+05	8.82E+04	5.7	3.4
28	4	25	8145	4.91E+04	2.46E+04	44	5.40E+05	8.14E+04	5.7	3.0
SN1=	236				SN2=	1339				

Me 00-10	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	28	221544	236	1.07E+05		1339	6.044E+05	t(Pkhi2)>5%	11.1	0.8
Test de Khi-deux	accepté							âge central	11.1	0.8
Probabilité de Khi-deux	55.49 %							disp<1%		

Echant.:	Me 00-08	apatites	Altitude :		Microscope:	Albert	5*5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	2-001		1680 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8145
N moniteur:	5567									
ρ moniteur:	3.51E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	339		Migmatite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	20									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*40*	*25*	8145	4.91E+05	7.76E+04	*303*	3.72E+06	2.14E+05	**7.9**	**1.3**
2	*23*	*25*	8145	2.82E+05	5.89E+04	*143*	1.76E+06	1.47E+05	**9.6**	**2.2**
3	*23*	*25*	8145	2.82E+05	5.89E+04	*172*	2.11E+06	1.61E+05	**8.0**	**1.8**
4	*40*	*25*	8145	4.91E+05	7.76E+04	*226*	2.77E+06	1.85E+05	**10.5**	**1.8**
5	*20*	*25*	8145	2.46E+05	5.49E+04	*151*	1.85E+06	1.51E+05	**7.9**	**1.9**
6	*15*	*20*	6516	2.30E+05	5.94E+04	*104*	1.60E+06	1.57E+05	**8.6**	**2.4**
7	*25*	*25*	8145	3.07E+05	6.14E+04	*153*	1.88E+06	1.52E+05	**9.7**	**2.1**
8	*12*	*25*	8145	1.47E+05	4.25E+04	*76*	9.33E+05	1.07E+05	**9.4**	**2.9**
9	*42*	*20*	6516	6.45E+05	9.95E+04	*190*	2.92E+06	2.12E+05	**13.1**	**2.2**
10	*26*	*25*	8145	3.19E+05	6.26E+04	*184*	2.26E+06	1.67E+05	**8.4**	**1.8**
11	*21*	*25*	8145	2.58E+05	5.63E+04	*160*	1.96E+06	1.55E+05	**7.8**	**1.8**
12	*36*	*25*	8145	4.42E+05	7.37E+04	*181*	2.22E+06	1.65E+05	**11.8**	**2.2**
13	*31*	*25*	8145	3.81E+05	6.84E+04	*173*	2.12E+06	1.61E+05	**10.7**	**2.1**
14	*40*	*25*	8145	4.91E+05	7.76E+04	*223*	2.74E+06	1.83E+05	**10.7**	**1.8**
15	*30*	*25*	8145	3.68E+05	6.72E+04	*179*	2.20E+06	1.64E+05	**10.0**	**2.0**
16	*44*	*25*	8145	5.40E+05	8.14E+04	*261*	3.20E+06	1.98E+05	**10.0**	**1.6**
17	*29*	*25*	8145	3.56E+05	6.61E+04	*149*	1.83E+06	1.50E+05	**11.6**	**2.4**
18	*28*	*25*	8145	3.44E+05	6.50E+04	*163*	2.00E+06	1.57E+05	**10.2**	**2.1**
19	*24*	*25*	8145	2.95E+05	6.01E+04	*142*	1.74E+06	1.46E+05	**10.1**	**2.2**
20	*36*	*25*	8145	4.42E+05	7.37E+04	*203*	2.49E+06	1.75E+05	**10.5**	**1.9**
SN1=	585				SN2=	3536				

Me 00-08	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	20	159642	585	3.66E+05		3536	2.215E+06	t(Pkhi2)>5%	**9.8**	**0.5**
Test de Khi-deux	accepté							âge central	**9.8**	**0.5**
Probabilité de Khi-deux	**93.07 %**							disp<1%		

Echant.:	Me 00-09	apatites	Altitude :		Microscope:	Albert	5*5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	2-001		1680 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8145
N moniteur:	5567									
ρ moniteur:	3.51E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	339		Migmatite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	20									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*15*	*20*	6516	2.30E+05	5.94E+04	*82*	1.26E+06	1.39E+05	**10.9**	**3.1**
2	*21*	*25*	8145	2.58E+05	5.63E+04	*115*	1.41E+06	1.32E+05	**10.9**	**2.6**
3	*17*	*25*	8145	2.09E+05	5.06E+04	*126*	1.55E+06	1.38E+05	**8.0**	**2.1**
4	*27*	*25*	8145	3.31E+05	6.38E+04	*175*	2.15E+06	1.62E+05	**9.2**	**1.9**
5	*29*	*25*	8145	3.56E+05	6.61E+04	*193*	2.37E+06	1.71E+05	**8.9**	**1.8**
6	*26*	*25*	8145	3.19E+05	6.26E+04	*126*	1.55E+06	1.38E+05	**12.3**	**2.6**
7	*24*	*25*	8145	2.95E+05	6.01E+04	*130*	1.60E+06	1.40E+05	**11.0**	**2.4**
8	*26*	*25*	8145	3.19E+05	6.26E+04	*145*	1.78E+06	1.48E+05	**10.7**	**2.3**
9	*20*	*25*	8145	2.46E+05	5.49E+04	*144*	1.77E+06	1.47E+05	**8.3**	**2.0**
10	*18*	*25*	8145	2.21E+05	5.21E+04	*117*	1.44E+06	1.33E+05	**9.2**	**2.3**
11	*19*	*25*	8145	2.33E+05	5.35E+04	*120*	1.47E+06	1.34E+05	**9.4**	**2.3**
12	*29*	*25*	8145	3.56E+05	6.61E+04	*154*	1.89E+06	1.52E+05	**11.2**	**2.3**
13	*33*	*25*	8145	4.05E+05	7.05E+04	*191*	2.34E+06	1.70E+05	**10.3**	**1.9**
14	*13*	*20*	6516	2.00E+05	5.53E+04	*93*	1.43E+06	1.48E+05	**8.3**	**2.5**
15	*14*	*25*	8145	1.72E+05	4.59E+04	*113*	1.39E+06	1.31E+05	**7.4**	**2.1**
16	*29*	*25*	8145	3.56E+05	6.61E+04	*150*	1.84E+06	1.50E+05	**11.5**	**2.3**
17	*26*	*25*	8145	3.19E+05	6.26E+04	*161*	1.98E+06	1.56E+05	**9.6**	**2.0**
18	*34*	*25*	8145	4.17E+05	7.16E+04	*175*	2.15E+06	1.62E+05	**11.6**	**2.2**
19	*24*	*25*	8145	2.95E+05	6.01E+04	*133*	1.63E+06	1.42E+05	**10.7**	**2.4**
20	*25*	*25*	8145	3.07E+05	6.14E+04	*132*	1.62E+06	1.41E+05	**11.3**	**2.5**
SN1=	469				SN2=	2775				

Me 00-09	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	20	159642	469	2.94E+05		2775	1.738E+06	t(Pkhi2)>5%	**10.1**	**0.5**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	**10.0**	**0.5**
Probabilité de Khi-deux		**99.52 %**						disp<1%		

Echant.:	Me 00-03	apatites	Altitude :		Microscope:	Albert	5*5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	2-001		1060 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8145
N moniteur:	5567									
ρ moniteur:	3.51E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	339		conglomérat							
λ:	1.55E-10		Permien							
g:	0.5									
n:	8									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*34*	*25*	8145	4.17E+05	7.16E+04	*185*	2.27E+06	1.67E+05	**10.9**	**2.0**
2	*13*	*25*	8145	1.60E+05	4.43E+04	*44*	5.40E+05	8.14E+04	**17.6**	**5.5**
3	*5*	*25*	8145	6.14E+04	2.75E+04	*30*	3.68E+05	6.72E+04	**9.9**	**4.8**
4	*10*	*20*	6516	1.53E+05	4.85E+04	*64*	9.82E+05	1.23E+05	**9.3**	**3.2**
5	*16*	*25*	8145	1.96E+05	4.91E+04	*70*	8.59E+05	1.03E+05	**13.6**	**3.8**
6	*9*	*25*	8145	1.10E+05	3.68E+04	*57*	7.00E+05	9.27E+04	**9.4**	**3.4**
7	*13*	*25*	8145	1.60E+05	4.43E+04	*67*	8.23E+05	1.00E+05	**11.5**	**3.5**
8	*11*	*15*	4887	2.25E+05	6.79E+04	*72*	1.47E+06	1.74E+05	**9.1**	**2.9**
SN1=	111				SN2=	589				

Me 00-03	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	8	60273	111	1.84E+05		589	9.772E+05	t(Pkhi2)>5%	**11.2**	**1.2**
Test de Khi-deux	accepté							âge central	11.2	1.2
Probabilité de Khi-deux	**82.32**	%						disp<1%		

Echant.:	Me 00-02	apatites	Altitude :		Microscope:	Albert	5*5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	2-001		1060 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8145
N moniteur:	5567									
ρ moniteur:	3.51E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	339		Migmatite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	20									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	15	25	8145	1.84E+05	4.76E+04	135	1.66E+06	1.43E+05	6.6	1.8
2	6	25	8145	7.37E+04	3.01E+04	74	9.09E+05	1.06E+05	4.8	2.0
3	12	25	8145	1.47E+05	4.25E+04	85	1.04E+06	1.13E+05	8.4	2.6
4	7	25	8145	8.59E+04	3.25E+04	78	9.58E+05	1.08E+05	5.3	2.1
5	11	25	8145	1.35E+05	4.07E+04	71	8.72E+05	1.03E+05	9.2	3.0
6	6	25	8145	7.37E+04	3.01E+04	73	8.96E+05	1.05E+05	4.9	2.1
7	4	25	8145	4.91E+04	2.46E+04	54	6.63E+05	9.02E+04	4.4	2.3
8	4	25	8145	4.91E+04	2.46E+04	65	7.98E+05	9.90E+04	3.7	1.9
9	3	25	8145	3.68E+04	2.13E+04	51	6.26E+05	8.77E+04	3.5	2.1
10	9	25	8145	1.10E+05	3.68E+04	90	1.10E+06	1.16E+05	6.0	2.1
11	5	25	8145	6.14E+04	2.75E+04	59	7.24E+05	9.43E+04	5.0	2.3
12	2	25	8145	2.46E+04	1.74E+04	52	6.38E+05	8.85E+04	2.3	1.6
13	6	25	8145	7.37E+04	3.01E+04	72	8.84E+05	1.04E+05	5.0	2.1
14	2	25	8145	2.46E+04	1.74E+04	45	5.52E+05	8.24E+04	2.6	1.9
15	8	25	8145	9.82E+04	3.47E+04	94	1.15E+06	1.19E+05	5.1	1.9
16	8	25	8145	9.82E+04	3.47E+04	60	7.37E+05	9.51E+04	7.9	3.0
17	7	25	8145	8.59E+04	3.25E+04	76	9.33E+05	1.07E+05	5.5	2.2
18	10	25	8145	1.23E+05	3.88E+04	58	7.12E+05	9.35E+04	10.3	3.5
19	4	25	8145	4.91E+04	2.46E+04	72	8.84E+05	1.04E+05	3.3	1.7
20	11	25	8145	1.35E+05	4.07E+04	77	9.45E+05	1.08E+05	8.5	2.7
SN1=	140				SN2=	1441				

Me 00-02	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age (Ma)		±1σ
	20	162900	140	8.59E+04		1441	8.846E+05	t(Pkhi2)>5%	5.8	0.5
Test de Khi-deux	accepté							âge central	5.8	0.5
Probabilité de Khi-deux	67.97 %							disp<1%		

Echant.:	Me 00-05	apatites	Altitude :		Microscope:	Albert	5*5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	2-001		1420 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8145
N moniteur:	5567									
ρ moniteur:	3.51E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	339		sédiment détritique							
λ:	1.55E-10		Permien							
g:	0.5									
n:	20									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	7	25	8145	8.59E+04	3.25E+04	49	6.02E+05	8.59E+04	**8.5**	**3.4**
2	11	25	8145	1.35E+05	4.07E+04	55	6.75E+05	9.11E+04	**11.9**	**3.9**
3	22	20	6516	3.38E+05	7.20E+04	188	2.89E+06	2.10E+05	**7.0**	**1.6**
4	6	25	8145	7.37E+04	3.01E+04	51	6.26E+05	8.77E+04	**7.0**	**3.0**
5	16	25	8145	1.96E+05	4.91E+04	92	1.13E+06	1.18E+05	**10.3**	**2.8**
6	13	25	8145	1.60E+05	4.43E+04	62	7.61E+05	9.67E+04	**12.5**	**3.8**
7	29	25	8145	3.56E+05	6.61E+04	259	3.18E+06	1.98E+05	**6.7**	**1.3**
8	23	25	8145	2.82E+05	5.89E+04	117	1.44E+06	1.33E+05	**11.7**	**2.7**
9	24	25	8145	2.95E+05	6.01E+04	259	3.18E+06	1.98E+05	**5.5**	**1.2**
10	21	25	8145	2.58E+05	5.63E+04	124	1.52E+06	1.37E+05	**10.1**	**2.4**
11	11	25	8145	1.35E+05	4.07E+04	56	6.88E+05	9.19E+04	**11.7**	**3.9**
12	11	25	8145	1.35E+05	4.07E+04	92	1.13E+06	1.18E+05	**7.1**	**2.3**
13	6	25	8145	7.37E+04	3.01E+04	34	4.17E+05	7.16E+04	**10.5**	**4.7**
14	8	25	8145	9.82E+04	3.47E+04	70	8.59E+05	1.03E+05	**6.8**	**2.5**
15	9	15	4887	1.84E+05	6.14E+04	50	1.02E+06	1.45E+05	**10.7**	**3.9**
16	5	25	8145	6.14E+04	2.75E+04	50	6.14E+05	8.68E+04	**6.0**	**2.8**
17	6	25	8145	7.37E+04	3.01E+04	64	7.86E+05	9.82E+04	**5.6**	**2.4**
18	11	25	8145	1.35E+05	4.07E+04	139	1.71E+06	1.45E+05	**4.7**	**1.5**
19	8	25	8145	9.82E+04	3.47E+04	45	5.52E+05	8.24E+04	**10.6**	**4.1**
20	11	25	8145	1.35E+05	4.07E+04	63	7.73E+05	9.74E+04	**10.4**	**3.4**
SN1=	258				SN2=	1919				

Me 00-05	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	20	158013	258	1.63E+05		1919	1.214E+06	t(Pkhi2)>5%	**8.0**	**0.5**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	**8.1**	**0.6**
Probabilité de Khi-deux		**35.49 %**						disp<5%		

Echant.:	Me 00-07	apatites	Altitude :		Microscope:	Albert	5*5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	2-001		1290 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8145
N moniteur:	5567									
ρ moniteur:	3.51E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	339		Migmatite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	20									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	16	25	8145	1.96E+05	4.91E+04	87	1.07E+06	1.15E+05	**10.9**	**3.0**
2	12	20	6516	1.84E+05	5.32E+04	71	1.09E+06	1.29E+05	**10.1**	**3.1**
3	8	25	8145	9.82E+04	3.47E+04	54	6.63E+05	9.02E+04	**8.8**	**3.3**
4	5	20	6516	7.67E+04	3.43E+04	42	6.45E+05	9.95E+04	**7.1**	**3.4**
5	9	20	6516	1.38E+05	4.60E+04	76	1.17E+06	1.34E+05	**7.0**	**2.5**
6	5	25	8145	6.14E+04	2.75E+04	86	1.06E+06	1.14E+05	**3.5**	**1.6**
7	10	25	8145	1.23E+05	3.88E+04	77	9.45E+05	1.08E+05	**7.7**	**2.6**
8	8	25	8145	9.82E+04	3.47E+04	81	9.94E+05	1.10E+05	**5.9**	**2.2**
9	7	25	8145	8.59E+04	3.25E+04	68	8.35E+05	1.01E+05	**6.1**	**2.4**
10	6	25	8145	7.37E+04	3.01E+04	59	7.24E+05	9.43E+04	**6.1**	**2.6**
11	15	25	8145	1.84E+05	4.76E+04	90	1.10E+06	1.16E+05	**9.9**	**2.8**
12	7	25	8145	8.59E+04	3.25E+04	70	8.59E+05	1.03E+05	**6.0**	**2.4**
13	6	25	8145	7.37E+04	3.01E+04	86	1.06E+06	1.14E+05	**4.2**	**1.8**
14	10	25	8145	1.23E+05	3.88E+04	76	9.33E+05	1.07E+05	**7.8**	**2.6**
15	17	50	16290	1.04E+05	2.53E+04	149	9.15E+05	7.49E+04	**6.8**	**1.7**
16	11	25	8145	1.35E+05	4.07E+04	72	8.84E+05	1.04E+05	**9.1**	**2.9**
17	9	25	8145	1.10E+05	3.68E+04	81	9.94E+05	1.10E+05	**6.6**	**2.3**
18	10	25	8145	1.23E+05	3.88E+04	86	1.06E+06	1.14E+05	**6.9**	**2.3**
19	4	25	8145	4.91E+04	2.46E+04	46	5.65E+05	8.33E+04	**5.2**	**2.7**
20	8	25	8145	9.82E+04	3.47E+04	68	8.35E+05	1.01E+05	**7.0**	**2.6**
SN1=	183				SN2=	1525				

Me 00-07	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	20	166158	183	1.10E+05		1525	9.178E+05	t(Pkhi2)>5%	**7.1**	**0.6**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	**7.1**	**0.6**
Probabilité de Khi-deux		**89.91**	%					disp<1%		

Echant.:	Me 00-04	apatites	Altitude :		Microscope:	Albert	5*5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	2-001		740 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8145
N moniteur:	5567									
ρ moniteur:	3.51E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	339		Migmatite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	20									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	12	25	8145	1.47E+05	4.25E+04	71	8.72E+05	1.03E+05	**10.1**	**3.1**
2	10	25	8145	1.23E+05	3.88E+04	60	7.37E+05	9.51E+04	**9.9**	**3.4**
3	23	25	8145	2.82E+05	5.89E+04	121	1.49E+06	1.35E+05	**11.3**	**2.6**
4	17	25	8145	2.09E+05	5.06E+04	82	1.01E+06	1.11E+05	**12.3**	**3.3**
5	13	25	8145	1.60E+05	4.43E+04	81	9.94E+05	1.10E+05	**9.5**	**2.9**
6	11	25	8145	1.35E+05	4.07E+04	68	8.35E+05	1.01E+05	**9.6**	**3.1**
7	10	25	8145	1.23E+05	3.88E+04	55	6.75E+05	9.11E+04	**10.8**	**3.7**
8	11	25	8145	1.35E+05	4.07E+04	93	1.14E+06	1.18E+05	**7.0**	**2.2**
9	9	25	8145	1.10E+05	3.68E+04	54	6.63E+05	9.02E+04	**9.9**	**3.6**
10	7	25	8145	8.59E+04	3.25E+04	79	9.70E+05	1.09E+05	**5.3**	**2.1**
11	16	25	8145	1.96E+05	4.91E+04	90	1.10E+06	1.16E+05	**10.6**	**2.9**
12	12	25	8145	1.47E+05	4.25E+04	77	9.45E+05	1.08E+05	**9.3**	**2.9**
13	17	25	8145	2.09E+05	5.06E+04	91	1.12E+06	1.17E+05	**11.1**	**2.9**
14	8	25	8145	9.82E+04	3.47E+04	82	1.01E+06	1.11E+05	**5.8**	**2.2**
15	6	25	8145	7.37E+04	3.01E+04	44	5.40E+05	8.14E+04	**8.1**	**3.5**
16	6	25	8145	7.37E+04	3.01E+04	64	7.86E+05	9.82E+04	**5.6**	**2.4**
17	12	25	8145	1.47E+05	4.25E+04	88	1.08E+06	1.15E+05	**8.1**	**2.5**
18	8	25	8145	9.82E+04	3.47E+04	79	9.70E+05	1.09E+05	**6.0**	**2.2**
19	20	25	8145	2.46E+05	5.49E+04	142	1.74E+06	1.46E+05	**8.4**	**2.0**
20	14	25	8145	1.72E+05	4.59E+04	79	9.70E+05	1.09E+05	**10.5**	**3.1**
SN1=	242				SN2=	1600				

Me 00-04	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	20	162900	242	1.49E+05		1600	9.822E+05	t(Pkhi2)>5%	**9.0**	**0.6**
Test de Khi-deux	accepté							âge central	**9.0**	**0.6**
Probabilité de Khi-deux	**92.36 %**							disp<1%		

Echant.:	Ta 01-00	apatites	Altitude :		Microscope:	Albert	5*5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	2-001		130 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8145
N moniteur:	5567									
ρ moniteur:	3.51E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	339		Migmatite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	20									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	202	25	8145	2.48E+06	1.74E+05	43	5.28E+05	8.05E+04	**273.7**	**46.1**
2	107	20	6516	1.64E+06	1.59E+05	26	3.99E+05	7.83E+04	**240.4**	**52.7**
3	341	25	8145	4.19E+06	2.27E+05	79	9.70E+05	1.09E+05	**252.0**	**31.6**
4	189	25	8145	2.32E+06	1.69E+05	39	4.79E+05	7.67E+04	**282.2**	**49.8**
5	143	15	4887	2.93E+06	2.45E+05	29	5.93E+05	1.10E+05	**287.0**	**58.6**
6	181	25	8145	2.22E+06	1.65E+05	43	5.28E+05	8.05E+04	**245.8**	**41.8**
7	266	25	8145	3.27E+06	2.00E+05	53	6.51E+05	8.94E+04	**292.0**	**44.1**
8	238	25	8145	2.92E+06	1.89E+05	51	6.26E+05	8.77E+04	**272.0**	**42.1**
9	155	25	8145	1.90E+06	1.53E+05	37	4.54E+05	7.47E+04	**244.7**	**44.9**
10	191	25	8145	2.34E+06	1.70E+05	42	5.16E+05	7.96E+04	**265.2**	**45.3**
11	100	15	4887	2.05E+06	2.05E+05	21	4.30E+05	9.38E+04	**277.4**	**66.7**
12	182	25	8145	2.23E+06	1.66E+05	40	4.91E+05	7.76E+04	**265.3**	**46.5**
13	200	25	8145	2.46E+06	1.74E+05	46	5.65E+05	8.33E+04	**253.8**	**41.6**
14	110	20	6516	1.69E+06	1.61E+05	28	4.30E+05	8.12E+04	**229.7**	**48.7**
15	194	25	8145	2.38E+06	1.71E+05	49	6.02E+05	8.59E+04	**231.5**	**37.1**
16	242	25	8145	2.97E+06	1.91E+05	59	7.24E+05	9.43E+04	**239.7**	**34.9**
17	130	20	6516	2.00E+06	1.75E+05	26	3.99E+05	7.83E+04	**291.0**	**62.6**
18	159	25	8145	1.95E+06	1.55E+05	32	3.93E+05	6.95E+04	**289.2**	**56.2**
19	156	25	8145	1.92E+06	1.53E+05	36	4.42E+05	7.37E+04	**252.9**	**46.9**
20	168	25	8145	2.06E+06	1.59E+05	43	5.28E+05	8.05E+04	**228.5**	**39.2**
SN1=	3654				SN2=	822				

Ta 01-00	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	20	151497	3654	2.41E+06		822	5.426E+05	t(Pkhi2)>5%	**259.3**	**10.6**
Test de Khi-deux	accepté							âge central	259.2	10.6
Probabilité de Khi-deux	**99.98 %**							disp<1%		

ANNEXE 2

Résultats analytiques des datations réalisées sur zircons dans le massif de l'Argentera

Les tableaux analytiques sont présentés dans le même ordre que les tableaux de données présentés dans le texte (**Tableau 4**, p. 84).

Paramètres d'irradiation :

- ρ**d** : densité du verre moniteur
- **Nd** : nombre de traces comptées dans le moniteur

Paramètres de calcul :

- λ : constante de désintégration (§ II.2.3, p. 58)

Paramètres personnels intervenant dans le calcul de l'âge central :

- ζ : constante zeta (§ II.2.3, p. 58)
- **g** : facteur g (§ II.2.3, p. 58)

Mesures :

- **n** : nombre de grains d'apatite comptés
- **N** : nombre de carreaux comptés dans le réseau
- **Ns** et **Ni** : respectivement le nombre de traces fossiles et induites comptées pour un même grain
- ρ**s** et ρ**i** : densité des traces fossiles et induites (traces/cm^2)

Echant.:	Me97-01_02	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-12		2200 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8649
N moniteur:	15737									
ρ moniteur:	2.017E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		mylonite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	7									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	106	25	2162.25	4.90E+06	4.76E+05	49	2.27E+06	3.24E+05	27.2	4.7
2	70	20	1729.8	4.05E+06	4.84E+05	38	2.20E+06	3.56E+05	23.2	4.7
3	172	25	2162.25	7.95E+06	6.07E+05	69	3.19E+06	3.84E+05	31.3	4.5
4	37	15	1297.35	2.85E+06	4.69E+05	20	1.54E+06	3.45E+05	23.3	6.5
6	306	50	4324.5	7.08E+06	4.05E+05	163	3.77E+06	2.95E+05	23.6	2.3
97-02	86	19	1643.31	5.23E+06	5.64E+05	47	2.86E+06	4.17E+05	23.0	4.2
7	109	12	1037.88	1.05E+07	1.01E+06	45	4.34E+06	6.46E+05	30.5	5.4
SN1=	886				SN2=	431				

le97-01_0	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	7	14357.34	886	6.17E+06		431	3.00E+06	t(Pkhi2)>5%	25.9	1.5
Test de Khi-deux		accepté						âge central	25.9	1.1
Probabilité de Khi-deux		60.76 %						disp<1%		

Echant.:	Me 97-03	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	99-7		2320 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8649
N moniteur:	16000									
ρ moniteur:	2.016E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		migmatite mylon.							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	6									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	145	30	2594.7	5.59E+06	4.64E+05	57	2.20E+06	2.91E+05	32.0	5.0
2	122	20	1729.8	7.05E+06	6.39E+05	50	2.89E+06	4.09E+05	30.7	5.2
3	77	60	5189.4	1.48E+06	1.69E+05	40	7.71E+05	1.22E+05	24.2	4.7
4	98	30	2594.7	3.78E+06	3.82E+05	47	1.81E+06	2.64E+05	26.2	4.7
5	71	24	2075.76	3.42E+06	4.06E+05	30	1.45E+06	2.64E+05	29.8	6.5
6	90	40	3459.6	2.60E+06	2.74E+05	42	1.21E+06	1.87E+05	26.9	5.0
SN1=	603				SN2=	266				

Me 97-03	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	6	17643.96	603	3.42E+06		266	1.51E+06	t(Pkhi2)>5%	28.5	2.1
Test de Khi-deux	accepté							âge central	28.5	1.3
Probabilité de Khi-deux	87.69 %							disp<1%		

Echant.:	Me 97-04	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-12		2423 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8649
N moniteur:	15737									
ρ moniteur:	2.017E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		migmatite myl.							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	4									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	97	30	2594.7	3.74E+06	3.80E+05	49	1.89E+06	2.70E+05	24.9	4.4
2	74	30	2594.7	2.85E+06	3.32E+05	30	1.16E+06	2.11E+05	31.0	6.7
3	117	40	3459.6	3.38E+06	3.13E+05	47	1.36E+06	1.98E+05	31.3	5.4
4	36	10	864.9	4.16E+06	6.94E+05	16	1.85E+06	4.62E+05	28.3	8.5
SN1=	324				SN2=	142				

Me 97-04	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	4	9513.9	324	3.41E+06		142	1.49E+06	t(Pkhi2)>5%	28.7	2.9
Test de Khi-deux		accepté						âge central	28.7	1.5
Probabilité de Khi-deux		79.05 %						disp<1%		

Echant.:	Me 97-04	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-12		2423 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8649
N moniteur:	15737									
ρ moniteur:	2.017E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		migmatite myl.							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	3									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*55*	*15*	1297.35	4.24E+06	5.72E+05	*27*	2.08E+06	4.01E+05	**25.6**	**6.0**
2	*49*	*15*	1297.35	3.78E+06	5.40E+05	*24*	1.85E+06	3.78E+05	**25.7**	**6.4**
4	*43*	*12*	1037.88	4.14E+06	6.32E+05	*16*	1.54E+06	3.85E+05	**33.8**	**9.9**
SN1=	147				SN2=	67				

Me 97-04	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	3	3632.58	147	4.05E+06		67	1.84E+06	t(Pkhi2)>5%	**27.6**	**4.1**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	27.6	2.0
Probabilité de Khi-deux		**71.72 %**						disp<1%		

Echant.:	Me97-04er		Altitude :		Microscope:	Negrito	10x10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-12		2423 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			6084
N moniteur:	15737									
ρ moniteur:	2.017E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	141		migmatite myl.							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	4									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	125	60	3650.4	3.42E+06	3.06E+05	71	1.94E+06	2.31E+05	25.0	3.7
2	134	60	3650.4	3.67E+06	3.17E+05	70	1.92E+06	2.29E+05	27.2	4.0
3	166	80	4867.2	3.41E+06	2.65E+05	85	1.75E+06	1.89E+05	27.7	3.7
4	58	25	1521	3.81E+06	5.01E+05	30	1.97E+06	3.60E+05	27.4	6.2
SN1=	483				SN2=	256				

Me97-04er	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	4	13689	483	3.53E+06		256	1.87E+06	t(Pkhi2)>5%	26.8	2.1
Test de Khi-deux		accepté						âge central	26.8	1.4
Probabilité de Khi-deux		95.90 %						disp<1%		

Echant.:	Me 97-05	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	99-7		2423 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8649
N moniteur:	16000									
ρ moniteur:	2.016E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		migmatite mylon.							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	2									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*158*	*20*	1729.8	9.13E+06	7.27E+05	*66*	3.82E+06	4.70E+05	**30.1**	**4.4**
2	*125*	*40*	3459.6	3.61E+06	3.23E+05	*58*	1.68E+06	2.20E+05	**27.1**	**4.3**
SN1=	283				SN2=	124				

Me 97-05	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	2	5189.4	283	5.45E+06		124	2.39E+06	t(Pkhi2)>5%	**28.7**	**3.1**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	28.7	1.6
Probabilité de Khi-deux		**62.68**	%					disp<1%		

Echant.:	Me 97-06	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-12		2000 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8649
N moniteur:	15737									
ρ moniteur:	2.017E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		Migmatite myl.							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	9									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	113	42	3632.58	3.11E+06	2.93E+05	62	1.71E+06	2.17E+05	22.9	3.6
2	78	25	2162.25	3.61E+06	4.08E+05	45	2.08E+06	3.10E+05	21.8	4.1
3	92	20	1729.8	5.32E+06	5.54E+05	49	2.83E+06	4.05E+05	23.6	4.2
4	30	6	518.94	5.78E+06	1.06E+06	16	3.08E+06	7.71E+05	23.6	7.3
5	38	12	1037.88	3.66E+06	5.94E+05	27	2.02E+06	4.42E+05	22.8	6.2
6	65	15	1297.35	5.01E+06	6.21E+05	34	2.62E+06	4.49E+05	24.1	5.1
7	130	30	2594.7	5.01E+06	4.39E+05	71	2.74E+06	3.25E+05	23.0	3.4
8	87	40	3459.6	2.51E+06	2.70E+05	51	1.47E+06	2.06E+05	21.5	3.8
9	56	12	1037.88	5.40E+06	7.21E+05	30	2.89E+06	5.28E+05	23.5	5.3
SN1=	689				SN2=	379				

Me 97-06	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	9	17470.98	689	3.94E+06		379	2.17E+06	t(Pkhi2)>5%	22.9	1.5
Test de Khi-deux		accepté						âge central	22.9	1.0
Probabilité de Khi-deux		100.00 %						disp<1%		

Echant.:	Me 97-10	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-12		1533 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8649
N moniteur:	15737									
ρ moniteur:	2.017E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		gneiss							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	4									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*72*	*25*	2162.25	3.33E+06	3.92E+05	*40*	1.85E+06	2.92E+05	**22.7**	**4.5**
2	*226*	*50*	4324.5	5.23E+06	3.48E+05	*145*	3.35E+06	2.78E+05	**19.6**	**2.1**
3	*100*	*32*	2767.68	3.61E+06	3.61E+05	*68*	2.46E+06	2.98E+05	**18.5**	**2.9**
4	*55*	*18*	1556.82	3.53E+06	4.76E+05	*31*	1.99E+06	3.58E+05	**22.3**	**5.0**
SN1=	453				SN2=	284				

Me 97-10	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	4	10811.25	453	4.19E+06		284	2.63E+06	t(Pkhi2)>5%	**20.1**	**1.5**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	20.1	1.0
Probabilité de Khi-deux		**82.17 %**						disp<1%		

Echant.:	Me 97-10	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-12		1533 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8649
N moniteur:	15737									
ρ moniteur:	2.017E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		gneiss							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	4									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*112*	*40*	3459.6	3.24E+06	3.06E+05	*62*	1.79E+06	2.28E+05	**22.7**	**3.6**
2	*292*	*60*	5189.4	5.63E+06	3.29E+05	*179*	3.45E+06	2.58E+05	**20.5**	**2.0**
3	*123*	*30*	2594.7	4.74E+06	4.27E+05	*72*	2.77E+06	3.27E+05	**21.5**	**3.2**
4	*172*	*63*	5448.87	3.16E+06	2.41E+05	*91*	1.67E+06	1.75E+05	**23.8**	**3.1**
SN1=	699				SN2=	404				

Me 97-10	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	4	16692.57	699	4.19E+06		404	2.42E+06	t(Pkhi2)>5%	**21.8**	**1.4**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	21.8	1.0
Probabilité de Khi-deux		**81.78 %**						disp<1%		

Echant.:	Me 97-14	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-12		1800 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8649
N moniteur:	15737									
ρ moniteur:	2.017E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		gneiss ultramyl.							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	5									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*39*	*10*	864.9	4.51E+06	7.22E+05	*23*	2.66E+06	5.54E+05	**21.3**	**5.6**
2	*79*	*10*	864.9	9.13E+06	1.03E+06	*44*	5.09E+06	7.67E+05	**22.6**	**4.3**
3	*74*	*10*	864.9	8.56E+06	9.95E+05	*42*	4.86E+06	7.49E+05	**22.2**	**4.3**
4	*115*	*24*	2075.76	5.54E+06	5.17E+05	*71*	3.42E+06	4.06E+05	**20.4**	**3.1**
5	*78*	*9*	778.41	1.00E+07	1.13E+06	*48*	6.17E+06	8.90E+05	**20.5**	**3.8**
SN1=	385				SN2=	228				

Me 97-14	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	5	5448.87	385	7.07E+06		228	4.18E+06	t(Pkhi2)>5%	**21.3**	**1.8**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	21.2	1.1
Probabilité de Khi-deux		**99.14**	%					disp<1%		

Echant.:	Me 97-15	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-12		2220 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8649
N moniteur:	15737									
ρ moniteur:	2.017E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		gneiss migmat.							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	2									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	49	6	518.94	9.44E+06	1.35E+06	22	4.24E+06	9.04E+05	28.0	7.2
2	40	8	691.92	5.78E+06	9.14E+05	22	3.18E+06	6.78E+05	22.9	6.1
SN1=	89				SN2=	44				

Me 97-15	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	2	1210.86	89	7.35E+06		44	3.63E+06	t(Pkhi2)>5%	25.4	4.7
Test de Khi-deux		accepté						âge central	25.4	2.2
Probabilité de Khi-deux		58.23 %						disp<1%		

Echant.:	Me 97-16	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	99-7		2220 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8649
N moniteur:	16000									
ρ moniteur:	2.016E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		gneiss migmat.							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	5									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	149	25	2162.25	6.89E+06	5.65E+05	83	3.84E+06	4.21E+05	22.6	3.1
2	154	25	2162.25	7.12E+06	5.74E+05	84	3.88E+06	4.24E+05	23.1	3.1
3	107	60	5189.4	2.06E+06	1.99E+05	73	1.41E+06	1.65E+05	18.4	2.8
4	54	40	3459.6	1.56E+06	2.12E+05	34	9.83E+05	1.69E+05	20.0	4.4
5	110	16	1383.84	7.95E+06	7.58E+05	64	4.62E+06	5.78E+05	21.6	3.4
SN1=	574				SN2=	338				

Me 97-16	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	5	14357.34	574	4.00E+06		338	2.35E+06	t(Pkhi2)>5%	21.4	1.5
Test de Khi-deux		accepté						âge central	21.4	1.0
Probabilité de Khi-deux		82.23 %						disp<1%		

Echant.:	Me 97-17	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-12		2350 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8649
N moniteur:	15737									
ρ moniteur:	2.017E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		ultramylonite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	2									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	59	12	1037.88	5.68E+06	7.40E+05	29	2.79E+06	5.19E+05	25.6	5.8
2	149	36	3113.64	4.79E+06	3.92E+05	81	2.60E+06	2.89E+05	23.1	3.2
SN1=	208				SN2=	110				

Me 97-17	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	2	4151.52	208	5.01E+06		110	2.65E+06	t(Pkhi2)>5%	23.8	2.8
Test de Khi-deux		accepté						âge central	23.8	1.5
Probabilité de Khi-deux		70.43 %						disp<1%		

Echant.:	Me 97-18	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	99-7		2350 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8649
N moniteur:	16000									
ρ moniteur:	2.016E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		ultramylonite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	4									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*42*	*20*	1729.8	2.43E+06	3.75E+05	*23*	1.33E+06	2.77E+05	**23.0**	**6.0**
2	*140*	*30*	2594.7	5.40E+06	4.56E+05	*78*	3.01E+06	3.40E+05	**22.6**	**3.2**
3	*53*	*30*	2594.7	2.04E+06	2.81E+05	*30*	1.16E+06	2.11E+05	**22.2**	**5.1**
5	*106*	*24*	2075.76	5.11E+06	4.96E+05	*65*	3.13E+06	3.88E+05	**20.5**	**3.2**
SN1=	341				SN2=	196				

Me 97-18	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	4	8994.96	341	3.79E+06		196	2.18E+06	t(Pkhi2)>5%	**21.9**	**2.0**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	21.9	1.2
Probabilité de Khi-deux		**96.79 %**						disp<1%		

Echant.:	Me 97-19	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-12		2250 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8649
N moniteur:	15737									
ρ moniteur:	2.017E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		orthogneiss							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	3									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	411	60	5189.4	7.92E+06	3.91E+05	76	1.46E+06	1.68E+05	67.8	8.5
2	411	70	6054.3	6.79E+06	3.35E+05	83	1.37E+06	1.50E+05	62.1	7.5
3	153	32	2767.68	5.53E+06	4.47E+05	26	9.39E+05	1.84E+05	73.8	15.7
SN1=	975				SN2=	185				

Me 97-19	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	3	14011.38	975	6.96E+06		185	1.32E+06	t(Pkhi2)>5%	66.1	5.3
Test de Khi-deux		accepté						âge central	66.1	2.7
Probabilité de Khi-deux		74.77 %						disp<1%		

Echant.:	Me97-19er	zircons	Altitude :		Microscope:	Negrito	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-12		2250 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			6084
N moniteur:	15737									
ρ moniteur:	2.017E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	141		orthogneiss							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	3									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	452	100	6084	7.43E+06	3.49E+05	87	1.43E+06	1.53E+05	73.5	8.6
2	376	100	6084	6.18E+06	3.19E+05	77	1.27E+06	1.44E+05	69.1	8.7
3	170	60	3650.4	4.66E+06	3.57E+05	34	9.31E+05	1.60E+05	70.7	13.3
SN1=	998				SN2=	198				

Me97-19er	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	3	15818.4	998	6.31E+06		198	1.25E+06	t(Pkhi2)>5%	71.3	5.6
Test de Khi-deux		accepté						âge central	71.3	3.1
Probabilité de Khi-deux		93.57 %						disp<1%		

Echant.:	Me 97-20	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	99-7		2250 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8649
N moniteur:	16000									
ρ moniteur:	2.016E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		orthogneiss							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	2									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*466*	*48*	4151.52	1.12E+07	5.20E+05	*83*	2.00E+06	2.19E+05	**70.4**	**8.4**
2	*163*	*24*	2075.76	7.85E+06	6.15E+05	*37*	1.45E+06	2.64E+05	**68.1**	**13.5**
SN1=	629				SN2=	113				

Me 97-20	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	2	6227.28	629	1.01E+07		113	1.81E+06	t(Pkhi2)>5%	**69.8**	**7.1**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	69.8	3.1
Probabilité de Khi-deux		**88.74**	%					disp<1%		

Echant.:	Me 97-21	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	99-7		2400 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8649
N moniteur:	16000									
ρ moniteur:	2.016E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		orthogneiss							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	5									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*158*	*30*	2594.7	6.09E+06	4.84E+05	*30*	1.16E+06	2.11E+05	**66.0**	**13.2**
2	*550*	*78*	6746.22	8.15E+06	3.48E+05	*78*	1.16E+06	1.31E+05	**88.2**	**10.7**
3	*96*	*14*	1210.86	7.93E+06	8.09E+05	*14*	1.16E+06	3.09E+05	**85.8**	**24.6**
4	*255*	*35*	3027.15	8.42E+06	5.28E+05	*35*	1.16E+06	1.95E+05	**91.2**	**16.4**
5	*140*	*23*	1989.27	7.04E+06	5.95E+05	*23*	1.16E+06	2.41E+05	**76.2**	**17.2**
SN1=	1199				SN2=	180				

Me 97-21	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	5	15568.2	1199	7.70E+06		180	1.16E+06	t(Pkhi2)>5%	**83.4**	**6.7**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	83.4	3.3
Probabilité de Khi-deux		**72.89 %**						disp<1%		

Echant.:	Me 97-21	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	99-7		2400 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8649
N moniteur:	16000									
ρ moniteur:	2.016E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		orthogneiss							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	5									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*242*	*35*	3027.15	7.99E+06	5.14E+05	*40*	1.32E+06	2.09E+05	**75.8**	**12.9**
2	*267*	*40*	3459.6	7.72E+06	4.72E+05	*35*	1.01E+06	1.71E+05	**95.4**	**17.2**
3	*130*	*28*	2421.72	5.37E+06	4.71E+05	*20*	8.26E+05	1.85E+05	**81.4**	**19.6**
4	*283*	*20*	1729.8	1.64E+07	9.73E+05	*36*	2.08E+06	3.47E+05	**98.3**	**17.4**
5	*297*	*30*	2594.7	1.14E+07	6.64E+05	*49*	1.89E+06	2.70E+05	**75.9**	**11.7**
SN1=	1219				SN2=	180				

Me 97-21	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	5	13232.97	1219	9.21E+06		180	1.36E+06	t(Pkhi2)>5%	**84.8**	**6.8**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	**84.8**	**3.3**
Probabilité de Khi-deux		**71.10 %**						disp<1%		

Echant.:	Me 97-22	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-12		1700 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8649
N moniteur:	15737									
ρ moniteur:	2.017E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		orthogneiss							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	3									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*183*	*20*	1729.8	1.06E+07	7.82E+05	*31*	1.79E+06	3.22E+05	**74.0**	**14.4**
2	*131*	*12*	1037.88	1.26E+07	1.10E+06	*20*	1.93E+06	4.31E+05	**82.0**	**19.7**
3	*81*	*9*	778.41	1.04E+07	1.16E+06	*14*	1.80E+06	4.81E+05	**72.5**	**21.0**
SN1=	395				SN2=	65				

Me 97-22	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	3	3546.09	395	1.11E+07		65	1.83E+06	t(Pkhi2)>5%	**76.2**	**10.2**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	76.1	3.8
Probabilité de Khi-deux		**92.84 %**						disp<1%		

Echant.:	Me 97-25	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-12		1200 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8649
N moniteur:	15737									
ρ moniteur:	2.017E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		orthogneiss							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	6									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*90*	*40*	3459.6	2.60E+06	2.74E+05	*44*	1.27E+06	1.92E+05	**25.7**	**4.7**
2	*95*	*21*	1816.29	5.23E+06	5.37E+05	*47*	2.59E+06	3.77E+05	**25.4**	**4.5**
3	*154*	*40*	3459.6	4.45E+06	3.59E+05	*73*	2.11E+06	2.47E+05	**26.5**	**3.8**
4	*89*	*24*	2075.76	4.29E+06	4.54E+05	*48*	2.31E+06	3.34E+05	**23.3**	**4.2**
5	*159*	*49*	4238.01	3.75E+06	2.98E+05	*75*	1.77E+06	2.04E+05	**26.7**	**3.7**
6	*81*	*16*	1556.82	5.20E+06	5.78E+05	*36*	2.31E+06	3.85E+05	**28.3**	**5.7**
SN1=	668				SN2=	323				

Me 97-25	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	6	16606.08	668	4.02E+06		323	1.95E+06	t(Pkhi2)>5%	**26.0**	**1.8**
Test de Khi-deux	accepté							âge central	**26.0**	**1.2**
Probabilité de Khi-deux	**98.71**	**%**						disp<1%		

Echant.:	Me 97-26	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-12		1310 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8649
N moniteur:	15737									
ρ moniteur:	2.017E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		orthogneiss							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	3									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*320*	*48*	4151.52	7.71E+06	4.31E+05	*74*	1.78E+06	2.07E+05	**54.3**	**7.0**
3	*323*	*40*	3459.6	9.34E+06	5.19E+05	*62*	1.79E+06	2.28E+05	**65.3**	**9.1**
5	*155*	*24*	2075.76	7.47E+06	6.00E+05	*37*	1.78E+06	2.93E+05	**52.6**	**9.6**
SN1=	798				SN2=	173				

Me 97-26	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	3	9686.88	798	8.24E+06		173	1.79E+06	t(Pkhi2)>5%	**57.9**	**4.9**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	**57.9**	**2.4**
Probabilité de Khi-deux		**52.22 %**						disp <1%		

Echant.:	Me 97-27	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-12		1210 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8649
N moniteur:	15737									
ρ moniteur:	2.02E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		orthogneiss							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	6									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*216*	*24*	2075.76	1.04E+07	7.08E+05	*40*	1.93E+06	3.05E+05	**67.7**	**11.7**
2	*512*	*60*	5189.4	9.87E+06	4.36E+05	*116*	2.24E+06	2.08E+05	**55.4**	**5.7**
3	*141*	*24*	2075.76	6.79E+06	5.72E+05	*29*	1.40E+06	2.59E+05	**61.0**	**12.4**
4	*157*	*36*	3113.64	5.04E+06	4.02E+05	*28*	8.99E+05	1.70E+05	**70.3**	**14.4**
5	*81*	*16*	1556.82	5.20E+06	5.78E+05	*16*	1.16E+06	2.73E+05	**56.5**	**14.7**
6	*113*	*20*	1729.8	6.53E+06	6.15E+05	*25*	1.45E+06	2.89E+05	**56.7**	**12.5**
SN1=	1220				SN2=	256				

Me 97-27	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	6	15741.18	1220	7.75E+06		256	1.63E+06	t(Pkhi2)>5%	**59.8**	**4.1**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	**59.8**	**2.3**
Probabilité de Khi-deux		**87.22 %**								

Echant.:	Me 97-28	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-12		916 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8649
N moniteur:	15737									
ρ moniteur:	2.017E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		orthogneiss							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	6									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*162*	*18*	1556.82	1.04E+07	8.18E+05	*30*	1.93E+06	3.52E+05	**67.7**	**13.5**
2	*141*	*12*	1037.88	1.36E+07	1.14E+06	*27*	2.60E+06	5.01E+05	**65.5**	**13.8**
3	*120*	*9*	778.41	1.54E+07	1.41E+06	*21*	2.70E+06	5.89E+05	**71.6**	**17.0**
4	*129*	*30*	2594.7	4.97E+06	4.38E+05	*23*	8.86E+05	1.85E+05	**70.3**	**15.9**
5	*142*	*16*	1383.84	1.03E+07	8.61E+05	*22*	1.59E+06	3.39E+05	**80.9**	**18.5**
6	*246*	*28*	2421.72	1.02E+07	6.48E+05	*49*	2.02E+06	2.89E+05	**63.0**	**9.9**
SN1=	940				SN2=	172				

Me 97-28	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	6	9773.37	940	9.62E+06		172	1.76E+06	t(Pkhi2)>5%	**68.5**	**5.7**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	**68.5**	**2.8**
Probabilité de Khi-deux		**96.86 %**						disp<1%		

Echant.:	Me97-28er		Altitude :		Microscope:	Negrito	10x10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-12		916 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			6084
N moniteur:	15737									
ρ moniteur:	2.017E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	141		orthogneiss							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	4									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*167*	*25*	1521	1.10E+07	8.50E+05	*37*	2.43E+06	4.00E+05	**63.9**	**11.6**
2	*80*	*30*	1825.2	4.38E+06	4.90E+05	*22*	1.21E+06	2.57E+05	**51.5**	**12.4**
3	*143*	*25*	1521	9.40E+06	7.86E+05	*29*	1.91E+06	3.54E+05	**69.7**	**14.2**
4	*162*	*25*	1521	1.07E+07	8.37E+05	*32*	2.10E+06	3.72E+05	**71.6**	**13.9**
SN1=	552				SN2=	120				

Me97-28er	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	4	6388.2	552	8.64E+06		120	1.88E+06	t(Pkhi2)>5%	**65.1**	**6.6**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	65.1	3.1
Probabilité de Khi-deux		**72.18**	%					disp<1%		

Echant.:	Me97-28st	zircons	Altitude :		Microscope:	Toto	10 x 10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-12		916 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8464
N moniteur:	15737									
ρ moniteur:	2.017E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		orthogneiss							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	3									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*211*	*25*	2116	9.97E+06	6.86E+05	*40*	1.89E+06	2.99E+05	**66.2**	**11.4**
2	*168*	*20*	1692.8	9.92E+06	7.66E+05	*31*	1.83E+06	3.29E+05	**68.0**	**13.3**
3	*263*	*25*	2116	1.24E+07	7.66E+05	*48*	2.27E+06	3.27E+05	**68.7**	**10.8**
SN1=	642				SN2=	119				

Me97-28st	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	3	5924.8	642	1.08E+07		119	2.01E+06	t(Pkhi2)>5%	**67.7**	**6.8**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	**67.6**	**3.0**
Probabilité de Khi-deux		**98.65 %**						disp<1%		

Echant.:	Me 97-29	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	99-7		916 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8649
N moniteur:	16000									
ρ moniteur:	2.016E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		orthogneiss							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	4									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*207*	*50*	4324.5	4.79E+06	3.33E+05	*42*	9.71E+05	1.50E+05	**61.8**	**10.5**
2	*251*	*30*	2594.7	9.67E+06	6.11E+05	*42*	1.62E+06	2.50E+05	**74.9**	**12.5**
3	*440*	*40*	3459.6	1.27E+07	6.06E+05	*81*	2.34E+06	2.60E+05	**68.1**	**8.2**
4	*208*	*60*	5189.4	4.01E+06	2.78E+05	*42*	8.09E+05	1.25E+05	**62.1**	**10.5**
SN1=	1106				SN2=	207				

Me 97-29	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	4	15568.2	1106	7.10E+06		207	1.33E+06	t(Pkhi2)>5%	**67.0**	**5.1**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	67.0	2.7
Probabilité de Khi-deux		**82.55 %**						disp<1%		

Echant.:	Me 97-30	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	99-7		916 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8649
N moniteur:	16000									
ρ moniteur:	2.016E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		orthogneiss							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	2									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*200*	*15*	1297.35	1.54E+07	1.09E+06	*34*	2.62E+06	4.49E+05	**73.7**	**13.7**
2	*340*	*24*	2075.76	1.64E+07	8.88E+05	*63*	3.04E+06	3.82E+05	**67.6**	**9.3**
SN1=	540				SN2=	97				

Me 97-30	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	2	3373.11	540	1.60E+07		97	2.88E+06	t(Pkhi2)>5%	**69.8**	**7.7**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	69.8	3.2
Probabilité de Khi-deux		**70.88 %**						disp<1%		

Echant.:	Me97-31erk	zircons	Altitude :		Microscope:	Negrito	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	99-7		23/01/05		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			6084
N moniteur:	16000									
ρ moniteur:	2.016E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	141		orthogneiss							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	3									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*66*	*25*	1521	4.34E+06	5.34E+05	*42*	2.76E+06	4.26E+05	**22.3**	**4.4**
2	*247*	*50*	3042	8.12E+06	5.17E+05	*149*	4.90E+06	4.01E+05	**23.5**	**2.4**
3	*233*	*90*	5475.6	4.26E+06	2.79E+05	*155*	2.83E+06	2.27E+05	**21.3**	**2.2**
SN1=	546				SN2=	346				

Me97-31erk	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	3	10038.6	546	5.44E+06		346	3.45E+06	t(Pkhi2)>5%	**22.4**	**1.5**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	22.4	1.1
Probabilité de Khi-deux		**80.03**	%					disp<1%		

Echant.:	Me 97-33	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-12		966 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8649
N moniteur:	15737									
ρ moniteur:	2.017E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		ultramylonite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	7									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*84*	*30*	2594.7	3.24E+06	3.53E+05	*54*	2.08E+06	2.83E+05	**19.6**	**3.4**
2	*61*	*15*	1297.35	4.70E+06	6.02E+05	*32*	2.47E+06	4.36E+05	**24.0**	**5.2**
3	*30*	*9*	778.41	3.85E+06	7.04E+05	*16*	2.06E+06	5.14E+05	**23.6**	**7.3**
4	*69*	*16*	1383.84	4.99E+06	6.00E+05	*32*	2.31E+06	4.09E+05	**27.1**	**5.8**
5	*34*	*10*	864.9	3.93E+06	6.74E+05	*22*	2.54E+06	5.42E+05	**19.5**	**5.3**
6	*35*	*9*	778.41	4.50E+06	7.60E+05	*23*	2.95E+06	6.16E+05	**19.2**	**5.1**
7	*68*	*25*	2162.25	3.14E+06	3.81E+05	*38*	1.76E+06	2.85E+05	**22.5**	**4.6**
SN1=	381				SN2=	217				

Me 97-33	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	7	9859.86	381	3.86E+06		217	2.20E+06	t(Pkhi2)>5%	**22.1**	**1.9**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	22.1	1.1
Probabilité de Khi-deux		**90.96**	%					disp<1%		

Echant.:	Me 97-34	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-12		1400 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8649
N moniteur:	15737									
ρ moniteur:	2.017E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		meta granite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	11									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*54*	*12*	1037.88	5.20E+06	7.08E+05	*24*	2.31E+06	4.72E+05	**28.3**	**6.9**
2	*109*	*30*	2594.7	4.20E+06	4.02E+05	*48*	1.85E+06	2.67E+05	**28.6**	**5.0**
3	*132*	*28*	2421.72	5.45E+06	4.74E+05	*59*	2.44E+06	3.17E+05	**28.1**	**4.4**
4	*43*	*15*	1297.35	3.31E+06	5.05E+05	*19*	1.46E+06	3.36E+05	**28.5**	**7.8**
5	*76*	*20*	1729.8	4.39E+06	5.04E+05	*34*	1.97E+06	3.37E+05	**28.1**	**5.8**
6	*41*	*15*	1297.35	3.16E+06	4.94E+05	*18*	1.39E+06	3.27E+05	**28.7**	**8.1**
7	*51*	*15*	1297.35	3.93E+06	5.50E+05	*23*	1.77E+06	3.70E+05	**27.9**	**7.0**
8	*55*	*16*	1383.84	3.97E+06	5.36E+05	*22*	1.59E+06	3.39E+05	**31.4**	**7.9**
9	*58*	*20*	1729.8	3.35E+06	4.40E+05	*29*	1.68E+06	3.11E+05	**25.2**	**5.7**
10	*34*	*12*	1037.88	3.28E+06	5.62E+05	*14*	1.35E+06	3.61E+05	**30.5**	**9.7**
11	*40*	*10*	864.9	4.62E+06	7.31E+05	*17*	1.97E+06	4.77E+05	**29.6**	**8.6**
SN1=	693				SN2=	307				

Me 97-34	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	11	16692.57	693	4.15E+06		307	1.84E+06	t(Pkhi2)>5%	**28.4**	**2.0**
Test de Khi-deux	accepté							âge central	28.4	1.2
Probabilité de Khi-deux	**100.00**	%						disp<1%		

Echant.:	Me 97-34	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-12		1400 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8649
N moniteur:	15737									
ρ moniteur:	2.017E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		metagranite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	7									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
2	*144*	*40*	3459.6	4.16E+06	3.47E+05	*76*	2.20E+06	2.52E+05	**23.8**	**3.4**
3	*274*	*60*	5189.4	5.28E+06	3.19E+05	*148*	2.85E+06	2.34E+05	**23.3**	**2.4**
4	*131*	*36*	3113.64	4.21E+06	3.68E+05	*63*	2.02E+06	2.55E+05	**26.2**	**4.0**
6	*91*	*30*	2594.7	3.51E+06	3.68E+05	*41*	1.58E+06	2.47E+05	**27.9**	**5.3**
7	*196*	*60*	5189.4	3.78E+06	2.70E+05	*94*	1.81E+06	1.87E+05	**26.2**	**3.3**
8	*172*	*50*	4324.5	3.98E+06	3.03E+05	*81*	1.87E+06	2.08E+05	**26.7**	**3.6**
11	*98*	*24*	2075.76	4.72E+06	4.77E+05	*46*	2.22E+06	3.27E+05	**26.8**	**4.8**
SN1=	1106				SN2=	549				

Me 97-34	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	7	25947	1106	4.26E+06		549	2.12E+06	t(Pkhi2)>5%	**25.3**	**1.3**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	25.3	1.0
Probabilité de Khi-deux		**95.90 %**						disp<1%		

Echant.:	Me 97-35	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	99-7		1702 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8649
N moniteur:	16000									
ρ moniteur:	2.016E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		migmatite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	4									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*108*	*20*	1729.8	6.24E+06	6.01E+05	*31*	1.79E+06	3.22E+05	**43.7**	**8.9**
2	*138*	*36*	3113.64	4.43E+06	3.77E+05	*39*	1.25E+06	2.01E+05	**44.4**	**8.1**
3	*146*	*20*	1729.8	8.44E+06	6.99E+05	*35*	2.02E+06	3.42E+05	**52.3**	**9.9**
4	*421*	*70*	6054.3	6.95E+06	3.39E+05	*105*	1.73E+06	1.69E+05	**50.3**	**5.5**
SN1=	813				SN2=	210				

Me 97-35	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	4	12627.54	813	6.44E+06		210	1.66E+06	t(Pkhi2)>5%	**48.6**	**3.8**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	48.6	2.0
Probabilité de Khi-deux		**85.55 %**						disp<1%		

Echant.:	Me 97-35	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-12		1702 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8649
N moniteur:	15737									
ρ moniteur:	2.017E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		migmatite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	4									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*64*	*10*	864.9	7.40E+06	9.25E+05	*12*	1.39E+06	4.01E+05	**66.9**	**21.0**
2	*61*	*15*	1297.35	4.70E+06	6.02E+05	*13*	1.00E+06	2.78E+05	**58.9**	**18.0**
3	*95*	*20*	1729.8	5.49E+06	5.63E+05	*29*	1.68E+06	3.11E+05	**41.2**	**8.7**
4	*62*	*10*	864.9	7.17E+06	9.10E+05	*14*	1.62E+06	4.33E+05	**55.6**	**16.5**
SN1=	282				SN2=	68				

Me 97-35	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	4	4756.95	282	5.93E+06		68	1.43E+06	t(Pkhi2)>5%	**52.1**	**7.0**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	52.1	2.9
Probabilité de Khi-deux		**55.25**	**%**					disp<1%		

Echant.:	Me 97-36	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-12		950 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8649
N moniteur:	15737									
ρ moniteur:	2.017E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		migmatite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	9									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*70*	*20*	1729.8	4.05E+06	4.84E+05	*41*	2.37E+06	3.70E+05	**21.5**	**4.2**
2	*91*	*19*	1643.31	5.54E+06	5.80E+05	*54*	3.29E+06	4.47E+05	**21.2**	**3.6**
3	*39*	*10*	864.9	4.51E+06	7.22E+05	*26*	3.01E+06	5.90E+05	**18.9**	**4.8**
4	*52*	*16*	1383.84	3.76E+06	5.21E+05	*29*	2.10E+06	3.89E+05	**22.6**	**5.2**
4'	*84*	*29*	2508.21	3.35E+06	3.65E+05	*56*	2.23E+06	2.98E+05	**18.9**	**3.3**
5	*151*	*50*	4324.5	3.49E+06	2.84E+05	*98*	2.27E+06	2.29E+05	**19.4**	**2.5**
6	*61*	*28*	2421.72	2.52E+06	3.23E+05	*37*	1.53E+06	2.51E+05	**20.7**	**4.3**
8	*64*	*14*	1210.86	5.29E+06	6.61E+05	*39*	3.22E+06	5.16E+05	**20.7**	**4.2**
9	*66*	*30*	2594.7	2.54E+06	3.13E+05	*43*	1.66E+06	2.53E+05	**19.3**	**3.8**
SN1=	678				**SN2=**	423				

Me 97-36	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	9	18681.84	678	3.63E+06		423	2.26E+06	t(Pkhi2)>5%	**20.2**	**1.3**
Test de Khi-deux	accepté							**âge central**	**20.2**	**0.9**
Probabilité de Khi-deux	**99.92 %**							disp<1%		

Echant.:	Me97-36er	zircons	Altitude :		Microscope:	Negrito	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-12		950 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			6084
N moniteur:	15737									
ρ moniteur:	2.017E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	141		migmatite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	7									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	72	35	2129.4	3.38E+06	3.98E+05	43	2.02E+06	3.08E+05	23.8	4.6
3	28	8	486.72	5.75E+06	1.09E+06	17	3.49E+06	8.47E+05	23.4	7.2
4	76	30	1825.2	4.16E+06	4.78E+05	42	2.30E+06	3.55E+05	25.7	4.9
5	75	36	2190.24	3.42E+06	3.95E+05	48	2.19E+06	3.16E+05	22.2	4.1
7	75	60	3650.4	2.05E+06	2.37E+05	66	1.81E+06	2.23E+05	16.1	2.7
8	72	50	3042	2.37E+06	2.79E+05	52	1.71E+06	2.37E+05	19.7	3.6
9	137	40	2433.6	5.63E+06	4.81E+05	80	3.29E+06	3.68E+05	24.3	3.4
SN1=	535				SN2=	348				

Me97-36er	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	7	15757.56	535	3.40E+06		348	2.21E+06	t(Pkhi2)>5%	21.8	1.5
Test de Khi-deux		accepté						âge central	21.8	1.7
Probabilité de Khi-deux		52.78 %						disp=0,05%		

Echant.:	Me97-36st	zircons	Altitude :		Microscope:	Toto	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-12		950 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:			8464
N moniteur:	15737									
ρ moniteur:	2.017E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		migmatite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	3									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	59	19	1608.16	3.67E+06	4.78E+05	34	2.11E+06	3.63E+05	21.8	4.7
2	73	19	1608.16	4.54E+06	5.31E+05	48	2.98E+06	4.31E+05	19.1	3.6
3	30	10	846.4	3.54E+06	6.47E+05	18	2.13E+06	5.01E+05	21.0	6.3
SN1=	162				SN2=	100				

Me97-36st	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	3	4062.72	162	3.99E+06		100	2.46E+06	t(Pkhi2)>5%	20.4	2.6
Test de Khi-deux		accepté						âge central	20.4	1.5
Probabilité de Khi-deux		89.29 %						disp<1%		

Echant.:	Me 97-37	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-12		950 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8649
N moniteur:	15737									
ρ moniteur:	2.017E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		Migmatite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	7									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*41*	*12*	1037.88	3.95E+06	6.17E+05	*22*	2.12E+06	4.52E+05	**23.5**	**6.2**
2	*32*	*6*	518.94	6.17E+06	1.09E+06	*22*	4.24E+06	9.04E+05	**18.3**	**5.1**
3	*30*	*6*	518.94	5.78E+06	1.06E+06	*16*	3.08E+06	7.71E+05	**23.6**	**7.3**
4	*98*	*40*	3459.6	2.83E+06	2.86E+05	*62*	1.79E+06	2.28E+05	**19.9**	**3.2**
6	*65*	*18*	1556.82	4.18E+06	5.18E+05	*37*	2.38E+06	3.91E+05	**22.1**	**4.6**
8	*68*	*18*	1556.82	4.37E+06	5.30E+05	*48*	3.08E+06	4.45E+05	**17.8**	**3.4**
SN1=	334				SN2=	207				

Me 97-37	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	7	8649	334	3.86E+06		207	2.39E+06	t(Pkhi2)>5%	**20.3**	**1.8**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	**20.3**	**1.1**
Probabilité de Khi-deux		**96.95**	%					disp<1%		

Echant.:	Me 97-37	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-12		950 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8649
N moniteur:	15737									
ρ moniteur:	2.017E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		migmatite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	4									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*58*	*20*	1729.8	3.35E+06	4.40E+05	*36*	2.08E+06	3.47E+05	**20.3**	**4.3**
2	*273*	*48*	4151.52	6.58E+06	3.98E+05	*179*	4.31E+06	3.22E+05	**19.2**	**1.9**
3	*50*	*13*	1124.37	4.45E+06	6.29E+05	*32*	2.85E+06	5.03E+05	**19.7**	**4.5**
6	*206*	*60*	5189.4	3.97E+06	2.77E+05	*128*	2.47E+06	2.18E+05	**20.3**	**2.3**
SN1=	587				SN2=	375				

Me 97-37	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	4	12195.09	587	4.81E+06		375	3.08E+06	t(Pkhi2)>5%	**19.7**	**1.3**
Test de Khi-deux	accepté							âge central	19.7	0.9
Probabilité de Khi-deux	**98.49**	%						disp<1%		

Echant.:	Me 98-01	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-12		2710 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8649
N moniteur:	15737									
ρ moniteur:	2.017E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		migmatite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	6									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	60	15	1297.35	4.62E+06	5.97E+05	26	2.00E+06	3.93E+05	29.0	6.8
2	52	12	1037.88	5.01E+06	6.95E+05	24	2.31E+06	4.72E+05	27.3	6.7
3	67	30	2594.7	2.58E+06	3.15E+05	33	1.27E+06	2.21E+05	25.5	5.4
4	41	12	1037.88	3.95E+06	6.17E+05	21	2.02E+06	4.42E+05	24.6	6.6
5	54	9	778.41	6.94E+06	9.44E+05	25	3.21E+06	6.42E+05	27.2	6.6
6	55	20	1729.8	3.18E+06	4.29E+05	24	1.39E+06	2.83E+05	28.8	7.1
SN1=	329				SN2=	153				

Me 98-01	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	6	8476.02	329	3.88E+06		153	1.81E+06	t(Pkhi2)>5%	27.1	2.7
Test de Khi-deux		accepté						âge central	27.0	1.4
Probabilité de Khi-deux		99.63 %						disp<1%		

Echant.:	Me98-01er		Altitude :		Microscope:	Negrito	10x10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-12		2710 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			6084
N moniteur:	15737									
ρ moniteur:	2.017E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	141		migmatite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	4									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*171*	*80*	4867.2	3.51E+06	2.69E+05	*83*	1.71E+06	1.87E+05	**29.2**	**3.9**
2	*143*	*70*	4258.8	3.36E+06	2.81E+05	*63*	1.48E+06	1.86E+05	**32.2**	**4.9**
3	*121*	*48*	2920.32	4.14E+06	3.77E+05	*58*	1.99E+06	2.61E+05	**29.6**	**4.7**
4	*169*	*36*	2190.24	7.72E+06	5.94E+05	*75*	3.42E+06	3.95E+05	**32.0**	**4.4**
SN1=	604				SN2=	279				

Me98-01er	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	4	14236.56	604	4.24E+06		279	1.96E+06	t(Pkhi2)>5%	**30.7**	**2.2**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	**30.7**	**1.5**
Probabilité de Khi-deux		**94.59 %**						disp<1%		

Echant.:	Me 98-02	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	99-7		2500 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8649
N moniteur:	16000									
ρ moniteur:	2.016E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		migmatite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	2									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*194*	*40*	3459.6	5.61E+06	4.03E+05	*125*	3.61E+06	3.23E+05	**19.5**	**2.2**
2	*164*	*28*	2421.72	7.60E+06	5.60E+05	*91*	3.76E+06	3.94E+05	**25.4**	**3.3**
SN1=	378				SN2=	216				

Me 98-02	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	2	5881.32	378	6.43E+06		216	3.67E+06	t(Pkhi2)>5%	**22.0**	**1.9**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	22.0	1.2
Probabilité de Khi-deux		**12.37**	**%**					disp=5,15%		

Echant.:	Me 98-02	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-12		2500 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8649
N moniteur:	15737									
ρ moniteur:	2.017E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		migmatite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	4									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*71*	*24*	2075.76	3.42E+06	4.06E+05	*36*	1.73E+06	2.89E+05	**24.8**	**5.1**
2	*100*	*18*	1556.82	6.42E+06	6.42E+05	*50*	3.21E+06	4.54E+05	**25.2**	**4.4**
3	*57*	*15*	1297.35	4.39E+06	5.82E+05	*30*	2.31E+06	4.22E+05	**23.9**	**5.4**
4	*38*	*8*	691.92	5.49E+06	8.91E+05	*19*	2.75E+06	6.30E+05	**25.2**	**7.1**
SN1=	266				SN2=	135				

Me 98-02	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age (Ma)		±1σ
	4	5621.85	266	4.73E+06		135	2.40E+06	t(Pkhi2)>5%	**24.8**	**2.6**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	**24.8**	**1.4**
Probabilité de Khi-deux		**99.82 %**						disp<1%		

Echant.:	Me 98-03	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-12		3045 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8649
N moniteur:	15737									
ρ moniteur:	2.017E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		migmatite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	5									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*65*	*10*	864.9	7.52E+06	9.32E+05	*29*	3.35E+06	6.23E+05	**28.2**	**6.3**
2	*65*	*9*	778.41	8.35E+06	1.04E+06	*32*	4.11E+06	7.27E+05	**25.6**	**5.5**
3	*51*	*10*	864.9	5.90E+06	8.26E+05	*28*	3.24E+06	6.12E+05	**22.9**	**5.4**
4	*47*	*9*	778.41	6.04E+06	8.81E+05	*19*	2.44E+06	5.60E+05	**31.1**	**8.5**
5	*60*	*9*	778.41	7.71E+06	9.95E+05	*28*	3.60E+06	6.80E+05	**27.0**	**6.2**
SN1=	288				SN2=	136				

Me 98-03	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	5	4065.03	288	7.08E+06		136	3.35E+06	t(Pkhi2)>5%	**26.6**	**2.8**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	**26.6**	**1.5**
Probabilité de Khi-deux		**93.26**	%					disp<1%		

Echant.:	Me 98-03	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-12		3045 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8649
N moniteur:	15737									
ρ moniteur:	2.017E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	125		migmatite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	4									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*69*	*12*	1037.88	6.65E+06	8.00E+05	*35*	3.37E+06	5.70E+05	**24.8**	**5.2**
2	*59*	*9*	778.41	7.58E+06	9.87E+05	*33*	4.24E+06	7.38E+05	**22.5**	**4.9**
3	*40*	*6*	518.94	7.71E+06	1.22E+06	*23*	4.43E+06	9.24E+05	**21.9**	**5.7**
5	*68*	*12*	1037.88	6.55E+06	7.95E+05	*37*	3.56E+06	5.86E+05	**23.1**	**4.7**
SN1=	236				SN2=	128				

Me 98-03	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	4	3373.11	236	7.00E+06		128	3.79E+06	t(Pkhi2)>5%	**23.2**	**2.6**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	23.2	1.4
Probabilité de Khi-deux		**98.16 %**						disp<1%		

Echant.:	Me98-03er		Altitude :		Microscope:	Negrito	10x10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	98-12		3045 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			6084
N moniteur:	15737									
ρ moniteur:	2.017E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	141		migmatite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	4									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*201*	*60*	3650.4	5.51E+06	3.88E+05	*115*	3.15E+06	2.94E+05	**24.8**	**2.9**
2	*143*	*40*	2433.6	5.88E+06	4.91E+05	*77*	3.16E+06	3.61E+05	**26.4**	**3.7**
3	*130*	*49*	2981.16	4.36E+06	3.82E+05	*76*	2.55E+06	2.92E+05	**24.3**	**3.5**
4	*131*	*25*	1521	8.61E+06	7.52E+05	*69*	4.54E+06	5.46E+05	**26.9**	**4.0**
SN1=	605				SN2=	337				

Me98-03er	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	4	10586.16	605	5.72E+06		337	3.18E+06	t(Pkhi2)>5%	**25.5**	**1.7**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	25.5	1.2
Probabilité de Khi-deux		**94.77**	%					disp<1%		

Echant.:	Me 99-01	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	4-001		1600 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8556
N moniteur:	7474									
ρ moniteur:	1.880E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	141		sédiment détritique							
λ:	1.55E-10		Carbonifère							
g:	0.5									
n:	3									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*30*	*15*	1283.4	2.34E+06	4.27E+05	*18*	1.40E+06	3.31E+05	**22.1**	**6.6**
2	*39*	*15*	1283.4	3.04E+06	4.87E+05	*24*	1.87E+06	3.82E+05	**21.5**	**5.6**
3	*25*	*25*	2139	1.17E+06	2.34E+05	*17*	7.95E+05	1.93E+05	**19.5**	**6.1**
SN1=	94				SN2=	59				

Me 99-01	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	3	4705.8	94	2.00E+06		59	1.25E+06	t(Pkhi2)>5%	**21.1**	**3.5**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	21.1	3.5
Probabilité de Khi-deux		**95.43 %**						disp<1%		

Echant.:	Me 00-08	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	4-001		1680 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8556
N moniteur:	7474									
ρ moniteur:	1.880E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	141		Migmatite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	8									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*100*	*25*	2139	4.68E+06	4.68E+05	*50*	2.34E+06	3.31E+05	**26.5**	**4.6**
2	*57*	*30*	2566.8	2.22E+06	2.94E+05	*35*	1.36E+06	2.30E+05	**21.5**	**4.6**
3	*244*	*70*	5989.2	4.07E+06	2.61E+05	*152*	2.54E+06	2.06E+05	**21.2**	**2.2**
4	*195*	*60*	6844.8	2.85E+06	2.04E+05	*129*	1.88E+06	1.66E+05	**20.0**	**2.3**
5	*186*	*60*	6844.8	2.72E+06	1.99E+05	*110*	1.61E+06	1.53E+05	**22.4**	**2.7**
6	*83*	*36*	3080.16	2.69E+06	2.96E+05	*43*	1.40E+06	2.13E+05	**25.5**	**4.8**
7	*65*	*30*	2566.8	2.53E+06	3.14E+05	*32*	1.25E+06	2.20E+05	**26.9**	**5.8**
8	*96*	*60*	5133.6	1.87E+06	1.91E+05	*68*	1.32E+06	1.61E+05	**18.7**	**3.0**
SN1=	1026				SN2=	619				

Me 00-08	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	8	35165.16	1026	2.92E+06		619	1.76E+06	t(Pkhi2)>5%	**21.9**	**1.1**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	21.9	1.1
Probabilité de Khi-deux		**71.53 %**						disp<1%		

Echant.:	Me 00-05	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	4-001		1420 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8556
N moniteur:	7474									
ρ moniteur:	1.880E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	141		sédiment détritique							
λ:	1.55E-10		Permien							
g:	0.5									
n:	1									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*354*	*60*	5133.6	6.90E+06	3.67E+05	*65*	1.27E+06	1.57E+05	**71.8**	**9.7**
SN1=	354				SN2=	65				

Me 00-05	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	1	5133.6	354	6.90E+06		65	1.27E+06		Non calculable	

Test de Khi-deux	#NOMBRE!						âge central	Non calculable	
Probabilité de Khi-deux	**Non calculable**						disp<1%		

Echant.:	Me 00-07	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	4-001		1290 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8556
N moniteur:	7474									
ρ moniteur:	1.880E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	141		Migmatite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	5									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*259*	*50*	4278	6.05E+06	3.76E+05	*40*	9.35E+05	1.48E+05	**85.3**	**14.5**
2	*232*	*60*	5133.6	4.52E+06	2.97E+05	*37*	7.21E+05	1.18E+05	**82.6**	**14.6**
3	*144*	*25*	2139	6.73E+06	5.61E+05	*25*	1.17E+06	2.34E+05	**75.9**	**16.5**
4	*143*	*40*	3422.4	4.18E+06	3.49E+05	*23*	6.72E+05	1.40E+05	**81.9**	**18.4**
5	*135*	*60*	5133.6	2.63E+06	2.26E+05	*23*	4.48E+05	9.34E+04	**77.3**	**17.5**
SN1=	913				SN2=	148				

Me 00-07	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	5	20106.6	913	4.54E+06		148	7.36E+05	t(Pkhi2)>5%	**81.2**	**7.3**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	81.2	7.3
Probabilité de Khi-deux		**99.34 %**						disp<1%		

Echant.:	Me 00-04	zircons	Altitude :		Microscope:	Albert	10*10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	4-001		740 m		Objectif I:	100	Surface réseau I pour 100 carrx:			8556
N moniteur:	7474									
ρ moniteur:	1.880E+05		nature roche :		Oculaire:	10				
ζ:	141		Migmatite							
λ:	1.55E-10									
g:	0.5									
n:	8									

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(µm²)	densité ρs	±1σ	Ni	densité ρi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	*84*	*15*	1283.4	6.55E+06	7.14E+05	*61*	4.75E+06	6.09E+05	**18.2**	**3.1**
2	*172*	*50*	4278	4.02E+06	3.07E+05	*144*	3.37E+06	2.81E+05	**15.8**	**1.8**
3	*47*	*30*	2566.8	1.83E+06	2.67E+05	*39*	1.52E+06	2.43E+05	**16.0**	**3.5**
4	*120*	*40*	3422.4	3.51E+06	3.20E+05	*86*	2.51E+06	2.71E+05	**18.5**	**2.6**
5	*135*	*25*	2139	6.31E+06	5.43E+05	*83*	3.88E+06	4.26E+05	**21.5**	**3.0**
6	*71*	*15*	1283.4	5.53E+06	6.57E+05	*53*	4.13E+06	5.67E+05	**17.7**	**3.2**
7	*210*	*20*	1711.2	1.23E+07	8.47E+05	*114*	6.66E+06	6.24E+05	**24.4**	**2.8**
8	*146*	*25*	2139	6.83E+06	5.65E+05	*88*	4.11E+06	4.39E+05	**22.0**	**3.0**
SN1=	985				SN2=	668				

Me 00-04	n	surface totale	Ns	ρs (tr/cm²)		Ni	ρi (tr/cm²)	Age	(Ma)	±1σ
	8	18823.2	985	5.23E+06		668	3.55E+06	t(Pkhi2)>5%	**19.5**	**1.0**
Test de Khi-deux		accepté						âge central	19.4	1.2
Probabilité de Khi-deux		**19.46**	%					disp<5%		

ANNEXE 3

Article publié au C. R. Acad. Sci. Paris.

Dénudations différentielles du massif cristallin externe de l'Argentera (SE France) révélées par thermochronologie traces de fission (zircons, apatites)

Differential denudations of the Argentera external crystalline massif (SE France) revealed by Fission track thermochronology (zircons, apatites)

Florence Bigot-Cormier[a], Gérard Poupeau[b] et Marc Sosson[a]

[a]UMR 6526/CNRS, Géoscience Azur, 250 rue Albert Einstein, 06560 Valbonne, E-mail : bigot@faille.unice.fr, sosson@faille.unice.fr

[b]UMR 5025/CNRS, Institut Dolomieu, 15 rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble, E-mail : gerard.poupeau@ujf-grenoble.fr

Résumé- La thermochronologie par traces de fission du massif cristallin externe de l'Argentera (Alpes occidentales) révèle la présence de blocs affectés de mouvements verticaux différentiels. Le secteur NW est passé au-dessous d'environ 300°C dès le Crétacé supérieur alors que le reste du massif a franchi l'isotherme 250°C entre 29 et 20 Ma après la mise en place des nappes internes. Le refroidissement du massif au-dessous de 120°C a lieu depuis plus de 12,5 Ma avec une accélération locale de sa dénudation dès 6 Ma puis plus généralement depuis 3,5 Ma en rapport avec le mouvement inverse de la faille de Bersézio.

Thermochronologie / traces de fission / dénudation / Alpes occidentales / Argentera-Mercantour

Abstract- A fission track thermochronological study of the Argentera external crystalline massif (Western Alps) reveals occurrence of blocks with differential vertical motions. The NW area cooled down about 300°C from the Upper Cretaceous and the remaining of the massif crossed the 250°C isotherm in the 29-20 Ma time interval, after the internal nappe overthrust. Moreover the massif cooled below 120°C since more than 12.5 Ma and its denudation rate increased locally 6 Ma ago and more generally since 3.5 Ma about with the reverse motion along the Bersezio fault.

Thermochronology / fission tracks / denudation / Western Alps / Argentera-Mercantour

Abridged version

Introduction and geological setting

The fission track (FT) thermochronological method is well adapted to quantify vertical motion within orogenic belt - for examples Andes (Benjamin *et al.*, 1987), Alps (Hurford *et al.*, 1989) or Himalaya (Poupeau *et al.*, 1991). Usually FT are recorded in these minerals in a temperature range (called "partial annealing zone": PAZ) well known for apatites from 120 to 60°C (Green *et al.*, 1989) and rougher for zircons from about 330 to 220°C (Tagami et Shimada, 1996 ; Tagami *et al.*, 1998). The thermal history inside this PAZ is more detailed by the confined FT analyses (Gleadow *et al.*, 1986).

In the Alpine belt (**Fig. 1**), several thermochronological studies were realised in the internal zones (Schwartz *et al.*, 1999), in the external zones (Trümpy, 1980; Seward and Mancktelow, 1994; Lelarge, 1993; Seward *et al.*, 1999) and more specifically in the Argentera massif (Carpena and Bogdanoff, 1982; Mansour, 1991; Bogdanoff *et al.*, in press). Three samples, taken near Saint Etienne de Tinée, were previously dated by Carpena and Bogdanoff (1982) on apatites (7±1 Ma at 1,100 m and 1,600 m, about 20 Ma at 2,600 m) and zircons (82±3 Ma at 1600 m and 76±2 Ma at 2600 m). Then 15 samples located on a NE-SW profile from Isola were analysed by Mansour (1991) on apatites (from 2.5 Ma at 900 m to 6-8 Ma at 2400 m) with no clear coherence with the Carpena and Bogdanoff (1982) results.

In order to precise the erosion-denudation process and the cooling history of this massif, a larger sampling was realised for analysing FT on apatites and zircons. The complete thermochronological results are presented in this study and its regional implications will be discuss elsewhere.

The variscan basement of the Argentera-Mercantour consists of two metamorphic units (Faure-Muret, 1955; Bogdanoff, 1986) limited by the N120-140 shear zones of Valetta-Molières (SZV) and Bersézio (SZB). These two zones are characterised to the East by the Tinée unit and to the West by the Malinverne/Chatillon-Valmasque groups intruded by the post-tectonic 293±10 Ma old Argentera granite (Ferrara and Malaroda, 1969).

Up to 4,000 m of permo-triassic series were deposited on this basement and unconformably overlie by mesozoic and cenozoic sediments (Bogdanoff, 1986). The autochton was overthrusted by penninic units (1) during Late Eocene-Early Oligocene by the Autapie nappe (Kerckhove, 1969; Tricard, 1984; Fry, 1989), (2) and by a part of the Parpaillon nappe during Stampien (Merle, 1982).

The mesozoic and cenozoic cover overlie by nappes reach a thickness of at least 4,000 m. Consequently, at the end of Oligocene, the basement held up 8 to 10 km of sediments.

Experimental procedures and results

Apatites and zircons grains were separated using conventional heavy liquids/magnetic separation procedures. They were dated with the external detector technique using kapton foils (Hurford and Carter, 1991). Tracks were etched in apatites with a HNO_3 molar solution at 20°C for 30 to 60 sec, in zircons with a KOH-NaOH eutectic solution at 230°C for 10 to 30 h, and in kapton within a boiling solution of potassium hypochlorite. In each irradiation in the Orphée nuclear reactor of the Centre d'Etudes Nucléaires of Saclay (France), from two to three glass monitors were irradiated with the samples to take into account possible flux gradients in the irradiation rabbit. All ages were calculated as central ages (Galbraith and Laslett, 1993).

Apatites and/or zircons of forty samples were taken from the basement following elevation profiles and analysed by at least two observers. For each samples the statistic test of Galbraith (1981) shows only one age population.

Confined track lengths were measured in apatites following the procedure recommended by Laslett *et al.* (1982, 1984).

Zircons.- Two different behaviours are observed in two different areas (**Fig. 2**). At the West of Isola and South of the SZV, FT ages range from 80 to 50 Ma without age/elevation correlation (Carpena and Bogdanoff, 1982 and this work). In the bulk of the massif, ages vary from 29-20 Ma with an apparent denudation rate of 0.4 mm/yr.

Apatites.- In the block where zircon FT >50 Ma, ages are comprised between 8-5 Ma from 916 to 2,400 m so are coherents with Carpena and Bogdanoff (1982) results exept for the samples taken at 2,600 m at about 20 Ma. In the bulk of the massif, ages vary from 12.5-3.5 Ma in good agreement with Mansour (1991) ages and are older in the SW of SZB than in the NE for the same elevation up to 3.5 Ma (**Fig. 3**). The mean track lengthes mesured are <13.2 µm with a standard deviation from 2 to 2.9 µm. For ages <3.5±1 Ma at 950-1,600 m, these mean track lengthes are >13.5 µm with standard deviations <2 µm. Consequently, at elevations >1600 m, we are in a PAZ whom denudation accelerated since 3.5 Ma, the differential motions in each sides of the SZB happening later.

Discussion and conclusion

Monié and Maluski (1983) suggest a temperature of about 220-250°C at about 40-33 Ma on K Feldspaths. Nevertheless, the basement was overloaded by 8-10 km of sediments, consequently according the geothermal gradient chosen for Oligocene, we estimate a temperature at least of 210-260°C (for 25°C/km) to 250-310°C (for 30°C/km), considering (1) a surface mean temperature of 10°C and (2) not erosion of the variscan basement. Apatites FT were totally erased at this time and only a part of zircon FT were affected either because of the lower limit of the PAZ is not well estimated, or/and because the basement was partially eroded or/and the sedimentary thickness was undervalued. Thus, the youngest zircon ages were related to the cooling by erosion with uplift associated. The fact that zircon FT in the block W Isola/South SZV did not erased involve that this part of the massif was more superficial position since the Upper-Cretaceous.

In this part, apatite FT show a mean acceleration of the denudation rate from 0.8 mm/yr (for 25°C/km) to 0.6 mm/yr (for 30°C/km) at about 6 Ma. Nevertheless, the bulk of the massif is clearly in the PAZ only since at least 12.5 Ma (2,710 m in the SW part from SZB) and the acceleration appears during Pliocene (3.5 Ma) with an apparent denudation rate of the massif estimated from 1.4 mm/yr (for 25°C/km) to 1.1 mm/yr (for 30°C/km).

The vertical motions observed by our FT thermochronological study are coeval with the structuration of the Castellane arc during the Upper Miocene (Laurent, 1998). As suggested by Laurent (1998) the massif is likely a back-stop involving a tectonic prism at this time. More, the late reverse motion (<3.5 Ma) on the SZB, explaining the different elevation observed in each part from this zone, is syn -outsequence thrusts, -Nice arc formation and testify to a same basement and nappe structuration. The massif denudation is related to basement thrusting and cover sliding with erosion.

To conclude, the apatite-zircon FT thermochronological study realised on a large number of samples located on the whole of the massif indicate that :

- the basement was structurated into several blocks since the Upper Cretaceous which show some differential vertical motions,
- different FT ages on apatites observed by Carpena and Bogdanoff (1982) and Mansour (1991) on different zones of this massif,
- the acceleration of the massif denudation is previously coeval with the marin level fall during Messinian. Since this time, the denudation is more probably linked to a

compressional tectonic as the other external massif (Debelmas and Kerckhove, 1980), marked by deformations in arc Nice pliocene series (Schroetter, 1998). This late uplift/denudation is coeval with the North-ligurian basin subsidence (Réhault, 1981; Clauzon, 1995). This behaviour might be considered as an isostatic rebound to the internal nappe overload on the Argentera basement.

1. Introduction

La thermochronologie par traces de fission (TF) est actuellement une méthode très utilisée dans la quantification de la composante verticale des mouvements des chaînes récentes, qu'il s'agisse des Andes (Benjamin *et al.*, 1987) des Alpes (Hurford *et al.*, 1989) ou de l'Himalaya (Poupeau *et al.*, 1991). Ceci résulte de la capacité des minéraux utilisés à n'enregistrer de façon stable les traces de fission qu'à des températures relativement basses. La thermochronologie par TF utilise pour l'interprétation des données le concept simplificateur de zone de rétention partielle (ZRP) des traces, qui désigne la fenêtre de températures depuis celle où les traces commencent à être enregistrées, mais sont très courtes, jusqu'à celle où elles atteignent leur longueur maximale stable dans les conditions géologiques. Les limites de la ZRP sont bien contraintes pour l'apatite, entre 120 et 60°C (Green *et al.*, 1989) ; elles le sont moins bien pour les zircons, où elles se situeraient entre 320 et 220°C (Tagami et Shimada, 1996 ; Tagami *et al.*, 1998). Dans l'apatite, depuis une douzaine d'années, on sait tenir compte, dans l'évaluation de la signification d'un âge apparent, de l'histoire thermique au sein de la ZRP, par l'analyse de la distribution des longueurs de "traces confinées" (Gleadow *et al.*, 1986).

Dans l'arc alpin occidental (**Fig. 1**), la thermochronologie TF a été récemment appliquée à l'étude des taux de dénudation des zones internes (Schwartz *et al.*, 1999) et des massifs cristallins externes : Aar (Trümpy, 1980), Mont-Blanc/Aiguilles-Rouges (Seward et Mancktelow, 1994), Belledonne (Lelarge, 1993), Pelvoux (Seward *et al.*, 1999) et Argentera (Carpéna et Bogdanoff, 1982 ; Mansour, 1991 ; Bogdanoff *et al.*, sous presse). Peu ou pas de données sur les traces confinées étaient présentées, et en aucun cas un massif n'avait fait l'objet d'un échantillonnage détaillé.

Dans l'Argentera, Carpéna et Bogdanoff (1982) ont daté trois échantillons du voisinage de Saint-Etienne de Tinée, avec pour résultats 7±1 Ma à des altitudes de 1100 et 1600 m et environ 20 Ma à 2600 m pour les apatites, les âges des zircons s'établissant à 82±3 Ma et 76±2 Ma pour les deux altitudes les plus élevées. Les 15 datations réalisées sur apatites par Mansour (1991) concernaient un transect du massif grossièrement orienté NE-SO depuis Isola. Les âges récents, vers 2,5 Ma, étaient trouvés pour les extrémités du profil, les plus anciens, vers 6-8 Ma pour les altitudes élevées, près de la zone de cisaillement de Bersézio (**Fig. 2**).

Afin de mieux comprendre la dynamique de la dénudation de l'Argentera, nous avons échantillonné l'ensemble du massif pour une étude thermochronologique par TF de ses apatites et de ses zircons. Nous en présentons ici les principaux résultats, dont les implications régionales seront discutées par ailleurs.

2. Contexte géologique

Le socle varisque de l'Argentera est composé de deux unités métamorphiques (Faure-Muret, 1955 ; Bogdanoff, 1986) séparées par les deux zones mylonitiques de Valetta-Molières (ZCV) et de Bersézio (ZCB), orientées N120-140. A l'ouest, l'unité de la Tinée se distingue de l'unité orientale par la présence d'anatexites s'ajoutant aux orthogneiss et aux migmatites des groupes de Malinverne et de Chatillon-Valmasque. Ce dernier groupe est recoupé par le granite de l'Argentera, daté à 293±10 Ma (Ferrara et Malaroda, 1969).

Les séries permo-triasiques reposent à l'ouest et au sud sur le socle. Cet ensemble sédimentaire structuralement solidaire du socle aurait localement atteint plus de 4000 m d'épaisseur. Ce tégument et le socle sont recouverts en discordance par une couverture sédimentaire mésozoïque à cénozoïque (Bogdanoff, 1986). A partir de l'Eocène supérieur, l'autochtone a été progressivement chevauché par les nappes internes. Les premières nappes de la série sub-briançonnaise n'auraient pas atteint le massif puisque les schistes à blocs déposés en milieu sous-marin dans le bassin d'avant-chaîne au cours du Priabonien (Fry, 1989) forment le sommet de la couverture du massif (Bogdanoff, 1986). En revanche, les flyschs à helminthoïdes (nappe de l'Autapie), -déposés fini Eocène-début Oligocène en milieu sous-marin (Kerckhove, 1969 ; Tricard, 1984)-, suivis d'une partie de la nappe de Parpaillon charriée vers le NW au Stampien (Merle, 1982), ont recouvert l'autochtone. Ainsi les nappes auraient atteint au moins 4000 m d'épaisseur. Par conséquent, à la fin de l'Oligocène, le socle supportait au moins 8000 m de sédiments -si l'on exclue la seconde partie de la nappe du Parpaillon qui serait restée entre le Pelvoux et l'Argentera sans recouvrir ce dernier (Merle, 1982), voire plus de 9000 m (Bogdanoff *et al.*, sous presse) d'épaisseur sédimentaire plissée et décollée.

3. Procédures expérimentales et résultats

Les datations ont été réalisées au laboratoire de Grenoble. Les apatites et les zircons, d'une granulométrie de 80-160 μm ont été obtenus après broyage des roches-mères et tamisage (liqueurs denses et séparation magnétique) puis montés dans une résine (apatites) ou inclus dans une feuille de téflon (zircons). Les datations ont été réalisées par "détecteur externe" (Hurford et Carter, 1991) en utilisant des feuilles de kapton. De deux à trois dosimètres neutroniques (verres dopés à l'uranium) ont été irradiés dans chaque furet avec les échantillons à dater afin de contrôler le gradient du flux de neutrons lors des irradiations. Nous avons utilisé le réacteur nucléaire Orphée du Centre d'Etudes Nucléaires de Saclay (France). Les traces de fission sont révélées dans les apatites, par une solution molaire HNO_3 à température ambiante pendant 30 à 60 sec pour la datation et jusqu'à 50 à 80 sec pour la mesure des traces confinées ; dans les zircons, par une solution eutectique NaOH-KOH à 230°C pendant 10 à 30 heures ; dans le kapton (détecteur externe), par une solution à l'ébullition d'hypochlorite de potassium. Les mesures de traces ont été effectuées en microscopie optique avec un objectif à immersion d'huile 100x et des oculaires 10x. Les traces confinées ont été mesurées selon les recommandations de Laslett *et al.* (1982, 1984) en utilisant une chambre claire et une table digitalisée associée à un micro-ordinateur.

Une quarantaine d'échantillons du socle hercynien ont été prélevés à différentes altitudes. La plupart contenaient des apatites ou des zircons, ou les deux, et près de la moitié des échantillons ont été datés par au moins deux observateurs. Dans tous les échantillons, le test statistique de Galbraith (1981) montre qu'il n'existe qu'une seule population d'âges parmi les grains datés. Les âges ont été calculés selon le formalisme des âges centraux de Galbraith et Laslett (1993).

Zircons.- Selon les secteurs, les âges montrent deux types de comportement (**Fig. 2**). Dans un compartiment situé à l'ouest d'Isola et limité au nord par la ZCV, les âges TF varient de 80 à 50 Ma sans montrer de corrélation avec l'altitude (Carpéna et Bogdanoff, 1982 et ce travail). Ailleurs, les âges sont groupés entre 29 et 20 Ma et montrent une corrélation linéaire avec l'altitude correspondant à un taux moyen apparent de dénudation de 0,4 mm/a.

Apatites.- Dans le compartiment caractérisé par des âges zircons >50 Ma, les âges TF des apatites varient peu, autour de 6 Ma, quelle que soit l'altitude, entre 916 et 2400 m. Ils sont donc proches de ceux de Carpéna et Bogdanoff (1982) pour des altitudes équivalentes excepté pour l'échantillon obtenu à 20 Ma prélevé à 2600 m. Dans le reste du massif, les âges vont de

12,5 à 3,5 Ma. A altitude égale, les âges centraux >3,5 Ma sont plus vieux au Sud-Ouest de la ZCB qu'au Nord-Est (**Fig. 3**). Pour ces échantillons, de part et d'autres de la ZCB, on observe une corrélation âge/altitude de pente 0,2 mm/a, avec des distributions de longueurs de traces présentant des moyennes <13,2 µm et des écart-types compris entre 2 et 2,9 µm. Les âges <3,5±1 Ma, qui se rencontrent à des altitudes comprises entre 950 et 1600 m, sont associés à des traces confinées plus longues, de moyennes >13,5 µm et d'écart-types <2 µm. Nous sommes donc, à des altitudes >1600 m, en présence d'une ZRP dont la surrection s'est accélérée il y a 3,5 Ma, le décalage vertical entre compartiments nord et sud par rapport à la ZCB s'établissant plus tardivement**.**

4. Discussion

Peu de données permettent d'estimer le maximum de température subi par le massif de l'Argentera depuis la fin de l'orogénèse varisque vers 280 Ma. Une datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur des feldspaths potassiques du socle indique qu'une température de 220-250°C aurait été atteinte vers 40-33 Ma (Monié et Maluski, 1983). Par ailleurs, le recouvrement maximum du socle au moins pour la plus grande partie du massif fut de 8-10 km. Cet enfouissement correspondrait à l'Oligocène à des températures d'au moins 210-260°C (pour 25°C/km) à 250-310°C (pour 30°C/km), si on prend une température moyenne de surface de 10°C et en considérant que le socle varisque n'a connu aucune érosion. Ainsi, lors de l'enfouissement maximum du massif, les apatites auraient "perdu" intégralement leur mémoire "traces", alors que celle des zircons n'auraient pu être que partiellement affectée, ce qui d'après cette étude n'est pas le cas.

Les âges TF sur zircon de la plus grande partie du socle sont tous plus jeunes que celui de la mise en place des nappes. Ceci révèle que la température ambiante avait bien atteint une valeur suffisante pour effacer toute trace déjà présente. De fait, il faut envisager que la température de la base de la ZRP pourrait être inférieure aux estimations actuelles (300-320°C) ou/et que le socle hercynien lui-même a été partiellement érodé ou/et que l'épaisseur sédimentaire a été sous-évaluée. La relation âge/altitude relevée pour ces zircons doit alors être attribuée au refroidissement lié à l'érosion des nappes et probablement associé à la surrection du massif. Le fait que la mise en place des nappes n'ait pas remis à zéro le chronomètre TF des zircons du compartiment Ouest Isola/Sud ZCV implique qu'il s'agissait d'un secteur en position plus superficielle que le reste du massif, et ceci dès le Crétacé supérieur. D'ailleurs, la présence, au Crétacé supérieur, de blocs de roches métamorphiques dans les séries détritiques de la partie nord de l'Argentera (Malaroda, 1963), qui témoignent d'une vigoureuse érosion du socle, est en accord avec cette interprétation. Il faut par conséquent envisager des mouvements verticaux dans le socle dès le Crétacé supérieur.

Les données TF sur apatite montrent qu'au Néogène le secteur Ouest Isola/Sud ZCV continue à se comporter de façon distincte. Ainsi, il est le premier à connaître une dénudation rapide, vers 6 Ma. Selon le gradient géothermique (supposé constant) choisi, entre 25 et 30°C/km, le taux moyen de dénudation depuis cette période dans la zone Ouest Isola/Sud ZCV se situerait entre 0,8 et 0,6 mm/a. Il s'agit bien évidemment d'un mouvement général de l'ensemble des blocs constituant cette partie NO très faillée.

Le reste du massif était lui aussi dans la ZRP des apatites depuis au moins 12,5 Ma, âge relevé pour l'échantillon d'altitude la plus élevée situé au sud-ouest de la ZCB (2710 m). L'accélération de la dénudation (surrection associée à l'érosion) ne se produit là qu'au Pliocène (3,5 Ma). Le taux de dénudation moyen est estimé à 1,4 et 1,1 mm/a. Ils sont du même ordre que ceux estimés pour les quatre derniers millions d'années dans le massif de Belledonne, de 1,4-1,5 mm/a et depuis 5 Ma dans le massif de l'Aar, avec 0,8-1,0 mm/a (Bogdanoff *et al.*, sous presse).

Les mouvements verticaux révélés par la thermochronologie TF dans l'Argentera sont donc, au Miocène supérieur, contemporains de la structuration compressive, de l'arc de Castellane dans l'avant-pays (Laurent, 1998). Ces résultats sont en faveur d'une surrection/érosion du massif considéré par Laurent (1998) comme un "back-stop" et produisant la structuration du prisme tectonique de l'avant-pays. En outre, le mouvement inverse tardif (<3,5 Ma) de la faille de Bersézio, responsable de la différence d'altitude de la paléo-ZRP des apatites de part et d'autre de cette zone (**Fig. 3**), est contemporain des chevauchements hors-séquences dans l'avant-pays, de la formation de l'arc de Nice et témoigne d'une même logique de structuration du socle et des nappes vers le sud ou le sud-ouest. Il semble donc raisonnable de penser que la dénudation de l'ensemble du massif est liée à des déformations, associant chevauchements dans le socle et dénudation par glissement de la couverture avec érosion.

5. Conclusion

Nos résultats indiquent que le massif de l'Argentera est composé de plusieurs compartiments à dénudations distinctes depuis le Crétacé supérieur, affectés de mouvements à composante verticale différentielle depuis le Mio-Pliocène.

La densité de notre échantillonnage, étendu à l'ensemble du massif, permet d'expliquer les importantes différences d'âges TF des apatites observées, à altitude égale, entre les données de Mansour (1991) et de Carpéna et Bogdanoff (1982).

On notera que la baisse du niveau marin qui s'exprime particulièrement au Messinien s'effectue durant l'accélération brutale de la dénudation du massif de l'Argentera. Néanmoins, après la phase tectonique compressive du Miocène supérieur, le niveau marin de base retrouve au moins sa position initiale comme en témoignent la formation de rias au niveau des anciens canyons (Var, Vésubie) (Bourcard, 1962 ; Clauzon *et al.*, 1995) lors de la transgression pliocène (Irr, 1984). A partir de cette période, la dénudation de l'Argentera est très certainement en rapport avec la phase compressive subie par l'ensemble des massifs cristallins externes (Debelmas et Kerckhove, 1980) et qui se traduit au sud, dans l'arc de Nice, par la déformation des séries pliocènes (Schroetter, 1998). Parallèlement à cette surrection, le bassin nord-ligure est entré en subsidence (Réhault, 1981 ; Clauzon *et al.*, 1995). Par conséquent, on doit désormais rechercher l'origine de ces mouvements verticaux différentiels affectant le socle depuis le Miocène, de l'arrière-pays au bas de la marge, en considérant (i) une réponse isostatique due à une surcharge crustale au niveau du massif cristallin externe le plus méridional et (ii) les conséquences de cette surcharge sur la limite continent-océan.

Références

Benjamin, M. T., Johnson, N. M. et Naeser, C. W., 1987. Recent rapid uplift in the Bolivian Andes ; evidence from fission-track dating, *Geology*, 15, p. 680-683.

Bigot-Cormier, F., Sosson, M., Poupeau, G. et Stéphan, J.-F. Fission track thermochronology (zircons, apatites) on Argentera massif (External cristalline alps massif) : denudation and uplift evolution, *Tectonics*, en préparation.

Bogdanoff, S., 1986. Evolution de la partie occidentale du massif de l'Argentera. Place dans l'arc alpin, *Geol. Fr.*, 4, p. 433-453.

Bogdanoff, S., Mansour, M., Michard, A., Poupeau, G., 1999. Apatite fission track analysis in the Argentera massif : evidence of contrasting uplift rates in the External Crystalline Massifs of the Western Alps, *Terra Nova*, soumis.

Bourcard, J., 1962. La Méditerranée et la révolution du Pliocène. L'évolution paléogéographique et structurale des domaines méditerranéens et alpins d'Europe, Livre à la Mémoire du Professeur Fallot, *Mém. Soc. Géol. Fr.,* 1, p. 103-118.

Carpéna, J. et Bogdanoff, S., 1982. Premiers âges traces de fission sur le couple apatite-zircon dans le NO de l'Argentera-Mercantour (Alpes Maritimes), *9ème Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Paris*, 9, p. 119.

Clauzon, G., Rubino, J. L. et Savoye, B., 1995. Marine Pliocene Gilbert-type fan deltas along the French Mediterranean coast : a typical infill feature of preexisting subaerial Messinian canyons, *IAS-16ème Congrès Regional de Sédimentologie-5ème Congrès Français de Sédimentologie-ASF Field Trip Guide Book, Pub. ASF, Paris*, 23, 254 p.

Debelmas, J. et Kerckhove, Cl., 1980. Les Alpes franco-Italiennes, *Géol. Alpine*, 56, p. 21-58.

Faure-Muret, A., 1955. Etudes géologiques sur le Massif de l'Argentera-Mercantour et sur ses enveloppes sédimentaires, *Mém. Carte Geol. Fr.*, 336 p.

Ferrara, G. et Malaroda, M., 1969. Radiometric age of granitic rocks from the Argentera massif (Maritim Alps), *Bull. Soc. Geol.*, 88, p. 311-320.

Fry, N., 1989. Southwestward thrusting and tectonics of the Western Alps. *Alpine Tectonics, Geol. Soc. Spe. Pub.,* 45, p. 83-109.

Galbraith, R. F., 1981. On statistical models for fission track counts, *Math. Geol.*, 13, p. 471-488.

Galbraith, R. F. et Laslett, G. M., 1993. Statistical models for mixed fission track ages, *Nucl. Tracks*, 21, p. 459-470.

Gleadow, A. J. W., Duddy, I. R., Green, P. F. and Lovering J. F., 1986. Confined track lengths in apatite : a diagnostic tool for thermal history analysis, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 94, p. 405-415.

Green, P. F., Duddy, I. R., Laslett, G. M., Hegarty, K. A., Gleadow, A. J. W. et Lovering J. F., 1989. Thermal annealing of fission tracks in apatite, 4. Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales, *Chem. Geol.*, 79, p. 155-182.

Hurford, A. J., Flisch M. et Jäger E., 1989. Unravelling the thermo-tectonic evolution of the Alps: a contribution from fission track analysis and mica dating, *in* : Eds. M. P. Coward, D. Dietrich et R. G. Park, *Alpine Tectonics*, Geological Society Special Publication n°45 (Londres), 369-398.

Hurford, A. J. et Carter A. J. W., 1991. The role of fission track dating in discrimination of provenance. *In* : *Developments in Sedimentary Provenance Studies, ed. AC Morton, SP Todd, PDW Haughton, Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 57, p. 67-78.

Irr, F., 1984. Paléoenvironnements et évolution géodynamique néogènes et quaternaires de la bordure nord du bassin méditerranéen occidental : un système de pente de la paléo-marge liguro-provençale, Thèse Doctorat D'Etat, Nice, 464 p.

Kerckhove, Cl., 1969. La "zone du Flysch" dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes Occidentales), *Geol. Alpine*, 45, p. 1-202.

Laslett, G. M., Kendall, W. S., Gleadow, A. J. W. et Duddy, I. R., 1982. Bias in measurement of fission track length distributions, *Nucl. Tracks*, 6, p. 79-85.

Laslett, G. M., Gleadow, A. J. W. et Duddy, I. R., 1984. The relationship between fission track length and track density in apatite, *Nucl. Tracks*, 9, p. 29-38.

Laurent, O., 1998. Modalité de la structuration d'un prisme de front de chaîne : l'exemple de l'Arc de Castellane (Chaînes subalpines méridionales, France), Thèse, Nice-Sophia Antipolis, 290 p.

Lelarge, L., Ménard, G. et Poupeau, G., 1993. Datation par traces de fission du massif de Belledonne, *13ème réunion des Sciences de la Terre*, 13, p. 79.

Malaroda, R., 1963. Les faciès à composante détritique dans le Crétacé autochtone des Alpes maritimes italiennes, Geol. Rundsch., 53, p. 41-57.

Mansour, M., 1991. Thermochronologie par la méthodes des traces de fission dans l'apatite. Application aux massifs de l'Argentera-Mercantour (Alpes occidentales) et des Jebilet (Meseta marocaine), thèse, Grenoble, 197 p.

Merle, O., 1982. Mise en place séquentielle de la Nappe du Parpaillon en Embrunais-Ubaye (Flysch à Helminthoïdes, Alpes occidentales), *C. R.. Acad. Sci. Paris*, 294, p. 603-606.

Monié, P. et Maluski, H., 1983. Données chronologiques 39Ar-40Ar sur le socle antepermien du massif de l'Argentera-Mercantour (Alpes maritimes–France), *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7, p. 247-257.

Poupeau, G., Pêcher, A., Benharbit, M. et Noyan, O. F., 1991. Ages traces de fission sur apatites et taux de dénudation plioquaternaires au Karakorum central, *C. R. Acad. Sci. Paris,* 313, série II, p. 917-922.

Rehault, J. P., 1981. Evolution tectonique et sédimentaire du Bassin Ligure (Méditerranée Occidentale), *Thèse Univ. Paris VI*, 132 p.

Schroetter, J.-M., 1998. L'enregistrement sédimentaire de la déformation mio-plio-quaternaire sur la bordure ouest de l'arc de Nice : analyse morpho-sédimento-structurale, *Géol. Alpine*, 74, 146-149.

Schwartz, S., Lardeaux, J.-M., Poupeau, G. et Tricart, P. (1999). Contrasted cooling ages revealed by fission tracks in the schistes lustrés of Cottian Alps : tectonic consequences, *in* Workshop on Fission Track Analysis : Theory and Applications, Chatillon (Italie), 11-14 juillet, résumé étendu, 35-36.

Seward, D. et Mancktelow, N. S., 1994. Neogene kinematics of the central and western Alps : evidence from fission-track dating, *Geology*, 22, 803-806.

Seward, D., Ford, M., Bürgisser, J., Lickorish, H., Williams, E. A. et Meckel III, L.D., 1999. Preliminary results of fission-track analyses in the Southern Pelvoux area, SE France, *in* : 3rd Workshop on Alpine Geological Studies, Biella-Oropa (Italie), 29 septembre-1er octobre, Eds. G. Gosso, F. Jadoul, M. Sella et M. I. Spalla, *Memorie di Scienze Geologische*, 51, 25-31.

Tagami, T. et Shimada, C., 1996. Natural long-term annealing of the zircon fission track system around a granitic pluton, *J. Geophys. Res.*, 101, p. 8245-8255.

Tagami, T., Galbraith, R. F., Yamada, R. et Laslett, G. M., 1998. Revised annealing kinetics of fission tracks in zircon and geological implication, *in* : *Advances in Fission-Track Geochronology, Eds. P. Van den Haute et F. de Corte, Kluwer (Dordrecht)*, p. 99-112.

Tricard, P., 1984. From passive margin to continental collision : a tectonic scenario for the Western alps, *Amer. Journ. Sci*., 284, p. 97-120.

Trümpy R. 1980. An outline of the geology of Switzerland. In : Geology of Switzerland, a guide book, Swchweiz. Geol. Komm., 102 p., Wepf and co, Bale.

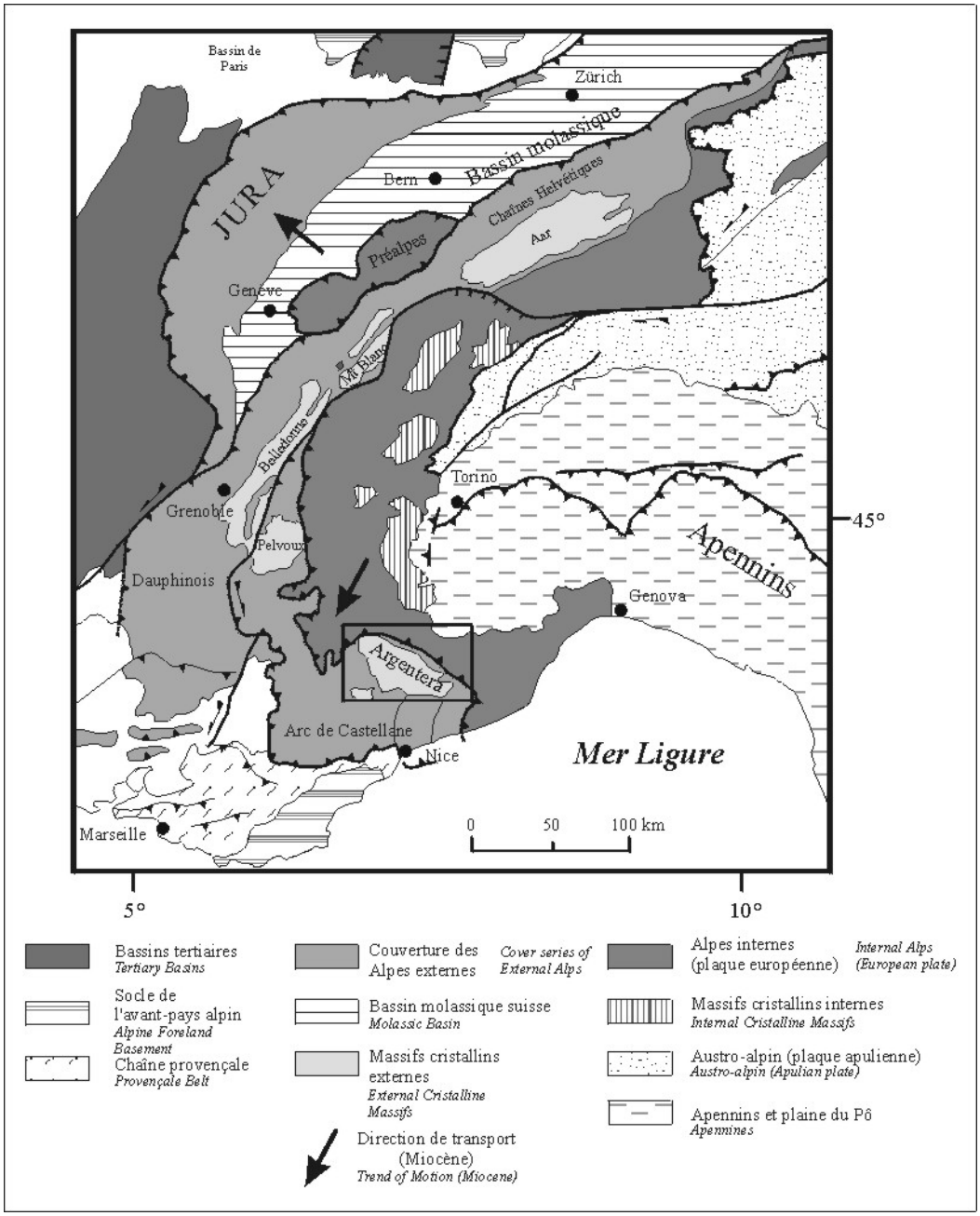


Figure 1 : Schéma structural simplifié des Alpes occidentales (d'après Laurent, 1998) ; localisation de la zone d'étude.

Figure 1: Structural sketch map of the Western Alps (from Laurent, 1998), area studied localised.

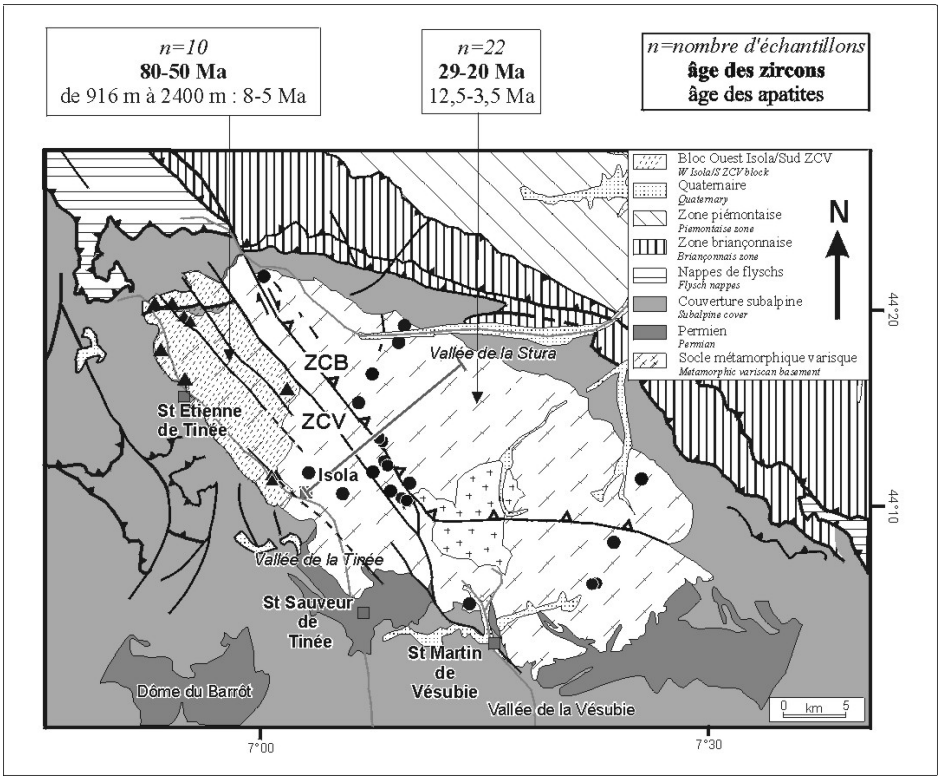


Figure 2 : Carte d'âges TF synthétique du massif de l'Argentera-Mercantour. ZCV, zone de cisaillement de Valetta-Molières ; ZCB, zone de cisaillement de Bersézio.
Figure 2: Synthetic FT ages map of the Argentera-Mercantour. ZCV, Valetta-Molières shear zone; ZCB, Bersezio shear zone.

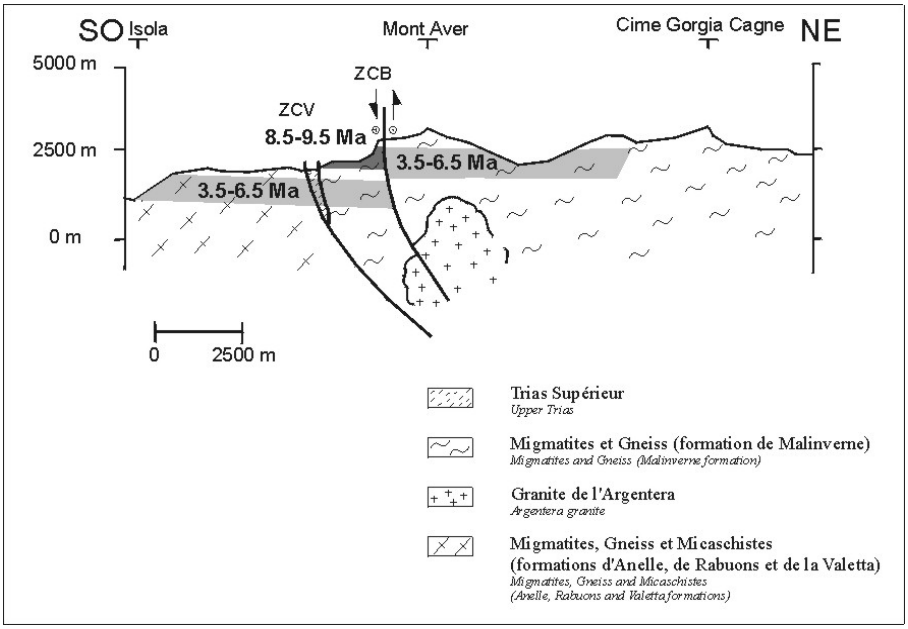


Figure 3 : Coupe du massif de l'Argentera-Mercantour illustrant l'influence tardive de la ZCB(zone de cisaillement de Bersézio) sur les âges TF des apatites.
Figure 3: Profile of the Argentera-Mercantour massif showing the late influence of the ZCB (Bersezio shear zone) on the FT apatite ages.

ANNEXE 4

A - Etude micropaléontologique de quatre échantillons prélevés au large d'Antibes et d'Imperia lors de la mission CYLICE (juin 1997)

Plongée CYL 23, observateur : J.-F. Stephan : échantillons CYL 23-9 et CYL 23-11
Plongée CYL 30, observateur : M. Sosson : échantillons CYL 30-05 et CYL 30-06

Etude réalisée par M. Ferrandini, Université de Corse-Corté (janvier, 2002)

I – Introduction

Si l'échantillon CYL 30-05 s'est révélé stérile, les 3 autres présentent une riche microfaune. L'inventaire respectif des foraminifères planctoniques sera discuté et l'attribution stratigraphique donnée. Nous nous sommes basés sur le découpage en biozones de Iaccarino (1985).

II – Inventaire

Foraminifères planctoniques	CY L 23-09	CY L 23-11	CY L 30-06
Globorotalia **truncatulinoides** truncatulinoides (d'ORBIGNY)	●	●	
Gl. truncatulinoides excelsa *SPROVIERI et RUGGIERI*	●		
Globorotalia **inflata** *(d'ORBIGNY)*	●	●	
Globorotalia scitula scitula (BRADY)	●	●	
Globigerinoides trilobus sacculifer (BRADY)	●	●	
Globigerinoides obliquus extremus BOLLI et BERMUDEZ	●	●	
Globigerinoides trilobus trilobus REUSS	●	●	
Beella digitata (BRADY)	●	●●	
Globoturborotalia decoraperta (TAKAYANAGI et SAITO)	●		
Hastigerina pelagica (d'ORBIGNY)	●		
Sphaeroidinellopsis sphaeroides LAMB.	●	●	
Globorotalia puncticulata (DESHAYES)	●		
Globigerinoides ruber (d'ORBIGNY)		●	
Globigerinoides obliquus obliquus BOLLI		●	
Orbulina bilobata (d'ORBIGNY)		●	
Globorotalia margaritae BOLLI et BERMUDEZ		●	
Globorotalia crassaformis crassaformis (GALLOWAY et WISSLER)			●●●
Globorotalia crassaformis ronda BLOW			●

Globorotalia **aemiliana** COLALONGO et SARTONI			●
Globigerina bulloides d'ORBIGNY		●	
Globigerina apertura (CUSHMAN)		●	●
Globigerinella aequilateralis (BRADY)	●	●	●
Orbulina universa d'ORBIGNY	●	●	●●
Globorotalia crassaformis oceanica CUSHMAN et BERMUDEZ			●
Globigerinella obesa (BOLLI)	●	●	
Globigerinella siphoniphera (BLOW)	●	●	
Globigerina quinqueloba (NATLAND)	●		●
Globigerina glutinata EGGER	●		

III – Marqueurs stratigraphiques utilisés

Globigerinoides obliquus sous espèce *obliquus* et *extremus*. Elles apparaissent au Miocène et disparaissent au sommet de la 1ère zone du Pliocène supérieur.

Ce sont des taxons présents dans CYL 23-09 et CYL 23-11 mais absent de CYL 30-06.

Sphaeroidinellopsis sphaeroides. C'est un taxon essentiellement pliocène. Sa disparition est donnée, pour la Méditerranée, presque à la fin du Pliocène.

Ce taxon est présent dans CYL 23-09 et CYL 23-11 mais absent de CYL 30-06.

Globorotalia margaritae. Ce taxon, limité aux 2 dernières zones du Pliocène inférieur, n'est présent que dans CYL 23-11.

Globorotalia aemiliana (synonyme de *crassula*) est une espèce qui apparaît à la base de la 2ème zone du Pliocène supérieur et qui disparaît dans la zone suivante.

Ce taxon est présent uniquement dans CYL 30-06.

Globorotalia groupe *crassaformis.* C'est un taxon plio-quaternaire présent uniquement dans CYL 30-06. Les différentes sous espèces reconnues (*crassaformis, ronda et oceanica*) n'apportent pas plus de précision. Par contre on note l'absence de *hessi* qui est une sous espèce pleistocène.

Globorotalia inflata. C'est l'espèce index de la dernière zone du Pliocène. Elle est toujours présente à l'Holocène.

Ce taxon est présent dans CYL 23-09 et CYL 23-11 mais absent de CYL 30-06.

Globigerinoides ruber. Pour la Méditerranée, c'est une espèce plio-quaternaire.

Elle est présente uniquement dans CYL 23-11.

IV – Discussion et conclusion

- **Taxons pollueurs**

La présence de *Globorotalia inflata* dans les 2 échantillons de CYL 23, associée à des espèces quaternaires (*Globorotalia truncatulinoides, Beela digitata*) prouve la pollution de ces échantillons. En effet, s'il s'agissait de sédiments :

- ✓ du Pliocène terminal, il n'y aurait pas les taxons quaternaires associés,
- ✓ du Quaternaire, il n'y aurait pas les taxons pliocènes inférieur (*Globorotalia margaritae, Sphaeroidinellopsis sphaeroides*).

- **CYL 23-09**

Les organismes planctoniques (foraminifères et ptéropodes) sont abondants, associés à de fréquents ostracodes bathyaux (quelle est la part de la pollution ?). Parmi les foraminifères planctoniques :

- ✓ la présence de Sphaeroidinellopsis sphaeroides, Globigerinoides obliquus extremus, et

l'absence de *Globorotalia* du goupe *crassaformis* et de *Globorotalia margaritae* suggère la zone à *Globorotalia puncticulata* soit la 1ère zone du Pliocène supérieur. L'identification d'un jeune individu de *Globorotalia puncticulata* semblerait le confirmer.

- **CYL 23-11**

L'association des foraminifères planctoniques est assez semblable à celle de CYL 23-09. S'y ajoutent *Globigerinoides ruber, Globigerinoides obliquus obliquus* et surtout *Globorotalia margaritae.* Cet échantillon peut être attribué au Pliocène inférieur non basal. Si l'absence de *Globorotalia puncticulata* est d'ordre stratigraphique, la fourchette se réduit à la zone à *Globorotalia margaritae.*

- **CYL 30-06**

L'association des foraminifères planctoniques est nettement moins diversifée que dans les 2 échantillons CYL 23. Elle est dominée par de nombreux individus de *Globorotalia crassaformis.* De plus, la présence de *Globorotalia aemiliana* et l'absence de *globorotalia inflata* permettent la datation : Pliocène supérieur, zone à *Globorotalia aemiliana* sous zone *Globorotalia crassaformis.*

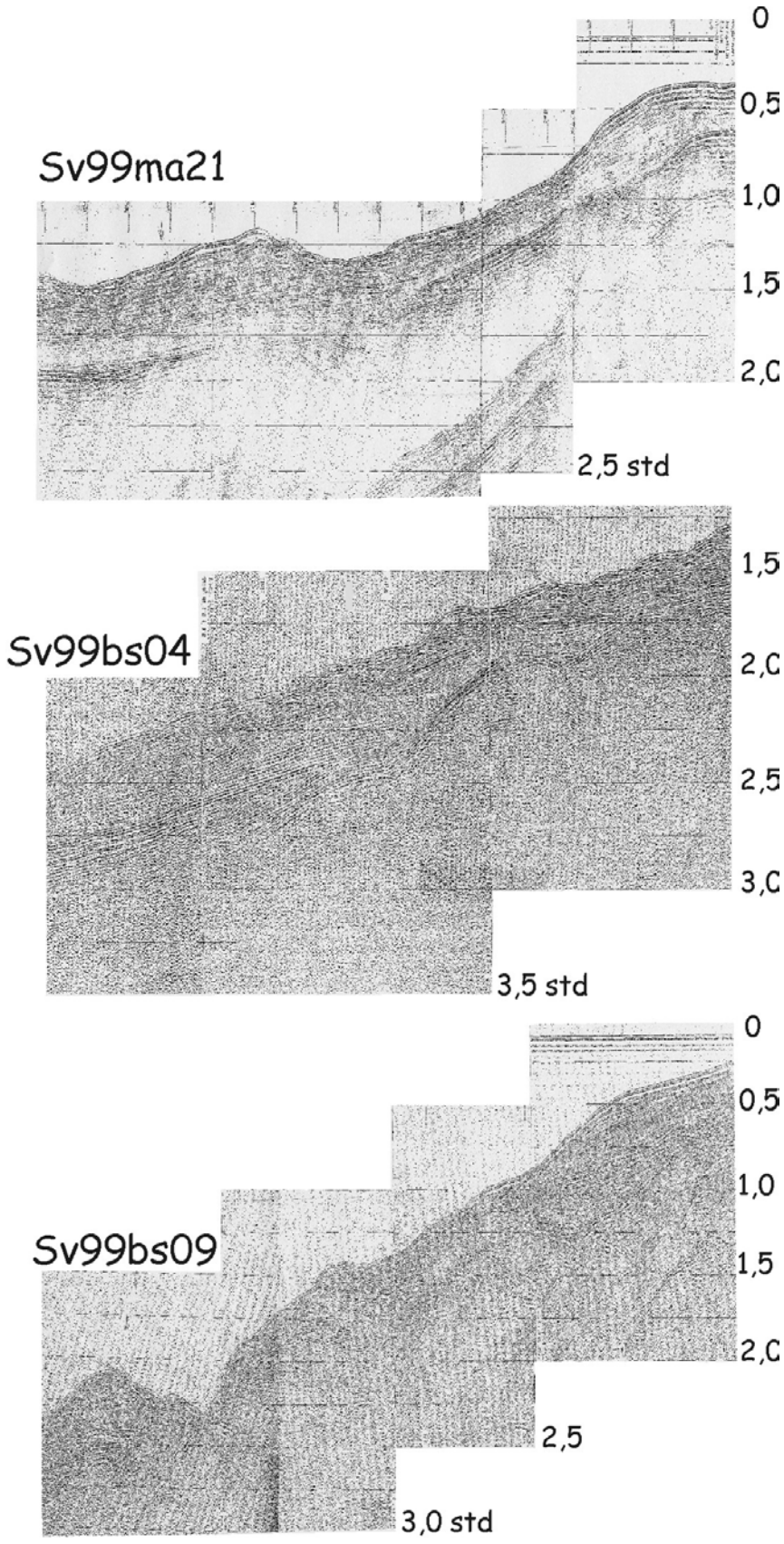
V– La microfaune benthique

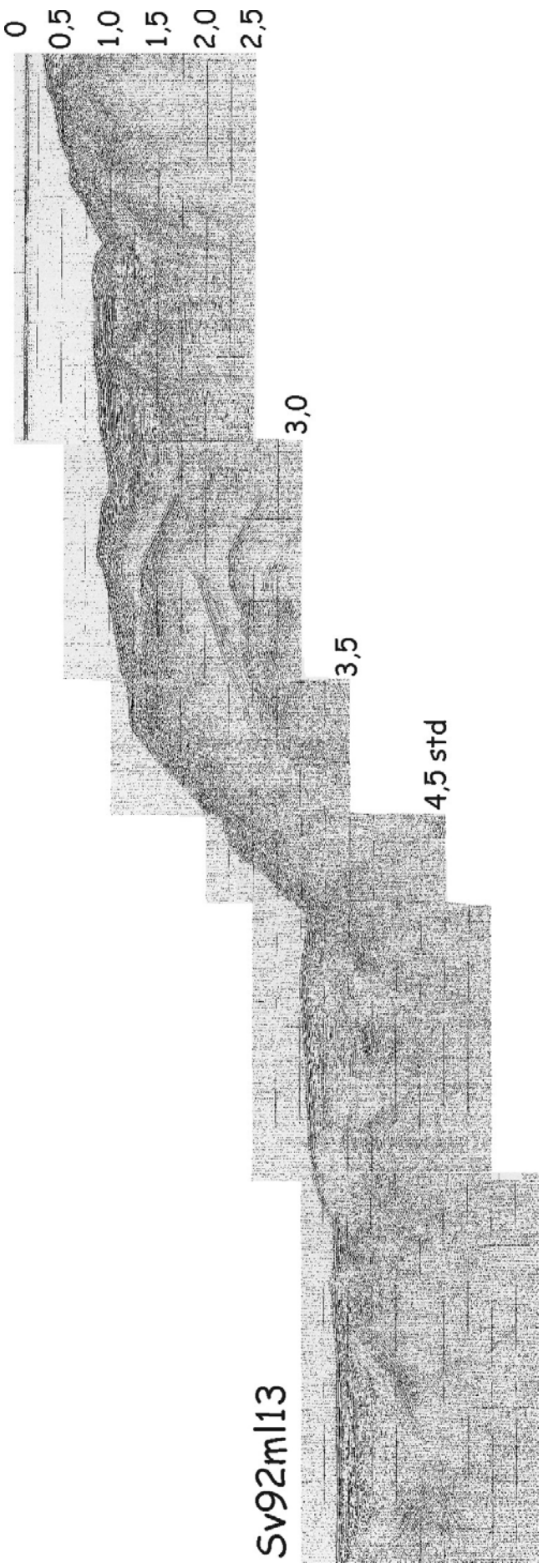
Elle est différente d'un échantillon à l'autre. La diversité spécifique est très importante pour CYL 23-9a ou 9b : une quarantaine d'espèces contre une vingtaine pour CYL 23-11.

Le milieu de dépôt de ces sédiments est océanique.

		PLIOCENE						
		INFERIEUR			SUPERIEUR			
DISTRIBUTION DES MARQUEURS STRATIGRAPHIQUES UTILISES POUR CE TRAVAIL d'après Iaccarino, 1985	MIOCENE	Zone *Sphaeroidinellopsis seminulina*	Zone *Globorotalia margaritae*	Zone *Globorotalia puncticulata-globorotalia*	Zone *Globorotalia puncticulata*	Zone *Globorotalia aemiliana*	Zone *Globorotalia inflata*	PLEISTOCENE
D'après Blow, 1969		N18		N19		20/21	N22	
Globigerinoides obliquus obliquus								
Globigerinoides obliquus obliquus								
Sphaeroidinellopsis sphaeroides								
Globorotalia margaritae								
Globorotalia puncticulata								
Globorotalia aemiliana								
Globo. crassaformis crassaformis								
Globorotalia inflata								
POSITION STRATIGRAPHIQUE DES ECHANTILLONS		**CYL23-11**			**CYL23-9**	**CYL30-06**		

B- Echantillons de profils "sismique verticale" analysés pour l'étude de la déformation pliocène de la marge nord-Ligure (voir Figure 95).




0
0,5
1,0
1,5
2,0
2,5
3,0
3,5
4,5 std
Sv92ml13