HAL
open science

Thermochronologie par traces de fission des marges conjuguées du bassin liguro-provençal : la Corse et le massif des Maures-Tanneron.

Bouchra Jakni

▶ To cite this version:

Bouchra Jakni. Thermochronologie par traces de fission des marges conjuguées du bassin liguro-provençal : la Corse et le massif des Maures-Tanneron.. Tectonique. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2000. Français. NNT : . tel-00644736

HAL Id: tel-00644736
https://theses.hal.science/tel-00644736v1

Submitted on 25 Nov 2011

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.

RESUME

La Corse et le Massif des Maures-Tanneron représentent les marges conjuguées du bassin liguro-provençal. C'est à partir d'environ 30 Ma, avec le rifting ligure, que la Corse s'est détachée de la Provence et a subi une rotation anti-horaire d'environ 30° qui l'a amenée à sa position actuelle.

La thermochronologie par traces de fission (TF) sur apatites, par sa sensibilité aux relativement basses températures, nous a permis de préciser les mécanismes d'évolution des marges liguro-provençales, ainsi :

- Le massif du Tanneron semble avoir connu l'histoire de refroidissement la plus précoce, témoignant d'un épisode de relaxation thermique postérieurement à l'ouverture de la Tethys ligure.
- Le massif des Maures (en dehors de la presqu'île de Saint-Tropez où sont rencontrés des âges crétacés supérieur, probablement hybrides) a clairement enregistré, à l'Oligo-Miocène, l'effet thermo-tectonique associé au rifting liguro-provençal.
- La Corse, terrain le plus étudié dans ce travail, assez complexe de part sa géomorphologie actuelle et sa structuration polyphasée, possède une zonation remarquable dans la distribution des âges TF/apatites, liée vraisemblablement à la signature d'au moins deux événements thermiques post-oligocènes. Ceux-ci accompagnent d'une part, à l'Ouest l'ouverture liguro-provençale (26<t<20 Ma), et d'autre part, les mouvements de surrection à l'Est du bâti hercynien en liaison avec l'extension tyrrhénienne (18-12 Ma).

Dans la zone de cisaillement est-Tenda (contact alpin-socle hercynien), les résultats indiquent que le massif du Tenda était en cours de dénudation dès environ 21 Ma. Les âges les plus jeunes rendent compte d'une structuration dans le domaine fragile (par des failles normales Est-Ouest) pendant la période 18-16 Ma, c'est à dire durant le dépôt des séries détritiques et carbonatés du bassin miocène de Saint-Florent.

La dénudation du Cap Corse à l'Ouest de Bastia débute vers 12 Ma, c'est à dire bien après (entre 11 et 8 Ma plus tard) le dernier jeu de la zone de cisaillement Est-Tenda. On ne peut, par conséquent, pas relier ce détachement avec la structure en antiforme du Cap Corse. Ce détachement est plutôt à relier avec la phase d'extension tyrrhénienne.

Mots clés : Thermochronologie, traces de Fission, surrection, dénudation, géochronologie, marges ligures, Corse, Maures, tectonique alpine.

Fission track thermochronology of the conjugated liguro-provençal margins: Corsica Island and Maures-Tanneron massif (France)

ABSTRACT

The island of Corsica and the Maures-Tanneron massif (Provence, southern France) represent the conjugate rifted margins of the Liguro-Provençal basin. Corsica was detached from the Provence about 30 Ma ago, the timing of onset of Ligurian rifting, and has since rotated by about 30° anti-clockwise to arrive at its present-day position.

We have employed Apatite fission-track (AFT) thermochronology on granitic and metamorphic samples taken from Corsican and Maures-Tanneron basement rocks as well as alpines 'schistes lustrés' units in Corsica, in order to constrain the cooling histories and the tectonic evolution of the Liguro-Provençal basin margins. The AFT data indicate that :

- the Tanneron massif (AFT ages 145-150 My) appears to record the earliest cooling history, reflecting thermal relaxation related to opening of the Tethys.
- the Maures basement (AFT ages 20-25 My) clearly records a thermo-tectonic evolution associated with Liguro-Provençal rifting.
- the island of Corsica, which was the main focus of this work and which shows a complex geomorphology and a polyphased tectonic evolution, shows a remarkable zoning in the distribution of AFT ages, reflecting the signature of at least two post-Oligocene thermal events. Those events are related to the opening of liguro-provençal basin (20-25 My) in the west, and exhumation of the hercynian basement, related to Tyrrhenian extension (12-16 My), in the east.

In the east-Tenda shear zone, which forms the contact between the alpine units and hercynian basement in northern Corsica, our results indicate that the Tenda massif was being exhumed from about 21 Ma onwards. The youngest ages indicate a late brittle structuring of the massif by east-trending normal faults, during the period 18-16 Ma, i.e. during detrital deposition within the Miocene Saint-Florent basin.

The denudation of Cape Corse to the west of Bastia begins around 12 Ma, that is between 11 and 8 My after the last recorded movement of the east-Tenda shear zone. We cannot, therefore, relate this detachment with the antiformal structure of Cape Corse, which was more probably formed in relation to offshore extension in the Tyrrhenian Sea. This result will have to have to be incorporated in future studies of the exhumation of the alpine units of Corsica.

Key words : Thermochronology, fission tracks, uplift, denudation, geochronology, ligurian margins, Corsica Island, Maures massif, alpine tectonics.

UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I

LABORATOIRE DE GEODYNAMIQUE DES CHAINES ALPINES

THESE

Présentée par

Bouchra JAKNI

Pour obtenir le titre de **DOCTEUR** de

L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER GRENOBLE I

(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 30 mars 1992)

Spécialité : **Sciences de la Terre et de l'Univers**

Thermochronologie par Traces de Fission des marges conjuguées du bassin liguro-provençal : la Corse et le massif des Maures-Tanneron

Soutenue le **13 janvier 2000** devant la commission d'examen :

M. Pierre TRICART	*Président*
M. Jean-Marc LARDEAUX	*Rapporteur*
Mme Diane SEWARD	*Rapporteur*
M. Jean FERRANDINI	*Examinateur*
M. Philippe ROSSI	*Examinateur*
M. Gérard POUPEAU	*Directeur*
M. Marc SOSSON	*Codirecteur*

A la mémoire de ma mère

AVANT-PROPOS

Que tous ceux qui ont participé à et entretenu de nombreuses discussions sur différents aspects de ce mémoire soient ici chaleureusement remerciés.

Je tiens tout d'abord à exprimer toute ma gratitude à Jean Ferrandini, Philippe Rossi, Pierre Tricart, Jean-Marc Lardeaux et Diane Seward qui me font l'honneur de juger ce travail.

Je remercie Marc Tardy, Directeur du Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines de m'avoir accueillie dans son laboratoire.

Je suis reconnaissante à Gérard Poupeau, mon directeur de thèse, de m'avoir proposé ce sujet, pour la richesse de ses connaissances et pour l'aspect qu'il a toujours donné aux longues et bénéfiques discussions qui se sont succédées tout au long de ce travail.

Je fais part à Marc Sosson, mon codirecteur de thèse, de ma vive gratitude pour l'intérêt qu'il a toujours porté à mon travail, pour les nombreuses discussions fructueuses que nous avons eues ainsi que pour sa rapidité dans les corrections, chose qui n'était pas toujours facile à réaliser.

Je remercie Jean Ferrandini, Philippe Rossi et Marc Sosson pour leur contribution sur le terrain, leur confiance et leur amitié. Je tiens à remercier également mesdames Ferrandini et Sosson pour leur accueil chaleureux lors de mes passages à Corte et à Sophia.

Je remercie Etienne Audebaud, François Debon, Simon Amaudric Du Chaffaut, Henriette Lapierre et de nombreuse personnes de l'Institut Dolomieu, pour toutes les discussions enrichissantes que nous avons eues ensemble ainsi que pour leur disponibilité.

Je suis également redevable à Peter van der Beek pour l'aide précieuse qu'il m'a constamment apportée. Son amitié et sa constante disponibilité ont été pour moi inestimables.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance à Jean-Pierre Bouillin, qui a toujours répondu présent chaque fois que j'ai fait appel à lui. Il a toujours facilité l'accès à la salle d'informatique pendant les week-ends et les jours fériés.

Une pensée spéciale pour Pascale Talour pour son amitié, son intérêt pour mon travail et sa gentillesse. Elle a toujours su faciliter la tâche pour toute recherche bibliographique, merci Pascale.

Merci à Erika Labrin pour sa disponibilité, tout ce qu'elle m'a appris sur les traces, les nombreux comptages croisés et le fardeau des courses. J'associe à ces remerciements tous les membres du Groupe de Géophysique Nucléaire, en particulier Céline, pour sa compagnie des week-ends au laboratoire. Je remercie aussi tous les amis géologues et non géologues.

Mon profond respect va à Hajja Najat pour son amour, son amitié, sa confiance et son investissement. Une pensée particulière à ma petite fleur adorée qui m'a beaucoup manqué ces derniers temps.

Je pense à toute ma famille, en particulier mes soeurs et frères, qui m'ont fait confiance, soutenu et encouragée tout au long de mes études et sans qui le long chemin aboutissant à ce travail n'aurait pu être parcouru. Je remercie Tahar pour son amitié et son soutient moral et matériel. Enfin, une pensée à ma belle famille pour qui j'ai beaucoup de respect.

Je remercie Hamid, qui m'accompagne sur ce sentier et sur d'autres chemins de lumières, pour sa disponibilité et sa présence dans les moments les plus difficiles.

Une pensée particulière à mon grand ami Alain Bakouche, qu'il trouve ici mes vifs remerciements.

RESUME

La Corse et le Massif des Maures-Tanneron représentent les marges conjuguées du bassin liguro-provençal. C'est à partir d'environ 30 Ma, avec le rifting ligure, que la Corse s'est détachée de la Provence et a subi une rotation anti-horaire d'environ 30° qui l'a amenée à sa position actuelle.

La thermochronologie par traces de fission (TF) sur apatites, par sa sensibilité aux relativement basses températures, nous a permis de préciser les mécanismes d'évolution des marges liguro-provençales, ainsi :

- Le massif du Tanneron semble avoir connu l'histoire de refroidissement la plus précoce, témoignant d'un épisode de relaxation thermique postérieurement à l'ouverture de la Tethys ligure.
- Le massif des Maures (en dehors de la presqu'île de Saint-Tropez où sont rencontrés des âges crétacés supérieur, probablement hybrides) a clairement enregistré, à l'Oligo-Miocène, l'effet thermo-tectonique associé au rifting liguro-provençal.
- La Corse, terrain le plus étudié dans ce travail, assez complexe de part sa géomorphologie actuelle et sa structuration polyphasée, possède une zonation remarquable dans la distribution des âges TF/apatites, liée vraisemblablement à la signature d'au moins deux événements thermiques à partir de l'Oligocène. Ceux-ci accompagnent d'une part, à l'Ouest l'ouverture liguro-provençale ($26<t<20$ Ma), et d'autre part, les mouvements de surrection à l'Est du bâti hercynien en liaison avec l'extension tyrrhénienne (18-12 Ma).

Dans la zone de cisaillement a l'est du Tenda (contact alpin-socle hercynien), les résultats indiquent que le massif du Tenda était en cours de dénudation dès environ 21 Ma. Les âges les plus jeunes rendent compte d'une structuration dans le domaine fragile (par des failles normales Est-Ouest) pendant la période 18-16 Ma, c'est à dire durant le dépôt des séries détritiques et carbonatés du bassin miocène de Saint-Florent.

La dénudation du Cap Corse à l'Ouest de Bastia débute vers 12 Ma, c'est à dire bien après (entre 11 et 8 Ma plus tard) le dernier jeu daté de la zone de cisaillement Est-Tenda. On ne peut, par conséquent, pas relier ce détachement avec la structure en antiforme du Cap Corse. Ce détachement est plutôt à relier avec la phase d'extension tyrrhénienne.

ABSTRACT

The island of Corsica and the Maures-Tanneron massif (Provence, southern France) represent the conjugate rifted margins of the Liguro-Provençal basin. Corsica was detached from the Provence about 30 Ma ago, the timing of onset of Ligurian rifting, and has since rotated by about 30° anti-clockwise to arrive at its present-day position.

We have employed Apatite fission-track (AFT) thermochronology on granitic and metamorphic samples taken from Corsican and Maures-Tanneron basement rocks as well as alpines 'schistes lustrés' units in Corsica, in order to constrain the cooling histories and the tectonic evolution of the Liguro-Provençal basin margins. The AFT data indicate that :

- the Tanneron massif (AFT ages 145-150 My) appears to record the earliest cooling history, reflecting thermal relaxation related to opening of the Tethys.

- the Maures basement (AFT ages 20-25 My) clearly records a thermo-tectonic evolution associated with Liguro-Provençal rifting.

- the island of Corsica, which was the main focus of this work and which shows a complex geomorphology and a polyphased tectonic evolution, shows a remarkable zoning in the distribution of AFT ages, reflecting the signature of at least two post-Oligocene thermal events. Those events are related to the opening of liguro-provençal basin (20-25 My) in the west, and exhumation of the hercynian basement, related to Tyrrhenian extension (12-16 My), in the east.

In the east-Tenda shear zone, which forms the contact between the alpine units and hercynian basement in northern Corsica, our results indicate that the Tenda massif was being exhumed from about 21 Ma onwards. The youngest ages indicate a late brittle structuring of the massif by east-trending normal faults, during the period 18-16 Ma, i.e. during detrital deposition within the Miocene Saint-Florent basin.

The denudation of Cape Corse to the west of Bastia begins around 12 Ma, that is between 11 and 8 My after the last recorded movement of the east-Tenda shear zone. We cannot, therefore, relate this detachment with the antiformal structure of Cape Corse, which was more probably formed in relation to offshore extension in the Tyrrhenian Sea. This result will have to have to be incorporated in future studies of the exhumation of the alpine units of Corsica.

SOMMAIRE

INTRODUCTION.....1

Chapitre 1 : **DATATION PAR TRACES DE FISSION**.....7

I.1 - LES TRACES DE FISSION.....9

I.1.1 - La fission de l'uranium.....9

I.1.2 - Mise en évidence et évolution du concept traces de fission.....9

I.1.2.1 - Historique.....9

I.1.2.2 - Mécanisme de formation des traces.....11

I.1.3 - Origine des traces de fission spontanée.....12

I.1.4 - Révélation des traces.....14

I.1.5 - Stabilité des traces de fission.....18

I.1.5.1 - La pression.....18

I.1.5.2 - Les radiations ionisantes.....18

I.1.5.3 - La température.....19

I.2 - DATATION PAR TRACES DE FISSION.....19

I.2.1 - Equation d'âge.....19

Calibration ζ.....23

I.2.2 - Techniques de datation par traces de fission.....24

I.2.2.1- Technique du détecteur externe.....25

I.2.2.2 - Technique des populations.....28

I.2.2.3 - Facteur de géométrie "g".....29

I.2.3 - Précision sur un âge traces de fission, calcul d'erreur.....31

I.2.3.1 - Méthode du détecteur externe.....31

Concept d'âge central.....32

I.2.3.2 - Méthode des populations.....33

I.2.4 - Représentation graphique des résultats.....34

I.2.4.1 - Diagramme isochrone.....34

I.2.4.2 - Diagramme radial ou polaire....36

I.3 - SIGNIFICATION D'UN AGE TRACES DE FISSION....36
I.3.1 - Les différentes zones de stabilité thermique des traces....36
I.3.2 - Longueurs des traces confinées : mesure et interprétation....38
I.3.3 - Notion de température effective de rétention....41
I.3.4 - Modélisation des histoires thermiques....44

I.4 - DU MONTAGE A LA DATATION....46
I.4.1 - Aspect expérimental....46
I.4.1.1 - Cas des apatites....46
I.4.1.2 - Cas des zircons....48
I.4.2 - Aspect analytique : Détermination des paramètres g et ζ....50
I.4.2.1 - Facteur de géométrie "g"....50
I.4.2.2 - Calibration "ζ"....52

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES....53

Chapitre 2 : **CORSE, MASSIF DES MAURES-TANNERON : CONTEXTE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL**....63

II.1 - LA CORSE....65
II.1.1 - Cadre géographique....65
II.1.2 - Cadre géologique....67
II.1.2.1 - La Corse hercynienne....72
a - Les formations anté-batholitiques....72
b - Le Permo-Carbonifère....74
c - Les formations post-batholitiques....75
d - Le magmatisme permien....76
II.1.2.2 - La Corse alpine....76
a - Présentation générale....76
b - Le domaine externe....78

b_1- l' autochtone / parautochtone....78
b_2- le pré-Piémontais....78
b_3- le Piémontais....80
c - Le domaine interne....80
c_1- la série de l'Inzecca....80
c_2- la série de la Castagniccia....80
c_3- la série de Rospigliani....81
c_4- la série de Santo-Piedro di Tenda....81
c_5- la série de Bagliacone-Riventosa....81
d - Les klippes....81
d_1- la nappe de Balagne....81
d_2- la nappe de Nebbio et l'allochtone de Macinaggio....82
II.1.3 - Modèle géodynamique....82
a) Mattauer et Proust (1976)....82
b) Caron *et al.* (1979)....84
c) Jolivet (1995)....84
d) Malavieille *et al.* (1998)....84
e) Carmignani *et al.* (1995)....87
f) Lahondère (1996)....90
g) Brunet *et al.* (1999)....90
II.1.4 - Le bassin liguro-provençal et la mer tyrrhénienne....94
II.1.4.1 - Le bassin liguro-provençal....94
II.1.4.2 - La mer tyrrhénienne....98
II.1.4.3 - Mécanisme de formation....100

II.2 - Massif des Maures-Tanneron....101
II.2.1 - Présentation générale....101
II.2.2 - Cadre géographique....101
II.2.3 - Cadre géologique et structural....103
II.2.3.1 - Les Maures orientales....104
Le granite tardi-tectonique du Plan de la Tour....104
Le granite post-tectonique de Camarat....106

Le granite syn-tectonique du Moulin Blanc....106
Les amphibolites, gneiss et gneiss migmatitiques....107
II.2.3.b - Les Maures occidentales....107
l'unité de Bormes....107
l'unité de la Garde-Freinet....108
le complexe leptyno-amphibolique....108
de petites intrusions granitiques....108
II.2.4 - Massif du Tanneron....108
II.2.5 - Activité volcanique....109

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES....111

Chapitre 3 : **THERMOCHRONOLOGIE CORSE-MAURES : TRAVAUX ANTERIEURS**....124

III.1 - TRACES DE FISSION ET MARGES CONTINENTALES PASSIVE....126
III.1.1 - La marge SE de l'Australie....128
III.1.2 - la marge SE du Brésil....130
III.1.3 - Conclusions....130

III.2 - THERMOCHRONOLOGIE : TRAVAUX ANTERIEURS....133
III.2.1 - Thermochronologie TF....133
III.2.1.1 - La Corse....133
III.2.1.2 - Massif des Maures....145
III.2.2 - Thermochronologie isotopique....152
III.2.2.1 - La Corse....152
III.2.2.2 - Les Maures....153

III.3 - CONCLUSION....153
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES....154

Chapitre 4 : **DATATION PAR TRACES DE FISSION : RESULTATS ET DISCUSSION**....161

CORSE....164
IV.1 - Echantillonnage....164
IV.1.1 - Corse....164
IV.1.2 - Marge ouest-corse....168
IV.2 - Procédure expérimentale....169
IV.3 - Résultats....171
IV.3.1 - Ages apparents....171
IV.3.2 - Longueurs confinées....178

MAURES-TANNERON....182
VI.4 - Echantillonnage....182
IV.4.1 - Maures....182
IV.4.2 - Le Tanneron....182
IV.5 - Résultats....185
IV.5.1 - Ages apparents....185
IV.5.2 - Longueurs confinées....189

COMPARAISON AVEC LES DONNEES ANTERIEURES....190
IV.6 - En Corse....190
VI.7 - Dans les Maures-Tanneron....191

CONCLUSION....192
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES....193

Chapitre 5 : **INTERPRETATION THERMOCHRONOLOGIQUE DES DONNEES TF ET INTEGRATION GEODYNAMIQUE**....195

V.1 - CORSE : REMARQUES PRELIMINAIRES....197
V.1.1 - Ages < 26 Ma....200

V.1.1.1- Ages 20<t<26 Ma....200
V.1.1.2 - Ages 10<t<20 Ma....203
V.1.2 - Ages TF > 26 Ma....204

V.2 - THERMOCHRONOLOGIE TF SUR APATITES ET HISTOIRE DE REFROIDISSEMENT DE L'ENSEMBLE CORSE/MAURES/TANNERON....205
V.2.1 - Les âges post-éocènes....207
V.2.2 - Les âges Pré-Oligocènes....216
V.2.2.1 - Secteur de Saint-Tropez....221
V.2.2.2 - Le massif du Tanneron....222
V.2.2.3 - Cap Corse, Baie de Porto....222
V.2.2.4 - Secteur sud-ouest Corse....224

V. 3 - THERMOCHRONOLOGIE TF/APATITES ET GEODYNAMIQUE DE L'ENSEMBLE CORSE/MAURES/TANNERON....227

V.3.1 - La phase anté-dérive....227
V.3.1.1 - Le Tanneron....228
V.3.1.2 - Sud Corse....228
V.3.2 - La phase post-dérive....231
V.3.2.1 - En Corse....231
a - Massif du Tenda et région de Saint-Florent....231
b - La plaine orientale....235
c - Vers Ajaccio....237
V.3.2.1 - Le massif des Maures....238
V.3.3 - Conclusion....240
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES....243

CONCLUSION....248
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES....250

ANNEXES....252
ANNEXE I....253
ANNEXE II....300

ANNEXE III....315
ANNEXE IV....330
ANNEXE V....337

Liste des figures....340
Liste des tableaux....344

INTRODUCTION

Le Massif des Maures et une grande partie de la Corse sont constitués d'un socle hercynien et appartiennent donc à la chaîne varisque européenne. C'est à partir d'environ 30 Ma, avec le rifting ligure, que la Corse s'est progressivement éloignée de la Provence et a subi une rotation anti-horaire d'environ 30° qui l'a amenée à sa position actuelle. En bordure du bassin ligure, ces deux marges auraient ensuite connu une évolution différente :

- le Massif des Maures, qui constitue la partie haute de la marge nord-ligure, s'est comporté comme une marge passive classique ;

- la Corse, qui a précédemment été affectée par l'orogenèse alpine, a subi, comme les Maures l'effet de l'ouverture du bassin liguro-provençal, puis de l'extension tyrrhénienne. En effet le relief accusé de la Corse suggère une histoire de dénudation récente plus complexe avec vraisemblablement l'implication d'une composante tectonique importante.

Les données géochronologiques $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur biotites, muscovites et amphiboles ont permis à Morillon (1997) de conclure à un refroidissement rapide (500°-250°C) du massif des Maures vers 320-300 Ma. En Corse hercynienne, les datations isotopiques indiquent aussi des âges hercyniens, >280 Ma ou en relation avec le magmatisme permien vers 240-250 Ma, (Bonin *et al.,* 1972 ; Bonin, 1973 ; Maluski, 1974, 1977 ; Edel *et al.,* 1981 ; van Tellinguen *et al.,* 1988, 1995). En Corse alpine, le métamorphisme HP a été daté par $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur glaucophane à ~90 Ma (Maluski, 1974) et à ~83 Ma par Sm/Nd sur roche totale et minéraux (Lahondère et Guerrot, 1997). Récemment, Brunet *et al.* (1999), en se basant sur des données $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur phengites, ont conclu à un refroidissement du Massif du Tenda, situé au nord-est du bâti hercynien, entre 33 et 25 Ma.

A l'exception du massif du Tenda, les méthodes géochronologiques et isotopiques ne perçoivent donc pas d'événement plus récent que ~ 280 Ma pour les Maures et ~ 240 Ma pour la Corse.

La thermochronologie par traces de fission (TF), par ses capacités à enregistrer des événements de relativement basse température, en particulier dans les apatites, apparaît comme la méthode certainement la mieux adaptée à l'étude de l'évolution des marges continentales passives (voir par exemple la marge sud-est australienne : Morle *et al.,* 1980 ; Moore *et al.,* 1986 ; Dumitru *et al.,* 1991 ; O'Sullivan *et al.,* 1995, 1996 ; Gleadow *et al.,* 1996). En Corse, peu de données TF existent. Il s'agit d'âges TF/apatites et zircons (Carpéna *et al.,* 1979 ; Mailhé, 1982 ; Mailhé *et al.,* 1986 ; Lucazeau et Mailhé, 1986). Les âges TF/zircons (compris entre 225 et 36 Ma) sont toujours supérieurs aux âges TF/apatites (compris entre 44 et 29 Ma) en raison de la température effective de rétention des traces (~250° pour les zircons et ~110°C pour les apatites). Dans les Maures, les âges TF/apatites varient de 177-85 Ma (Lucazeau et Mailhé, 1986) à 90-22 Ma (Morillon, 1992 ; 1997).

Ces premières données traces de fission montraient qu'il était possible d'obtenir pour les Maures et la Corse des données sur leur histoire thermique post-hercynienne. Mais le peu de données et l'absence presque totale de mesures de longueurs de traces ne permettait pas de retracer l'histoire de la dénudation de ces deux ensembles.

Dans le cadre d'un programme pluridisciplinaire (MARCO-95, IDYL-97) financé par le BRGM et l'INSU (Idyl Extension, Géosciences Marines), cette étude a visé, par l'acquisition de données nouvelles, à éclaircir quel a été le comportement tectonique (mouvements verticaux en rapport ou non avec la dénudation) de l'ensemble Corse/Maures/Tanneron depuis l'Oligocène.

Par ailleurs, l'analyse de ces deux marges, en dehors de leur intérêt régional, est critique pour une meilleure compréhension de la dynamique de cette partie de la Méditerranée occidentale. Dans les Maures, l'empreinte alpine peut être négligée en première approximation. En revanche en Corse, les phénomènes tectono-métamorphiques alpins majeurs (mise en places des nappes) sont particulièrement bien exposés.

La chronologie de l'exhumation du massif corse depuis l'Eocène restait jusqu'à maintenant mal contrainte dans le détail. Un échantillonnage dense (82 échantillons) a été conduit essentiellement au sein du matériel cristallin et cristallophyllien dans le but de

documenter, le mieux possible, la dynamique de l'exhumation du massif et de la corréler avec l'enregistrement de l'activité tectonique et sédimentologique tel qu'on peut l'analyser à partir des données de la géologie du terrain.

Une des motivations de l'étude est de tenter aussi de voir s'il est possible de déconvoluer les phénomènes dus à l'effondrement gravitaire post-collision éocène de ceux dus à la dérive du bloc corso-sarde en relation avec l'ouverture du bassin arrière–arc.

Pour ce faire, nous avons :

- sur la marge septentrionale, élargi le périmètre d'étude au Massif du Tanneron,
- pour la marge méridionale, au nord du 42° parallèle, échantillonné le long de trois transversales obliques sur la limite entre unités alpines et socle hercynien réactivé et de façon plus sporadique, dans le sud de l'île, pour documenter la dynamique de l'exhumation au voisinage de la Sardaigne, compartiment resté plus à l'écart des phénomènes alpins collisionnels que la Corse.

Le premier chapitre de ce travail expose les principes généraux de la datation par traces de fission. Nous y donnons aussi les protocoles expérimentaux sur les apatites et les zircons et nos résultats de calibrations des paramètres de laboratoire de l'équation d'âge.

Le deuxième chapitre traite du contexte géologique et structural de la Corse, des Maures et du Tanneron.

Nous discutons, dans le troisième chapitre, de la signification des données thermochronologiques antérieures dans ces marges.

Dans le chapitre IV nous exposons nos résultats traces de fission et les comparons aux données antérieures.

Dans le cinquième chapitre, les données traces de fission sont utilisées pour éclairer les histoires thermiques post-hercynienne de la Corse, des Maures et du Tanneron, et discuter de leurs implications géodynamiques.

REFERENCES

BIBLIOGRAPHIQUES

Bonin B., Vialette Y. et Lameyre J., 1972. Géochronologie et signification du complexe granitique annulaire de Tolla-Cauro. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr, 52-57.*

Bonin B., 1973. Le complexe granitique subvolcanique de la région de Tolla-Cauro (Corse). *Thèse 3ème Cycle, Paris VI.*

Brunet C., Monié P., Jolivet L. et Cadet J.P., 1999. Migration of copression and extension in the Tyrrhenian Sea, insights from 40Ar/39Ar ages on micas along a transect from Corsica to Tuscany. *Earth Plant. Sc. Lett., soumis.*

Carpéna J., Mailhé D., Naeser C.W. et Poupeau G., 1979. Datation d'une phase éocène en Corse. *C. R. Acad. Sc., 289, série D, pp. 829-832.*

Dumitru T.A., Hill K.C., Coyle D.A., Duddy I.R., Foster D.A., Gleadow A.J.W., Green P.F., Kohn B.P., Laslett G.M. et O'Sullivan A.J., 1991. Fission track thermochronology: application to continental rifting of south-eastern Australia. *Australian Petroleum Exploration Association Journal, 31, 131-142.*

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, 201-223.*

Gleadow A.J.W., Kohn B.P., Gallagher K. et Cox S.J.D., 1996. Imaging the thermotectonic evolution of eastern Australia during the Mesozoic from fission track dating of apatites, in Proceeding Mesozoic Geology of the Eastern Australia Plate Conference, Brisbane, *Geological Society of Australia Extended Abstracts, 43, 195-204.*

Lahondère D. et Guerrot C., 1997. Datation Sm-Nd du métamorphisme éclogitique en Corse alpine : un argument pour l'existence au Crétacé supérieur d'une zone de subduction active localisée sous le bloc corso-sarde. *Géologie de la France, 3, 3-11.*

Lucazeau F. et Mailhé D., 1986. Heat flow, heat production and fission track data from the hercynian basement around the provençal basin (western mediteranean). *Tectonophysics, 128, 335-356.*

Mailhé D., 1982. Application des méthodes de datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ et traces de fission à l'étude du déroulement de l'orogenèse alpine en Corse. *Thèse 3ème cycle, Montpellier.*

Mailhé D., Lucazeau F. et Vasseur G., 1986. Uplift history of thrust belts: an approch based on fission track data and thermal modelization. *Tectonophysics, 124, pp. 177-191.*

Maluski H., 1974. Géochronologie au K.A. des granites hercyniens de Corse : Influence des déformations alpines sur les âges apparents des minéraux de ces granites. *Int. Meet. for Geochr., Cosmochr. and Isotope Geology, Paris.*

Maluski H., 1977. Application de la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ aux minéraux des roches cristallines perturbées par des événements thermiques et tectoniques en Corse. *Thèse Doctorat d'Etat, Montpellier.*

Moore M.E., Gleadow A.J.W. et Lovering J.F., 1986. Thermal evolution of rifted continental margins: new evidence from fission tracks in basement apatites from southeastern Australia. *Earth Planet. Sci. Lett., 78, 255-270.*

Morillon A.-C., 1992. Refroidissement et cinématique d'un pluton tardi-orogénique : le granite de Plan de la Tour (Massif des Maures, Var, France). *Mémoire du D.E.A., Sophia Antipolis.*

Morillon A.-C., 1997. Etude thermo-chronométrique appliquée aux exhumations en contexte orogénique : le Massif des Maures (France) et les Cordillères Bétiques (Espagne). *Thèse d'université, Géosciences Azur, 303 p.*

Morley M. E., Gleadow A. J. W. et Lovering J. F., 1980. Evolution of Tasman rift : apatite fission track dating evidence from the southeastern Australian continental margin, *in* : *Gondwana Five, Balkema, Amsterdam, 289-293.*

O'Sullivan P.B., Kohn B.P., Foster D.A., et Gleadow A.J.W., 1995. Fission track data from the Bathurst batholith: Evidence for rapid middle Cretaceous uplift and erosion within the eastern highlands of Australia. *Australian Journal of Earth Sciences, 42, 597-607.*

O'Sullivan P.B., Foster D.A., Kohn B.P. et Gleadow A.J.W., 1996. Multiple postorogenic denudation events: An example from the eastern Lachlan fold belt, Australia. *Geology, V. 24, N° 6, 563-566.*

van Tellingen H.W., Verschure R.H. et Andreiessen P.A.M., 1988. Note on radiometric age determinations of two granites from western Corsica: The white granite of the Ota-association and the red Calanche granite. *Bull. Soc. Géol. France, IV, 973-977.*

van Tellingen H.W., Verschure R.H. et Andreiessen P.A.M., 1995. Indications for the earl Miocene mafic dike swarn in western Corsica. A combined fission track, isotopic and geochemical investigation. *Koninklijke Nederlandse Academie van Wetenschappen, Amsterdam, 99 (1-2), 85-104.*

CHAPITRE I

DATATION PAR TRACES DE FISSION

Chapitre 1

DATATION PAR TRACES DE FISSION

Dans ce chapitre, on se propose de donner un aperçu sur la méthode de datation par les traces de fission et ses potentialités en thermochronologie.

I.1 - LES TRACES DE FISSION

I.1.1 - La fission de l'uranium

La fission est le phénomène par lequel un noyau atomique lourd se scinde en deux ou plusieurs noyaux. On distingue *la fission spontanée* qui affecte les isotopes lourds instables, de *la fission induite*, provoquée par capture neutronique, interaction avec des particules énergétiques, etc... Sur terre, les seules sources de fission à considérer sont d'une part la fission spontanée de ^{238}U et exceptionnellement (réacteur naturel d'Oklo, voir par exemple Maurette, 1976) la fission induite de ^{235}U et de ^{238}U. Dans le cas de l'uranium, cette fission induit la formation de deux noyaux-fils de masse légèrement différentes avec des nombres de masse proches respectivement de 100 et 140 (Fig. I.1).

La datation par traces de fission utilise la fission spontanée de ^{238}U comme géochronomètre et la fission induite de ^{235}U par des neutrons thermiques pour caractériser la teneur en uranium des minéraux à dater.

I.1.2 - Mise en évidence et évolution du concept traces de fission

I.1.2.1 - Historique

Vers la fin des années 50, Young (1958) avait remarqué que (i) la surface de cristaux de fluorure de lithium (LiF), mis en contact avec une feuille d'uranium et irradiés par des neutrons

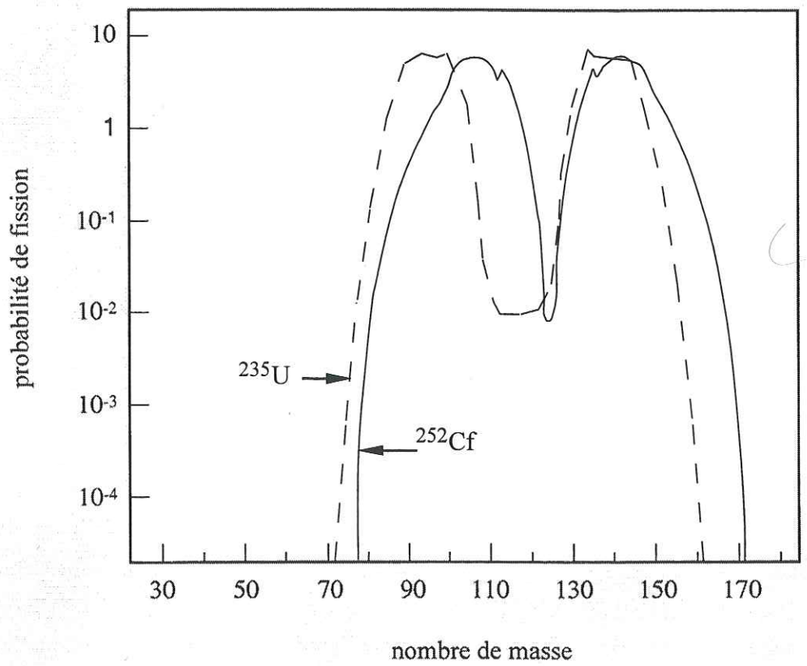


Fig. I.1 : Distribution en masse des fragments de fission dans la fission spontanée de ^{252}Cf et la fission induite de ^{235}U par des neutrons thermiques (d'après Nervik, 1960).

thermiques présentait, après traitement chimique par un réactif approprié, des figures de corrosion ("*etch pits*") et (ii) le nombre de ces figures était corrélé avec le nombre estimé de fissions produites dans la feuille d'uranium. Les cristaux de LiF auraient ainsi joué le rôle de détecteurs de la fission induite par les neutrons thermiques de ^{235}U dans la feuille d'uranium.

En 1959, Silk et Barnes reprennent le type d'expérience de Young, mais en remplaçant le fluorure de lithium par des feuilles de mica, qu'ils observent ensuite en **microscopie électronique par transmission**. Ils mettent en évidence des dommages linéaires du réseau cristallin. Ces dommages d'une longueur d'environ 4 µm pour un diamètre de 300 Å en moyenne, étaient interprétés comme des dommages d'irradiation produits par les fragments de fission (voir ci-dessous) de ^{235}U.

Quelques années plus tard, Price et Walker (1962a), reproduisent les travaux de Silk et Barnes sur des cristaux de micas, mais en raison d'un manque de stabilité d'image avec des micas synthétiques sous le faisceau d'électrons, ils pensent "fixer" les défauts observés en les agrandissant au moyen d'une attaque chimique. Ils découvrent alors qu'après une attaque suffisamment prolongée, ces défauts, ou *traces*, devenaient visibles en microscopie optique (Price et Walker, 1962b). Du mica, ce type d'observation a été rapidement étendu à d'autres minéraux (Price et Walker, 1962c), ensuite à d'autres matériaux tels que les plastiques (Fleischer et Price, 1963a) et les verres (Fleischer et Price, 1963b).

C'est encore Price et walker (1962d) qui découvrirent, après révélation chimique, le même type de traces dites alors *fossiles* dans des micas. Ils les attribuèrent à la fission spontanée de ^{238}U. L'année suivante, ces auteurs (Price et walker, 1963) démontrent que la seule source significative des traces dans les minéraux terrestres est la fission spontanée de cet isotope. Ils proposent alors une méthode de *datation par traces de fission* dont le champ d'application devient rapidement très large : tectites (Storzer et Wagner, 1969), phénomènes tectoniques (Storzer, 1970 ; Wagner et Reimer, 1972), histoire thermique des bassins sédimentaires (Naeser et Forbes, 1976) etc... Un bilan des premières années de datations par traces de fission est donné par Fleisher *et al.*, (1975).

I.1.2.2 - Mécanisme de formation des traces

La fission spontanée de ^{238}U produit deux atomes-fils appelés *fragments de fission,* fortement ionisés et quelques neutrons libres. L'énergie dégagée au cours de cet événement est considérable, de l'ordre de 200 MeV. Cette énergie est distribuée sous une forme cinétique, communiquée principalement aux deux fragments. Selon les phases minérales considérées, la somme des parcours des fragments, éjectés selon deux directions opposées, varie d'environs 14 µm

(zircon) à 25 µm (mica). Selon le modèle de pic d'explosion ionique proposé par Fleischer *et al.* (1965), le mécanisme de formation d'une trace pourrait s'expliquer de la façon suivante : le passage des fragments de fission provoque une série d'ionisations (Fig. I.2a). Les ions positifs ainsi formés subiraient alors une répulsion coulombienne, d'où leur éjection en intersticiels (Fig. I.2b). Après une réorganisation élastique du milieu, reste une zone plus ou moins tubulaire du réseau cristallin, fortement perturbée et centrée sur la trajectoire des fragments de fission (Fig. I.2c), ou *trace latente*. Ce sont ces zones de défauts qui sont observables en **microscopie électronique**. Une attaque chimique, qui agrandit leur diamètre par dissolution préférentielle, est nécessaire à leur observation au **microscope optique** : on parle alors de *traces révélées*, objet de la thermochronologie par traces de fission.

I.1.3 - Origine des traces de fission spontanée

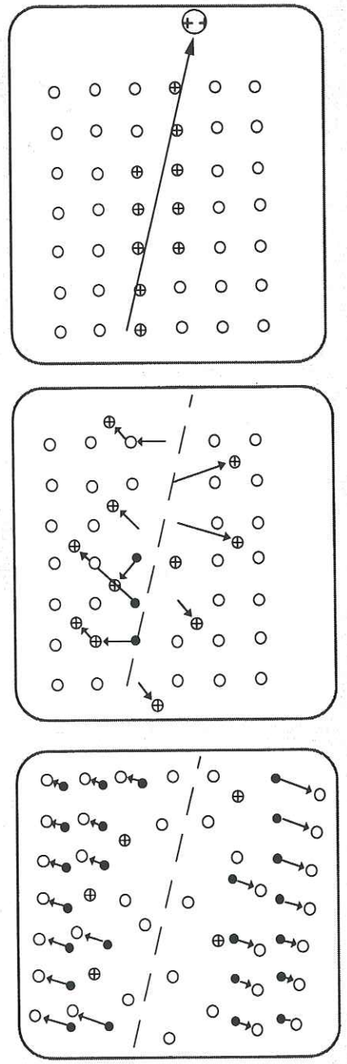
Sur terre, parmi les isotopes lourds qui fissionnent spontanément, seuls l'uranium et le thorium sont à prendre en compte (Tableau I.1). Toutefois, la seule source significative de traces est la fission spontanée de ^{238}U. En effet :

(i) La fission spontanée affecte seulement les isotopes de numéro atomique ≥90 et de masse atomique A ≥230 (actinides). Les périodes de désintégration totale (radioactivité et fission spontanée) de ^{235}U et ^{238}U sont proches, d'environ 10^9 ans. Mais la période de fission spontanée de ^{235}U (~10^{19} ans) est très supérieure à celle de ^{238}U (~10^{16} ans) et de plus il n'y a que ~0,7 % d'atomes de ^{235}U par rapport à ^{238}U. Par ailleurs, si la période de fission spontanée de ^{234}U est aussi d'environ 10^{16} ans, son abondance est négligeable. Le seul autre isotope qui fissionne spontanément, ^{232}Th, a une période très élevée de 10^{21} ans.

En pratique donc, on pourra considérer que dans les minéraux terrestres, la seule trace de fission spontanée sera due à ^{238}U.

(ii) le plutonium 244, présent au début de l'histoire du système solaire peut être, en raison de sa courte période de fission spontanée ($T_{1/2}$ = 82x ^{6} ans), considéré comme un isotope "éteint" depuis environs $4x10^9$ ans. On n'a donc pu retrouver de traces nucléaires provenant de sa fission que dans des roches extra-terrestres, lunaires (Storzer et Poupeau, 1973) ou météoritiques (Fleischer *et al.*, 1975 ; Drozd *et al.*, 1977).

Concernant la fission induite, les différentes sources sont les rayonnements cosmiques, la radioactivité naturelle, ainsi que les neutrons émis lors du processus de la fission spontanée. Ces sources ne produisent qu'un nombre de traces négligeable, comparé à celui qui résulte de la fission spontanée de ^{238}U. La seule source de traces de fission induite de l'uranium dans des



a) Ionisation

b) Déplacements électrostatiques

c) Relaxation et déformation élastique

Fig. I.2 : Illustration schématique du processus de formation d'une trace de fission. Cette vision réductrice est celle du modèle du pic d'explosion ionique proposé par Fleischer *et al.* en 1965.

conditions naturelles est celle des minéralisations uranifères d'Oklo, au Gabon. De fortes teneurs en uranium (~20%) et la présence de fluides ont provoqué, de façon discontinue, des réactions de fission en chaîne de l'uranium, il y a près de 2 Ga (Maurette, 1976 ; Petit, 1977).

Pour l'ensemble de ces raisons, la seule source significative des traces nucléaires dans les détecteurs terrestre se réduit à la fission spontanée de ^{238}U.

Source	Remarques
<u>Fission spontanée</u>	
^{238}U	source unique d'un point de vue pratique.
^{235}U et ^{232}Th	négligeable (période de fission trop longue)
^{234}Pu	"éteint" pour des roches d'âge inférieur à $4x10^{9}$ ans, donc négligeable
<u>Fission induite par :</u>	
activité α, β et γ	négligeable
capture neutronique	négligeable, sauf dans des sites proches d'explosions nucléaires et le gisement d'uranium d'Oklo (Gabon)
rayonnement cosmique	négligeable, sauf potentiellement dans des minéraux pauvres en uranium et riches en bismuth et en plomb.

Tableau I.1 : Principales sources de traces nucléaires dans les minéraux terrestres (Fleischer *et al.*, 1975).

I.1.4 - Révélation des traces

L'attaque chimique permet la dissolution préférentielle de la zone endommagée par le passage de fragments de fission dans un solide, parce qu'elle se trouve dans un état d'énergie libre plus élevée que la zone non endommagée. La dissolution se fait avec une vitesse Vt le long de la trace et une vitesse Vd dans le cristal sain. Cette dernière dépend, quand le détecteur est un minéral, de l'orientation cristallographique (Green *et al.*, 1986). C'est donc la combinaison de ces deux paramètres, Vd et Vt, qui régit la morphologie des traces, pour une solution et des conditions d'attaque données.

La géométrie et la forme des traces dépendent essentiellement du rapport des vitesses d'attaques (Vd/Vt) (Fig. I.3) :

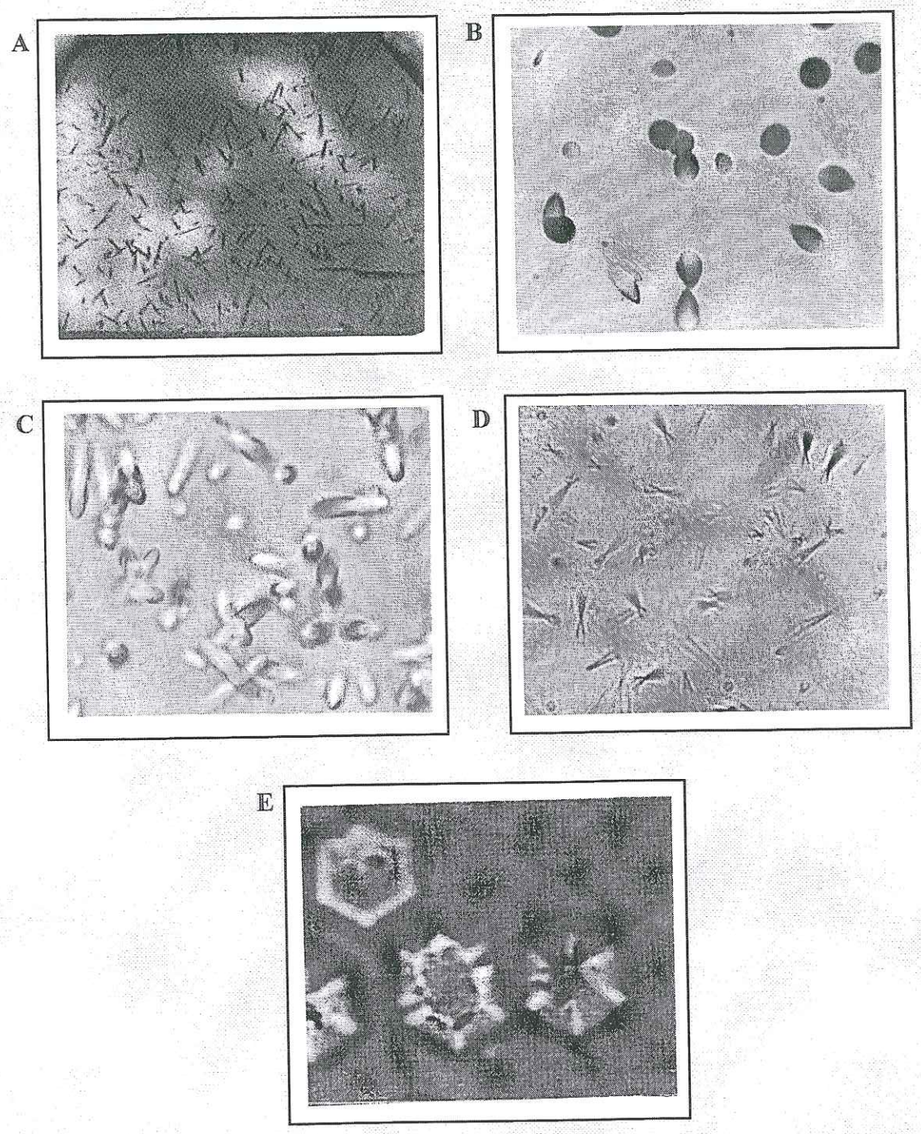


Fig. I.3 : Variation de la morphologie des traces de fission dans les minéraux, les verres et les plastiques (cliché B. Jakni).
A : Zircons (plan parallèle à l'axe cristallographique C).
B : Obsidienne.
C : Plastique (kapton)
D : Apatites, plan parallèle à l'axe cristallographique C.
E : Apatites, plan perpendiculaire à l'axe cristallographique C.

- dans les minéraux, Vd << Vt, les traces se présentent sous forme "d'aiguilles" ou de "comètes" (Fig. 3A). C'est le cas des apatites et des zircons ;

- dans les verres et les détecteurs plastiques le rapport Vd/Vt est plus élevé, d'où des formes de traces plus ou moins elliptiques (Figs. I.3B et I.3C) ;

Dans les minéraux, Vd varie sensiblement avec l'orientation cristallographique. Ainsi, pour l'apatite, dans un plan parallèle à l'axe cristallographique C, on observe une morphologie variable avec l'angle d'une trace par rapport à C :

- dans une direction parallèle à l'axe C, les traces sont fines (Fig. I.3D) ;

- dans un plan perpendiculaire à l'axe C, se superpose à la trace une figure de corrosion hexagonale comme on peut le voir sur la figure I.3E.

Nous donnons dans le tableau I.2 les solutions et les conditions d'attaque usuelles pour la révélation des traces de fission dans les phases les plus utilisées en datation par traces de fission.

Minéraux	Réactifs et conditions d'attaque	Références
Apatite (PO4)3Ca5(F,Cl,OH)	HNO3 (65%), 10 à 20 sec	Wagner, 1968
	HNO3 (65%), 25°C, 15 sec	Reimer *et al.*, 1970
	HNO3 (5%), 20°C, 25 sec	Naeser et McKee, 1970
	HNO3 (0,25%), 25°C, 25 sec	Bhandari *et al.*, 1971
	HNO3 (7%), 25°C, 25 sec	Naeser et Ross, 1976
	HNO3 (5N), 20°C, 13 sec	Gleadow et Lovering, 1977
	HNO3 (1%), 25°C, 2-6 mn	Tagami, 1984
	HNO3 (5M), 20°C, 20 sec	Green *et al.*, 1986
	HNO3 (0,6%), 30°C, 3,5 mn	Seong-Cheon Shin, 1987
	HNO3 (1N), 20-25°C, 30-90 sec	**Ce travail**
Zircon Zr(SiO4)	H3PO4, 375-500°C, qq sec	Fleischer *et al.*, 1964
	H3PO4, 530°C, 5 min	Reimer *et al.*, 1970
	NaOH (aq.), 220°C, 0,25-5 h	Naeser, 1969
	NaOH (100N), 220°C, 9 h	Reimer *et al.*, 1970
	NaOH (100N), 250°C, 5 h	Gleadow et Lovering, 1977
	48% HF+98% H2SO4, 150-180°C	Krishnaswami *et al.*, 1974
	48% HF+98% H2SO4, 150-180°C tout sous pression	Nishimura, 1981
	NaOH (8g)+KOH (11,5g), 200-220°C	Gleadow *et al.*, 1976
	NaOH (20g)+KOH (28g), 225°C, 26-29h	Seong-Cheon Shin, 1987
	NaOH (8g)+KOH (11,5g), 200°C 4-30h	**Ce travail**
Sphène CaTiSiO5	HCl (conc.), 30-90 min	Naeser et Faul, 1969
	NaOH (50M), 130°C, 30 min	Calk et Naeser, 1973
	NaOH (6N), 130°C, 30 min	Naeser et Ross, 1976
	HF (1 c)+HNO3 (2 c)+HCl (3 c)+6H2O, 20°C, 1-5 min	Naeser et McKee, 1970
	HF (1 c)+HNO3 (2 c)+HCl (3 c)+6H2O, 30°C, 7-9 min	Seong-Cheon Shin, 1987
Obsidienne	HF (1-48%), 20-25°C, 30 sec	Fleischer et Price, 1963 ; 1964
	HF (20%), 40°C, 120 sec	Bigazzi et Bonadonna, 1973

Tableau I.2 : Réactifs et conditions d'attaque usuels utilisés pour la révélation des traces de fission.

I.1.5 - Stabilité des traces de fission

La stabilité des traces a été étudiée pour plusieurs paramètres susceptibles d'intervenir dans le milieu naturel (Tableau I.3).

I.1.5.1 - La pression

Des travaux déjà anciens ont montré que la pression hydrostatique n'a pas d'influence sur la stabilité des traces. Par exemple, (i) une pression de 80 kbars est sans effet sur la stabilité des traces dans les zircons et les olivines (Fleischer *et al.*, 1965) ; (ii) une pression de 2 kbars appliquée aux apatites, n'a pas d'effet sur la stabilité des traces (Naeser et Faul, 1969).

Par contre, un choc intense peut, dans certains cas, provoquer l'altération de la structure des traces, rendant leur révélation difficile voir impossible. Ahrens *et al.* (1970), ont montré qu'un choc de 250 kbars est suffisant pour empêcher la révélation des traces dans les apatites.

Nature de l'effet	Résultat	Remarques
pression hydrostatique	négligeable	
ionisation	négligeable	
température	effet majeur	diminution de la longueur révélable des traces
déformations mécaniques	effet significatif	présence de dislocations, diminution de la longueur des traces, effet additionnel à celui de la température
altération	effet significatif	dans le cas des verres

Tableau I.3 : Influence des facteurs physico-chimiques de l'environnement sur la stabilité des traces de fission (*in* Mansour, 1991).

I.1.5.2 - Les radiations ionisantes

Fleischer *et al.*, (1965, 1975) ont montré que les radiations ionisantes liées à la radioactivité naturelle et au rayonnement cosmique n'ont pas d'effet sur la stabilité des traces.

I.1.5.3 - La température

Ce sont encore Fleischer *et al.* (1965) qui ont montré que l'influence de la température est de loin la plus importante. Une augmentation de la température se traduit par une diminution de la longueur révélable des traces et par conséquent de leur densité (nombre/cm^2) mesurable. De nombreux travaux sur le comportement des traces vis à vis du recuit dans différents types de minéraux et de verres ont montré des comportements différents entre les diverses phases minérales. Il suffit par exemple, d'une heure à 50°C pour faire disparaître toutes les traces révélables dans l'autunite. Au contraire, les traces induites dans le quartz ne disparaissent qu'au-delà de 1000°C (Fleischer *et al.,* 1965). La composition chimique semble aussi être un facteur déterminant vis-à-vis de la stabilité des traces : ainsi, elles résistent mieux à la température dans les chlorapatites que dans les fluorapatites (Green *et al.*, 1989).

I.2 - DATATION PAR TRACES DE FISSION

I.2.1 - Equation d'âge

Les méthodes de datation isotopique sont fondées sur l'utilisation d'instabilités nucléaires. Pour un isotope donné, il existe une probabilité constante de désintégration, exprimée par l'équation (Faure, 1986) :

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N \qquad (1)$$

Où N est le nombre d'atomes instables à l'instant (t). Le facteur de proportionnalité λ est appelé constante de désintégration.

Dans le cas de la désintégration de l'uranium 238 dans un minéral renfermant N atomes par unité de volume, l'équation devient, après intégration :

$$^{238}N = {}^{238}N_0\, e^{-\lambda t} \qquad (2)$$

$^{238}N_0$ est le nombre d'atomes de ^{238}U présent à l'instant initial t = 0.

$\lambda = (\lambda_\alpha + \lambda_f)$, est la constante de désintégration totale de ^{238}U où λ_α est la constante de désintégration par radioactivité α ($\lambda_\alpha = 1{,}55125 \times 10^{-10}$ ans^{-1}, Jaffey *et al.*, 1971) et λ_f la constante de fission spontanée ($\lambda_f \sim 8 \times 10^{-17}$ ans^{-1}).

La valeur de λ_f est négligeable devant celle de λ_α : $\lambda_\alpha/\lambda_f \sim 2 \times 10^6$, par conséquent, $\lambda \sim \lambda_\alpha$.

Le nombre de désintégrations ($^{238}N_0 - {}^{238}N_t$) par unité de volume qui se sont produites pendant le temps t, est donné par :

$$^{238}N_0 - {}^{238}N_t = {}^{238}N\,(e^{\lambda_\alpha t}-1) \qquad (3)$$

Ces événements incluent à la fois les désintégrations α et par fission spontanée. Le nombre (N_s) de ces dernières sera donc donné par :

$$N_S = (\lambda_f/\lambda_\alpha)\,{}^{238}N\,(e^{\lambda_\alpha t}-1) \qquad (4)$$

La *densité* (nombre/cm²) des traces spontanées (ρ_s) révélables sur une surface d'un cristal est liée à N_s par la relation :

$$\rho_s = {}^{238}\eta\,{}^{238}R\,N_s \qquad (5)$$

Où ^{238}R est la longueur révélable d'une trace de fission spontanée de ^{238}U ;
$^{238}\eta$ est l'efficacité de révélation des traces.

Si on remplace N_s par son expression de l'équation (4), on obtient :

$$\rho_s = {}^{238}\eta(\lambda_f/\lambda_\alpha)\,{}^{238}R\,{}^{238}N\,(e^{\lambda_\alpha t}-1) \qquad (6)$$

Afin de déterminer ^{238}N, on irradie le minéral considéré dans un réacteur nucléaire pour provoquer la fission induite de ^{235}U, par capture de neutrons thermiques. Le nombre N_i de fissions induites de ^{235}U par unité de volume est donné par l'équation :

$$N_i = {}^{235}N\,\sigma\,\phi \qquad (7)$$

^{235}N est le nombre d'atomes de ^{235}U par unité de volume ;
σ est la section efficace de capture des neutrons thermiques par ^{235}U ;
ϕ est la fluence des neutrons thermiques (neutrons/cm²).

La densité des traces induites (ρ_i) par unité de surface s'exprime de même que précédemment sous la forme :

$$\rho_i = {}^{235}\eta\,{}^{235}R\,{}^{235}N\,\sigma\,\phi \qquad (8)$$

L'équation d'âge obtenue par le rapport [(6)/(8)] aboutit à :

$$(\rho_s/\rho_i) = (1/\sigma\phi)\,(\lambda_f/\lambda_\alpha)\,(e^{\lambda_\alpha t}-1)\,({}^{238}N/{}^{235}N)\,({}^{238}\eta/{}^{235}\eta)\,({}^{238}R/{}^{235}R) \qquad (9)$$

d'où,

$$t = (1/\lambda_f)\,\mathrm{Ln}\,[(\rho_s/\rho_i)\,(\lambda_\alpha/\lambda_f)\,({}^{235}N/{}^{238}N)\,({}^{235}\eta/{}^{238}\eta)\,({}^{235}R/{}^{238}R)\,\sigma\phi + 1] \qquad (10)$$

Sachant que :

- $I = {}^{235}N/{}^{238}N$, est constant avec ${}^{235}U/{}^{238}U = 7{,}2527 \times 10^{-3}$ (Cowan et Adler, 1976).

- $g = {}^{235}\eta/{}^{238}\eta$, est un facteur en rapport avec la technique de datation utilisée, (§ II.4).

- enfin les masses des isotopes ${}^{235}U$ et ${}^{238}U$ étant assez proches, l'énergie libérée par la fission spontanée de ${}^{238}U$ est très voisine de celle de la fission induite de ${}^{235}U$. Ceci se traduit par : ${}^{235}R \sim {}^{238}R$.

L'équation d'âge définitive devient donc :

$$t = (1/\lambda_\alpha)\, \mathrm{Ln}[(\rho_s/\rho_i)\, (\lambda_\alpha/\lambda_f)\, g\, \sigma\, \phi\, I + 1] \qquad (11)$$

avec $\sigma = 580 \times 10^{-24}$ cm² (Hannah *et al.*, 1969).

Lorsque t<100 Ma, $e^{\lambda t}$ peut s'approximer par son développement limité $(1 + \lambda t + \frac{\lambda^2 t^2}{2!} + \cdots + \frac{\lambda^n t^n}{n!})$ dans l'équation (6) et l'équation d'âge (11) prend alors une forme simplifiée :

$$t = (\rho_s/\rho_i)\, g\, \sigma\, \phi\, I / \lambda_f \qquad (12)$$

Ce pendant, pour que les équations (11) et (12) soient utilisables en datation par traces de fission, il faudrait que :

(i) les constantes σ, I, λ_f et λ_α soient connues avec une précision suffisante. Or, il n'existe pas encore de consensus sur la valeur de λ_f à mieux qu'environ ±10% (Bigazzi, 1981 ; Hurford, 1990).

(ii) on puisse réaliser une dosimétrie neutronique exacte. Or les laboratoires de datation par traces de fission ne disposent pas, en général, de moyens pour réaliser cette dosimétrie (voir par exemple Van Den Haute *et al.*, 1988 ; De Corte *et al.*, 1991).

Pour remédier à ces problèmes, on procède de façon analogue à ce qui est pratiqué en géochronologie par ${}^{40}Ar/{}^{39}Ar$, c'est à dire que l'âge traces de fission se calcule par référence avec un ou plusieurs échantillons standards. Il s'agit de la calibration "zéta" (ζ).

Calibration ζ

L'introduction d'un paramètre zéta a été proposée dès 1972 par Fleischer et Hart et mise en oeuvre par Hurford et Green (1981a, 1981b, 1982, 1983). Elle consiste à irradier ensemble un échantillon standard (naturel) d'âge géologique connu et des verres "moniteurs" (de fabrication industrielle) de teneur en uranium connue et homogène. Ces verres seront ensuite irradiés conjointement aux échantillons à dater. La densité des traces induites (ρ_d) relative à ces moniteurs est proportionnelle à la fluence neutronique ϕ. Cette relation s'exprime par l'équation :

$$\phi = B\, \rho_d \qquad (13)$$

où B est un facteur de proportionalité (inconnu) caractéristique du dosimètre.

D'après l'équation (11) et en opérant la substitution (13), l'équation d'âge d'un échantillon standard (géologique) d'âge t_s connu par ailleurs se présente comme :

$$t_s = (1/\lambda_\alpha)\, \mathrm{Ln}\, [(\rho_s/\rho_i)_{st}\, (\lambda_\alpha/\lambda_f)\, g\, \sigma\, I\, B\, \rho_d + 1] \qquad (14)$$

ρ_s et ρ_i sont les densités des traces fossiles et induites déterminées à partir du standard géologique, ρ_d est la densité des traces induites déterminée à partir des verres moniteurs.

Le paramètre "ζ" regroupe par définition quatre constantes de l'équation d'âge, soit :

$$\zeta = \mathbf{B\sigma I/\lambda f} \qquad (15)$$

Après l'irradiation de l'ensemble (verres moniteurs et standard), les densités de traces dans le dosimètre (ρ_d) et dans le standard (ρ_i) sont déterminées par comptage des traces induites dans les détecteurs externes (Voir § I.2.2.1) associés. La valeur de ζ pour un dosimètre donné est calculée à partir de l'équation (14) :

$$\left(\frac{\rho_s}{\rho_i}\right) = \frac{\left[e^{\lambda \alpha t_s} - 1\right]}{\lambda_\alpha g \zeta \rho_d} \qquad (16)$$

Ce qui permet de déduire l'expression suivante pour ζ :

$$\zeta = \frac{\left(e^{\lambda \alpha t_s} - 1\right)}{\lambda \alpha g \left(\frac{\rho_s}{\rho_i}\right) \rho_d} \qquad (17)$$

La valeur de ζ, pour des conditions d'irradiation et opératoires constantes (conditions de révélation et d'observation des traces) est déterminée une fois pour toutes à partir de plusieurs mesures effectuées avec des standards d'âge. C'est une constante personnelle, caractéristique de chaque expérimentateur, en fonction de ses critères d'identification des traces.

I.2.2 - Techniques de datation par traces de fission

Il existe de nombreuses techniques de datation par les traces de fission. Elles varient selon la nature du matériel à dater, et pour un échantillon donné, le choix d'une technique dépend, là

encore, de paramètres telsque la teneur, la distribution de l'uranium et la stabilité des traces vis à vis d'un éventuel traitement thermique, etc...

Gleadow (1981) a proposé une classification des différentes techniques de datation en cinq catégories principales (Fig. I.4) :

- Technique des populations ;
- Technique de la soustraction ;
- Technique du double polissage ;
- Technique de la double attaque chimique ;
- Technique du détecteur externe.

Nous avons utilisé dans ce travail la technique du détecteur externe, qui est celle qui permet d'obtenir le plus d'informations. Cependant comme dans la région étudiée des mesures antérieures ont été obtenues par celle des populations, nous présentons ci-dessous ces deux approches.

I.2.2.1- Technique du détecteur externe

Comme son nom l'indique, cette méthode nécessite l'application d'un détecteur externe (mica ou détecteur plastique comme le kapton, utilisé dans ce travail) contre l'échantillon pour enregistrer les traces induites pendant l'irradiation.

Le protocole expérimental (Fig. I.5) se compose des étapes suivantes :

- inclusion dans un support transparent (résine, Téflon) des grains du matériel à dater et obtention d'une pastille. Les grains doivent être sains et propres, c'est à dire que les cristaux doivent présenter un minimum de fractures et d'inclusions ;

- polissage de la pastille avec de la poudre d'alumine à des granulométries respectives de 7, 3, 1 et 0,3 µm et ce pour dégager une surface interne des grains ;

- révélation des traces ;

- application du détecteur externe contre la face polie de la pastille. La teneur en uranium du détecteur externe doit être négligeable, au maximum de quelques ppb ;

- irradiation de la préparation en réacteur nucléaire, pour obtenir les traces induites.

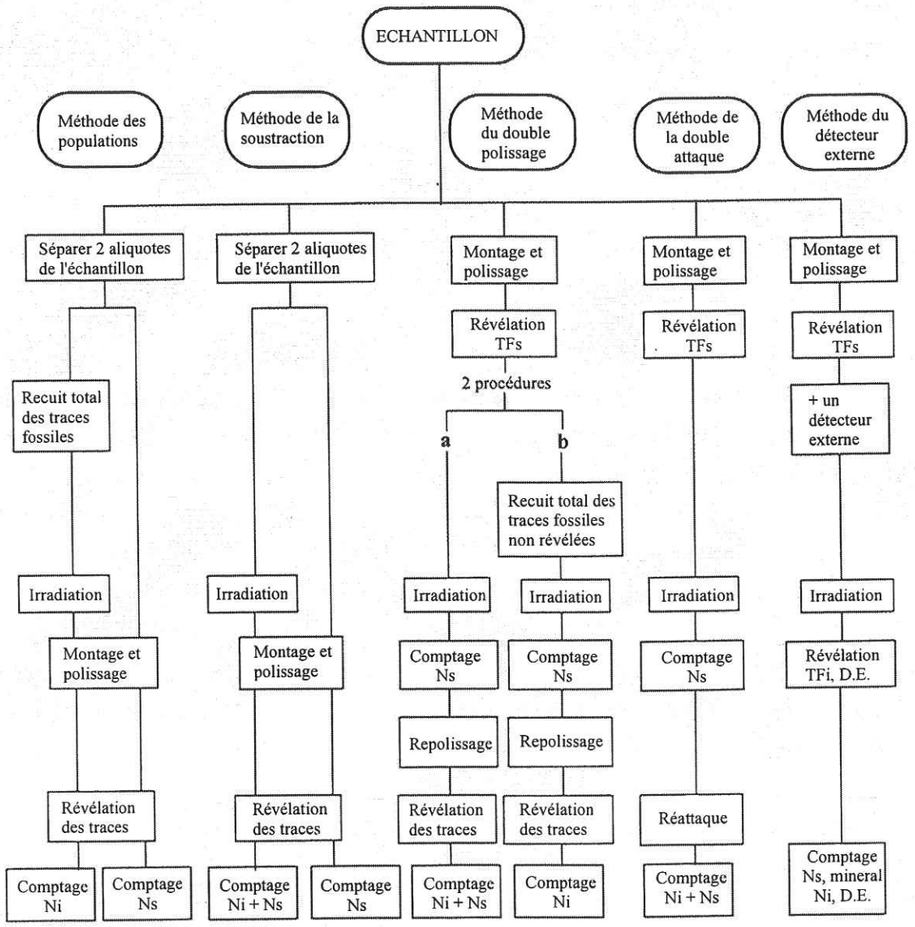


Fig. I.4 : Illustration schématique des principales méthodes de datation par traces de fission. TFs et TFi sont respectivement les traces de fission spontanée et induite ; Ns et Ni, nombre de traces fossiles et induites ; D.E., détecteur externe (d'après Gleadow, 1981).

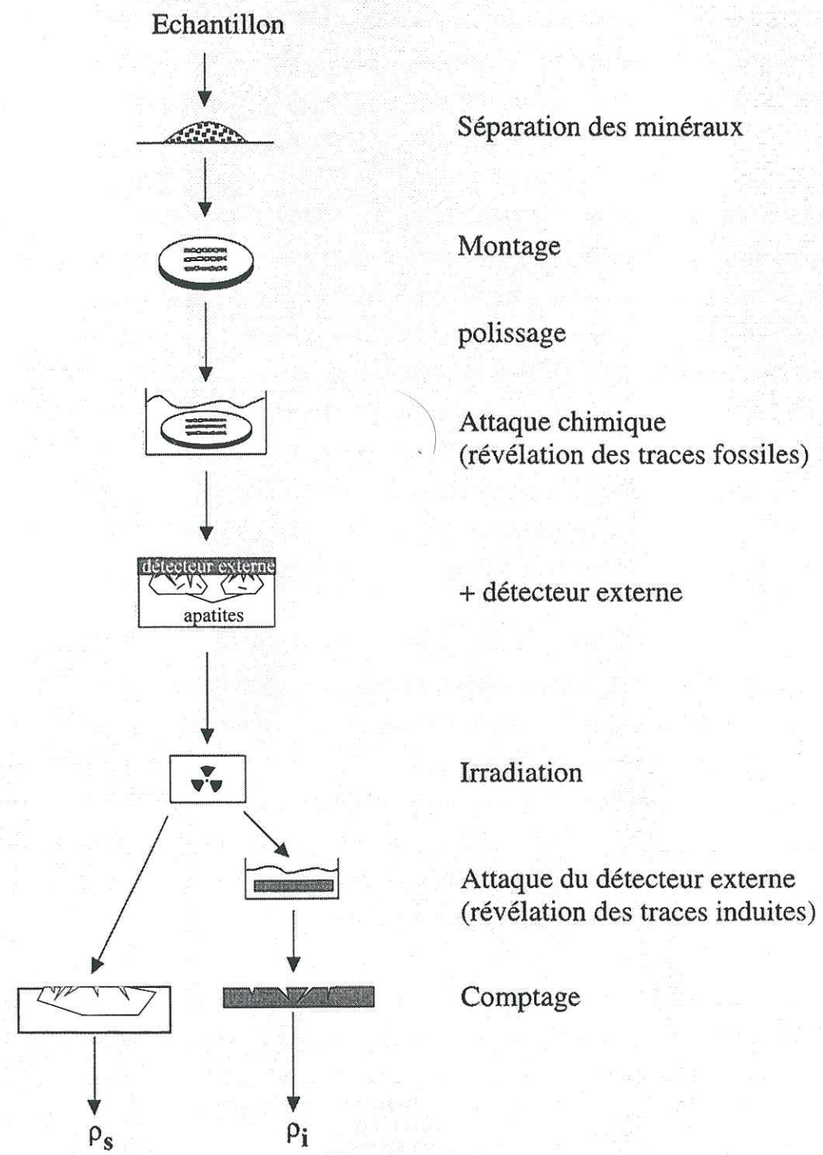


Fig. I.5 : Illustration schématique de l'analyse des traces de fission par la technique du détecteur externe (d'après Naeser et Naeser, 1984 ; modifié).

Seules les fissions de ^{235}U qui ont lieu, dans le minéral, à une profondeur inférieure ou égale au parcours révélable moyen d'un fragment de fission, sont potentiellement capables d'enregistrer leurs traces dans le détecteur. La révélation des traces induites nécessite une attaque chimique appropriée du détecteur externe.

Les traces fossiles dans le cristal et les traces induites dans le détecteur externe sont comptées sur des surfaces équivalentes. Toutefois, leurs géométrie d'enregistrement sont différentes (pour le minéral, la géométrie est de 4 π strd, elle est de 2 π strd pour le détecteur externe).

Un premier intérêt de cette méthode est de permettre de dater du matériel où la distribution de l'uranium est très inhomogène, c'est à dire pour des situations où la datation par population s'avère impossible.

Elle est aussi particulièrement importante dans le cas où tous les grains d'un échantillon n'ont pas enregistré la même histoire thermique, pour des raisons diverses :

- variation de composition chimique de grain à grain (par exemple, mélange d'apatites avec des rapports Cl/F différents, donc possédant des propriétés de rétention thermique des traces légèrement différentes) dans une roche plutonique, volcanique ou métamorphique ;

- mélange de grains d'origine différentes, comme dans des sédiments détritiques ou volcano-sédimentaires. Dans ce cas, le message traces de fission peut varier d'un grain à l'autre, en fonction de l'histoire thermique de chacun des grains depuis le refroidissement de sa roche-mère au-dessous du seuil d'enregistrement des traces.

Dans ces deux cas, une analyse statistique (Galbraith, 1981) permet de reconnaître s'il y a une seule population d'âges traces de fission ou non dans les grains d'un échantillon. Lorsque ce test indique la présence de plus d'une population d'âges, on peut se livrer à une analyse plus fine (combien de populations? de quels âges?...) des populations d'âge en utilisant les approches de Hurford *et al.* (1984) ; Galbraith et Green (1989), Galbraith et Laslett (1993) etc...

I.2.2.2 - Technique des populations

Proposée par Naeser (1967) et Wagner (1968), la technique des populations est utilisée pour dater du matériel dont la distribution en uranium est supposée homogène. C'est généralement le cas des apatites provenant des roches volcaniques et de certaines roches plutoniques.

Le protocole expérimental (Fig. I.6) consiste à séparer, à partir d'un même échantillon, deux populations (ou groupes) de grains d'apatites. Le premier groupe, de quelques centaines de cristaux, est chauffé à 500°C pendant 2 heures, pour effacer toutes les traces fossiles préexistantes, puis irradié par des neutrons thermiques pour n'avoir que les traces induites de ^{235}U. Le second, n'ayant subi aucun traitement préalable, sert à la détermination des traces fossiles de ^{238}U.

Les cristaux appartenant aux deux populations de grains (respectivement irradiée et non irradiée) sont montés dans une même résine, afin que les conditions de polissage et de révélation des traces soient identiques. La pastille contenant les grains est polie, à l'aide d'un abrasif approprié pour dégager une surface interne des cristaux (en pratique, on cherche à éliminer la moitié de leur épaisseur).

Après attaque chimique, les traces spontanées et induites sont révélées, et leurs densités sont déterminées par comptage au microscope optique. A la fin de l'opération, les densités calculées correspondent aux moyennes de densités respectives des deux populations.

I.2.2.3 - Facteur de géométrie "g"

C'est le coefficient de correction relatif au rapport des densités de traces fossiles et induites de l'équation (11). Il est fonction de la technique de datation adoptée. Les âges traces de fission présentés ou discutés dans ce travail ont été obtenus soit par la technique des populations (Carpéna *et al.*, 1979 ; Mailhé *et al.*, 1986 ; Morillon, 1997), soit par celle du détecteur externe (Morillon, 1997 et ce travail). Les valeurs de g à adopter sont différentes dans ces deux techniques.

* pour la technique des populations, g = 1 puisque les traces de fission fossiles et induites sont comptées sur des cristaux d'apatites, donc avec une géométrie de révélation de traces identique.

* pour la technique du détecteur externe, g dépend de la vitesse de dissolution Vg, du type de détecteur externe utilisé et de la phase minérale à dater, et pour cette dernière, de l'orientation cristallographique du plan de polissage. Elle dépend aussi des seuils d'enregistrement des fragments de fission dans le minéral et son détecteur externe, comme des critères d'identification des traces d'un observateur donné. C'est donc un paramètre de laboratoire à déterminer pour les conditions opératoires propres à chaque observateur.

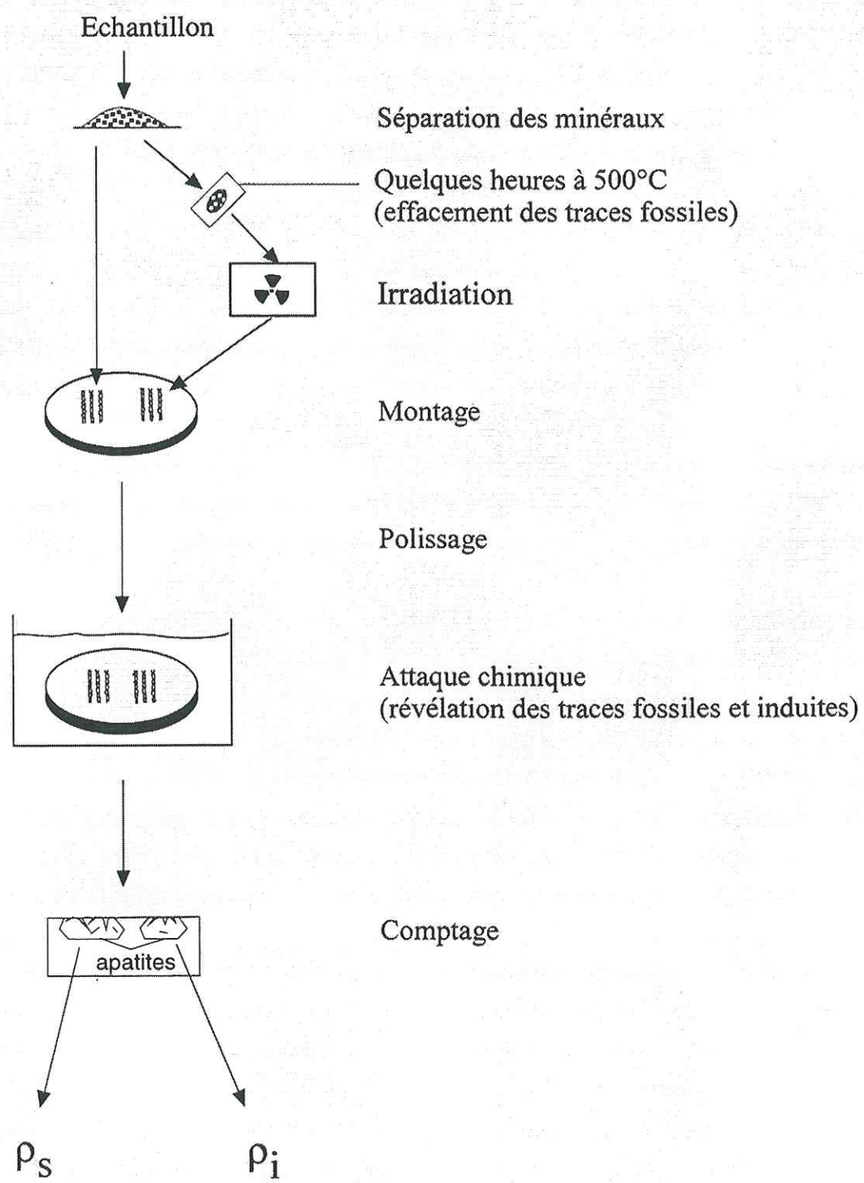


Fig. I.6 : Illustration schématique de l'analyse des traces de fission par la technique des populations (d'après Naeser et Naeser, 1984, modifié).

I.2.3 - Précision sur un âge traces de fission, calcul d'erreur

Le calcul de la précision sur un âge traces de fission dépend de la technique de datation utilisée.

I.2.3.1 - Méthode du détecteur externe

Dans la technique du détecteur externe, un test statistique de χ^2 (Galbraith, 1981) permet de savoir si l'on a affaire à une ou plusieurs populations d'âges parmi les n grains datés d'un même échantillon. L'âge est ensuite calculé selon le résultat de ce test. Ainsi, si la probabilité $P(\chi^2)$ d'obtenir une valeur donnée de χ^2 pour un degré de liberté $\nu = n - 1$ est supérieur à 5 %, on calcule l'âge selon une "*pooled statistics*". Comme pour tous nos échantillons $P(\chi^2)>5$ %, cette procédure de calcul a été systématiquement adoptée. L'âge est ainsi dérivé selon :

$$t = g\frac{\rho_s}{\rho_i}\rho_d\xi$$

Dans ces conditions, l'incertitude sur l'âge est calculée selon la "méthode conventionnelle" de Green (1981), soit :

$$\left(\frac{\sigma_t}{t}\right)^2 = \left(\frac{\sigma\rho_s}{\rho_s}\right)^2 + \left(\frac{\sigma\rho_i}{\rho_i}\right)^2 + \left(\frac{\sigma\rho_d}{\rho_d}\right)^2 \qquad (18)$$

Dans un échantillon qui passe le χ^2 ($P(\chi^2) > 5$ %), on considère que l'erreur sur une densité de traces est donnée par une statistique de Poisson tenant compte uniquement du nombre total de traces comptées. Il en est de même pour ρ_d. Donc, pour une densité de traces ρ l'incertitude $\sigma\rho$ est donnée par :

$$\frac{\sigma\rho}{\rho} = \frac{\sqrt{N}}{N} = \frac{1}{\sqrt{N}} \qquad (19)$$

L'équation (18) s'écrit donc, en tenant compte de l'équation (19) :

$$\left(\frac{\sigma_t}{t}\right)^2 = \frac{1}{N_s} + \frac{1}{N_i} + \frac{1}{N_d} \qquad (20)$$

Soit,

$$\sigma_t = t\left(\frac{1}{N_s} + \frac{1}{N_i} + \frac{1}{N_d}\right)^{1/2} \qquad (21)$$

A partir d'une datation obtenue par la technique du détécteur externe, on peut envisager deux types de calcul d'un âge apparent, celui de *"la méthode conventionnelle"* de Green (1981), ou celui, plus récent de *"l'âge central"*, de Galbraith et Laslett (1993).

<u>*Concept d'âge central*</u>. - Lorsqu'un échantillon présente un $P(\chi^2) > 5$ %, la précision de son âge apparent ne dépend que du nombre total de traces fossiles Ns et induites Ni comptées (en sus de la précision sur la dosimétrie neutronique). Cette précision est donc la même, que le $P(\chi^2)$ soit de 6 % ou > 99 %. Pourtant, la dispersion des âges des grains individuels est bien moindre quand $P(\chi^2)$ tend vers 1.

Pour remédier à cet inconvenient, Galbraith et Laslett (1993) ont proposé le concept *d' âge central.* Le calcul d'un âge central tient compte de la précision statistique sur chaque grain daté. Il est donc assimilable à un âge pondéré. Ainsi, pour un nombre donné de traces Ns et Ni comptées, la précision sur un âge central sera d'autant meilleure que $P(\chi^2)$ sera plus élevé. Nous avons systèmatiquement calculé les âges apparents de nos échantillons par la méthode conventionnelle de Green (1981) et celle des âges centraux (voir tableaux IV.4 à 8 et IV.11 ; §IV), où ces effets statistiques apparaissent bien. Dans la discussion des résultats, nous avons utilisé les seuls âges centraux.

De plus, le calcul de l'âge central et sa précision s'accompagnent de celui d'un "écart-type" (ET) qui caractérise la dispersion des âges individuels des grains. Ainsi, pour ET<15 %, on considère qu'il n'y a qu'une seule population d'âge des grains d'un échantillon ; lorsque ET>30 %,

on peut affirmer qu'au moins deux populations d'âges sont en présence. Quand 15<ET<30 %, il peut y avoir plus d'une population d'âges.

Lorsque $P(\chi^2)>5\%$, les âges apparents calculés par la méthode conventionnelle et celle des âges centraux sont, d'un point de vue pratique, identiques. C'est le cas pour tous nos échantillons (Tableaux IV.4 à 8 et IV.11 § IV). C'est seulement lorsque $P(\chi^2)<5\%$ que les âges apparents calculés selon ces deux procédures peuvent différer notablement.

I.2.3.2 - Méthode des populations

Dans cette technique, où l'on considère *a priori* que toutes les apatites sont porteuses du même âge, on utilise la même équation (18) que précédemment pour le calcul d'erreur. La différence intervient pour l'estimation de $\sigma\rho_s$ et $\sigma\rho_i$. Dans l'un et l'autre cas, on prend en compte la dispersion des mesures. Ainsi, si X_j est le nombre de traces comptées dans le jème grain, le nombre moyen de traces par grain sera de :

$$\overline{X} = \frac{\sum X_j}{n} \qquad (22)$$

où n est le nombre de grains comptés ;

La dispersion autour de cette valeur moyenne est :

$$\sigma(\overline{X}) = \sqrt{\frac{(X_j - \overline{X})^2}{n-1}} \qquad (23)$$

et la précision sur le nombre moyen de traces par grain ($\overline{X}$) est :

$$\overline{\sigma}(\overline{X}) = \frac{\sigma(\overline{X})}{\sqrt{n}} \qquad (24)$$

On en déduit pour la précision sur une densité :

$$\frac{\sigma\rho}{\rho} = \frac{\overline{\sigma}(\overline{X})}{\overline{X}} \qquad (25)$$

Cette façon conventionnelle de calculer la précision est utilisée pour tenir compte du fait que toutes les apatites n'ont en général pas la même teneur en uranium.

Ce mode de calcul de l'incertitude sur une densité de traces tient compte des variations de teneur en uranium des apatites. Elle est donc en principe supérieure à celle donnée par l'équation (19). Lorsque l'erreur calculée par l'équation (25) est inférieure à celle donnée par l'équation (19), c'est donc cette dernière qu'il faut adopter.

I.2.4 - Représentation graphique des résultats

Dans la datation par la technique du détecteur externe, on dispose, pour chaque échantillon des âges des n cristaux datés. Deux types de diagrammes permettent de visualiser les données obtenues sur les grains individuellement datés.

I.2.4.1 - Diagramme isochrone

Dans ce diagramme, le point représentatif de chaque grain daté est donné par son nombre de traces fossiles Nsj et induites Nij. Si les âges de tous les grains irradiés ensemble appartiennent à une même population d'âges, alors tous les points représentatifs doivent être alignés, aux incertitudes statistiques près, sur une droite passant par l'origine, dite isochrone (Fig. I.7A). Si plusieurs populations d'âges sont présentes dans un même échantillon, leurs points représentatifs seront situés sur deux ou plusieurs isochrones (Fig. I.7B).

Ce type de diagramme permet de visualiser la dispersion des teneurs en uranium dans les grains (variation des valeurs de Ni de grain à grain).

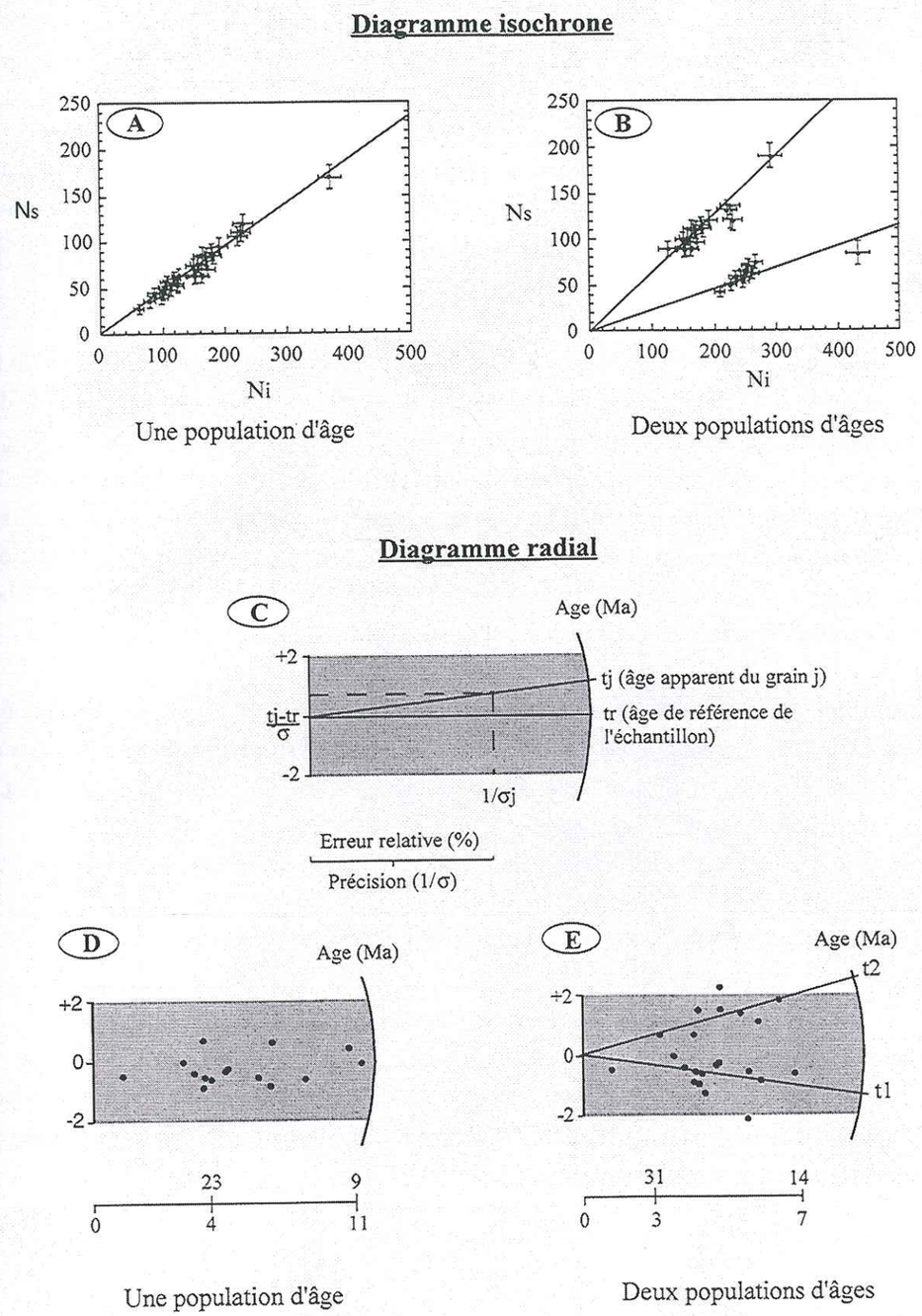


Fig. I.7 : Représentation des résultats pour visualiser la distribution et la précision des âges apparents des différents cristaux d'un même échantillon, dans la technique du détecteur externe.

I.2.4.2 - Diagramme radial ou polaire

La représentation radiale proposée par Galbraith (1988, 1989) permet une autre visualisation des données, où l'âge de chaque grain daté, est reporté en tenant compte de son incertitude. Elle permet ainsi de rendre compte de la distribution des âges des grains autour d'un âge de référence, dans notre cas l'âge central de la population.

Dans un diagramme radial, l'échelle de droite des ordonnées est logarithmique, en Ln t (Ma). Le point représentatif de l'âge d'un cristal (tj) est situé sur un segment joignant l'origine de l'axe des ordonnées (de gauche) à un point de la courbe (de droite) correspondant à son âge (Fig. I.7C). Sa position sur ce segment dépend de sa précision. L'échelle inférieure des abscisses est en $1/\sigma$, où σ est l'inverse de la précision relative sur l'âge de ce grain. Donc plus un âge est précis plus il sera situé vers la droite du diagramme. L'échelle supérieure des abscisses exprime la précision de l'âge de chaque grain exprimée en pourcentage. La bande grisée située entre +2 et -2 dans l'échelle de gauche exprime l'écart à $\pm 2\sigma$ de la valeur de l'âge de l'échantillon.

Lorsque tous les grains d'un même échantillon appartiennent à une seule population d'âge, donc témoignent d'un seul événement, ils sont compris dans la bande grisée (Fig. I.7D). Par contre, quand plusieurs populations sont présentes, chacune occupe un secteur différent (Fig. I.7E) débordant le plus souvent de cette bande.

I.3 - SIGNIFICATION D'UN AGE TRACES DE FISSION

I.3.1 - Les différentes zones de stabilité thermique des traces

A partir d'expériences de laboratoire et d'observations sur des apatites d'échantillons prélevés par forages, on distingue (Wagner, 1972 ; Wagner et Hejl, 1991) trois zones de températures dans le comportement des traces fossiles (Fig. I.8) :

- une zone de stabilité "totale", lorsque la température est inférieure à environ 60°C. On considère que les traces ne subissent pratiquement pas d'altération de leur longueur révélable ;

- une zone de non-rétention des traces, lorsque T>120°C, où la mémoire "traces" s'efface très vite, donc où les traces fossiles sont très instables et essentiellement absentes ;

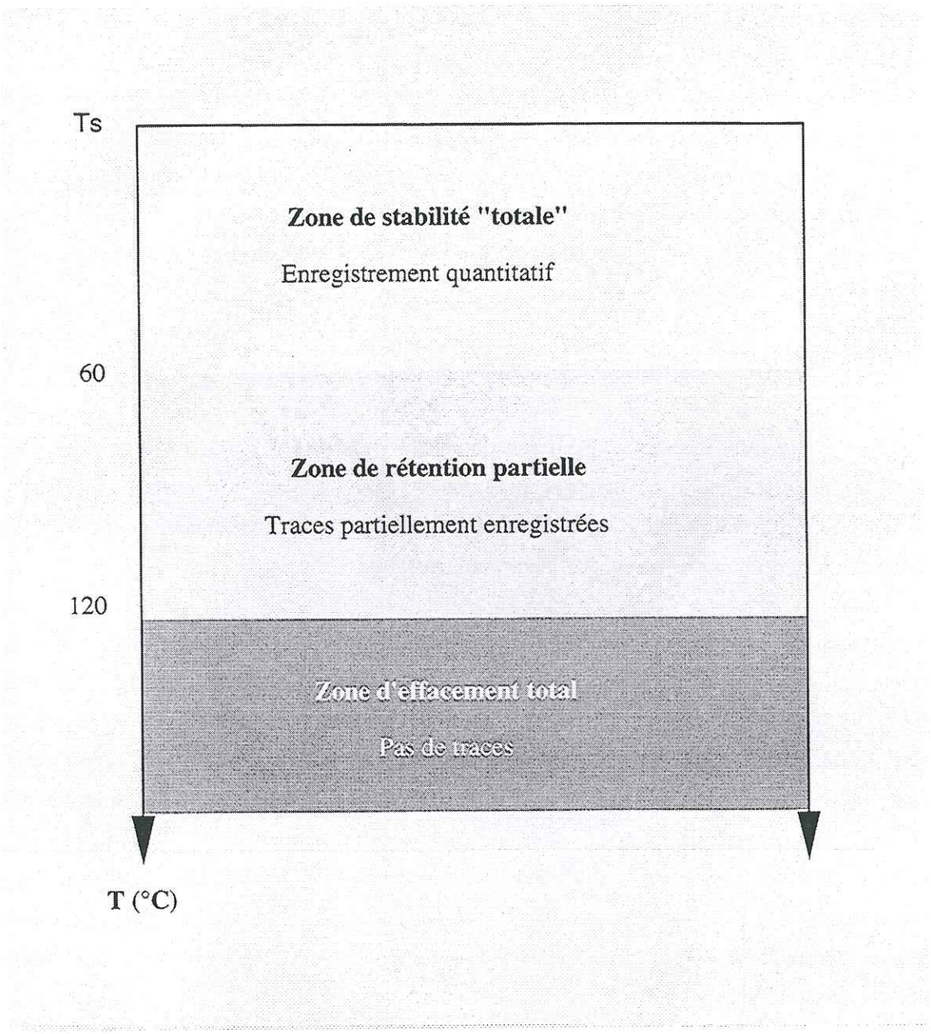


Fig. I.8 : Répartition des différentes zones de stabilité de traces de fission dans l'apatite, en fonction de la température. Ts, température de surface.

- une zone de rétention partielle (ZRP), entre 120°C et 60°C où la stabilité des traces et leur longueur révélable sont d'autant plus grandes que la température est plus faible.

Si donc deux échantillons se refroidissent en même temps au-dessous de 120°C, mais passent ensuite un temps différent dans la ZRP, les âges traces de fission de leurs apatites seront différents. Pour comprendre la signification de ces *âges apparents*, on doit donc pouvoir déterminer le chemin temps-température (t-T) d'un échantillon depuis son dernier passage au-dessous de 120°C. On peut y parvenir par la mesure de la distribution de longueur de ses traces confinées.

I.3.2 - Longueurs des traces confinées : mesure et interprétation

On appelle trace confinée une trace de fission totalement incluse à l'intérieur d'un cristal (Fig. I.9). Une telle trace ne peut être révélée que si (i) elle recoupe une autre trace (TINT, "Track-IN-Track) ou une fracture (TINCLE, "Track-IN-CLEvage) atteignant la surface du polissage et (ii) si le temps d'attaque chimique est suffisamment prolongé.

Des études expérimentales (Green *et al.*, 1986 ; Donelick, 1991) ont montré que la vitesse d'effacement thermique d'une trace varie avec son orientation cristallographique. Ainsi dans l'apatite, la stabilité thermique des traces est plus grande dans une direction parallèle à l'axe cristallographique C et diminue jusqu'à un minimum perpendiculairement à C. Pour tenir compte de cet effet cristallographique, on doit donc toujours travailler, pour la mesure des traces confinées, comme pour la datation, dans une même orientation. Comme l'apatite est un minéral uniaxe et que l'on rencontre à peu près toujours dans les séparations minérales des prismes hexagonaux, il est relativement aisé de monter des grains de telle sorte que l'on obtienne par polissage une surface parallèle à l'axe C. Les seules traces confinées à considérer seront celles orientées parallèlement à ce plan.

La forme de la distribution des longueurs confinées ainsi mesurées dépendra de l'allure de la courbe t-T depuis le dernier refroidissement au-dessous de 120°C. La figure I.10 présente trois cas typiques de refroidissement :

1 - Refroidissement "instantané", typique des roches volcaniques. Dans ce cas, (courbe 1), le temps de résidence dans la ZRP est négligeable. La distribution des longueurs confinées est unimodale avec une longueur moyenne proche de 15 µm et une déviation standard d'environ 1 µm. Des roches dénudées tectoniquement peuvent aussi présenter ce type de distribution.

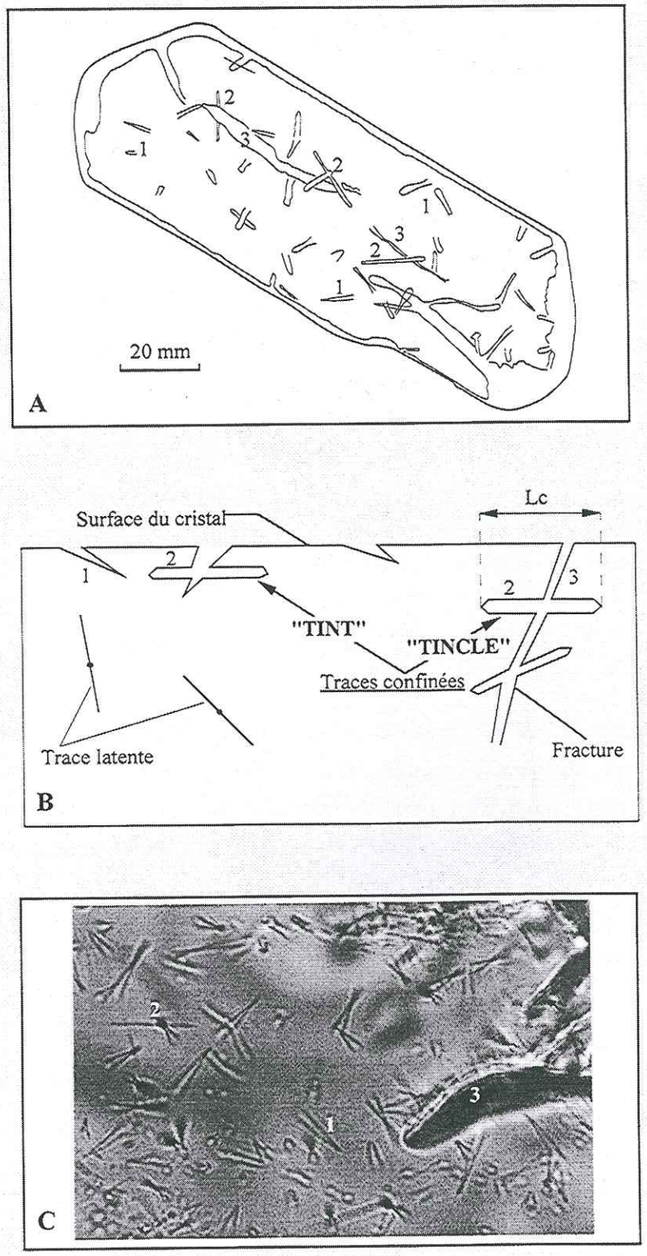


Fig. I.9 : Différents types de traces et leurs longueurs
A : sur une face polie d'une apatite, d'après Gleadow*et al.*, 1986 (modifié)
1 : traces recoupées par la surface du polissage (formes en V ouvert), 2 : traces confinées (forme en tubules fermés aux deux extrémités), 3 : fractures.
B : vue en coupe. C : Photo (cliché, B. Jakni).

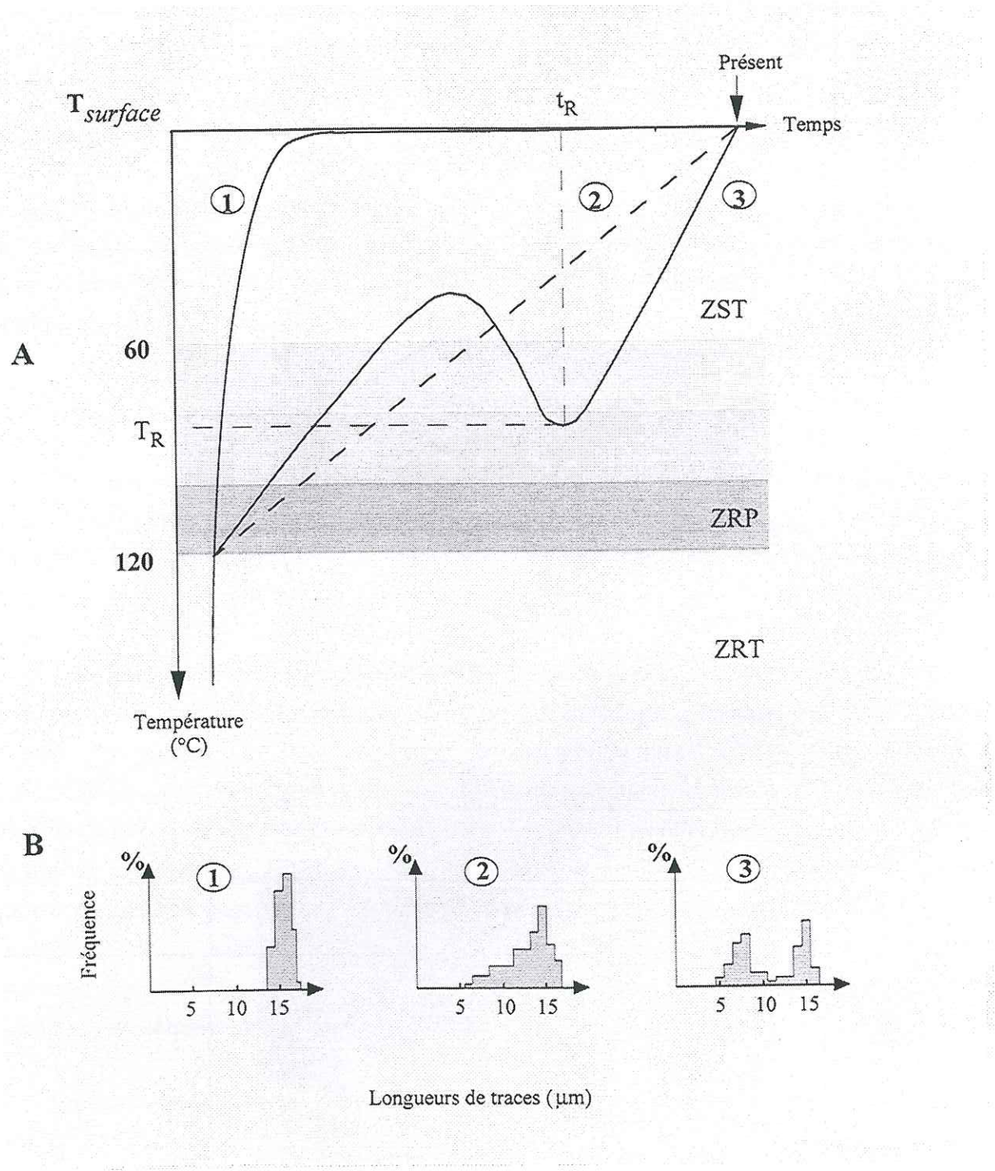


Fig. I.10 : Distributions des longueurs de traces confinées pour les apatites, correspondant à trois exemples typiques d'histoire de refroidissement (d'après Dumitru, 1989). Voir texte.

A : chemins temps-température.

B : distribution des longueurs correspondant à chaque trajet.

2 - Refroidissement linéaire avec le temps (courbe 2). Dans ce cas, un certain nombre de traces sont enregistrées à différentes températures entre 120°C et 60°C, avec des longueurs révélables variant progressivement de 0 à 15 µm. Il en résulte une distribution de longueurs biaisée du côté des traces courtes, une longueur moyenne plus faible, jusque vers 13 à 13,5 µm et un écart type pouvant atteindre ~ 1,8 µm.

3 - Refroidissement suivi d'un retour thermique dans la ZRP et d'un épisode de refroidissement final (courbe 3). Dans ce cas, pourvu que l'apatite séjourne durant quelques millions d'années à la température T_R (Figure I.10), toutes les traces formées antérieurement voient leur longueur révélable d'autant plus réduite que T_R est proche de 120°C. On doit donc s'attendre à un histogramme de longueurs bimodal, où les traces les plus anciennes ($t>t_R$) constituent le premier pic, et les plus récentes ($t<t_R$) sont relatives au refroidissement final. La longueur moyenne peut descendre jusqu'à moins de 10 µm et l'écart type dépasser 3 µm.

I.3.3 - Notion de température effective de rétention

Il est quelquefois fait référence, dans la datation par TF, à la notion *de température de fermeture* (Wagner et Reimer, 1972) ou de *température effective de retention* (Haack, 1977) des traces dans un minéral. Il s'agit d'un concept défini pour les systèmes chronométriques soumis à un refroidissement monotone dans un segment de croûte métamorphique (Dodson 1973, 1979).

Dans de tels systèmes, on peut définir deux températures-seuils, T_1 et T_2 correspondant respectivement aux temps t_1 et t_2 lors d'un épisode de refroidissement (Fig. I.11), telles que :

- pour $T>T_1$, aucune mémoire "nucléaire" ne fonctionne dans un minéral : les isotopes radiogéniques produits dans un système père radioactif-isotope fils diffusent rapidement vers l'extérieur du minéral ; les traces de fission sont instables et sont rapidement détruites ;

- de T_1 vers T_2, les isotopes radiogéniques sont de mieux en mieux retenus dans les réseaux cristallins et les traces de fission, dans ce que nous avons précédemment dénommé ZRP, sont de mieux enregistrées ;

- enfin, pour $T<T_2$, on est en système clos : plus de perte d'isotopes radiogéniques, plus de raccourcissement de la longueur totale révélable des traces.

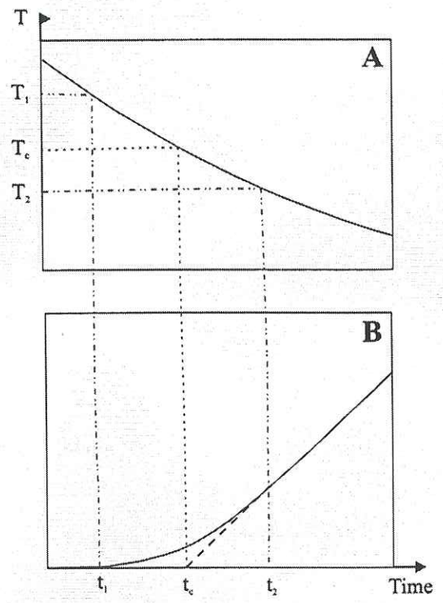


Fig. I.11 : Définition de la température de fermeture (Dodson, 1979 ; Voir texte).
A : Courbe de refroidissement.
B : Courbe d'accumulation.

Dans ces conditions, l'âge calculé par l'équation d'âge appropriée au chronomètre considéré sera t_c (Fig. I.11). Il s'agit d'un *âge apparent* : tout se passe comme si ce chronomètre avait commencé à fonctionner au moment du passage sous la température tc. Cette température dite "de fermeture" pour les systèmes père-fils K-Ar, Rb-Sr, etc..., (*closure temperature* ou *blocking temperature* des auteurs anglo-saxons) ou "*de rétention effective*" des traces dans la datation par TF, varie avec les phases minérales et leurs chronomètres. Nous en donnons quelques-unes pour les systèmes les plus usités en *thermochronologie* dans le tableau I.4.

Méthode	Minéral	Température de fermeture (°C)	Taux de refroidissement (°C/Ma)
TF	apatites	110±10	~1-10
	zircon	260±50	~10
	sphène	300±50	~10
K-Ar	microcline	150±30	
	plagioclases	200-250	~10
	biotites	280-345	1-100
	muscovite	~350	
	hornblende	480-580	5-1000
Ar-Ar	biotite	280-350	
	muscovite	350-450	
	hornblende	380-700	5
Rb-Sr	biotite	320±40	~10
	muscovite	500±50	
	stilpnomélane	440-480	
	roche totale	cristallisation	
U-Pb	monazite	~530	
	zircon	~650-750	

Tableau I.4 : Températures de fermeture isotopiques déterminées pour divers chronomètres radiométriques.
Sources : Harrison *et al.,* 1979 ; Dickin, 1997.

I.3.4 - Modélisation des histoires thermiques

L'histoire thermique d'un échantillon ne peut être déduite directement d'un âge apparent TF qui ne fournit qu'une information partielle. Il convient d'y ajouter la mesure de la distribution des longueurs confinées des traces fossiles. L'utilisation d'un modèle d'optimisation des données TF (âge apparent, longueurs de traces) permet de proposer une histoire thermique depuis le dernier passage sous la température de début d'enregistrement des traces. Nous décrivons schématiquement ci-dessous le principe le fonctionnement du modèle d'optimisation "Monte-Trax" mis au point par Gallager (1995), que nous avons utilisé dans ce travail.

Le modèle d'optimisation de Gallager est basé lui même, sur le modèle d'effacement thermique des traces de Laslett *et al.* (1987) qui permet de prédire l'âge et la distribution des longueurs de tarces confinées, résultat d'une histoire thermique donnée. On utilise alors pour l'interprétation du couple "âge apparent-distribution des longueurs de traces" des modèles permettant de tester les histoires thermiques.

Le fonctionnement du programme consiste à rentrer dans un ordinateur les données TF caractéristiques d'un échantillon : l'âge et son incertitude, la longueur moyenne des traces confinées et sa déviation standard, de même que la distribution des longueurs confinées de traces. Le traitement de Gallager consiste à choisir dans l'espace temps-température un certain nombre de "boîtes" (lieux de passages obligés pour toute histoire thermique) en général 4 ou 5, suffisamment larges pour que le logiciel explore la totalité de l'espace temps-température. Une itération du modèle consiste à créer, par une procédure aléatoire, une série de parcours passant par ces boîtes (50 en général), pour chacun desquels un âge, une longueur moyenne et leurs incertitudes ainsi qu'une distribution des longueurs confinées théoriques sont calculés (Fig. I.12). Un algorithme génétique (Gallagher *et al.* , 1991), compare à la fin de l'itération les paramètres calculés et observés, et pondère, du résultat de cette comparaison, le choix aléatoire des expériences de l'itération suivante. Ceci aboutit après un nombre suffisant d'itérations, en général une dizaine, à la convergence des parcours vers une enveloppe caractérisant au mieux l'histoire thermique de l'échantillon. A partir de ces données, il apparaît que certains parcours fournissent les prédictions pour ces résultats, plus proches des données expérimentales que d'autres. Toutefois, dans le cas d'histoire thermique complexe, récurrence d'incursion thermique dont la dernière phase, la plus récente, demeure la plus faible, la limite d'utilisation est atteinte, il n'est pas possible de modéliser les trajets temps-température.

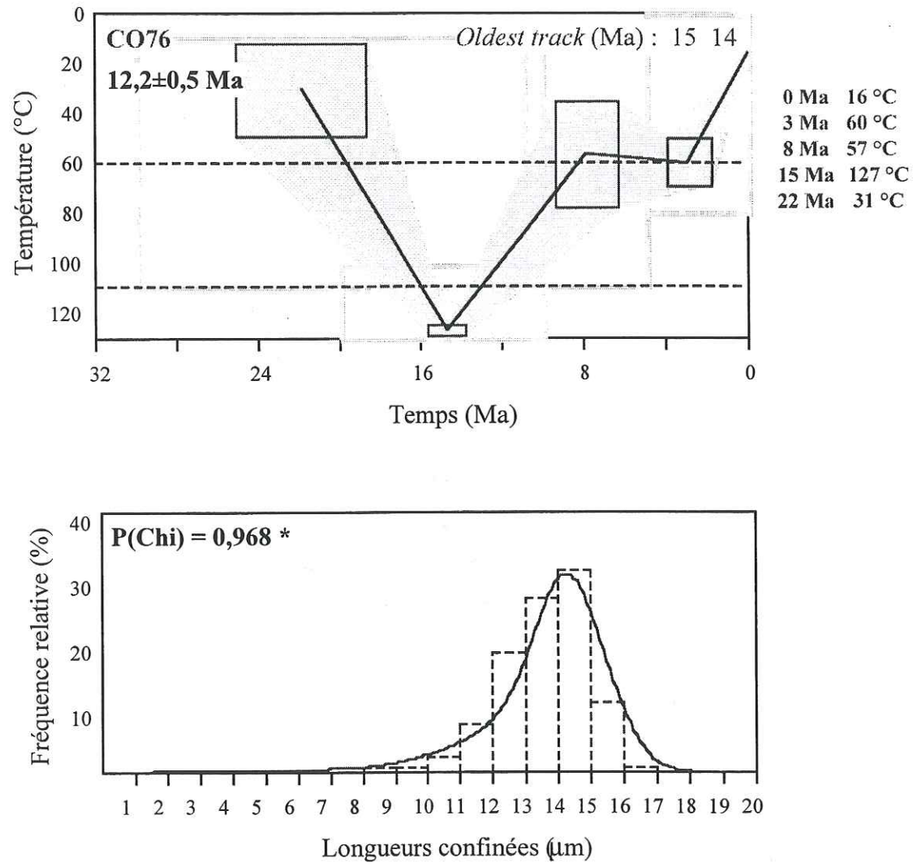


Fig. I.12 : Résultats de l'optimisation de Gallagher pour l'échantillon CO76 (Corse).

A la fin, lorsqu'une histoire thermique probable est obtenue, la validation du résultat se fait par un retour à l'analyse des contraintes géologiques. En effet, le modèle donne une image simplifiée de l'histoire thermique qu'il faudra verifier par la suite en la confrontant à la somme d'informations d'ordre géologique, structurale et isotopique.

I.4 - DU MONTAGE A LA DATATION

Le matériel qui a été échantillonné dans ce travail pour les datations par traces de fission est constitué essentiellement de roches cristallines et cristallophylliennes. Ce sont donc des roches dures et massives. Nous décrivons la succession des étapes qui conduisent à la datation. Deux espèces minérales sont utilisées : apatites et zircons.

I.4.1 - Aspect expérimental

Le poids des échantillons prélevés sur le terrain ou en Mer par dragage varie de 2 à 5 kg environ. Après concassage manuel, les échantillons sont réduits en poudre par passage dans un broyeur à mâchoire. Après tamisage et lavage, la fraction granulométrique comprise entre 80 et 160 µm est conservée pour la séparation minérale des apatites et des zircons.

I.4.1.1 - Cas des apatites

Les apatites et éventuellement les zircons sont ensuite séparés de façon conventionnelle en combinant utilisation de liqueurs denses (bromoforme, iodure de méthylène), et séparateur magnétique. L'inclusion dans une pastille d'araldite se fait en deux temps. Tout d'abord, on fixe les cristaux (100 à 200 grains) sur le fond d'un moule préalablement garni d'une fine pellicule de résine, les uns à côté des autres, de façon alignée suivant la direction cristallographique de l'axe C (Fig. I.13A). Après polymérisation, on coule une seconde préparation de résine, qui constituera la pastille d'inclusion (Fig. I.13B).

Après avoir dégagé les cristaux avec des papiers abrasifs de granulométrie respectives d'environ 46, 26, puis 18 µm, on procède à trois étapes de polissage automatique (Fig. I.13C) avec des poudres d'alumine de 7 µm pendant 10 à 15 mn, 3 µm pendant 15 mn enfin 0,3 µm pendant 20 mn.

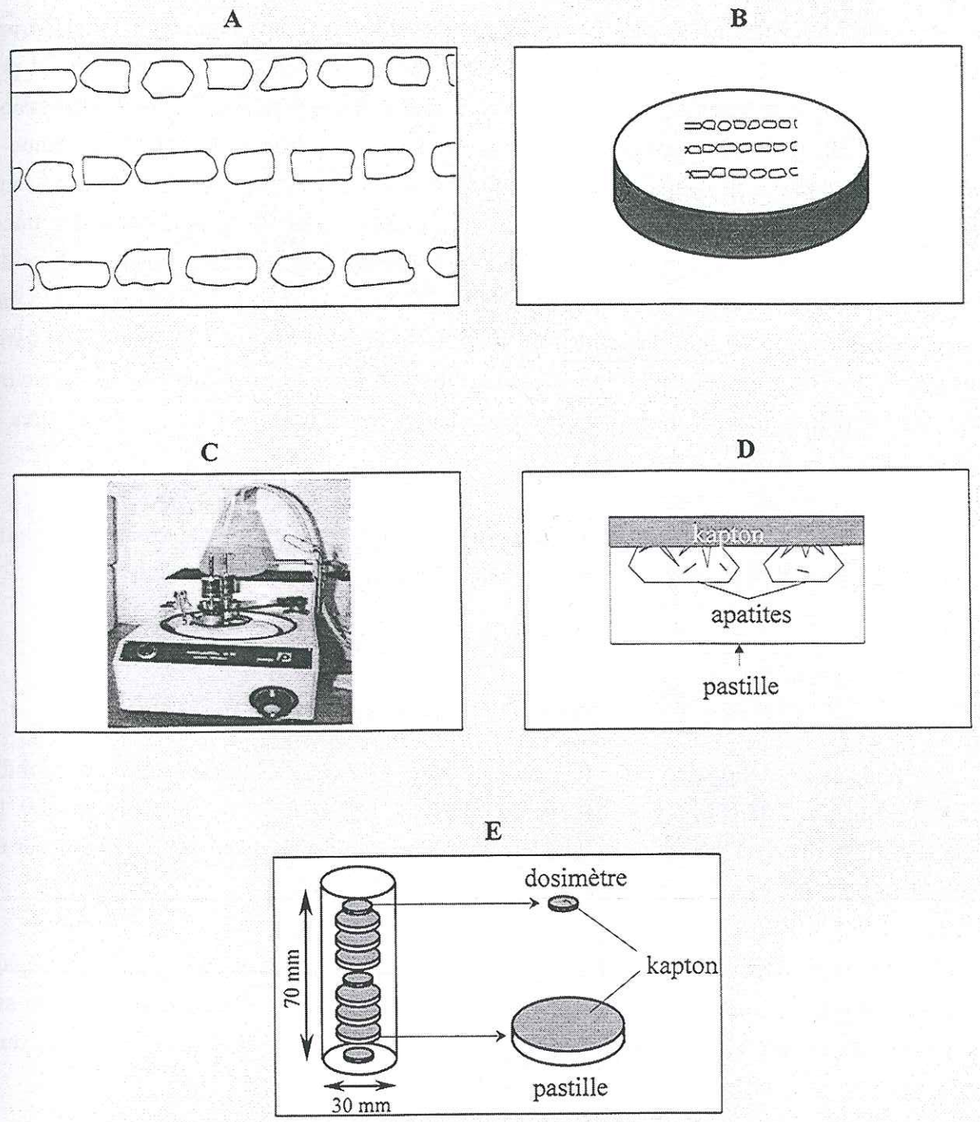


Fig. I.13 : Du montage à la datation pour la technique du détecteur externe.
A : montage des apatites en vue de leur irradiation
B : enrobage des apatites dans de la résine et obtention d'une pastille
C : polissage et dégagement de la surface interne des minéraux
D : fixation d'un détecteur externe
E : schéma de la disposition des pastilles et des dosimètres dans le furet d'irradiation.

Après un nettoyage à l'alcool, les traces sont révélées dans une solution d'acide nitrique HNO_3 (1N) à température ambiante. Le temps d'attaque varie entre 25 et 50 secondes. Il peut toutefois atteindre, dans certains cas, 80 ou même 90 secondes (§ Maures). La durée de l'attaque dépend essentiellement de la composition chimique, les chlorapatites nécessitant un temps de révélation plus court (Green *et al.*, 1986). L'attaque chimique se fait progressivement, en moyenne 10 secondes par 10 secondes, en contrôlant à chaque étape l'état de la révélation des traces. Ensuite, un détecteur externe (kapton) est fixé contre les grains (Fig. I.13D) et chaque échantillon est scellé dans un sachet en polyéthylène. La totalité des pastilles ainsi préparées est placée dans un tube cylindrique de 70 mm de hauteur et 30 mm de diamètre (Fig. I.13E) pour l'irradiation neutronique. L'irradiation est d'une durée standard de 200 secondes, soit une fluence d'environ $2x10^{15}$ neutrons/cm^2, dans la position P1 du réacteur Orphée (Centre d'Etudes Nucléaires de Saclay).

Après l'irradiation, on révèle les traces induites de ^{235}U dans le kapton, dans une solution d'hypochlorite de sodium portée à ébullition, pendant 8 minutes.

I.4.1.2 - Cas des zircons

Le mode de révélation des traces (eutectique NaOH + KOH à 220°C) nécessite l'emploi d'un milieu d'inclusion différent. On utilise des feuilles de Teflon PFA transparent, de 300 µm d'épaisseur (Fig. I.14A). L'inclusion se fait à chaud, par pression entre deux lames de verre sur une plaque chauffante (Fig. I.14B).

Le polissage se fait, comme pour les apatites, après un pré-polissage à la main pour dégager la surface des grains sur des papiers abrasifs. Le polissage proprement dit se fait entièrement avec des poudres d'alumine, avec des granulométries suivantes : 7 ; 3 ; 1 et 0,3 µm, avec une durée d'environ 45 mn pour chaque étape, en raison de la dureté du zircon (Fig. I.14C).

L'attaque est réalisée en étuve, dans une capsule de Teflon. L'irradiation est plus courte que pour les apatites, pour tenir compte de la teneur en uranium, plus importante des zircons. On utilise en routine une durée de 26 secondes, soit environ $2,6x10^{14}$ neutrons/cm^2, dans la même position d'irradiation que les apatites.

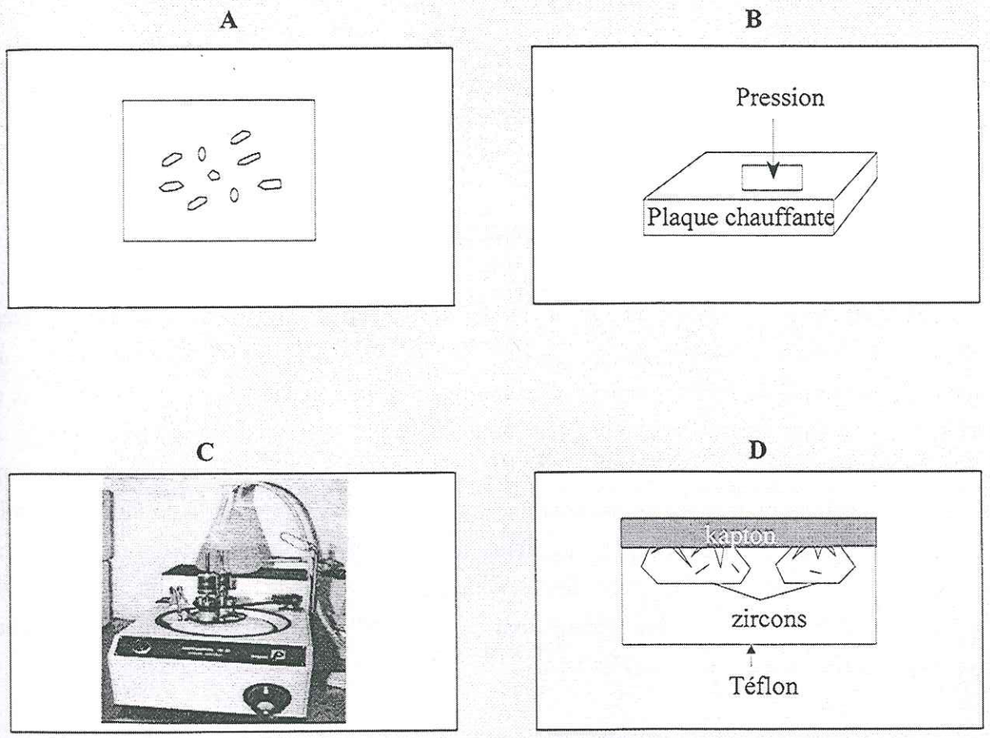


Fig. I.14 : Montage et préparation des zircons
A : zircons disposés sur une lame de verre
B : incrustation à chaud des zircons dans du Téflon
C : polissage et dégagement de la surface interne des minéraux
D : application du détecteur externe (kapton).

I.4.2 - Aspect analytique

Nous avons vu au § I.2.1 que l'équation d'âge (11) nécessitait la détermination de deux paramètres, le facteur de géométrie "g" et la constante "ζ".

I.4.2.1. - Facteur de géométrie "g"

On détermine la valeur de "g" à partir de plaquettes d'un cristal d'apatite taillées parallèlement à l'axe cristallographique C. Une de ces plaquettes est d'abord soumise à un traitement thermique de 500°C pendant 2 heures, pour effacer toutes les traces fossiles. Elle est ensuite enrobée dans une résine et polie, puis équipée d'un détecteur externe et enfin irradiée. Au retour du réacteur nucléaire les traces sont révélées dans le détecteur externe. Une seconde étape de polissage de l'apatite a lieu pour dégager une surface interne du cristal, (la première révélation des traces n'est faite que pour vérifier que l'abrasion et le polissage qui suivent vont bien fournir une surface interne située à une profondeur supérieure au parcours d'un fragment de fission, soit pour se trouver dans une situation d'irradiation de 4 π strd). On procède enfin à une seconde révélation des traces dans l'apatite (Fig. I.15).

On compare alors la densité de traces dans l'apatite $\rho_{(Ap,\,4\pi)}$ à celle mesurée dans le détecteur externe $\rho_{(DE,\,2\pi)}$ pour en déduire g selon :

$$g = \frac{\rho(DE,2\pi)}{\rho(Ap,4\pi)}$$

Nous avons établi "g" à partir de plaquettes découpées dans un cristal d'apatite de Durango, les traces étant révélées à l'acide nitrique HNO3 1N, à température ambiante et pendant 80 secondes. La valeur de g que nous avons déterminé est de **0,532 ± 0,013** (1σ).

Cette valeur de "g" de 0,532 ± 0,013 est compatible avec celles obtenues dans le laboratoire de Grenoble. Nous avons adopté de façon conventionnelle pour g la valeur de **0,5** comme l'ensemble des laboratoires travaillant dans ces conditions, avec comme détecteur externe le mica ou le kapton, ces deux détecteurs ayant le même comportement (Lelarge, 1993).

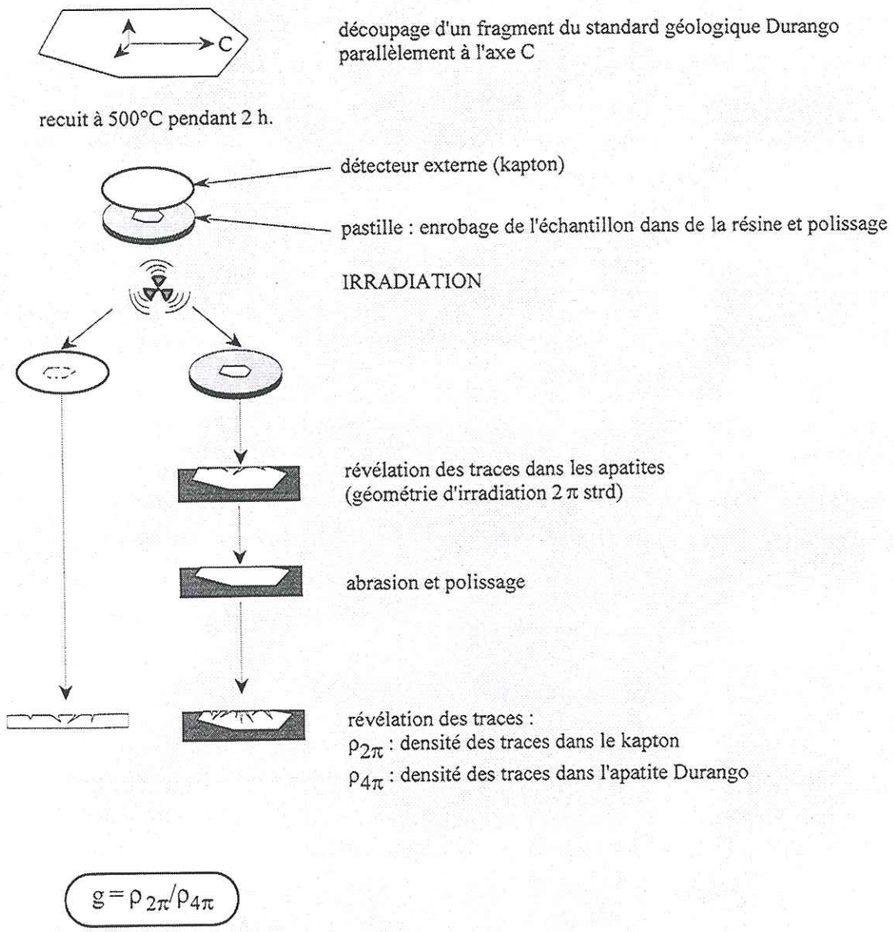


Fig. I.15 : Protocole expérimental pour la détermination du facteur de géométrie **g**, à partir d'un échantillon standard d'apatite (Durango).

I.4.2.2 - Calibration "ζ"

Nous avons utilisé comme échantillons standards pour la calibration ζ des apatites celles du Fish Canyon Tuff (FCT, originaires des montagnes San Juan, Colorado, USA) et pour les zircons ceux des Buluk Member Tuffs (BMT, formation Bakate, Nord du Kenya). Les âges de référence sont donnés dans le tableau I.5.

Standard	Méthode	Minéraux	Ages ± 2σ (Ma)	Auteurs
FCT	K/Ar	plagioclase, sanidine, biotite et hornblende	27,90±0,70	Steven *et al.* , 1967
	K/Ar	plagioclase, sanidine, biotite et hornblende	27,42±0,41	Huford et Hammerschmidt, 1985
	$^{40}Ar/^{39}Ar$	biotite	27,80±0,20	
	$^{40}Ar/^{39}Ar$	plagioclase, sanidine, biotite et hornblende	27,79±1,40	Kunk *et al.* , 1985
		Valeur pondérée =	**27,74 ± 0,30**	
Durango	K/Ar	feldspath	30,68±0,62	Naeser et Fleischer, 1975
	K/Ar	feldspath	31,40±0,62	
	K/Ar	feldspath	30,88±0,62	
	K/Ar	feldspath	31,91±0,72	
	K/Ar	feldspath	32,32±0,72	
		Valeur pondérée =	**31,40 ± 0,30**	
BMT	K/Ar	feldspath-K	16,10±0,20	McDougall et Watkins, 1985
	K/Ar	feldspath-K	16,40±0,20	
		Valeur pondérée =	**16,25 ± 0,14**	

Tableau I.5 : Ages de références K/Ar et $^{40}Ar/^{39}Ar$ des trois standards géologiques utilisés pour la datation par traces de fission des apatites et des zircons.

Les valeurs de ζ pour les apatites ont été calculées pour les deux verres moniteurs utilisés dans ce travail pour la dosimétrie neutronique, les verres 962 du National Institute of Standards and Technology (NIST) et les verres CN5. Les résultats sont donnés dans le tableau I.6.

Standards	Irradiation	n	N_s	ρ_s x10^6 t/cm^2	N_i	ρ_i x10^6 t/cm^2	N_d	ρ_d x10^6 t/cm^2	ζ ± 1σ
Verres moniteurs CN5									
FCT a	97-6	12	145	0,17	271	0,32	8876	0,34	308,5 ± 31,9
FCT b	97-7	26	361	0,19	729	0,38	9090	0,34	332,1 ± 21,7
FCT c	97-6	27	382	0,20	649	0,34	8876	0,34	280,5 ± 18,3
									303,0 ± 12,8
Verres moniteurs 962									
FCT	93-5	30	460	0,19	1694	0,73	15864	0,6	340,3 ± 18,1
FCT	93-5	28	409	0,19	1522	0,7	15864	0,6	343,8 ± 19,4
									341,9 ± 13,2

Tableau I.6 : Détermination de la valeur du paramètre zéta pour les apatites (verres moniteurs CN5 et 962). n, nombre de cristaux d'apatites comptés ; N_s (r_s), N_i (r_i) et N_d (r_d) représentent le nombre (densité) des traces fossiles et induites comptées dans les grains et dans les verres moniteurs ; en gras : valeurs pondérées.

Les valeurs de ζ pour les zircons ont été calculées pour les verres moniteurs 962 du NIST. Les résultats sont donnés dans le tableau I.7.

Les valeurs de zéta obtenues à partir de ces deux échantillons standards sont concordantes et leur moyenne pondérée est de ***374,3 ± 7,7***

Echantillon	Irradiation	n	N_s	ρ_s x10^6 t/cm^2	N_i	ρ_i x10^6 t/cm^2	N_d	ρ_d x10^6 t/cm^2	$\zeta \pm 1\sigma$
FCT									
FCT 5	95-10	9	2397	5,86	1016	2,49	14261	0,06	372,0 ± 14,3
FCT 5-1	95-10	7	1982	5,05	868	2,21	14261	0,06	384,3 ± 16,0
FCT 6	95-10	5	1308	5,12	577	2,26	14261	0,06	387,7 ± 19,6
FCT 7	95-10	5	878	4,51	383	1,97	14261	0,06	383,4 ± 23,7
									380,8 ± 8,4
BMT									
BMT 16	95-1	6	486	1,25	309	0,79	10757	0,06	343,8 ± 25,2
BMT 16-2	95-10	6	360	1,15	237	0,75	14261	0,06	338,9 ± 28,5
									341,6 ± 18,8
									moyenne pondérée : 374,3* ± 7,7

Tableau I.7 : Détermination de la valeur du paramètre zéta pour les zircons (verres moniteurs 962). n, nombre de cristaux de zircons utilisés, N_s (ρ_s), N_i (ρ_i) et N_d (ρ_d) représentent le nombre (densité) des traces fossiles et induites comptées dans les grains et dans les verres moniteurs ; en gras, valeurs pondérées.

Enfin, le tableau I.8 compare les valeurs de zéta obtenues à Grenoble pour les dosimètres 962.

	Zéta apatites±1σ			Zéta zircons±1σ		
Observateurs	Durango	FCT	ζ pondéré	FCT	BMT	ζ pondéré
B.Jakni		**342 ± 13**		381 ± 8	341 ± 19	**374 ± 8**
A. Azdimoussa	313 ± 7	329 ± 11	317 ± 5	375 ± 6	362 ± 15	374 ± 5
F. Bigot	351 ± 10	326 ± 16	330 ± 7			
G. Toro		321 ± 15		365 ± 7	378 ± 20	366 ± 7
E. Labrin	323 ± 4	320 ± 11	322 ± 3	425 ± 10	391 ± 20	420 ± 9
G. Poupeau		315 ± 13				
L. Lelarge	322 ± 6	312 ± 6	317 ± 4			
E. Mansour		312 ± 11				
N. Sabil	324 ± 11	317 ± 6	321 ± 4	370 ± 15	374 ± 28	372 ± 13
I. Sell	315 ± 8	315 ± 9	315 ± 6			

Tableau I.8 : Tableau comparatif des valeurs du paramètre zéta déterminées à Grenoble pour le dosimètre 962 du NIST.

On constate, pour les apatites comme pour les zircons, une dispersion modérée des zétas autour de valeurs moyennes, de respectivement 324±10 pour les apatites et 381±20 pour les zircons.

Un certain nombre d'échantillons datés dans ce travail ont été redatés, à partir des mêmes préparations, par d'autres membres de l'équipe de Grenoble. La figure I.16 montre la bonne concordance des résultats obtenus dans tous les cas, pour des âges variant entre environ 15 et 100 Ma.

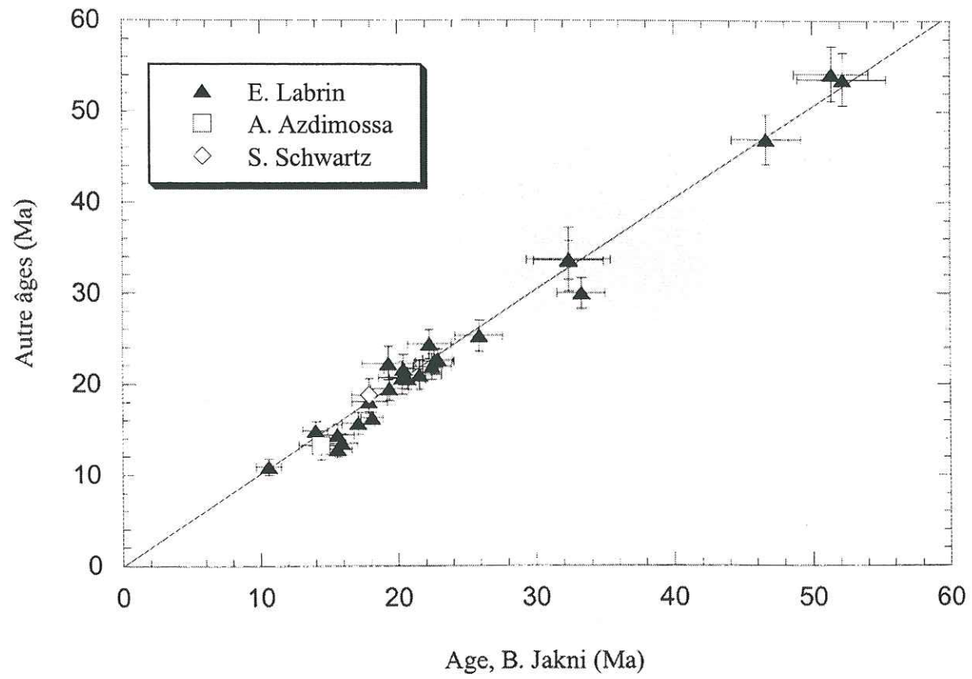


Fig. I.16 : Diagramme montrant la bonne concordance entre les âges apparents TF/apatites obtenus par différents expérimentateurs. Barres d'erreur à ±1σ.

REFERENCES

BIBLIOGRAPHIQUES

Ahrens T.J., Fleischer R.L., Price P.B. et Woods R.T., 1970. Erasure of Fission Tracks in Glasses and Silicates by Shock Waves. *Earth Planet. Sci. Lett., 8, 420.*

Bhandari N., Bhat S., Lal D., Rajagopalan G., Tamhane A.S. et Venkatavaradan V.S., 1971 . Fission fragmnet tracks in apatite: recordable track length. *Earth Planet. Sci. Lett., 13, 191-199.*

Bigazzi G. et Bonadonna F., 1973 . Fission track Dating of the Obsidian of Lipari Island (Italy). *Nature, 242, 322-323.*

Bigazzi G., 1981. The problem of the decay constant lf of ^{238}U. *Nucl. Tracks, V. 5, 1-2, 35-44.*

Calk C. et Naeser C.W., 1973. The thermal effect of a basalt intrusion of fission tracks in quartz monzonite. *J. Geol., V 81, 189-198.*

Carpéna J., Mailhé D., Naeser C.W. et Poupeau G., 1979. Datation d'une phase éocène en Corse. *C. R. Acad. Sc., 289, série D, 829-832.*

Cowan G.A. et Adler H.H., 1976. The variability of the natural abundance of ^{235}U. *Geochim. Acta, V 40, 1487-1490.*

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.), Vol. 86, 187-194.*

Dickin A.P., 1997. Radiogenic Isotope geology. *Eds. University press Cambridge. 490 p.*

Dodson M.H., 1973. Closure Temperature in Cooling Geochronological an Petrological Systems. *Contr. Miner. Petrol., 40, 259-274.*

Dodson M.H., 1979. Theory of cooling ages. *Lectures in Isotopes Geology. Eds. by Jager, E., et Hunziker, J.C., New-York : Springer-verlag.*

Donelick R.A., 1991. Crystallographic orientation dependence of mean etchable fission track length in apatite: An empirical model and experimental observations. *American Mineralogist, 76, 83-91.*

Drozed R.J., Morgan C.M., Podosek F.A., Poupeau G. et Taylor J., 1977 . ^{244}Pu in the earl solar system? *Astrophys. J., 212, 567-580.*

Dumitro T.A., 1989. Contrains on uplift in the franciscan subduction complex from apatite fission track analysis. *Tectonics, 8, 197-220.*

Faure G., 1986. Principle of isotope geology. *Eds. John Wiley and Sons.*

Fleischer R.L. et Price P.B., 1963a. Tracks of Charged Particles in Higher Polymers. *Sciences, 140, 1221-1222.*

Fleischer R.L. et Price P.B., 1963b. Charged Particle Tracks in Glass. *J. Appl. Phys., 34, 2903-2904.*

Fleischer R.L. et Price P.B., 1964. Glass Dating by Fission Fragment Tracks. *J. Geophys. Res., 96, 331-339.*

Fleischer R.L., Price P.B. et Walker R.M., 1964. Fission track ages of zircons. *J. Geophys. Res., 69, 4885-4888.*

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. *J. Geophys. Res., 70, 1497-1502.*

Fleischer R.L. et Hart H.R., 1972. Fission track dating : techniques and problems. In : Calibration of hominoid evolution (Edited by Bishop W.W., Miller D.A. and Cole S.), *Scottish Academic Press, Edinburg, 135-170.*

Fleischer R.L., Price P.B. et Walker R.M., 1975. Nuclear tracks in solids: principles and applications. *University of California Press, Berkeley*

Galbraith R.F., 1981. On statistical models for Fission Track counts. *Mathematical Geology, 13, N°6, 471-478.*

Galbraith R.F., 1988. Graphical Display of Estimates Having Differing Standard Errors. *Technometrics, 30, 488-491.*

Galbraith R.F., 1989. The radial plot: graphical assessment of spreads ages. *Int. J. Radiat. Appl. Instrum., part D, 17, 207-214.*

Galbraith R.F. et Green P.F Estimating the component ages in a finite mixture. *Int. J. Radiat. Appl. Instrum. Part D., 17, 197-206.*

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

Gallagher K., Sambridge M. et Drijkoningen G., 1991. Genetic algorithms : an evolution from Monte Carlo methods for strongly non-linear geophysical optimisation problems, *Geophys. Res. Letters, 18, 2177-2180.*

Gallagher K., 1995. Evolving temperature histories from apatite fission track data. *Earth Planet. Sci. Lett., V. 136, 421-435.*

Gleadow A.J.W., Hurford A.J. et Quaife R.D., 1976. Fission Track dating of zircon: improved etching techniques. *Earth Planet. Sci. Letters, 33, 273-276.*

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 tracks, Vol. 5, N°1/2, 3-14.*

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

Green P.F., 1981. A new look at statistics in fission-track dating. *Nucl. Tracks, 5, 77-80.*

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., 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. (Isot. Geosci. Sect.), 79, 155-182.*

Haack U., 1977. The closing temperature for fission track retention in minerals. *Am. J. Sci., 277, 459-464.*

Hannah G.C., Wescott C.H., Leonard B.R., Story J.S. et Attreep M., 1969. Revision of values for 2200 m/s Neutron constants for four fissile nuclides. *Atomic Energ. Rev., 7/4, 3-32.*

Harrison T.M., Armstrong R.L., Naeser C.W. et Harakal J.E., 1979 . Geochronology and thermal history of the Coast Plutonic Complex, near Prince Rupert, British Columbia. *Can. J. Earth Sci., 16, 400-410.*

Hurford A.J. et Green P.F . A reapprisal of neutron dosimetry and uranium 238 lf values in fission track dating. *Nucl. Tracks, V 5, 1/2, 53-61.*

Hurford A.J. et Green P.F., 1981b. Standards, dosimetry and uranium 238 lf dacay constant: a discussion. *Nucl. Tracks, V 5, 1/2, 73-75.*

Hurford A.J. et Green P.F . A users' guide to fission track dating calibration. *Earth Planet. Sci. Lett., V. 59, 343-354.*

Hurford A.J. et Green P.F . The zeta age calibration of fission track dating. *Isotope Geoscience, 1, 285-317.*

Hurford A., Fitch F.J. et Clarke A., 1984. Resolution of the age structure of the detritical zircon populations of two Lower Cretaceous sandstones from the Weald of England by fission track dating. *Geol. Mag., 121, 269-396.*

Hurford A.J., 1990. Standardisation of the fission track dating calibration: recommandation b the fission track working group of the I.U.G.S. Subcommission on Geochronology. *Chem. Geol. (Isot. Geosc. Sect.), 80, 171-178.*

Hurford A.J. et Hammerschmidt K., 1985. 40Ar/39Ar and K/Ar dating of the bishop and Fish Canyon Tuffs: Calibration: ages for fission track dating standards. *Chem. Geol. (Isot. Geosc. Sect.), 58, 23-32.*

Jaffay A.H. Flynn K.F., Glendewin L.E., Bentley W.C. et Esslin A.M., 1971 . Precision mesurements of half-lives and specific activities of ^{235}U and ^{238}U. *Phys. Rev., 4, 1889-1906.*

Krishnaswami S., Lal D., Prabhu N. et McDougall D., 1974. Characteristics of fission tracks in zircons: application to geochronology and cosmology. *Earth Planet. Sci. Lett., V. 22, 51-59.*

Kunk M.J., Sutter J.F. et Naeser C.W., 1985. Hight precision 40Ar/39Ar ages of sanidine, biotite, hornblende and plagioclase from the Fish Canyon Tuff, San Juan volcanic field, South Central Colorado. *Geol. Soc. Amer. Abstr. Program, 17, 6-36.*

Laslett G.M., Green P.F., Duddy P.F. et Gleadow A.J.W., 1987. Thermal annealing of fission tracks in apatite 2. A quantitative analysis. *Chem. geol. Isot. Geosci. Sect., 65, 1-13.*

Lelarge Medeiros Vignol M.L., 1993. Thermochronologie par la méthode des traces de fission d'une marge passive (dôme de Ponta grossa, SE Brésil) et au sein d'une chaine de collision (zone externe de l'arc alpin, France). *Thèse d'université, grenoble I, 259 p.*

Mailhé D., Lucazeau F. et Vasseur G., 1986. Uplift history of thrust belts: an approch based on fission track data and thermal modelization. *Tectonophysics, 124, 177-191.*

Mansour E., 1991. Thermochronologie par la methode des traces de fission dans l'apatite. Application aux massifs de l'Argentera-Mercantour (Alpes occidentales) et des Jbilet (Meseta Marocaine). *Thèse d'université, grenoble I, 197 p.*

Maurette M., 1976. Fossil Nuclear Reactor, *Ann. Rev. Nucl. Sci., 26, pp. 319-350.*

McDougall I. et Watkins R.T., 1985 . Age of homimoid-bearing sequence at Buluk, northern Kenya. *Nature, Lond., 318, 175-178.*

Morillon A.-C., 1997. Etude thermo-chronométrique appliquée aux exhumations en contexte orogénique : le Massif des Maures (France) et les Cordillères Bétiques (Espagne). *Thèse d'université, Géosciences Azur, 303 p.*

Naeser C.W., 1967. The use of apatite and sphene for fission track age determination. *Bull. Soc. Am., V. 78, pp. 1523-1526.*

Naeser C.W., 1969. Etching Fission Tracks in zircons. ***Sciences, 165, 388***

Naeser C.W. et Faul H., 1969. Fission track annealing of apatite and sphene. *J.Geophys. Res. 74, 705-710.*

Naeser C.W. et McKee H., 1970. Fission track and K-Ar ages of Tertiary ash-flow tuffs, north-central Nevada. *Geol. Soc. Am. Bull., 81, 3375.*

Naeser C.W. et Fleischer R.L., 1975 . Age of the apatite at Cerro de Mercado, Mexico: A problem for fission track annealing corrections. *Geophys. Res. Lett. 1, 67-70.*

Naeser C.W. et Forbes R.B., 1976. Variation of fission track ages with depth in two deep drill holes. *Trans. Am. Geophys. Union., 57, 353.*

Naeser C.W. et Ross D.C., 1976. Fission track ages of sphene and apatite of granitic rocks of the Salinian Block, Coast Ranges, California. *J. Res. U.S. Geol. Surv., 4-4, 415-420.*

Naeser N.D. et Naeser C.W., 1984. Fission Track dating. *In Mahaney, W.C. (Ed.), Quaternary Dating Methods. Developments in Paleontology and Stratigraphy 7. Elsevier, 87-100.*

Nevrik W.E., 1960. *Phys. Rev. 119, 1685.*

Nishimura S., 1981. On the fission track dating of tuffs and volcanic ashes. *Nucl. Tracks, V 5, 1/2, 157-167.*

Petit J.C., 1977. Contribution de l'étude des dégâts d'irradiation à la compréhension du phénomène d'Oklo. *Thèse 3e cycle, Université Paris VII.*

Price P.B. et Walker R.M., 1962a. Electron Microscope observation of a Radiation Nucleated Phase Transformation in Mica. *J. Appl. Physics, Vol. 33, 2625-2628.*

Price P.B. et Walker R.M., 1962b. Chemical etching of charged-particle tracks in solids. *J. Appl. Physics, Vol. 33, N° 12, 3407-3412.*

Price P.B. et Walker R.M., 1962c. Observations of charged-particle tracks in solids. *J. Appl. Physics, Vol. 33, N° 12, 3400-3406.*

Price P.B. et Walker R.M., 1962d. Obseravtion of Fossil Particle Tracks in Natural Micas. *Nature, 196, 732-734.*

Price P.B. et Walker R.M., 1963, Fossil tracks in charged-particle in mica and the age of minerals. *J. Geophys. Res., 68, 4847-4862.*

Reimer G.M., Storzer D. et Wagner G.M., 1970. Geometry factor in fission track counting. *Earth Planet. Sci. Lett., V. 9, 401-404.*

Seong-Cheon Shin, 1987. Etching characteristics of fission tracks in minerals, and fission track dating and calibration of zircon. *The journal of the geological society of Korea, V 23, 1, 32-52.*

Silk E.C.H. et Barnes R.S., 1959 . Examination of fission fragment tracks with an electron microscope. *Phil. Mag., 4, 970-972.*

Steven T.A., Mehnert H.H. et Obrdadovich J.D., 1967. Age of volcanic activity in the San Juan Mountains, Colorado, U.S. *Geol. Survey Prof. Paper, 575-D, 47-55.*

Storzer D. et Wagner G.A., 1969. Correction of thermally lowered fission track ages of tectites. *Earth Planet. Sci. Lett., V. 8, 55-60.*

Storzer D., 1970. Fission Track Dating of volcanic Glasses and the Thermal History of Rocks. *Earth Planet. Sci. Lett., 8, 55-60.*

Storzer D. et Poupeau G., 1973. Fission track dating of lunar glass spherules. *Meteoritics (The journal of Meteoritical Society), V. 4, 445-445.*

Tagami T., 1984. Geochronological analysis of the Ryoke granitic rocks by means of fission track dating method: thermal history of the Ryoke Belt. *Thesis, Kyoto Univ., 89 p.*

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. *Chem. Geol. (Isot. Geosc. Sect.), Vol. 73, 233-244.*

Wagner G.A. et Reimer G.M., 1972. Fission track tectonics: the tectonic interpretation of fission track apatites ages. *Earth Planet. Sci. Lett., V. 14, 263-268.*

Wagner G.A., 1968. Fission track dating of apatites. *Earth Planet. Sci. Lett., V. 4, 411-415.*

Wagner G.A., 1972. The geological interpretation of fission track ages. *Trans. Am. Nucl. Soc., 15, 145-153.*

Wagner G.A., 1988. Apatite fission track geochrono-thermometer to 60°C - Projected track lenght studies. *Chem. Geol. (Isot. Geosc. Sect.), Vol. 72, 145-153.*

Wagner G.A. et Heijl E., 1991. Apatite fission-track-age-spectrum based on projected track-lenght analysis. *Chem. Geol. (Isot. Geosc. Sect.), Vol. 87, 1-9.*

Young D.A., 1958. Etching of radiation damage in lithium fluoride. *Nature, 182, 375-377.*

CHAPITRE II

CORSE, MASSIF DES MAURES-TANNERON : CONTEXTE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL

Chapitre 2

CORSE, MASSIF DES MAURES-TANNERON : CONTEXTE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL

La Corse occupe une position clé dans le cadre de la Méditerranée Nord-occidentale, puisque viennent s'y juxtaposer ou y interférer des structures hercyniennes réutilisées, d'autres résultant de compressions liées au cycle alpin et deux zones d'extension marine ouverte, l'une à l'Oligocène-Miocène : le bassin Liguro-Provençal et l'autre au Miocène : la mer Tyrrhénienne.

Ce chapitre traite l'histoire géologique de la Corse et du massif des Maures avec un bref aperçu sur le bassin liguro-provençal et la mer tyrrhénienne.

II.1 - LA CORSE

"Un Pays de montagnes dans la mer" *(Ratzel, 1899).*

II.1.1 - Cadre géographique

Localisée entre les parallèles 41° et 43°01' de latitude Nord et entre les méridiens 8°32' et 9°35' de longitude Est, la Corse est un puissant bloc cristallin dominant vigoureusement la Méditerranée occidentale au sud de Gênes, entre le bassin Liguro-provençal à l'Ouest et la mer Tyrrhénienne à l'Est (Fig. II.1). D'une superficie de moins de 9000 km^2, la Corse est une île

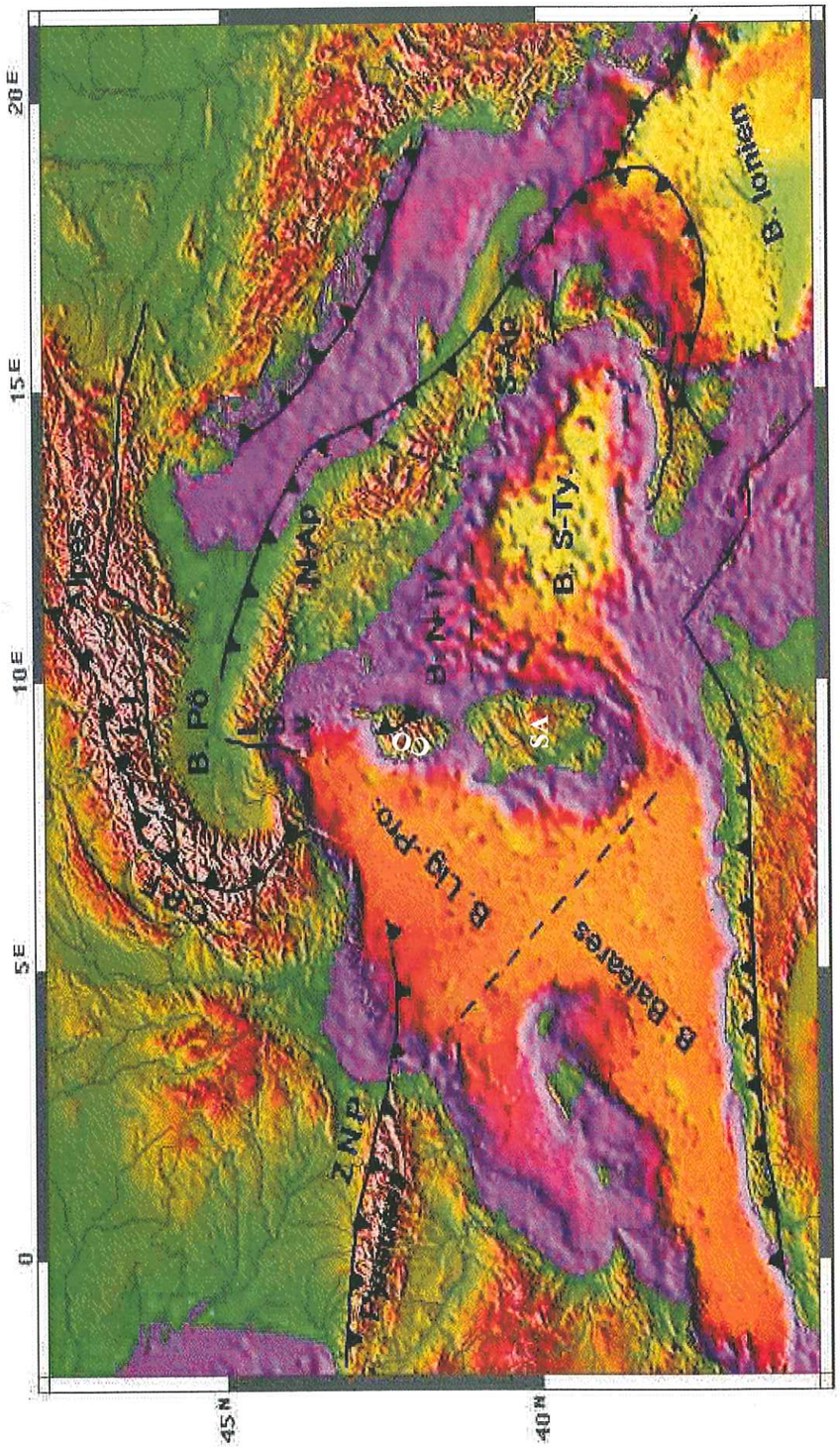


Fig. II.1 : Localisation du bloc corso-sarde (CO-SA) au sein de la Méditerranée occidentale.

essentiellement montagneuse avec un relief jeune et bien marqué. Plus proche de l'Italie péninsulaire et de la Sardaigne que de la France, elle constitue avec cette dernière le bloc "Corso-Sarde". Le point culminant, le Monte Cinto, à 2708 m d'altitude, n'est distant de la côte occidentale que de 25 km. L'altitude moyenne est de 568 m ce qui fait que, aussi bien pour le point culminant que pour l'altitude moyenne, la Corse est la plus élevée de toutes les îles de la Méditerranée occidentale.

II.1.2 - Cadre géologique

La Corse occupe actuellement une position singulière dans le dispositif Alpes-Apennins. En effet, ayant subi une histoire commune avec les Alpes occidentales et ligures dont elle constitue le prolongement méridional, elle se caractérise ensuite par son évolution post-oligocène.

L'histoire commune avec les Alpes débute au Trias supérieur lors de l'ouverture de la branche liguro-piémontaise de la Téthys et se poursuit durant le Mésozoïque et l'Eocène lors de la compression alpine (Figs. II.2 et II.3a à 3e). Dès l'Oligocène supérieur (Chattien) une phase de distension aboutit à la formation, au Miocène du bassin algéro-provençal (Golfe du Lion) qui isole définitivement la Corse et la Sardaigne du continent européen (Figs. II.3g et II.3h).

L'île se caractérise par une dualité structurale qui permet de distinguer deux grands domaines : la Corse alpine au Nord-est et la Corse hercynienne, largement dominante et occupant la grande partie de l'île. Ces deux parties de la Corse sont séparées par une ligne joignant sensiblement l'île Rousse, Corte et Solenzara (Fig. II.4). Elle délimite ainsi des pays différents non seulement par leur géologie, mais aussi par tous les caractères géographiques qui découlent de cette différence de la nature du sous-sol. Cette différence pétrographique a conduit de nombreux auteurs à une division plus complète dans la structure géologique de l'île. Ainsi, on a vu se développer, très tôt (Barral, 1783 ; Gueymard, 1820), la distinction entre une Corse alpine fortement charriée avec des nappes de type alpin et une Corse hercynienne cristalline, qui a valeur d'autochtone non déformé, à l'exception de ses parties les plus orientales en contact avec les unités océaniques alpines. On a d'ailleurs assimilé à la zone

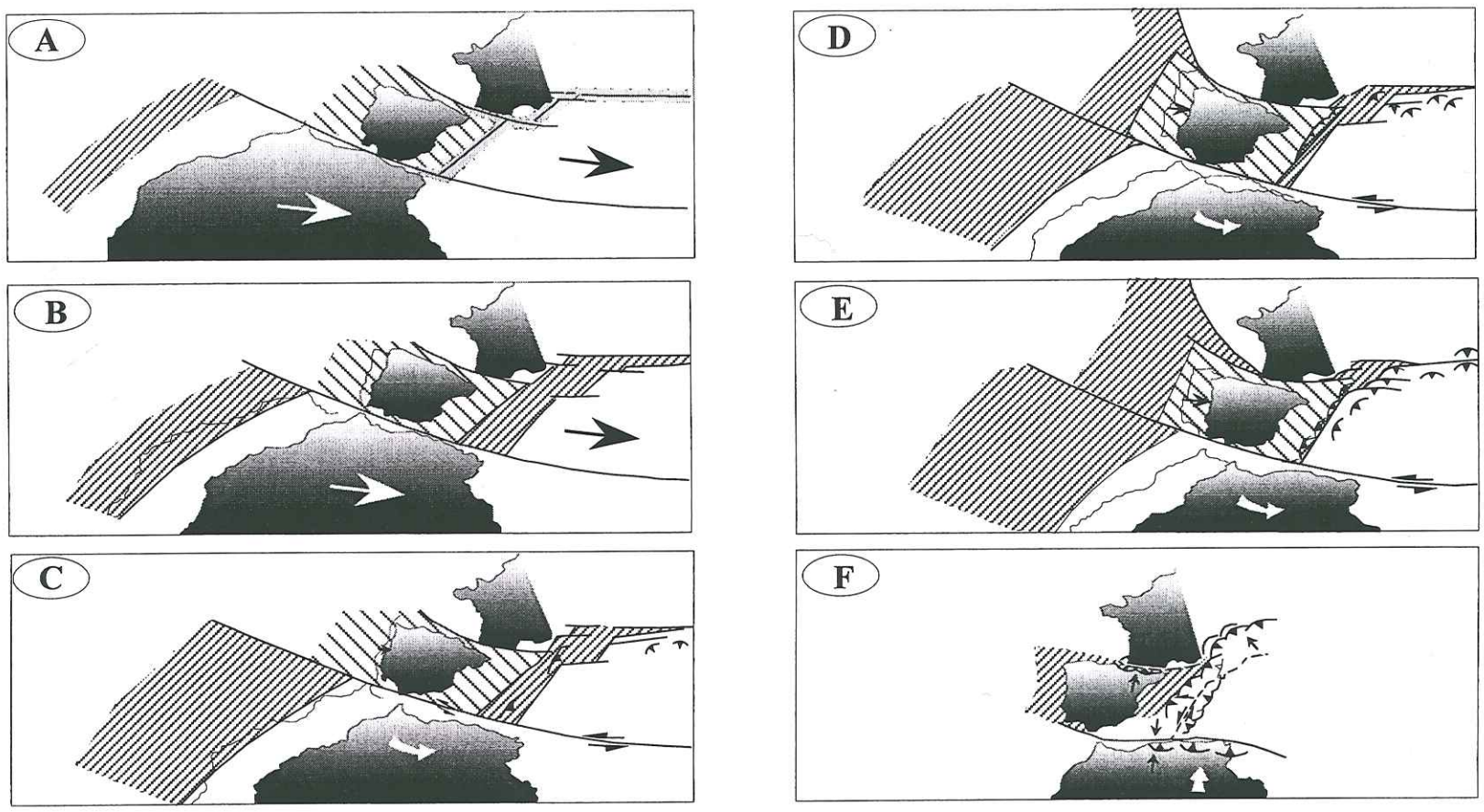


Fig. II.2 : Cinématique de L'Europe occidentale durant la période allant du Lias à l'Eocène (d'après Lagabrielle, 1987).
A : fin du Lias (180 Ma) ; B : Jurassique terminal (148 Ma) ; C : Aptien (110 Ma) ;
D : Albien -Cénomanien 100 Ma) ; E : Campanien (76 Ma) ; F : Eocène supérieur (37 Ma).

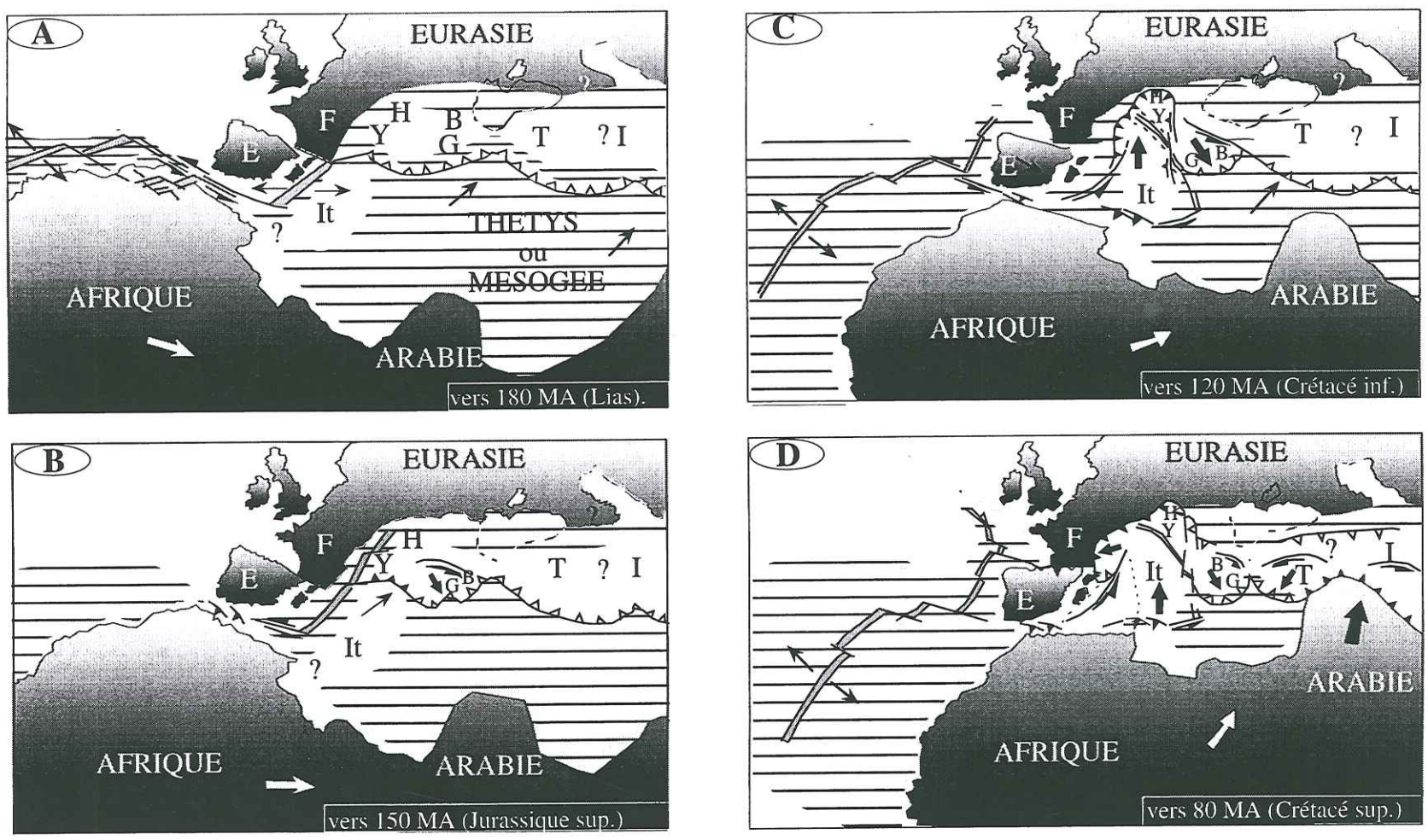


Fig.II.3A : Résorption de l'océan téthysien et naissance de la chaîne alpine de Méditerranée (d'après Taponnier, 1977).
Les chevrons clairs marquent les zones de subduction et les chevrons en noir les chevauchements intracontinentaux.
Les décrochments sont représentés en trait fort et les plis en pointillé. Les flèches indiquent le sens de déversement.
La croûte océanique est représentée par des hachures horizontales.
B : Bulagrie ; E : Espagne ; F : France ; G : Grèce ; H : Hongrie ; I : Iran ; It : Italie ; T : Turquie ; Y : Yougoslavie.

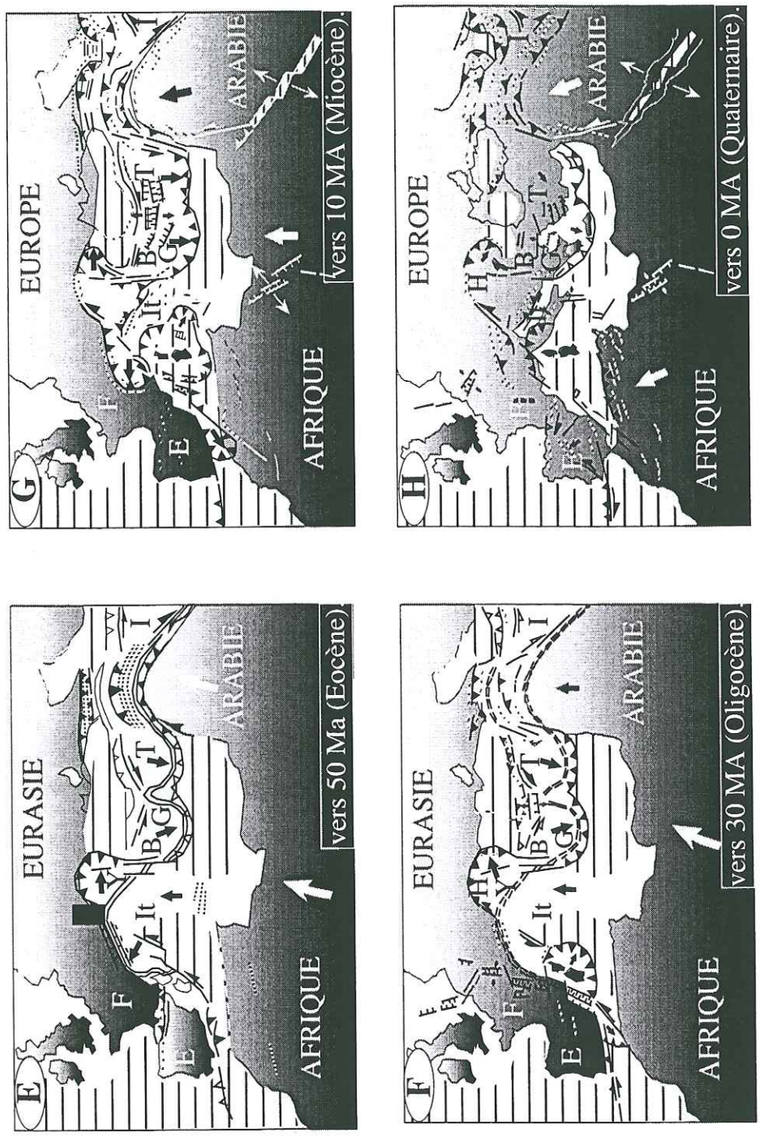


Fig. II.3B : Enchaînement des déformations tectoniques en Méditerranée (d'après Taponnier, 1977). (légende cf Fig. II. 3A).

1 : série métamorphiques antégranitiques et paléozoïques ; 2 : gabbros-diorites ; 3 : granodiorites et monzogranites porphyroïdes ; 4 : granodiorites et tonalites ; 5 : granodiorites et monzogranites ; 6 : granites leucocrates ; 7 : volcanisme aclco-alcalin ; 8 : série subalcaline potassique ; 9 : complexes alcalins anorogéniques ;10 : granites de Corse orientale ; 11 : séries autochtones ; 12 : unité de Saint'Angelo ; 13 : unité de Corté ; 14 : unité de Santa Lucia ;15 : série de Bagliacone-Riventosa ; 6 : série de Castagniccia ; 17 : ophiolites ; 18 : série de Santo Piedro di tenda ; 19 : série de l'Inzecca ; 20 : unités allochtones superficielles ; 21 : Néogène et Quaternaire.

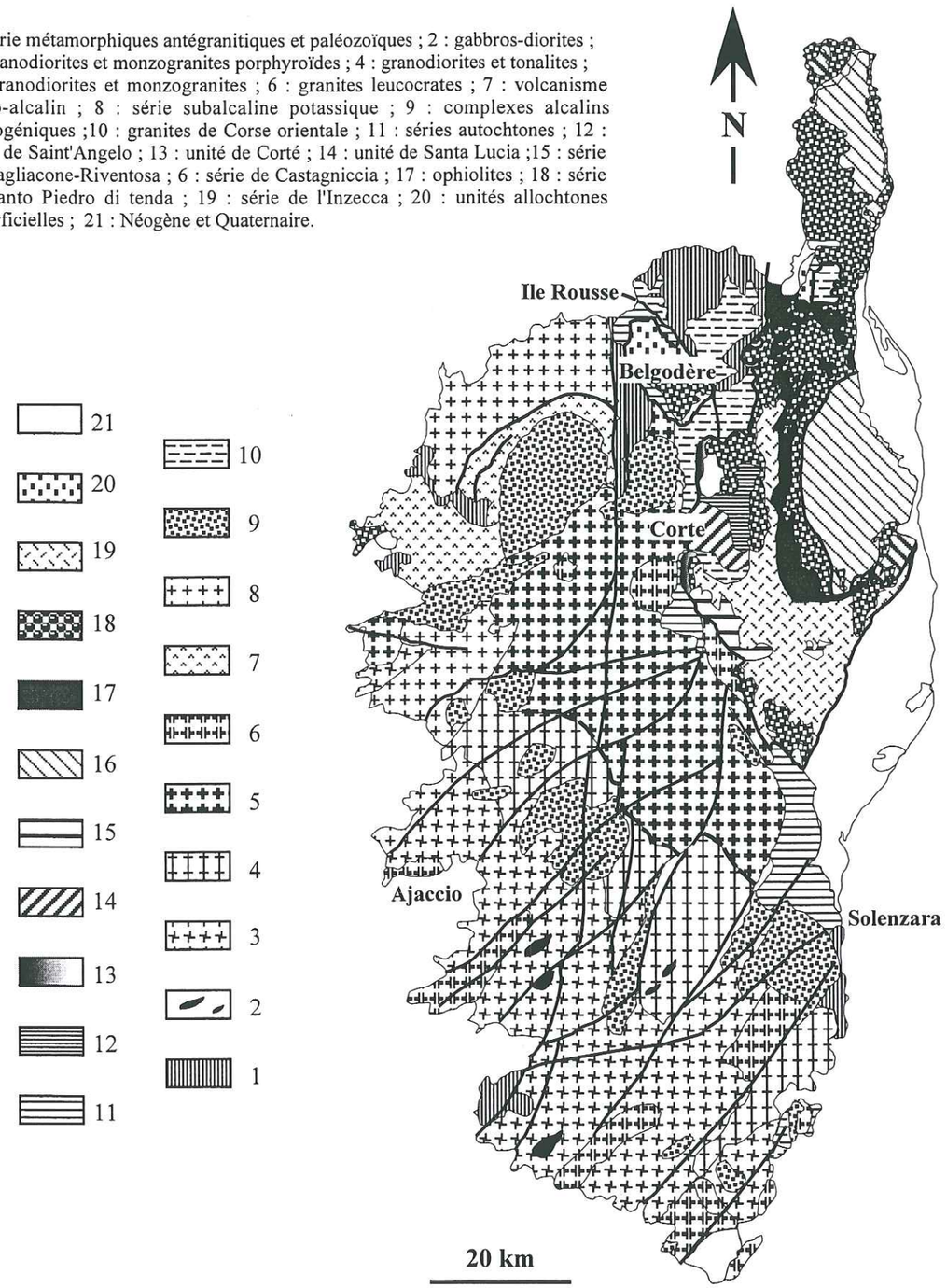


Fig. II.4 : Schéma structural de la Corse (d'après Caron et Bonin, 1980).

des schistes lustrés des Alpes les faciès métamorphiques schisteux de la Corse du NE, et fait jouer à la Corse cristalline un rôle analogue à celui des massifs cristallins externes.

La limite entre ces deux domaines est marquée par un empilement sur la Corse autochtone (hercynienne) de différentes unités à matériel continental et océanique, plus ou moins décollées et charriées vers l'Ouest. L'ensemble continental composite représente l'ancienne marge sud-orientale de la Corse cristalline : il a valeur de domaine externe.

II.1.2.1 - La Corse hercynienne

a - Les formations anté-batholitiques

Comme le montre la figure II.5, les formations anté-batholitiques apparaissent isolées et dispersées au sein des granitoïdes hercyniens. Elles ont été regroupées en deux catégories principales qui se différencient par leur type de déformation et leur degré de métamorphisme (Rossi, 1986 ; Durand-Delga et Rossi, 1991 ; Rossi *et al.*, 1995 ; Rossi, 1998) :

i- au centre et au sud de l'île, on rencontre les reliques d'un socle métamorphique de faciès amphibolite (schistes, micaschistes et amphibolites) à caractère polyphasé, dont la dernière période de structuration est d'âge varisque (Laporte 1987). L'évolution tectono-métamorphique polyphasée de certains de ces reliques (MP, BP) en Corse de Sud (Zicavo) traduit un amincissement crustal tardi-orogénique en liaison avec la mise en place des plutons leucocrates, calco-alcalins et Stéphano-permiens (Thevoux-Chabuel *et al.,* 1995) ;

ii- au Nord-Est, au contact avec le front alpin et dans la région de Galéria, on rencontre un socle polydéformé, essentiellement micaschisteux et de structuration anté-varisque (panafricaine ; Rossi *et al.,* 1995), surmonté localement par une série ordovicienne non métamorphique, en position de superstructure par rapport aux granitoïdes.

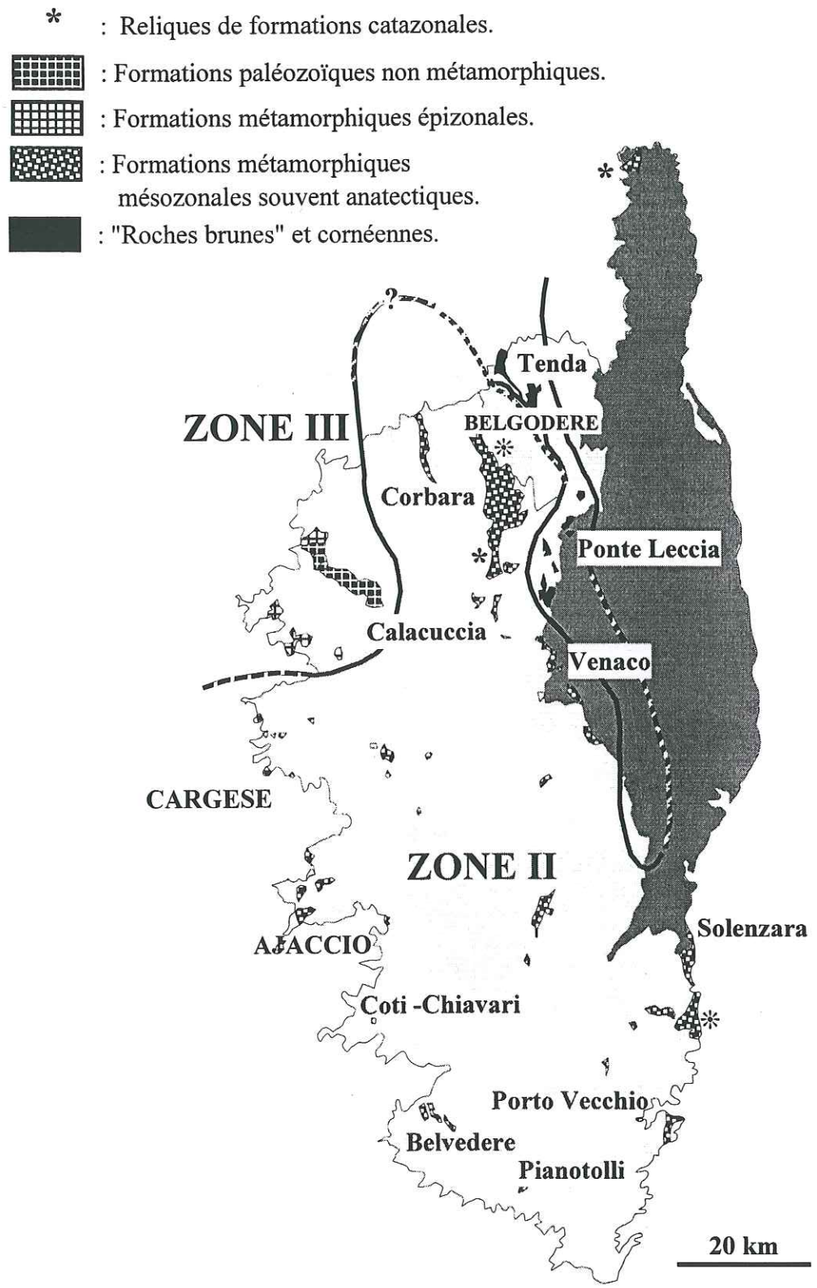


Fig. II.5 : Localisation des principaux affleurements de formations antébatholithiques. Répartition des Zones II (interne ou axiale) et III (externe ou arrière pays) dans le segment varisque Corse. Limites de la Zone III ou "arrière pays" (d'après Rossi, 1986).

b - Le Permo-Carbonifère

La Corse occidentale est formée dans sa majeure partie de granitoïdes hercyniens qui intrudent un socle anté-carbonifère et constituent un batholite permo-carbonifère mis en place entre 340 et 260 Ma (Cocherie *et al.*, 1984 ; Rossi *et al.*, 1995). Il appartient à un ensemble plus vaste, le batholite corso-sarde (Orsini, 1980), qui s'étend du Nord au Sud sur près de 400 km depuis les granitoïdes du Tenda jusqu'au centre de la Sardaigne et apparaît comme l'unité granitique la plus importante de la chaîne varisque d'Europe occidentale. Le bloc Corso-Sarde est actuellement séparé de sa partie d'origine l'ex-continent "pyrénéo-corso-sarde" (Argand, 1924). C'est un batholite composite caractérisé par la présence de deux associations magmatiques distinctes :

- une association "*subalcaline potassique*" définie en Balagne (Orsini, 1976, 1980) est limitée au Nord-Ouest d'une ligne Ajaccio-Belgodère. C'est une série d'intrusions orientée Nord-Sud présentant la suite pétrographique suivante : syénomonzonites ± quartziques, monzogranites et alaskites. A ces termes sont associés des corps plus basiques, antérieurs ou synchrones de la mise en place des granitoïdes ;

- une association *calco-alcaline*, qui s'étend de la Corse centrale au sud de la Sardaigne (Orsini, 1976, 1980 ; Rossi, 1986 ; Rossi et Cocherie, 1991). Les différents plutons se répartissent en trois catégories en fonction de leurs compositions, de leurs types de gisement et de leur chronologie de mise en place.

La première catégorie ($\mathbf{G_I}$) comprend des roches riche en plagioclases, de composition tonalitique et granodioritique avec abondance d'enclaves sombres ; la seconde ($\mathbf{G_{II}}$), la mieux représentée à l'affleurement, est formée principalement de granodiorites et monzogranites ; la troisième catégorie ($\mathbf{G_{III}}$) est constituée par des roches leucocrates très siliceuses, à biotite et grenat ± muscovite.

Orsini (1980) a mis en évidence une zonation pétrographique du domaine calco-alcalin, et défini quatre zones qui n'intéressent que les granitoïdes de type $\mathbf{G_I}$ et $\mathbf{G_{II}}$. Les données acquises par cet auteur sur la composition et la zonation du batholite corso-sarde lui ont

permis de proposer un schéma du batholite qu'il intègre dans le modèle de chaîne de collision continentale proposé par Matte et Burg (1979). Selon ces auteurs, la genèse de la chaîne varisque de l'Europe moyenne résulterait d'une collision continentale ayant entraîné le sous-charriage d'un continent sud (proto-Afrique) sous un continent nord.

Mise à part l'absence de filons bréchiques post-granitiques dans la Corse du nord on retrouve dans les deux domaines la même chronologie d'événements intrusifs, avec les mêmes type d'associations et de mélange entre roches acides et roches basiques (Orsini, 1976).

Bonin *et al.* (1972) et Bonin (1973, 1980) décrivent en Corse des "complexes annulaires anorogéniques" d'âge permien. Ils se sont mis en place au sein des granitoïdes calco-alcalins par le mécanisme de *"cauldron subsidence"*.

c - Les formations post-batholitiques

Les bassins sédimentaires sont de très petite taille. La plus ancienne de ces formations sédimentaires, la série de Tuarelli, près de Galéria aurait un âge westphalien supérieur-stéphanien (Orsini et Vellutini, 1971 ; Baudelot *et al.*, 1976).

Reposant en discordance sur des roches métamorphiques et des granites, des grès à passées charbonneuses ont livré des plantes continentales du Westphalien supérieur et du Stéphanien. Ils sont surmontés de plusieurs centaines de mètres de tufs et de coulées andésitiques. Les formations volcaniques permiennes (rhyolites ignimbritiques du Monte d'Oro) reposent directement sur les granitoïdes potassiques (Vellutini, 1977).

Dans la région de Galéria, la discordance des dépôts sédimentaires sur les granitoïdes permet d'attribuer au plutonisme calco-alcalin un âge de mise en place antérieur au Westphalien supérieur-Stéphanien.

d - Le magmatisme permien

Le magmatisme permien se subdivise en deux cycles distincts (Vellutini, 1977) : une série calco-alcaline (volcanisme uniquement) et une série alcaline (volcanisme et plutonisme). De plus, ce magmatisme ne se présente pas de la même manière selon sa situation géographique. Des complexes volcaniques se sont édifiés au Nord (Vellutini, 1977), tandis qu'au Sud de l'axe Porto-Ponte Leccia les complexes sont plutoniques (Bonin, 1980). Les produits émis sont également différents suivant que l'on se situe au Nord ou au Sud de cette ligne puisque la série calco-alcaline n'est visible qu'au Nord.

Le volcanisme calco-alcalin est représenté par des andésites, des dacites, des rhyodacites et des rhyolites, ces dernières représentant 80% du volume total. Il accompagne ainsi la mise en place des granites.

Le magmatisme alcalin est bimodal : rhyolites et granites pour les termes acides et basaltes, dolérites et gabbros pour les termes basiques. ce volcanisme d'âge Permien supérieur, se présente sous différentes formes dans le paysage en raison de la faible altérabilité du matériel acide (Platevoet *et al.,* 1988). On rencontre des complexes volcano-plutoniques annulaires, qui correspondent à d'anciennes caldeiras ou à leur racines [comme par exemple le complexe volcanique du Cintu (Vellutini, 1977) ou le complexe granitique subvolcanique de Cauro-Bastelica (Bonin, 1973, 1980, 1988)] ou linéaires, comme l'intrusion de la ligne Cappo-Rosso-Ponte Leccia (Vellutini, 1977 ; Bonin, 1988). En dehors des caldeiras, on rencontre aussi des formations volcaniques ou volcano-sédimentaires sur la marge ouest Corse (Brisset et Cochemé, 1976 ; Vellutini, 1977).

II.1.2.2 - La Corse alpine

a - Présentation générale

La Corse schisteuse ou alpine occupe le tiers Nord-Est de l'île (Fig. II.6). Elle constitue un cas typique de chaîne de HP où sont impliquées des formations aussi bien océaniques que

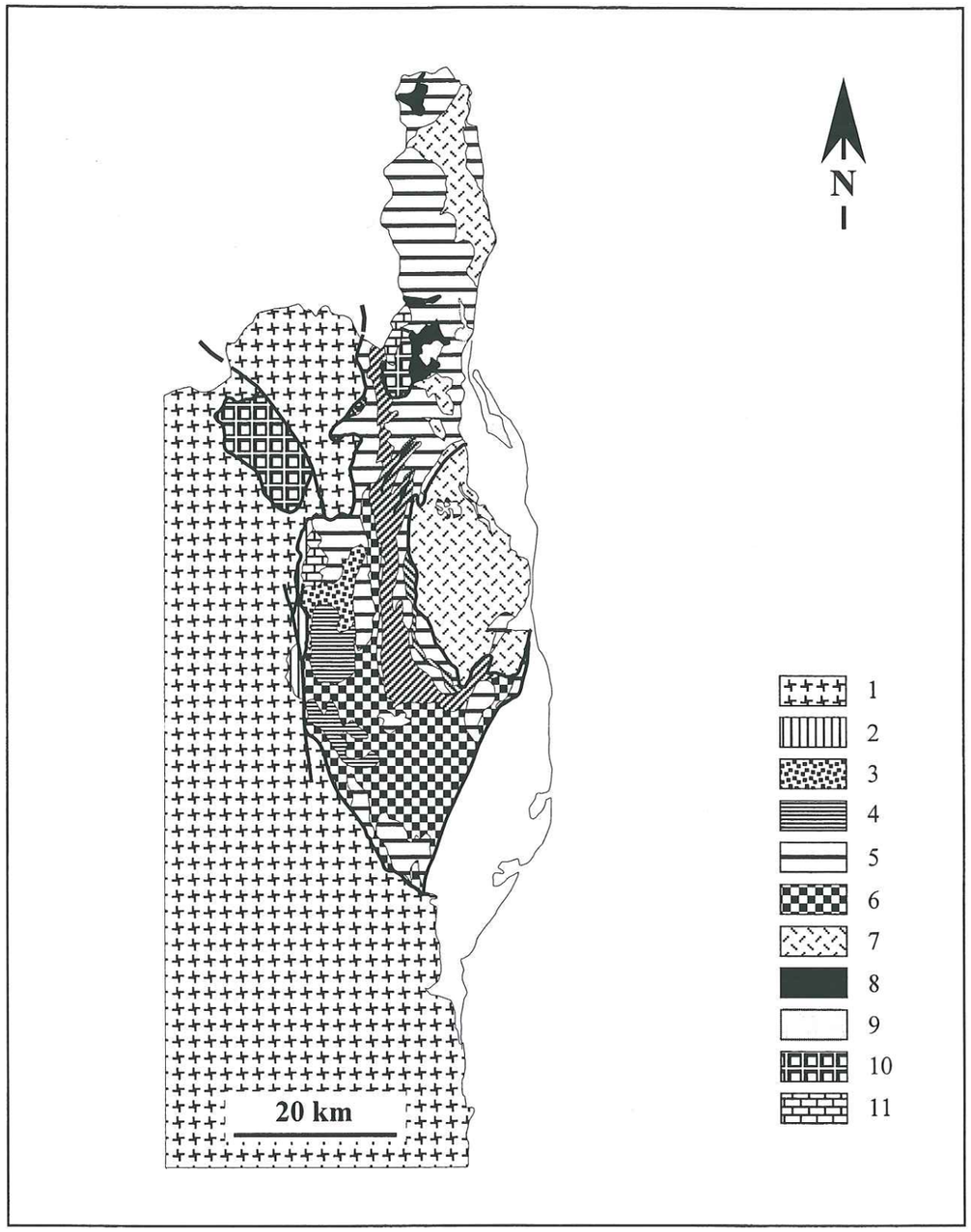


Fig. II.6 : Structure de la Corse alpine.

1 : domaine autochtone ; 2 : domaine parautochtone ; 3 : unité de Caporalino-pedani (prépiémontais) ; 4 : unités de Santa Licia et de Bagliacone-Riventosa (piémontais) ; 5 : méta-ophiolites indifférenciées ; 6 : métasédiments de type Inzecca ; 7 : métasédiments de type Castagniccia ; 8 : formations gneissiques de Centuri, de Farinole, du Pigno-Olivaccio et du Golo ; 9 : formation de Santo Pietro di Tenda ; 10 : unités superficielles du Nebbio et de Balagne ; 11 : Miocène de Saint Florent.

continentales. Il s'agit d'un empilement complexe d'unités tectoniques à matériel continental ou océanique, dont la plupart sont considérées comme représentant le prolongement de la zone piémontaise des Alpes occidentales (la zone des schistes lustrés). Ces domaines à signature océanique comportent du matériel ophiolitique avec leur couverture sédimentaire.

L'évolution géodynamique de la Corse alpine fait l'objet de longs débats et à ce titre, se positionne au coeur des problèmes relatifs aux schistes lustrés. Les différents modèles visant à expliquer le métamorphisme HP-BT invoquent en effet tour à tour un contexte de subduction continentale (Ohnenstetter *et al.*, 1976 ; Malavieille *et al.,* 1998), de subduction-obduction (Mattauer et Proust, 1976) ou encore d'obduction-collision (Caron, 1977). Le métamorphisme présente une intensité très variable depuis des formations très peu métamorphiques jusqu'à des roches transformées en éclogites à lawsonite (Kienast, 1983 ; Péquignot *et al.*, 1984 ; Caron et Péquignot, 1986). La préservation des assemblages minéralogiques éclogitiques pose clairement le problème de l'exhumation de ces formations.

b - Le domaine externe

Il s'agit des unités alpines situées sur la bordure orientale du batholite corse. Elles ont fait l'objet de nombreux travaux, notamment par Amaudric du Chaffaut (1980) et Durand-Delga (1984). La figure II.7 met en évidence les trois unités paléogéographiques qui ont été distinguées par Magné et Durand-Delga (1984) :

b_1- l' autochtone / parautochtone : il correspond à un substratum paléozoïque de nature variée et à une couverture sédimentaire conservée à la bordure orientale du bâti granitique corse. Cette couverture dessine une étroite bande s'étendant de Solenzara à l'île Rousse. Elle est caractérisée par une série mésozoïque incomplète et un Eocène détritique (Amaudric du Chaffaut, 1980). Les déformations alpines affectant l'extrême bordure orientale de ce domaine sont post-bartoniennes (Bezert et Caby, 1988 ; Bezert, 1990) ;

b_2- le pré-Piémontais : il regroupe les unités cortenaises, l'unité de Caporalino-Pedani, la zone d'écailles sous la nappe de Balagne, une partie de l'allochtone de Saint-Florent et l'unité inférieure de Macinaggio. La présence de pré-Piémontais en Corse suggérée par

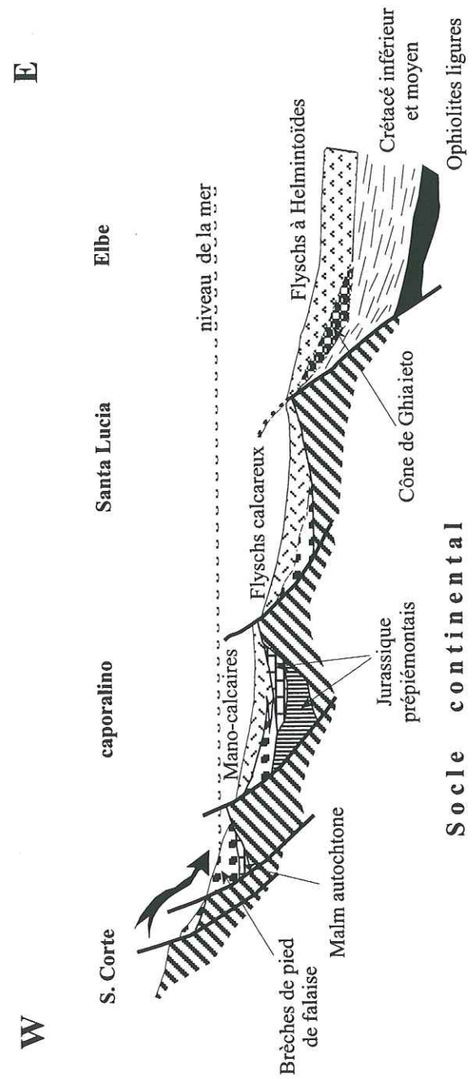


Fig. II.7 : Reconstitution théorique de la marge corse au Crétacé supérieur (d'après Magné et Durand-Delga, 1984).

Amaudric du Chaffaut (1975) pour l'écaille de Corte (s.s), fut ensuite élargie à toutes les séries à Trias et Lias carbonatées (Durand Delga *et al.*, 1981);

b_3- *le Piémontais* : il est caractérisé par un socle continental (Santa Lucia) (Ritsema, 1952 ; De Booy, 1954) et un Crétacé supérieur détritique incluant un flysch calcaro-gréseux, présentant de grandes ressemblances avec le flysch à Helmintoïdes. Il repose en discordance stratigraphique sur le socle (Rieuf, 1980).

c - Le domaine interne

Le complexe des schistes lustrés constitue la majeure partie de la Corse alpine. C'est un ensemble constitué d'un empilement d'éléments divers de roches basiques et ultrabasiques représentant l'ancien substratum océanique (Ohnenstetter *et al.*, 1975 ; Ohnenstetter, 1979) et de sédiments interprétés en termes de couverture jurassique supérieur-crétacé inférieur à moyen. Des datations isotopiques U-Pb/zircon de plagiogranites associés aux termes ophiolitiques ont donné un âge de 161±3 Ma (Ohnenstteter *et al.*, 1984), alors qu'un âge de 161,4±6 Ma a été obtenu par la méthode K-Ar/amphibole issue d'un gabbro en provenance de la nappe de Balagne (Beccaluva *et al.*, 1981). Dans cet ensemble des schistes lustrés, plusieurs séries lithostratigraphiques ont été distinguées (Amaudric du Chaffaut *et al.*, 1972 ; Decley, 1974 ; Caron, 1977 ; Caron *et al.*, 1979 ; Scius, 1981 ; Caron, 1994), il s'agit de :

c_1- *la série de l'Inzecca* : la plus caractéristique et la mieux connue des séries ophiolitiques des schistes lustrés. Elle provient d'un vaste domaine paléogéographique à fond océanique, commun aux zones internes de Corse, de l'Apennin et des Alpes (Amaudric du Chaffaut *et al.*, 1972 ; Amaudric du Chaffaut, 1982) ;

c_2- *la série de la Castagniccia* : définie par Delcey (1974), elle comporte des calcaires massifs à lit siliceux, des alternances monotones de calcaires, schistes et grès peu caractéristiques. Elle est encore mal connue et d'âge probablement éocrétacé (Péquignot et Potdevin, 1984) ;

c_3- *la série de Rospigliani* : c'est une série volcano-sédimentaire, ophiolitifère, constituée de brèches à éléments de gabbro, d'ophicalcites, d'agglomérats, de diabases massives et d'albitites. Elle serait considérée comme la trace d'anciennes fractures océaniques (Ohnenstetter, 1979) ;

c_4- *la série de Santo Piedro di Tenda* : d'abord interprétée comme la couverture (triasique? jurassique?) du massif du Tenda (Delcey, 1974), elle est actuellement considérée comme une série post-ophiolitique, équivalent latéral de la base de la série de l'Inzecca (Caron et Delcey, 1979) ;

c_5- *la série de Bagliacone-Riventosa* : elle est définie et décrite par Caron (1977) comme ayant une affinité avec des séries piémontaises externes. Caron l'interprète comme une série d'âge liasique alors que Durand-Delga *et al.* (1978) lui attribuent un âge crétacé supérieur.

Dans les unités unités éclogitiques de HP-BT, on trouve des paragenèses typiques de HP : glaucophane, lawsonite, pumpellyite, parfois pyroxène jadéitique. Ce métamorphisme augmente d'intensité vers l'est, mais il semble y avoir aussi des variations du gradient du Nord au Sud (Amaudric du Chaffaut, 1982 ; Caron, 1994 ; Lahondère, 1996).

d - Les klippes

Ces unités correspondent à :

d_1- *la nappe de Balagne* (Nardi, 1968 ; Nardi *et al.*, 1978) qui comprend un ensemble ophiolitique constitué principalement de basaltes océaniques (Baud, 1975) reposant sur la couverture éocène de la Corse autochtone. Cet ensemble ophiolitique, peu métamorphique, est surmonté par une série sédimentaire caractérisée par une très grande richesse en éléments détritiques du socle cristallin. L'origine de cette nappe ainsi que les conditions de sa mise en place sont encore très discutées (Durand Delga, 1984 ; Jourdan, 1988 ; Egal, 1989 ; Malavieille *et al.*, 1998) ;

d_2- la nappe de Nebbio et l'allochtone de Macinaggio qui correspondent à des ensembles non métamorphiques, composites mais non chaotiques, constitués par plusieurs unités analogues à certaines unités du domaine externe (Lluch, 1989).

Selon ces auteurs, la mise en place de ces unités pourrait être liée soit à des rétro-écaillages à vergence Est soit à des nappes d'origine ultra-schistes lustrés. Mais aujourd'hui, l'unanimité plaide pour une mise en place plutôt liée à des rétro-écaillages à vergence Est.

II.1.3 - Modèle géodynamique

Les modèles expliquant la formation de la Corse alpine sont nombreux et aucun n'a fait l'unanimité. Les auteurs s'accordent uniquement à relier le métamorphisme de HP à un plan de subduction. Dans l'ensemble, on peut les grouper en deux catégories principales :

- la *première* associe la structuration de la Corse alpine à *l'obduction des ophiolites liguro-piémentaises sur la marge continentale européenne* . Dans cette catégorie entrent les modèles de Mattauer et Proust (1976) ; Caron *et al.* (1979) ; Jolivet (1995) ; Malavieille *et al.* (1998).

a) *Mattauer et Proust (1976* : selon ce modèle (Fig. II.8), la tectonique majeure de la Corse alpine est caractérisée par une obduction. Elle s'est produite de l'Est vers l'Ouest et a provoqué la superposition d'un fragment de croûte océanique et de sa couverture (nappes de schistes lustrés) sur le substratum sialique autochtone ou para-autochtone. La croûte océanique a été préalablement structurée en contexte de subduction intra-océanique sur la marge continentale corse. Le charriage s'accompagne d'une déformation pénétrative intense et d'extension régionale (Mattauer *et al.*, 1977) assimilée à du cisaillement simple (Mattauer *et al.*, 1981). Le métamorphisme est de type HP/BT (Ohnenstteter, 1979 ; Amaudric de Chaffaut *et al.* , 1976, Amaudric de Chaffaut et Vialley, 1979). Ce modèle a été corroboré par des données microtectoniques : déformation pénétrative, régime de déformation non coaxiale et cisaillement d'Est en Ouest suivant la direction de la linéation (Faure et Malavieille, 1981).

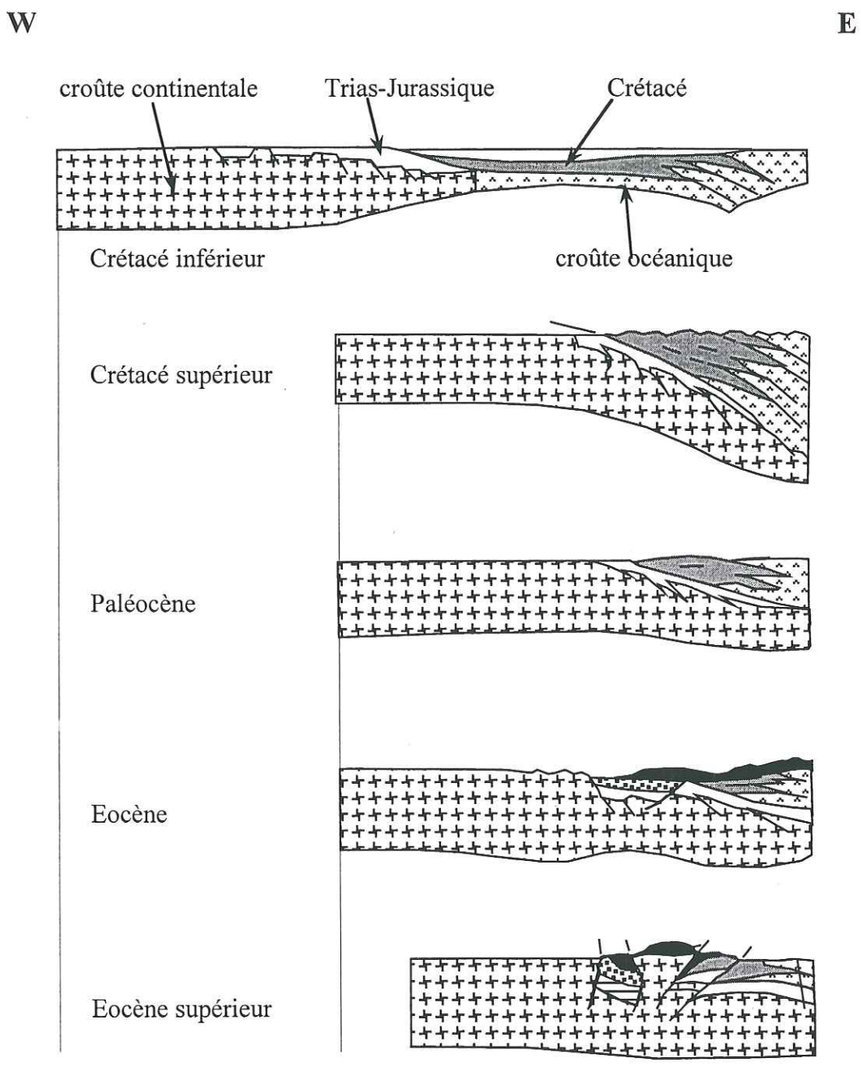


Fig. II.8 : Modèle d'évolution géodynamique de la Corse alpine proposé par Mattauer et Proust (1976) (les nappes ultra sont figurées en noir).

b) *Caron et al. (1979)* en s'appuyant sur une cartographie détaillée et sur une analyse tectonique des structures successives dans les schistes lustrés méridionaux de Corse, ont mis en évidence la présence de plusieurs séries lithostratigraphiques au sein des schistes lustrés. Ces auteurs ont aussi suggéré un modèle selon lequel la tectonique débuterait à la base du Crétacé supérieur, par le charriage en contexte d'obduction, sans schistosité ni métamorphisme associés, de nappes ophiolitiques sur les unités à soubassement de croûte continentale (Fig. II.9). Ensuite une intense activité tectonique syn-schisteuse polyphasée, en climat de HP-BT, expliquerait l'emboutissage progressif de cet édifice lors d'un processus de collision.

c) *Jolivet (1995)* a reconstitué l'évolution de la Corse alpine depuis le Crétacé, où il considère dans un premier temps le raccourcissement de la marge européenne et un épaississement crustal. Les parties les plus amincies de la marge atteignent le faciès éclogite. Elles sont ensuite remontées vers la surface par raccourcissement de l'ensemble et sous-charriage d'unités plus externes et moins métamorphiques pendant que le front de déformation progresse vers l'ouest jusqu'à la fin de l'Eocène. Cette période se caractérise par des conditions HP-BT et les éclogites sont remaniées dans le faciès schiste bleu. A partir de la fin de l'Oligocène les conditions aux limites deviennent extensives et la croûte épaissie s'éffondre. Les chevauchements sont réactivés en failles normales pendant la remontée.

d) *Malavieille et al. (1998)* se basant sur les modèles physiques de subduction continentale (Chemenda *et al.,* 1995 ; 1996) proposent une subduction de l'Ouest vers l'Est de la marge continentale européenne sous un segment océanique de la plaque adriatique (Fig. II.10). Quand la croûte continentale subductée atteint 150 km de profondeur, et en raison de leur faible densité, des écailles de matériel continental remontent vers la surface le long du plan de subduction, entraînant du matériel océanique de HP (ophiolites et schistes lustrés, Fig. II.10a et b). Selon ces auteurs, c'est l'ascension du matériel continental (en même temps que se produit la subduction) qui contrôle l'exhumation rapide des roches de HP-BT et le développement des failles normales au niveau des zones de cisaillement.

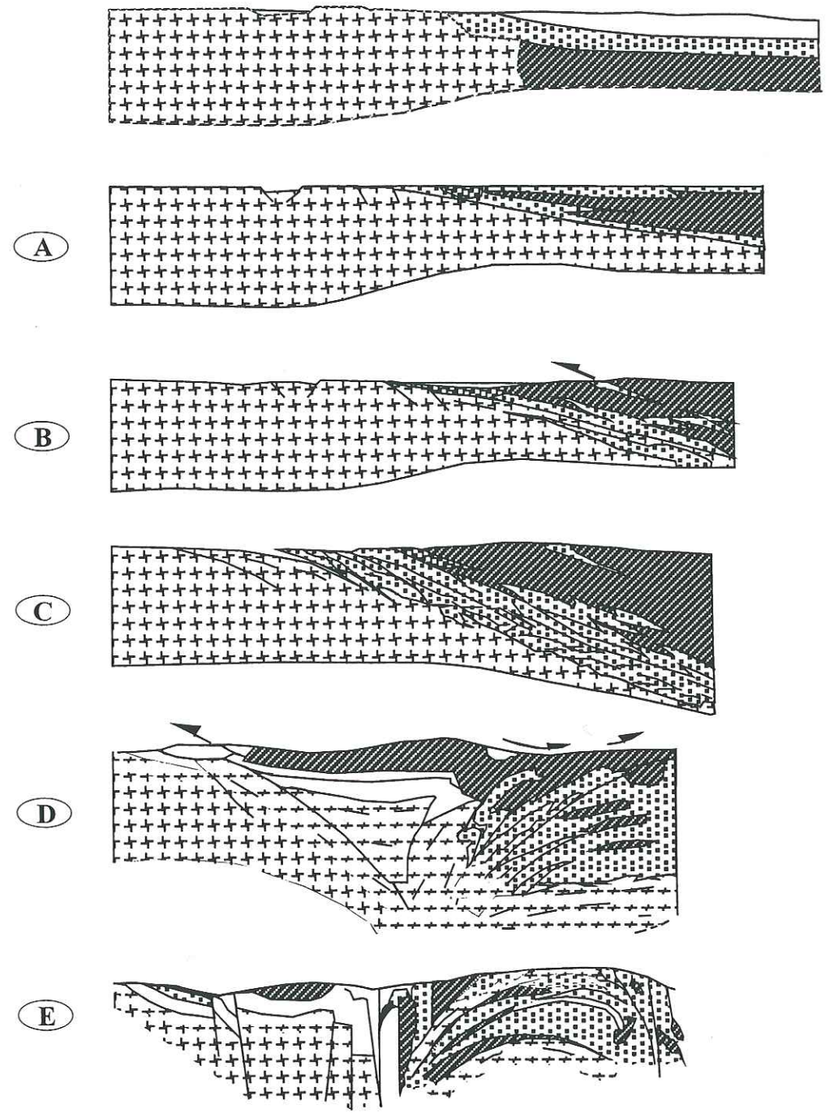


Fig. II.9 : Modèle d'évolution géodynamique de la Corse alpine (d'après Caron, 1977 ; redessiné par Scius, 1981).

A : obduction sans métamorphisme des schistes lustrés sur la marge européenne vers 100 Ma ;
B : collision et premier événement HP-BT vers 90 Ma ;
C : accentuation de la collision et persistance du métamorphiqme HP-BT vers le Paléocène ;
D : blocage de la collision et faibles recristallisations à BP vers l'Eocène ;
F : accentuation du raccourcissement post-Miocène.

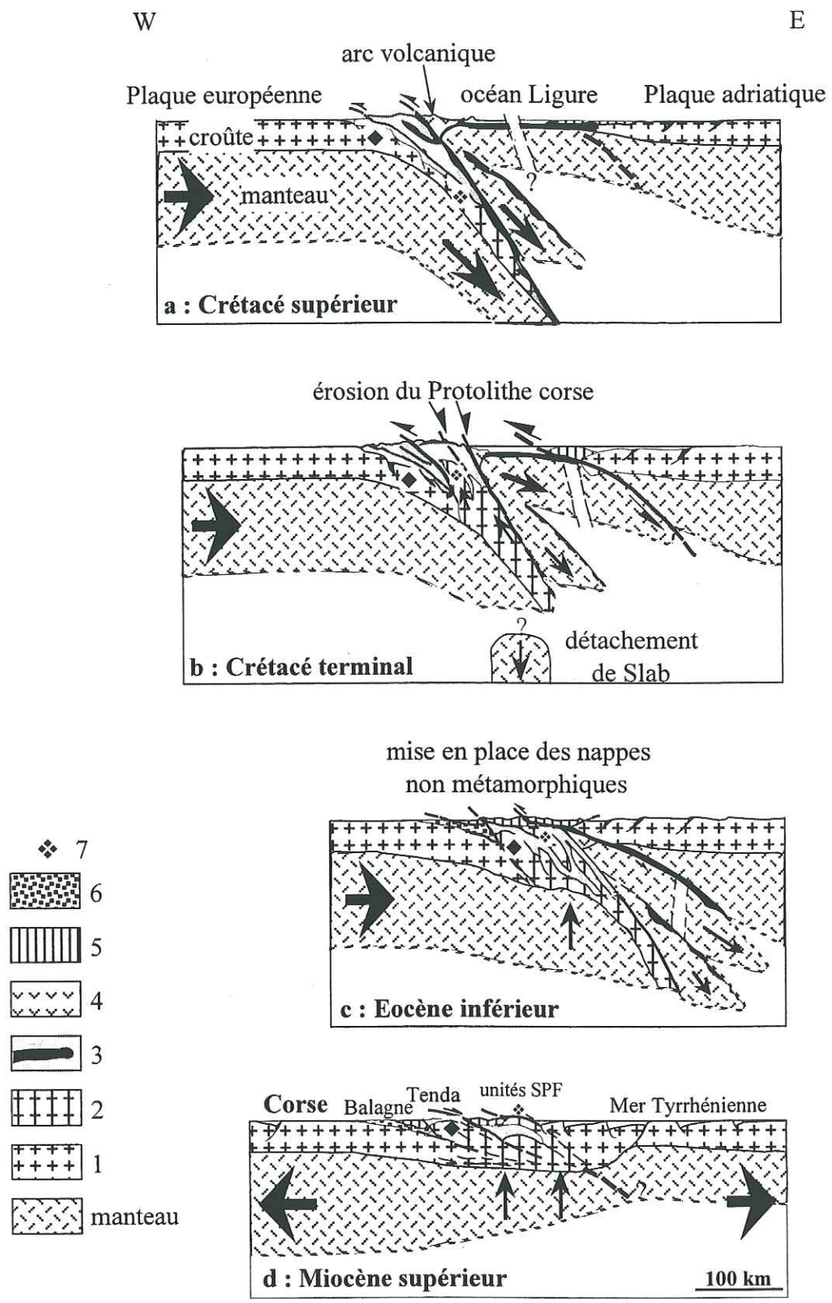


Fig. II.10 : Modèle d'évolution de la Corse alpine (Malavieille *et al.*, 1998).
1 : socle hercynien autochtone ; 2 : gneiss autochtone ; 3 : nappe des schistes lustrés renfermant des lames de croûte océanique ; 4 : arc volcanique hypothétique ; 5 : nappe non métamorphiques d'affinité Ligure (Balagne et Nebbio) ; 6 : sédiments éocènes autochtones ; 7 : localisation des éclogites.

A l'Eocène inférieur, après la résorption de l'espace océanique qui séparait la plaque adriatique de la ''proto-Corse'', la collision entre ces deux blocs aurait entraîné la mise en place des nappes ophiolitiques non métamorphiques avec chevauchement de la zone de HP préalablement exhumée et érodée (Fig. II.10c). La croûte sur-épaissie va s'effondrer pour retrouver son état d'équilibre isostatique, on passe alors d'un régime compressif à un régime extensif qui va conditionner la formation de la mer tyrrhénienne (Malavieille *et al.,* 1998).

Ces modèles sont très satisfaisants dans la mesure où ils tentent d'expliquer la déformation contemporaine du métamorphisme de HP. Les phases plus tardives, celles qui correspondent principalement à une tectonique cassante sont l'objet de descriptions encore confuses. Tout d'abord, l'existence de bassins sédimentaires miocènes est reliée à une phase d'extension. Cette phase est bien entendu mise en parallèle avec l'ouverture du bassin liguro-provençal et de la mer tyrrhénienne. Ces zones d'ouverture sont cependant très importantes dans la géodynamique de la Méditerranée occidentale. Aucun des modèles exposés ne tient compte de ces bassins. Seuls Malavieille et al. (1998) proposent l'extension tyrrhénienne au Miocène.

- la *seconde* catégorie met en jeu *une subduction précoce, dès le Crétacé, des ophiolites liguro-piémontaises sous le bloc corso-sarde qui aurait été suivie d'une phase de collision* (Durand-Delga, 1984 ; Carmignani *et al.,* 1995 ; Lahondère, 1996).

e) *Carmignani et al. (1995) :* ont proposé un modèle géodynamique impliquant dès le Crétacé une subduction des portions nord-occidentales de l'océan liguro-piémontais sous le bloc corso-sarde. A l'Oligocène-Aquitanien s'est produite la collision continentale qui a été accompagnée par la formation de la chaîne nord-apennine ; mais aussi de la déformation transpressive du bloc corso-sarde encore dans sa position initiale, faisant partie intégrante de la plaque ibérique (Carmignani *et al.,* 1995). Le Burdigalien (16-20 Ma) est caractérisé par un changement de la direction de déformation : on passe d'un régime compressif à un régime extensif. Pendant cette période, deux phénomènes caractéristiques se produisent (i) la dérive du bloc corso-sarde et l'ouverture du bassin algéro-provençal au moment même où se forme le rift sarde (Fig. II.11), (ii) l'ouverture de la mer nord-tyrrhénienne (Fig. II.12).

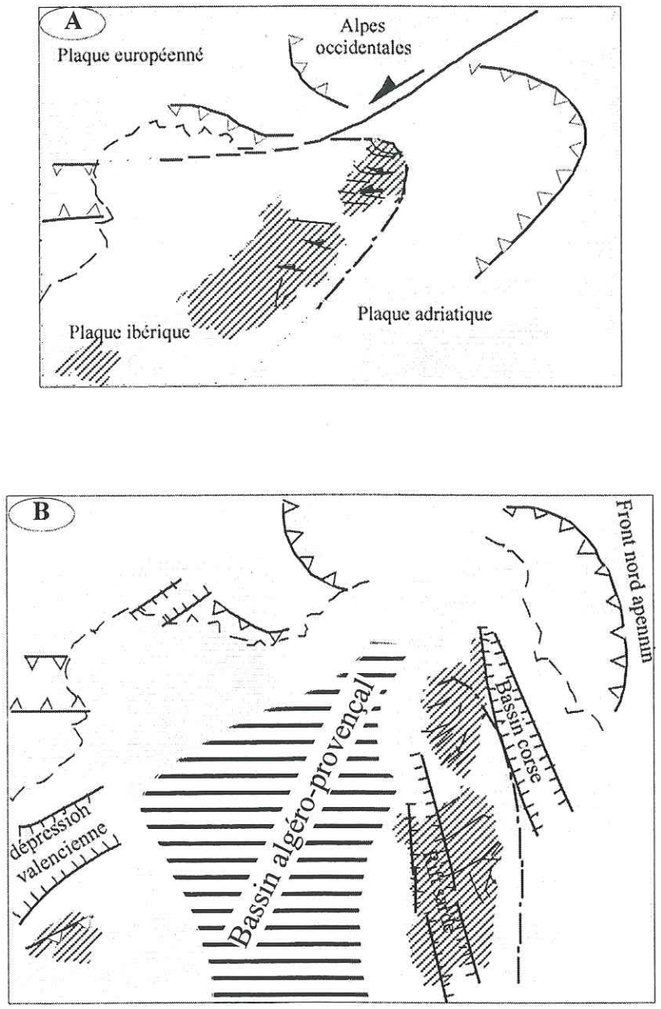


Fig. II.11 : Modèle géodynamique de Carmignani *et al.* (1995).
A : Oligocène terminal ; B : Burdigalien.
Le bloc corso-sarde est interprété comme faisant partie intégrante de la plaque ibérique à l'Oligocène terminal. L'ouverture du bassin baléare a entraîné la migration du front de chevauchement apennin.

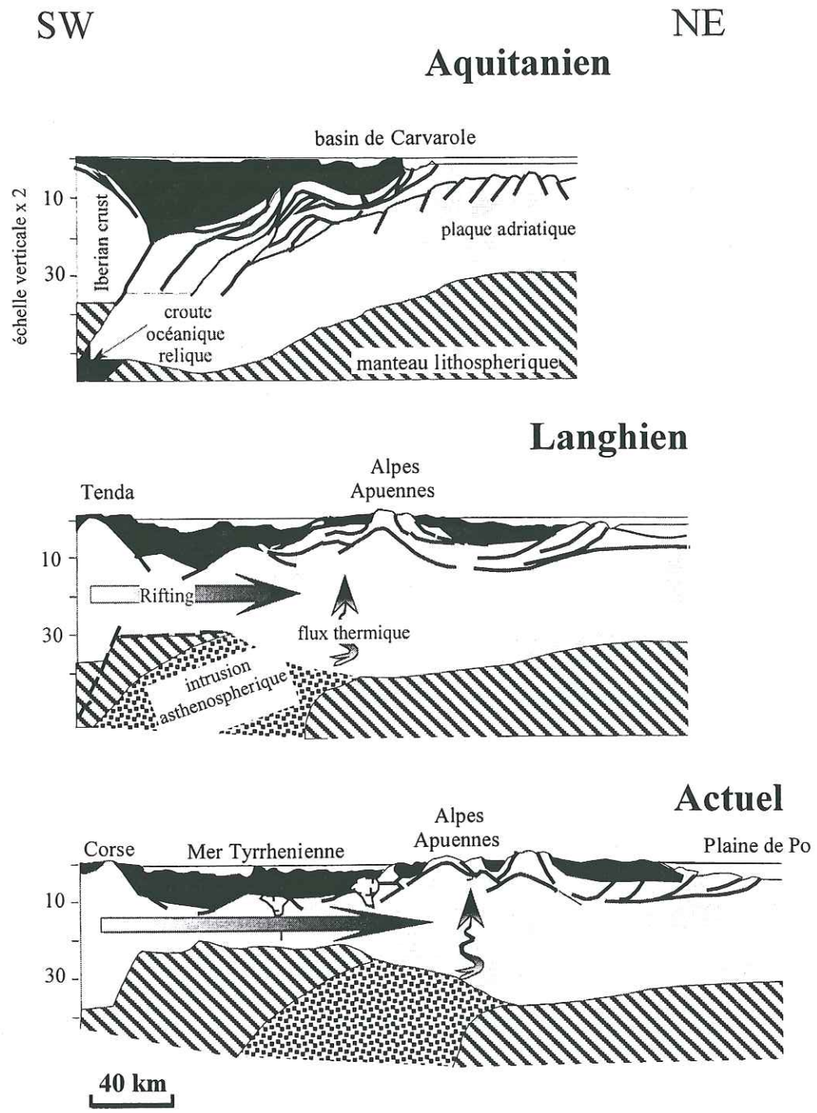


Fig. II.12 : Evolution schématique de la zone nord appennine de l'Aquitanien à l'actuel (d'après Carmignani *et al.*, 1995).

f) *Lahondère (1996)* a suggéré que les formations gneissiques associées aux unités internes corses aient appartenu à l'origine à un même "microbloc" séparé de la marge européenne par un petit domaine océanique correspondant actuellement à la nappe de Balagne (Fig. II.13). Dans son modèle la bordure sud-orientale du bloc corso-sarde correspond dès le Crétacé supérieur (Lahondère et Guerrot, 1997) à une limite tectonique majeure dans laquelle les portions occidentales du bassin ophiolitique liguro-piémontais sont subductées.

Au Crétacé supérieur (Fig. II.14) se produit la migration vers le nord du microbloc apulien et la subduction du domaine océanique sous une partie du bloc européen constituée de la Corse, de la Sardaigne et peut-être de la Calabre (Lahondère, 1996). Cette migration impose l'existence d'une composante décrochante senestre (Ricou, 1984) qui pourrait expliquer l'étroitesse de la chaîne alpine au niveau des transversales corse et calabraise. Au Paléocène-Eocène inférieur, le rapprochement entre l'Apulie et la Corse continue, les portions résiduelles de la marge continentale interne et les formations liguro-piémontaises internes sont impliquées à leur tour dans la subduction qui perd alors son caractère décrochant. A l'Eocène supérieur les blocs corse et apulien entrent en collision. Au niveau de la marge apulienne, cette collision initie des chevauchements à vergence est qui provoquent l'obduction des lherzolites et des flyschs ligurides externes associés à leur substratum océanique (Vanossi, 1980) sur les parties occidentales de la marge continentale. En Corse, les unités balano-ligures sont charriées vers l'ouest au-dessus des domaines de la marge continentale externe, qui sont alors déformés, métamorphisés et qui viennent s'empiler sur la corse autochtone. La rotation du bloc corso-sarde et l'ouverture du Bassin Ligure au cours du Miocène inférieur (Burdigalien) accentuent les effets liés à la collision et achèvent l'exhumation des unités métamorphiques. A partir du Miocène moyen, l'évolution de la marge orientale corse est contrôlée par une phase de distension contemporaine de l'ouverture du bassin tyrrhénien (Jolivet *et al.,* 1998 ; Fig. II.15). Selon cette hypothèse, l'ouverture et l'expansion de la mer tyrrhénienne seraient dues au retrait du plan de subduction "Apennin-Calabre" (voir par exemple Serri, 1990 ; Brunet *et al.*, 1999).

g) *Brunet et al. (1999* proposent un scénario où le métamorphisme éclogitique (HP-BT) au niveau du Cap Corse aurait eu lieu vers 90?-60? Ma. Ces éclogites auraient ensuite été exhumées dans des conditions schistes bleu aux alentours de 50-40 Ma.

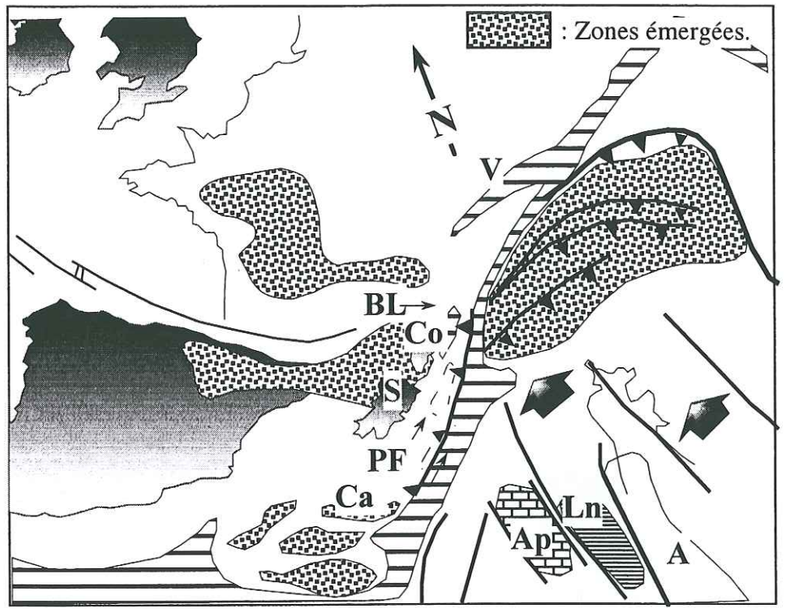
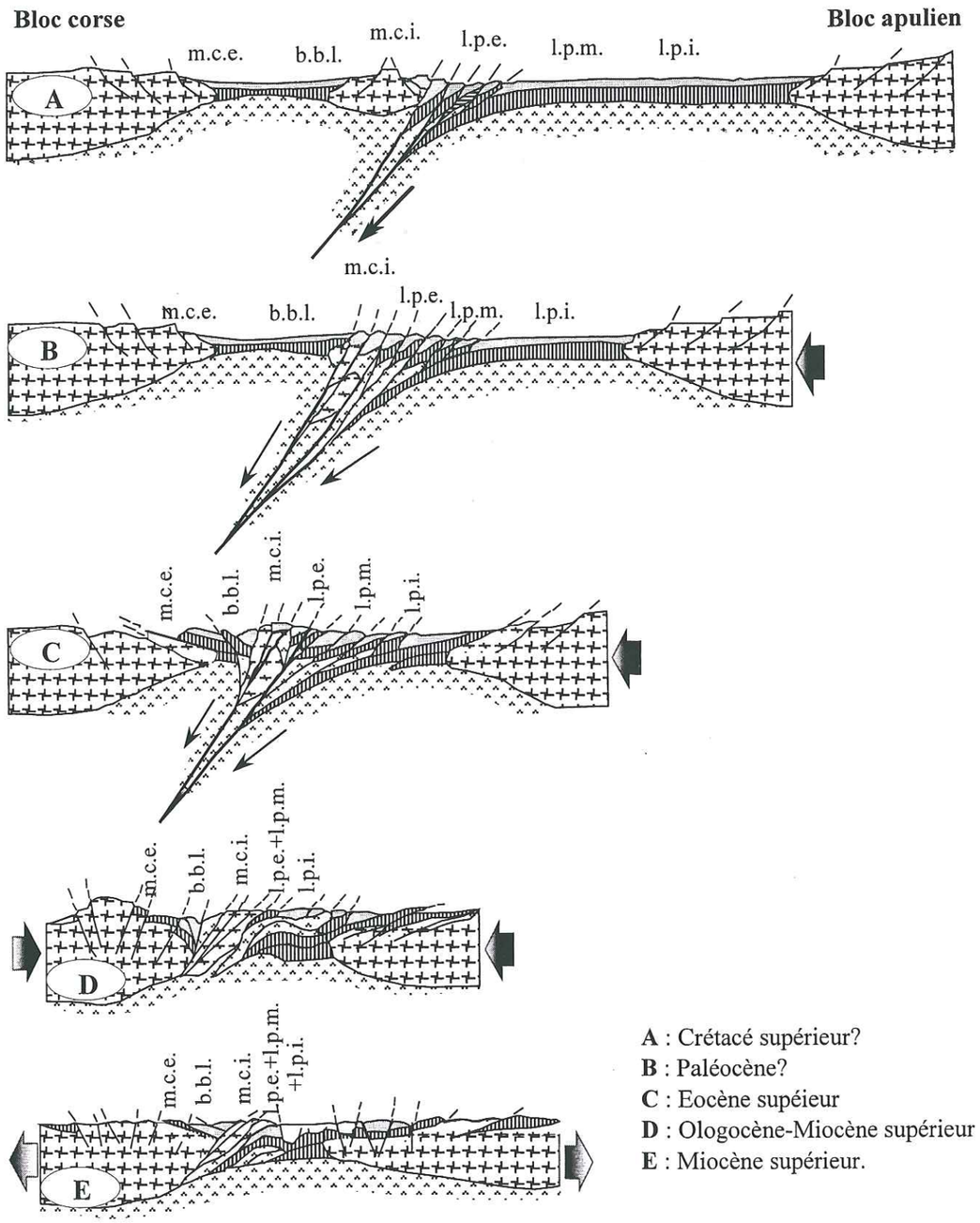
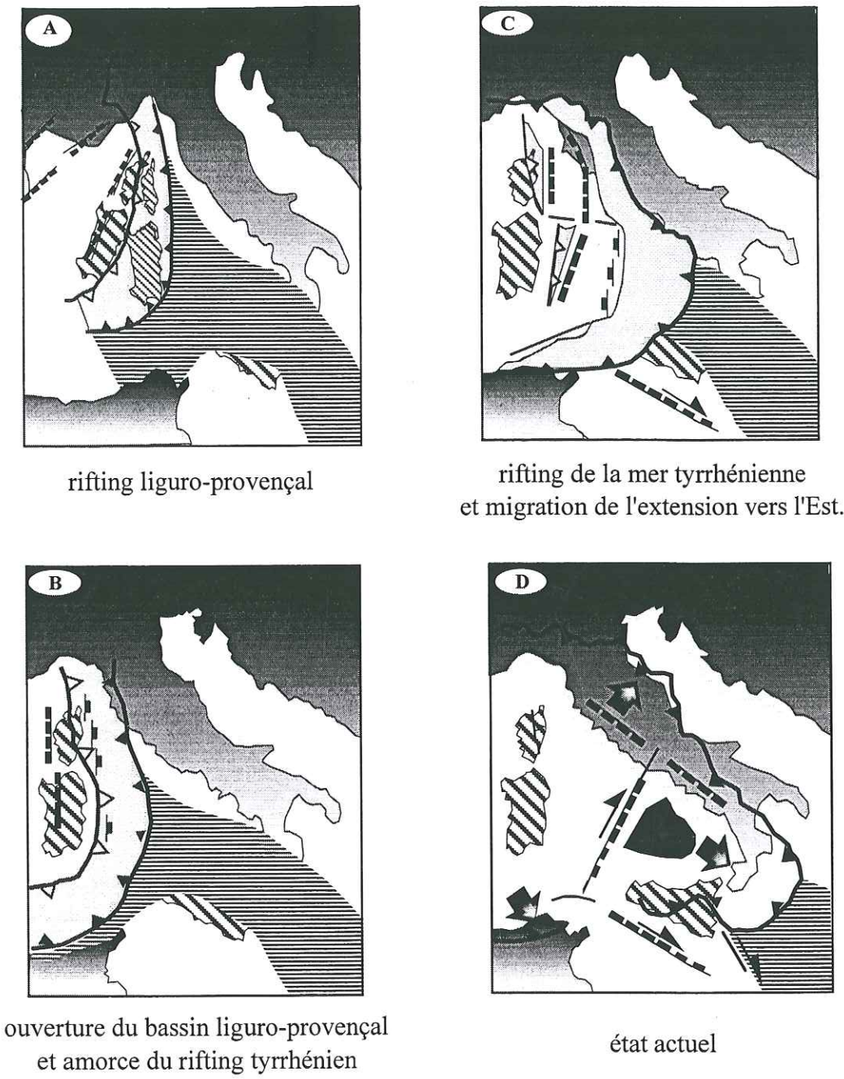


Fig. II.13 : Carte paléogéographique et géodynamique du système alpin de Méditerrannée occidental au Crétacé supérieur *(in* Lahondère et Guerrot, 1997).
Le bassin de Balagne était très certainement raccordé à l'océan liguro-piémontais.
A : Apulie ; Ap : plateforme carbonatée des Apennins ; BL : bassin ophiolithique de Balagne ; Ca : Calabre ; Co : Corse ; Ln : fosse de Lagonero ; PF : microbloc de Pigno-Farinole ; S : Sardaigne ; V : Fosse valaisane.



A : Crétacé supérieur?
B : Paléocène?
C : Eocène supéieur
D : Ologocène-Miocène supérieur
E : Miocène supérieur.

Fig. II.14 : Modèle d'évolution géodynamique proposé pour la transversale Corse-Apulie (Lahondère, 1996). m.c.e. : marge cristalline externe ; b.b.l. : bassin balano-ligure ; m.c.i. : marge cristalline interne ; l.p.e. : domaine liguro-piémontais externe ; l.p.m. : domaine liguro-piémontais médian ; l.p.i. : domaine liguro-piémontais interne.



rifting liguro-provençal

rifting de la mer tyrrhénienne
et migration de l'extension vers l'Est.

ouverture du bassin liguro-provençal
et amorce du rifting tyrrhénien

état actuel

Fig. II.15 : Evolution tectonique de la mise en place des Apennins et de la mer tyrrhéniènne de l'Oligocène terminal à l'actuel (d'après Jolivet *et al.*,1999).
A : Oligocène supérieur ; B : Miocène inférieur et moyen ;
C : Pliocène inférieur ; D : Actuel.

Ce stade correspond à la formation d'un épais complexe d'accrétion au dépend du domaine océanique et de la marge corse amincie. On note que le cisaillement est à vergence est. La migration du front de chevauchement vers l'Ouest (45-32 Ma) va entraîner le chevauchement du massif du Tenda et des écailles de Corte par l'unité des schistes lustrés. Vers 32 Ma se produit une inversion dans le sens de cisaillement, on passe alors à un stade extensif (Fig. II.16). Selon ces auteurs, cette extension *coïncide* avec le rifting du bassin liguro-provençal et de la mer tyrrhénienne. Le processus extensif aurait pris fin vers 20-16 Ma alors que les bassins sédimentaires se seraient mis en place, en Corse, il y a 16 Ma (Brunet *et al.,* 1999). Ces auteurs suggèrent l'existence d'un continuum du processus extensif du bassin liguro-provençal à la mer tyrrhénienne accompagnant l'enfoncement du *slab* de plus en plus profondément au cours du temps.

Si on considère le bassin liguro-provençal comme un bassin marginal, il serait cohérent d'opter en faveur des modèles géodynamiques qui placent une subduction de l'Est vers l'Ouest (Spakman *et al.,* 1993), qui tiennent comptent de la mise en place des nappes (collision) à l'Eocène et aussi des deux zones d'extension liguro-provençal et tyrrhénienne. Dans ce contexte, le modèl de Brunet *et al.* (1999) nous paraît de loin le mieux adapté.

II.1.4 - Le bassin liguro-provençal et la mer Tyrrhénienne

II.1.4.1 - Le bassin liguro-provençal

Le bassin Liguro-Provençal ou Ligure occupe la partie Nord-Ouest de la Méditerranée occidentale située entre le bloc Corso-Sarde et le continent européen. Il est aussi limité au sud par la zone transformante nord-Baléares. Sa structure crustale est le résultat de l'extension oligocène supérieur et de l'ouverture océanique miocène inférieur. C'est un bassin jeune avec des marges relativement peu ensédimentées (Gueguen, 1995).

En se basant sur l'ensemble des données géophysiques et de la géologie structurale, deux aspects fondamentaux sont à retenir quant à la structure du bassin liguro-provençal (Fig. II.17) :

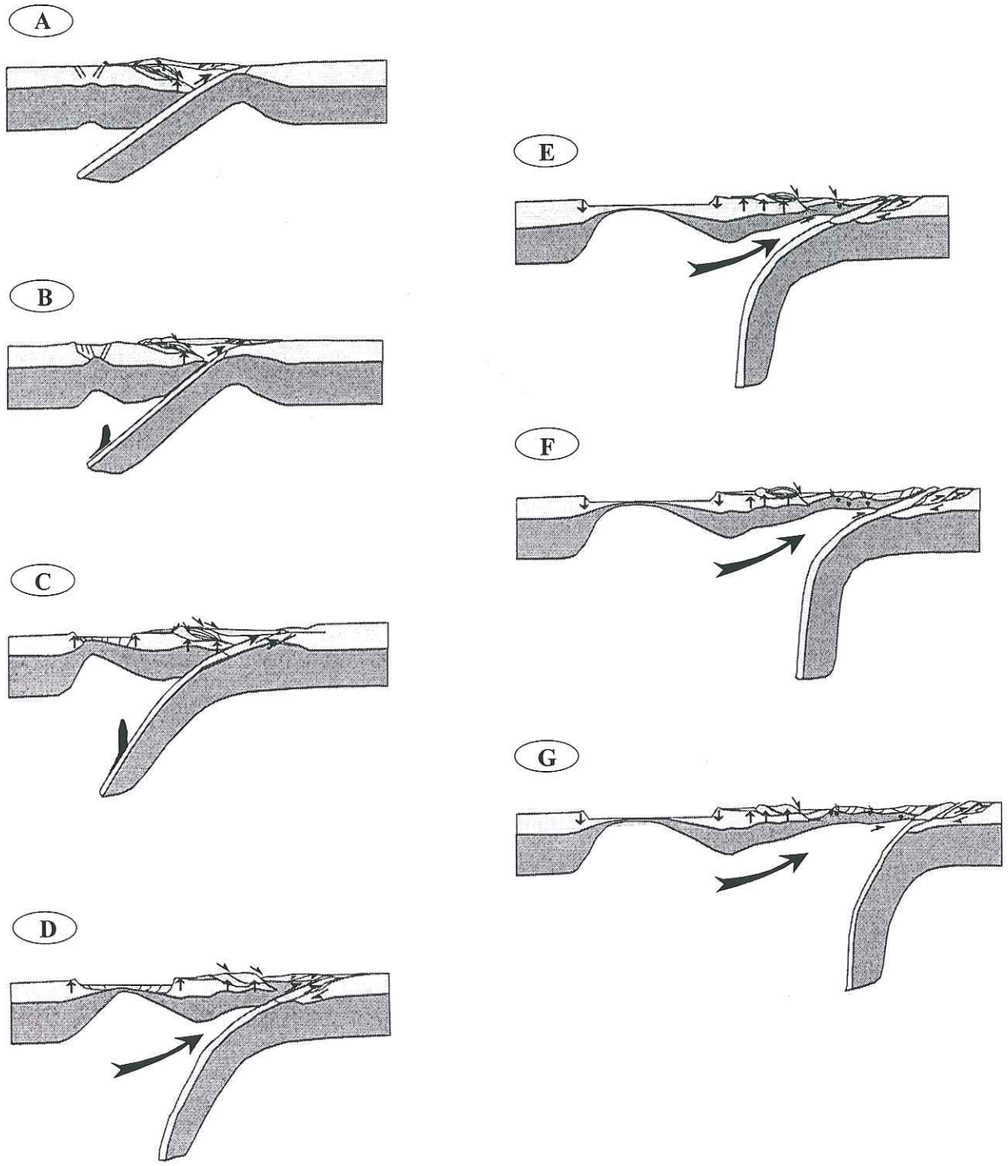


Fig. II.16 : Coupe à l'échelle crustale mettant en évidence l'évolution et la variation du pendage du plan de subduction (d'après Brunet *et al.*, 1999).

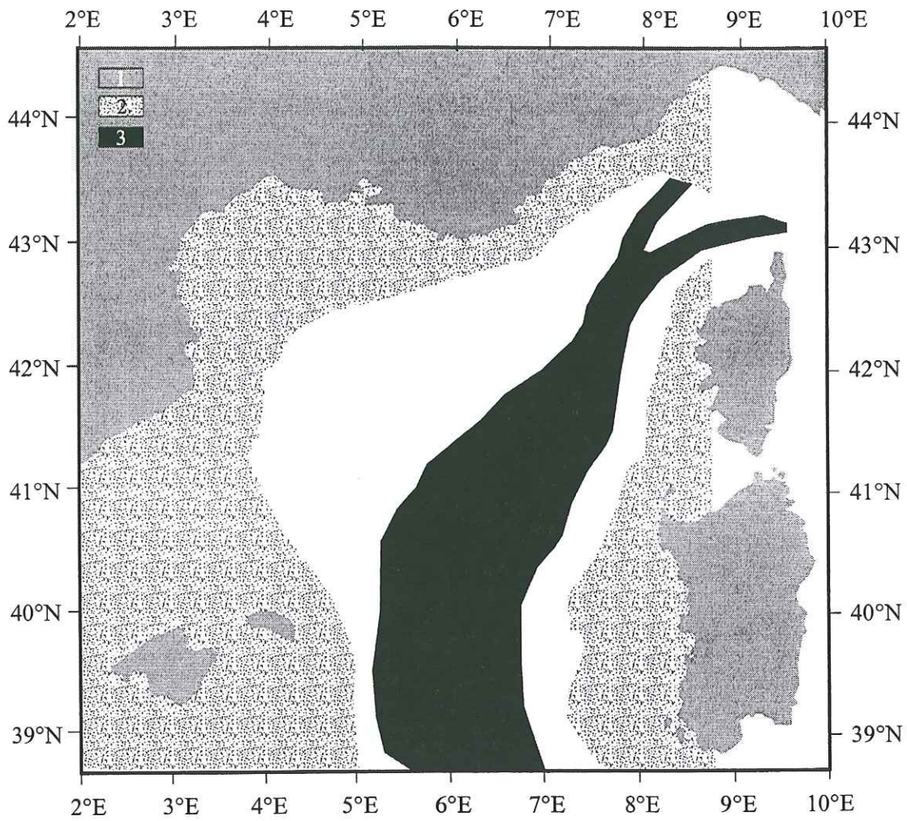


Fig. II.17 : Schéma structural du bassin liguro-provençal (d'après Gueguen, 1995).
1 : domaine continental, 2 : domaine transitionnel, 3 : domaine océanique.

- le bassin liguro-provençal est composé d'un domaine de forte anomalie magnétique typiquement océanique situé au centre du bassin (Pasquale *et al.,* 1993), d'un domaine continental (plateau et pentes continentales) et entre ces deux ensembles d'une zone de transition ou zone marginale (Gueguen, 1995 ; Contrucci, 1998 ; Rollet, 1999).

- une segmentation des marges dont la longueur d'onde est de l'ordre de 100 à 150 km se caractérise par une alternance de marges étendues et de marges étroites. Elle serait due a des mouvements de convection mantellique sous les marges étendues (Gueguen, 1995). En effet, cette segmentation est compatible avec la présence de sources de chaleur localisées dans les zones où la marge est étendue et où le volcanisme est également important (Maillard et Mauffret, 1993).

L'âge de formation du bassin liguro-provençal est bien contraint par un certain nombre de données qu'on peut énumérer comme suit :

- Les grabens de Camargue et du Golfe de Lion contiennent des sédiments oligocènes. Les failles normales bordant ces grabens sont synsédimentaires, au moins jusqu'à l'Oligocène supérieur (Bellaiche *et al.,* 1976 ; Cravatte *et al.,* 1974). Des sédiments oligocènes (Chattien) existent aussi au Vazzio, non loin d'Ajaccio (Ferrandini *et al.,* 1999) ;

- les études paléomagnétiques montrent que le bloc corso-sarde a subi une rotation rapide entre 21 et 19 Ma (Edel, 1980 ; Edel *et al.,* 1981). Cette rotation rapide est associée à la période de drifting ;

- les données de sismique réfraction, de gravimétrie, d'anomalies magnétiques, de flux de chaleur (Mauffret *et al.,* 1982 ; Burrus, 1984 ; Gueguen, 1995 ; Contrucci, 1998) montrent qu'une croûte océanique occupe le centre du bassin. Aucun forage ne traverse cette croûte océanique, mais on peut raisonnablement dater l'accrétion océanique de 21 à 18 Ma comme le suggère l'âge de la tristanite datée de 18 Ma (Réhault, 1981 ; Réhault *et al.,* 1984).

Aujourd'hui on s'accorde pour considérer qu'à un rifting qui aurait duré une dizaine de millions d'années : 30-23 Ma (Burrus, 1984), 30-21 Ma (Réhault, 1981 ; Réhault *et al.,* 1984), 30-25 Ma (Brunet *et al.,* 1999) succède une océanisation très brève de 21 à 19 Ma (Edel,

1980 ; Montign *et al*., 1981), 21 à 18 Ma (Réhault *et al.,* 1984) ou encore de 21 à 15 Ma (Vigliotti et Langenheim, 1995 ; Carmignani *et al.,* 1995 ; Gattacceca et Deino, 1999). Cependant, l'histoire géodynamique du bassin a été fortement contrôlée par une phase pré-rift dès l'Eocène (Guieu et Arlhac, 1986 ; Guieu et Roussel, 1986 ; Guieu et Roussel, 1988). La période de rifting proprement dit serait en relation avec la phase de distension Oligocène qui a affecté toute l'Europe de l'ouest.

II.1.4.2 - La mer Tyrrhénienne

La mer Tyrrhénienne se situe entre le bloc corso-sarde à l'Ouest, la plaque adriatique à l'Est et la Sicile au Sud. Sa structure crustale est essentiellement celle d'une croûte continentale amincie sauf dans sa partie méridionale, caractérisée par des profondeurs et des flux de chaleur importants et on atteint localement le stade océanique : il s'agit des bassins de Vavilov et de Marsili (Sartori, 1990).

La mer Nord-tyrrhénienne, continentale, est formée d'une succession de rides et de bassins Nord-Sud parallèles à la marge corso-sarde. L'un des bassins les plus profonds est situé à l'Ouest de la mer tyrrhénienne septentrionale juste au pied de la Corse : c'est le bassin de Corse (Fig. II.18). Un profil Est-Ouest reliant la Corse à l'Italie, synthétisant les données de sismique réfraction profonde, montre qu'il est associé à un minimum d'épaisseur crustale (Contrucci, 1998 ; Mauffret *et al.*, 1999).

La partie Sud de la mer tyrrhénienne est, quand à elle, structurée en horsts et grabens parallèles les uns aux autres (Mascle et Réhault, 1990). Elle a subi une extension plus importante qui a abouti à une océanisation locale (bassins de Vavilov et de Marsili). L'âge de formation des principaux bassins est bien contraint depuis le Leg ODP 107 dont les forages sont disposés selon une transversale Est-Ouest. Les forages les plus orientaux ont atteint des basaltes océaniques. Ces derniers se sont mis en place entre 3,5 et 2 Ma (Sartori *et al.*, 1987).

Dans la partie Nord-tyrrhénienne, les datations reposent principalement sur l'identification des niveaux salifères messiniens sur les profils de sismique reflexion. On admet généralement que les bassins situés à l'Est de la dorsale de Pianosa s'ouvrent au Tortonien (Zitellini *et al.,* 1986). L'âge de formation du bassin de Corse est plus discuté faute

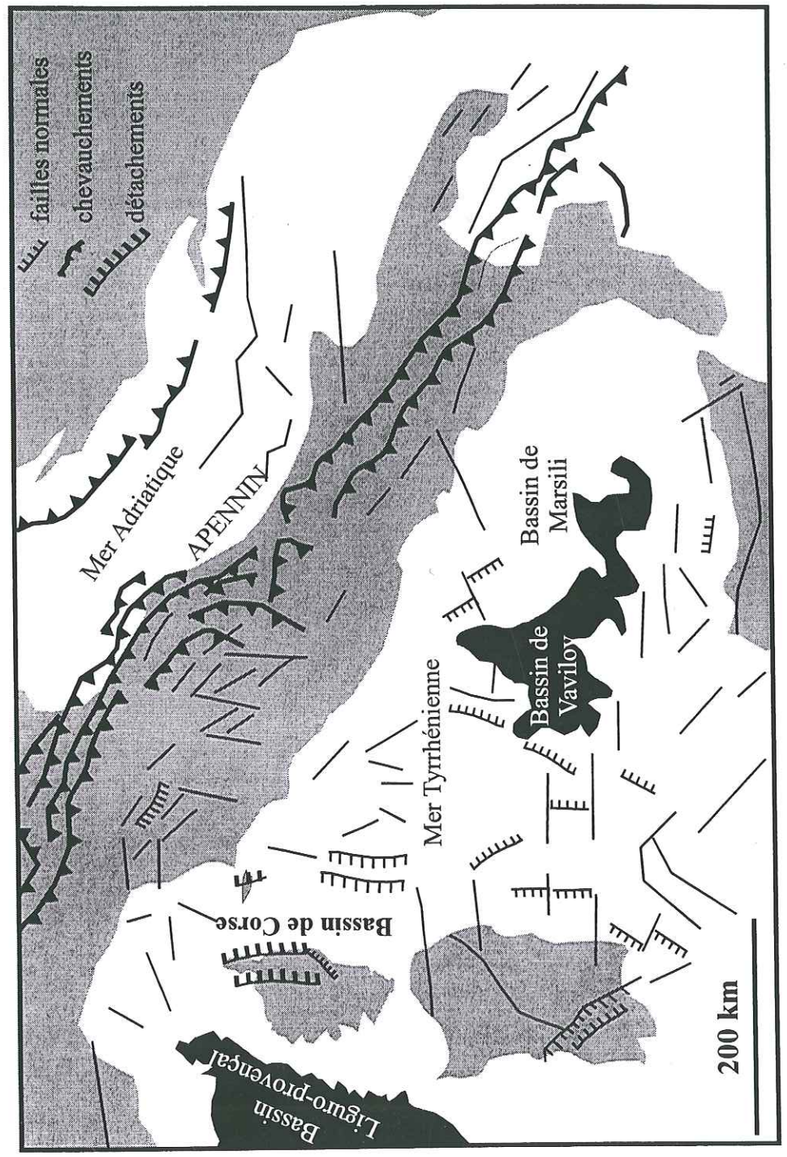


Fig. II.18 : Principales structures autour de la Mer Tyrrhénienne, compressives dans les Apennins et extensives dans le bassin avec la localisation du bassin de Corse (d'après Jolivet, 1995 ; adapté).

de données fiables. On remarque cependant que les premiers sédiments marins du bassin qui constituent la plaine bordant la Corse, à l'Est, sont d'âge oligocène supérieur (Burdigalien/Langhien) (Bartole *et al.,* 1991 ; Mauffret et Contrucci, 1998). Quoi qu'il en soit, on admet qu'il est soumis à une tectonique extensive du Miocène inférieur au Quaternaire (Viaris de Lesegno, 1978). Toujours dans la partie Nord, on dispose d'une grande quantité de datations radiochronologiques des formations magmatiques. Ces datations montrent que le magmatisme est de plus en plus jeune vers l'Est. En Corse, un filon de minette est daté à 13-15 Ma (Civetta *et al.,* 1978 et ce travail) alors que dans la région de Lardorello en Toscane, le magmatisme est toujours actif comme le montre les flux de chaleur très élevés et les forages géothermiques (Réhault *et al.,* 1987). Ceci témoigne de la migration de l'extension vers l'Est (Serri, 1990 ; Daniel, 1995 ; Brunet *et al.*, 1999).

II.1.4.3 - Mécanisme de formation

Quand on ferme la mer Tyrrhénienne, on amène une zone de subduction juste à l'Est de la Corse. Il est alors naturel de considérer que le bassin liguro-provençal est un bassin d'arrière arc. Cette idée est en accord avec la vitesse rapide d'ouverture de ce bassin (Edel, 1980 ; Montign *et al.,* 1981). Elle pose néanmoins un certains nombre de problèmes. Le premier est la localisation de l'arc correspondant à cette zone de subduction. Le second concerne la cinématique d'ouverture du bassin. Les données paléomagnétiques contraignent fermement l'amplitude de la rotation du bloc Corso-Sarde (Vigliotti *et al* ., 1990). De nombreux auteurs ont essayé de refermer le bassin liguro-provençal en utilisant ces données associées au tracé des lignes de côte ou d'une isobathe et aux structures topographiques du bassin (voir par exemple Gueguen, 1995). Tous reconnaissent que les solutions qu'ils obtiennent ne sont guère satisfaisantes car aucune reconstitution ne réussit à refermer correctement le Golfe du Lion sans recouvrement important des marges provençale et Corse (Olivet, 1987). Les données tomographiques suggèrent une discontinuité du plan de subduction et l'existence discutée d'un réchauffement important précédant le début de l'extension, enregistré par le métamorphisme (Platt et Vissers, 1989).

La mer Tyrrhénienne est, comme le bassin liguro-provençal, assimilée à un bassin d'arrière arc. Pour rendre compte des différences entre le Nord et le Sud du bassin, certains auteurs ont proposé, sur des bases géochimiques, que la lithosphère subductée soit de nature continentale au Nord et océanique au Sud (Serri, 1990). Quoiqu'il en soit, la migration vers l'Est du couple extension/compression serait reliée à un retrait progressif du panneau plongeant (Gueguen *et al.,* 1997 ; Brunet *et al.,* 1999). La migration du magmatisme vers l'Est serait liée à la progression du coin asthénosphérique situé entre la croûte épaissie et la croûte plongeante (Serri *et al.,* 1993). Par ailleurs, à l'échelle de la croûte, les membres du Leg ODP 107 ont proposé que la migration de l'extension puisse être liée à l'existence d'un détachement d'échelle lithosphérique pendant vers l'Est (Mascle *et al.,* 1988 ; Kastens et Mascle, 1990). Un schéma de ce type n'est ni appuyé, ni infirmé par des données de tectonique de surface ou de subsurface.

II.2 - MASSIF DES MAURES-TANNERON

II.2.1 - Présentation générale

Le socle provençal est situé à la bordure sud de la chaîne varisque européenne, chaîne paléozoïque de près de 5000 km de long et 700 km de large (Matte, 1991). Il affleure dans le massif des Maures au sud-est et dans le massif du Tanneron au nord-est.

II.2.2 - Cadre géographique

D'une superficie d'environ 2000 km^2, le massif des Maures borde le bassin Ligure, de Saint Aygulf à Hyères (Fig. II.19). Il est limité au nord et à l'ouest par une dépression continue permienne (bassins de Toulon-Cuers, du Luc et du Bas-Argens ; Toutin, 1980). C'est cette même dépression qui au Nord, le sépare du massif du Tanneron. La continuité du socle varisque entre ces deux massifs (Maures, Tanneron) a été établie à partir de la continuité des structures post-métamorphiques : granites du Plan-de-la-Tour et du Rouet, accidents de Grimaud et de Joyeuse, houiller du Plan-de-la-Tour et de Pennafort (Bordet, 1948, 1961). Ce

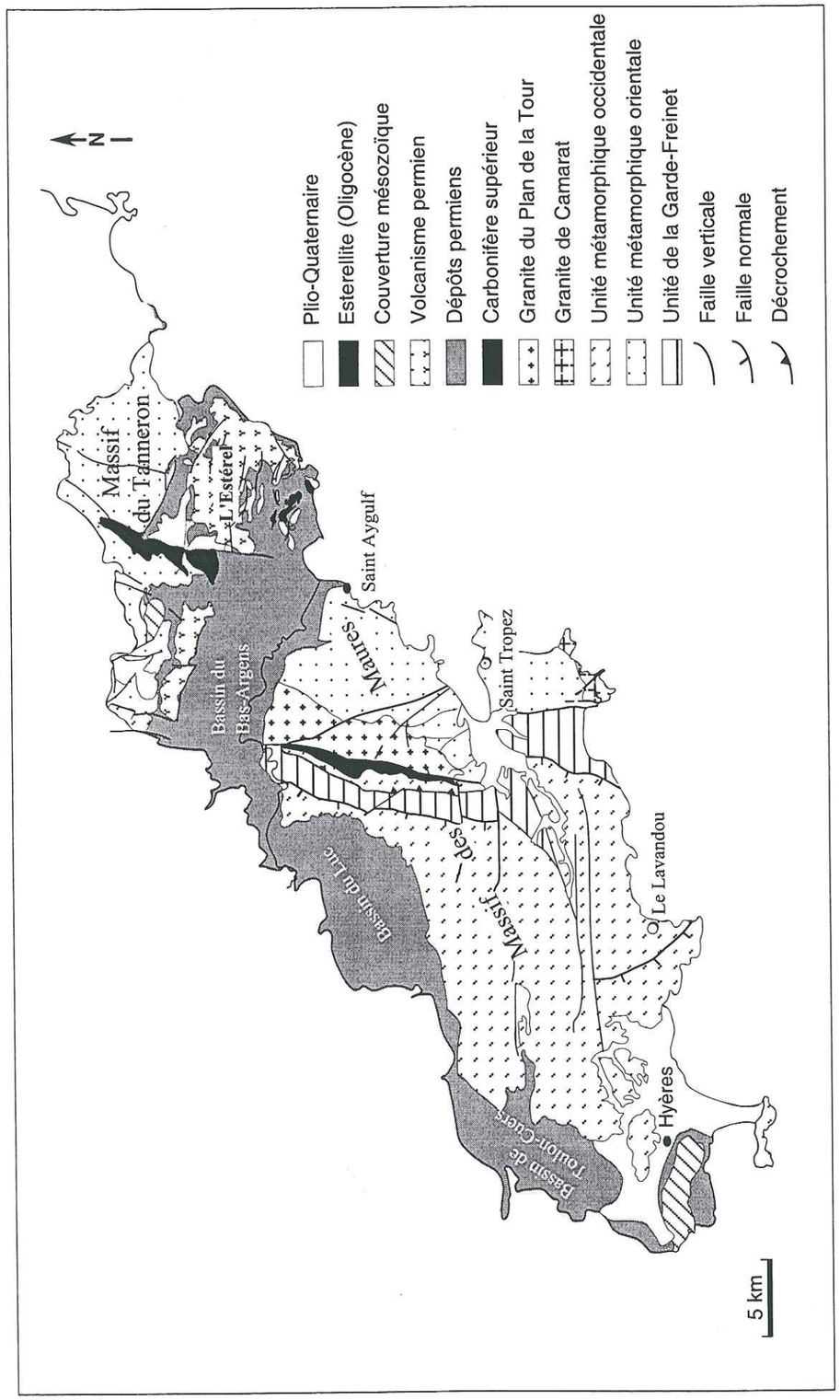


Fig. II.19 : Carte géologique et structurale des massifs des Maures et du Tanneron (d'après Morillon et *al.*, 1999 ; adaptée).

fait est maintenant confirmé par l'identité d'un certain nombre de formations métamorphiques des deux massifs qui se trouvent dans la même position structurale.

II.2.3 - Cadre géologique et structural

L'histoire tectono-métamorphique, liée à l'orogenèse varisque, commence dans le massif des Maures, comme pour le reste de la chaîne en général, dès 400-420 Ma et se poursuit jusque vers 280 Ma (Matte, 1986, 1991). Le début de la collision continentale varisque (entre le Gondwana et la Laurasia) se produit vers 380 Ma (Matte, 1991). Il est associé à des déformations ductiles et surtout à un métamorphisme de haute pression. Un épisode de migmatisation a été daté de 334±3 Ma (Moussavou, 1998 ; Lancelot *et al.*, 1998). Pour Toutin-Morin *et al.* (1993), le Paléozoïque supérieur serait dominé par une histoire tectonique compressive s'accompagnant d'un magmatisme calco-alcalin caractéristique de la fin d'une période de subduction-collision.

Après l'orogenèse hercynienne, une série de bassins permiens se met en place en bordure des massifs des Maures et du Tanneron. Ces bassins, intra-continentaux, sont constitués principalement de conglomérats, de grès et argilites rouges et vertes (Toutin, 1980).

Ces bassins permiens ont évolué sous un climat chaud non agressif au cours d'une distension post-orogénique. Après l'orogenèse hercynienne, une topographie accusée s'est individualisée. Le socle est constitué par des massifs cristallophylliens (Maures et Tanneron) entaillés d'une part par des gouttières nord-sud dans lesquelles le Carbonifère est conservé et d'autre part par des grabens, sensiblement Est-Ouest, dans lesquels le Permien s'est déposé recevant principalement les produits de l'érosion des horsts du socle.

Les bassins houillers d'orientation nord-sud du Plan-de-la-Tour (Massif des Maures) et du Reyran (Massif du Tanneron) présentent un remplissage sédimentaire détritique continental d'âge westphalien supérieur et stéphanien. Dans le massif des Maures le houiller se présente comme un monoclinal redressé de 60 à 90°. Il présente des pendages essentiellement dirigés vers l'Est dans ses parties larges, alors que dans la partie méridionale, les pendages, toujours redressés, sont plutôt dirigés vers l'Ouest (Rousset *et al.*, 1998).

Le Permien est une période qui marque la transition entre la fin du cycle hercynien et le début du cycle alpin (Toutin-Morin, 1987). En effet, la fin du cycle varisque est caractérisée par le dépôt de bassins intracontinentaux (Carbonifère supérieur puis Permien inférieur) interprétés, comme le cas de la Montagne Noire (van den Driessche et Brun, 1989), comme résultant d'une phase d'extension de type "collapse" correspondant à l'exhumation d'une croûte préalablement épaissie (Matte, 1991 ; Burg *et al.*, 1994). A la fin du cycle varisque se produit une rétromorphose marquée par un métamorphisme de BP/HT, souvent lié aux intrusions syntectoniques de granitoïdes anatectiques.

Pour le Massif des Maures, une anatexie locale des gneiss orientaux est contemporaine de cette rétromorphose (Le Marrec, 1976). Elle entraîne la mise en place des granites du Plan-de-la Tour le long d'une zone décrochante sénestre de direction Nord-Sud, qui divise le massif en deux compartiments (Vauchez et Bufalo, 1985 ; 1988), (Fig. II.20) : les Maures orientales et les Maures occidentales.

II.2.3.1 - Les Maures orientales

Les Maures orientales sont représentées par les roches métamorphiques et magmatiques situées à l'Est de la faille de Grimaud. Des reliques éclogitiques de petite taille ont également été décrites (Maquil 1976 ; Caruba, 1983). Ces terrains sont constitués principalement de granites intrusifs du Plan de la Tour, de Camarat et de Moulin Blanc (presqu'île de Saint-Tropez), de gneiss et orthogneiss migmatitiques. Cette unité est marquée par la présence de nombreux types de lentilles (amphibolites, gneiss, éclogites).

L'âge du socle pris dans l'orogène serait Cadomien (612±19 Ma par U/Pb, Moussavou, 1996 ; Lancelot *et al.*, 1998), il correspond au protolithe igné (orthogneiss) des migmatites. Les séries métamorphiques sont fortement migmatisées et ce phénomène est plus important à l'ouest du secteur qu'à l'est (Caruba, 1983). L'unité orientale comprend :

<u>*Le granite tardi-tectonique du Plan de La Tour*</u> : C'est un granite peralumineux d'anatexie crustale. La présence d'enclaves microgrenues basiques implique cependant une

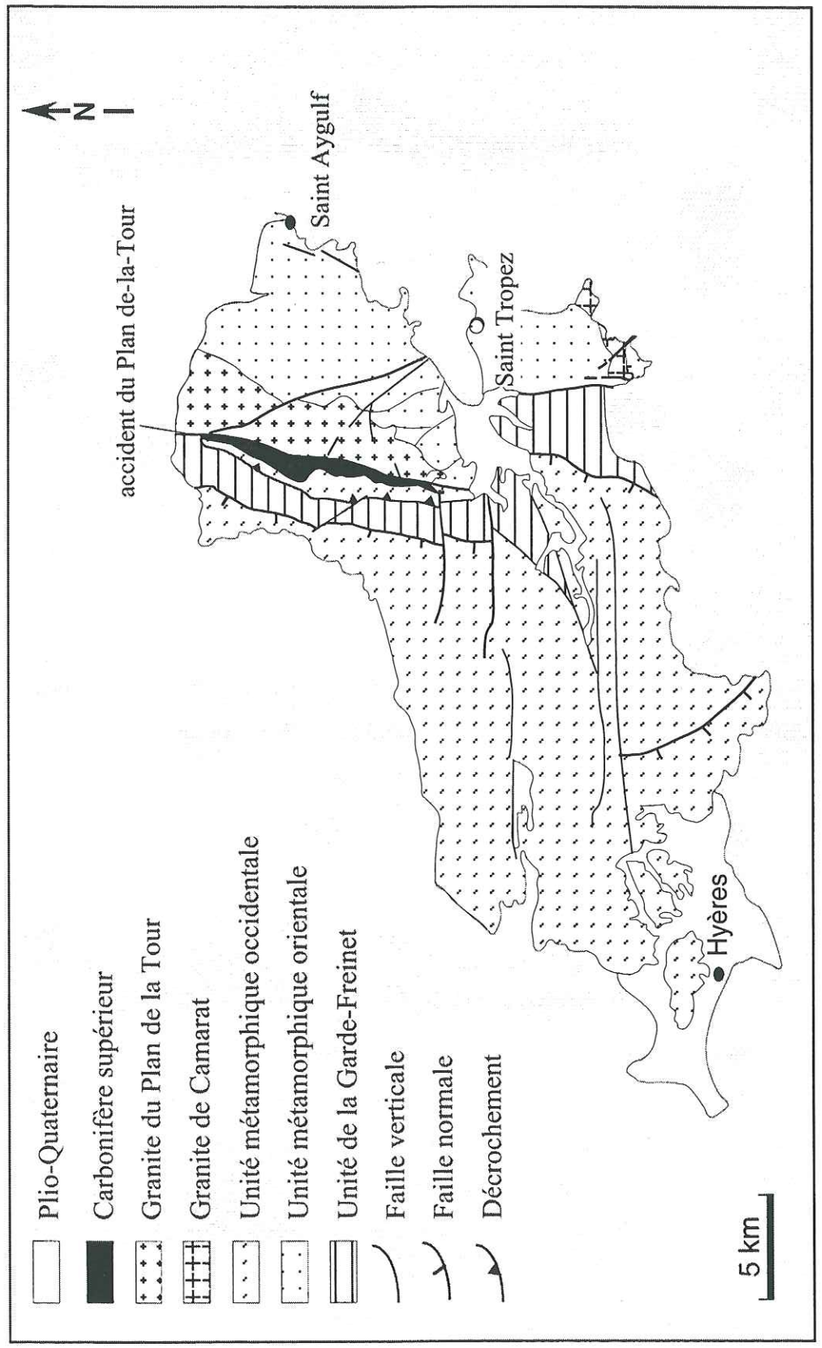


Fig. II.19 : Carte structural du Massif des Maures

certaine contribution mantellique dans sa genèse (Pupin, 1981 ; Amenzou, 1988). Ce pluton présente différents faciès, dont le principal est un granite porphyroïde à gros grains à mégacristaux de feldspaths potassique (Serment, 1965 ; Amenzou, 1988).

Les datations Rb-Sr indiquent des âges de formation probables vers 315±10 Ma (Roubault *et al.*, 1970 ; Maluski, 1968) et 324 Ma par U/Pb sur zircon (Moussavou, 1998). Morillon (1997) se basant sur des datations Ar-Ar sur biotite et muscovite a suggéré un refroidissement homogène de l'intégralité du pluton vers 300 Ma.

Le granite post-tectonique de Camarat : C'est un granite à deux micas, dont la composition chimique indiquerait un faciès très différencié à partir d'un magma de composition mantellique, ou d'un magma anatectique marqué par une forte contamination mantellique (Amenzou et Pupin, 1986 ; Amenzou, 1988). Il est considéré comme un granite post-tectonique, parce qu'il est non déformé et sécant sur la foliation des roches encaissantes et aussi parce que les âges trouvés pour cette roche ont toujours été plus jeunes que ceux des autres granites : 287±5 Ma (isochrone Rb-Sr sur roche totale et minéraux ; Roubault *et al.*, 1970) et 298±8 Ma (isochrone Rb-Sr sur roche totale ; Amenzou, 1988). Les âges plateaux $^{40}Ar/^{39}Ar$ obtenus pour deux minéraux (biotite et muscovite) du même échantillon sont concordants à 300 Ma, indiquant un refroidissement rapide de la roche depuis 400-350°C (température de fermeture du système Argon pour la muscovite) jusqu'à 300-250°C (température de fermeture du système Argon pour la biotite) d'où un refroidissement très rapide du pluton (Morillon, 1997 ; Morillon *et al.*, 1999).

Le granite syn-tectonique du Moulin Blanc : C'est un granite à cordiérite avec plusieurs faciès. Morillon (1997) dans ses datations par $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur biotite et muscovite a noté une discordance assez marquée des âges-plateaux : 301,5±0,8 Ma (pour les muscovites) et 331±2,1 Ma (pour les biotites). Selon cet auteur, l'âge-plateau anormalement ancien obtenu sur les biotites (qui ont des températures de fermeture inférieures à celles des muscovites) refléterait probablement un excès d'Argon non détecté lors des analyses.

Les amphibolites, gneiss et gneiss migmatitiques : Les amphibolites ont fourni deux groupes d'âge ($^{40}Ar/^{39}Ar$ sur amphibole) respectivement de 315 et 300 Ma. Par contre les gneiss et les gneiss migmatitiques ont fourni des âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur biotites concordants autour de 300-305 Ma (Morillon, 1997). Selon cet auteur, les âges de 315 Ma témoignent d'un premier refroidissement au-dessous de 500°C alors que ceux de 300 Ma témoigneraient de l'effet thermique dû à la mise en place des granites du Plan de La Tour.

II.2.3.b - Les Maures occidentales

Les Maures occidentales sont représentées par les terrains situés à l'ouest de la faille de Grimaud disposés selon des bandes grossièrement parallèles suivant une direction générale Nord-Sud. Ils sont formés principalement d'amphibolites, de micaschistes, de gneiss, parfois de migmatites et de quelques corps intrusifs (granites de l'Hermitan, par exemple). L'intensité du métamorphisme croît régulièrement d'Ouest en Est jusqu'aux gneiss de Bormes, puis atteint son maximum dans la zone de l'accident de Grimaud (Caruba, 1983). Dans l'unité occidentale on distingue :

- *l'unité de Bormes* : elle est constituée d'orthogneiss lenticulaires à deux micas, porphyroïdes, à grain grossier, à enclaves sombres de nature monzogranitique. On y trouve aussi des gneiss micacés et des micaschistes (Gueirard, 1957 ; Maluski, 1971 ; Seyler, 1983 ; Caruba, 1983 ; Crévola *et al.*, 1991 ; Crévola et Pupin, 1994, 1998). De point de vue lithologique, la partie nord-orientale du socle est caractérisée par un grand développement des orthogneiss antétectoniques (Crévola et Pupin, 1994, 1998).

Moussavou *et al.* (1998) ont décrit l'orthogneiss de Bormes comme un granite varisque syncinématique, issu de l'anatexie (renfermant en abondance des zircons précambriens) et dont l'âge de mise en place a été déterminé par ces auteurs à 345±3 Ma (U-Pb sur zircons), alors qu'un âge de refroidissement de 339-320 Ma lui a été attribué (Ar-Ar sur micas et biotites ; Buscail *et al.*, 1996 ; Morillon, 1997).

- *l'unité de la Garde-Freinet* : elle représente structuralement l'unité sous-jacente à l'unité de Bormes (Crévola *et al.,* 1991). L'essentiel de cette unité est constitué d'orthogneiss englobant des lentilles du complexe leptyno-amphibolique. L'orthogneiss est à grain moyen, non à peu porphyroïde, à enclaves sombres et à composition granodioritique (Crévola et Pupin, 1998). Les faciès granitiques conservés sont très développés au niveau de cette unité (la Garde-Freinet) avec des passages nets aux micaschistes. Ces derniers prédominent au Nord et au Sud de l'unité. Une anatexie se produit au coeur de cette antiforme (Conti, 1978 ; Seyler, 1983 ; Caruba, 1983). Un âge de refroidissement vers 320 Ma a été déterminé par Morillon (1997) et Morillon *et al.* (1999).

- *le complexe leptyno-amphibolique* : il comprend essentiellement des amphibolites, des lentilles de serpentinites et des métagabbros (Seyler *et al.*, 1975 ; Seyler et Boucarut, 1979). Les résultats de l'analyse par ^{40}Ar-^{39}Ar (aussi bien sur monograins que sur population d'amphiboles), montrent l'existence d'un pic à 328 Ma reflétant un épisode de refroidissement en dessous de 500°C (Morillon, 1997 ; Morillon *et al.,* 1999).

- *de petites intrusions granitiques* sont présentes dans les gneiss, comme le *granite de l'Hermitan* par exemple, dont l'âge de mise en place est de 338±6 Ma (U-Pb/zircon ; Moussavou *et al.*, 1998).

Il ressort de l'ensemble de ces résultats que les deux compartiments est et ouest (par rapport à l'accident de Grimaud) n'ont pas subi le même type d'évolution thermique (Morillon, 1997 ; Morillon *et al.*, 1999). Les deux ensembles ont une histoire géologique et structurale différente (Caruba, 1983). Ils ont subi un refroidissement diachrone entre 550° et 280°C et ce depuis au moins 328 Ma (Sosson *et al.*, 1998).

II.2.4 - Massif du Tanneron

Le massif du Tanneron est situé au Nord du massif des Maures dont il représente la continuité septentrionale. Comme en témoigne le passage continu des structures post-

métamorphiques et la lithologie : granites de Plan de-la-Tour et du Rouet, accidents de Grimaud et de Joyeuse, houiller de Plan de-la-Tour et de Pennafort (Bordet, 1948, 1961). Cette continuité est actuellement confirmée par l'identité d'un certain nombre de formations métamorphiques des deux massifs qui sont dans la même position structurale et par l'existence d'une tectonique tardi-orogénique commune aux deux massifs (Crévola, 1998).

Le massif du Tanneron est constitué essentiellement de gneiss migmatitiques, de micaschistes et d'amphibolites. Il est séparé par le bassin houiller du Reyran en deux compartiments : le Tanneron occidental et le Tanneron oriental.

Les granites de Plan-de-la-Tour (Maures) et du Rouet (Tanneron) forment un seul pluton zoné qui se serait mis en place dans un contexte de pull-apart dextre, contrôlé par l'accident de Grimaud (Onézime *et al.,* 1999).

II.2.5 - Activité volcanique

Trois épisodes principaux de volcanisme sont à signaler dans la région : au Permien, à l'Oligocène et après le Miocène.

Le volcanisme de l'Estérel, qui s'est mis en place pendant toute la période permienne, est d'une importance considérable. Il comporte des termes très variés depuis des basaltes tholéiitiques et alcalins, parfois spilitisés, des pyroclastites, ignimbrites, rhyolites à teneurs élevées en silice et potasse avec présence éventuelle d'amphiboles sodiques. Ce dernier cortège est caractéristique d'une zone de distension intraplaque (Zheng, 1990).

Des formations effusives se mettent en place : des filons de laves basiques dans le massif granitique du Plan de La Tour ont été datés du Permien (Zheng *et al.* , 1992). De nombreuses coulées interstratifiées dans les dépôts sédimentaires s'épanchent dans le massif de l'Estérel dont l'activité magmatique principale s'étend de 278±2 Ma à 264±1,5 Ma (Zheng, 1990).

L'épisode volcanique oligocène, de moindre importance, en extension, voit la mise en place de l'Estérellite (au Sud-Est de l'Estérel). C'est un massif sub-elliptique avec de nombreuses annexes filoniennes recoupant le Permien dans la partie occidentale du massif de l'Estérel, dont la mise en place serait à rattacher à la distension oligocène (Toutin-Morin *et al.*, 1993). Le caractère calco-alcalin et les filiations génétiques de cet épisode magmatique ont été établis sur la base d'arguments pétrologiques, minéralogiques et géochimiques (Giraud, 1975). Les datations K/Ar (Baubron, 1980 *in Synthèse géologique du SE de la France, mémoire 125 Ed. BRGM*) permettent de placer l'ensemble du volcanisme du Sud-est de la France entre 34 et 30 Ma, les estérellites s'étant mises en place entre 36 et 27 Ma.

Enfin, un épisode volcanique très limité, dans l'espace, a été décrit par Coulon (1967) comme étant post-miocène. Les analyses des données ^{40}Ar-^{39}Ar sur roche totale ont fourni un âge-plateau autour de 5 Ma (Morillon, 1997). Ceci est en faveur de la persistance, depuis l'Oligocène, d'un volcanisme alcalin dans et sur les marges du bassin ligure, comme le montrent les âges (^{40}Ar-^{39}Ar et TF) obtenus sur les roches draguées lors de la campagne Marco (Rossi *et al.*, 1998 a et b).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Amaudric du Chaffaut S., Caron J.M., Delcey R. et Lemoine M., 1972. Données nouvelles sur la stratigraphie des schistes lustrés de Corse : la série de l'Inzecca. Comparaison avec les Alpes occidentales et l'Apennin ligure. *C. R. Acad. Sci. Paris, 275, 2611-2614.*

Amaudric du Chaffaut S., 1975. L'écaille de Corte : un témoin de Piémontais externe en Corse? *Bull. Soc. Géol. Fr., t. 17, 739-745.*

Amaudric de Chaffaut S., Kienast J.R. et Saliot P., 1976. Répartition de quelques minéraux du métamorphisme alpin en Corse. *Bull. Soc. Géol. Fr., 7, XXI, 1179-1182.*

Amaudric du Chaffaut S. et Villey M., 1979. C. R. de la réunion extraordinaire de la SGF : une coupe des Alpes de l'Argentera-Mercantour à la zone de Sestri-Voltaggio. *Bull. Soc. Géol. Fr, 21, 349-378.*

Amaudric du Chaffaut S., 1980. Les unités alpines à la marge orientale du massif cristallin corse. *Thèse doctorat d'Etat, univ. Paris VI, 247 p.*

Amaudric du Chaffaut S., 1982. Les unités alpines à la marge orientale du massif cridtallin corse. *Travaux du Laboratoire de Géologie. E.N.S, Paris, UML 15.*

Amenzou M. et Pupin J.P . Le granite de Camarat (Maures, Var, France) : un ensemble polygénique, zone clé entre la Provence et la Corse. *C. R. Acad. Sci. Paris, 303, 697-700.*

Amenzou M., 1988. Les granitoïdes hercyniens du massif des Maures (Var, France). Etude géologique et minéralogique. Implications génétiques. *Thèse Doctorat, Nice.*

Argand E., 1924. La tectonique de l'Asie. *Cong. Géol. Int. 13, 1, 171-372.*

Barral, 1783. Mémoire sur l'histoire naturelle de l'île de corse. *In 8. London.*

Bartole R., Torelli L., Mattei G., Peis D. et Brancolini G., 1991 . Assetto stratigrafico-structurale del Tirreno settentrionale: stato dell'arte, in : AGIP and CNR (éds), *Studi Geol. Camerti, 115-140.*

Baud J.P., 1975. Etude géologique du massif de roches vertes de Haute-Balagne. *Thèse 3ème cycle, Besançon.*

Baudelot S., Doubinger N., Durand Delga M. et Vellutini P., 1976. Caractéristiques et âges des cinq cycles paléozïques du Nord Ouest de la Corse. *Bull. Soc. Géol. Fr., 7, 18, 1221-1228.*

Beccaluva L., Chiesa S.cet Delaloye M., 1981. K/Ar age determinations on some tethyan ophiolites. *Rend. Soc. Ital. Min. Petrog., 37, 869-880.*

Bellaiche G., Irr F. et Labarbarie M., 1976. Découverte de sédiments marins fini oligocène-aquitanien au large du Massif des Maures (Canyon des Stoechades). *C. R. Acad. Sci. Paris, 283, 319-322.*

Bezert P. et Caby R., 1988. Sur l'âge post-Bartonien des événements tectono-métamorphiques alpins en bordure orientale de la Corse cristalline (N. de Corte). *Bull. Soc. Géol. Fr., 4, 965-971.*

Bezert P., 1990. Les unités alpines à la marge du massif cristallin corse : nouvelles données structurales, métamorphiques et contraintes cinématiques. *Thèse Doctorat, Montpellier, 352 p.*

Bonin B., Vialette Y. et Lameyre J., 1972. Géochronologie et signification du complexe granitique annulaire de Tolla-Cauro. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr, 52-57.*

Bonin B., 1973. Le complexe granitique subvolcanique de la région de Tolla-cauro (Corse). *Thèse doctorat (3e cycle) Paris, 127 p.*

Bonin B., 1980. Les complexes alcalins acides anorogéniques : l'exemple de la Corse. *Thèse Doctorat d'Etat, Paris VI, 779 p.*

Bonin B., 1988. Peralkaline granites in Corsica: some petrological and geochemical constraints. *Rend. Soc. It. Min. Petr., 43-2, 281-306*

Bordet P Rapports entre le massif cristallin des Maures et celui du Tanneron. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr, 106-108.*

Bordet P Sur la géologie du massif de Belledonne (sensu stricto), Isère. *C. R. Acad. Sci. Paris, 252, 434-436.*

Brisset F. et Cochemé J. J., 1976. Etude géologique des presqu'îles de Scandola et du Mont Senino (Corse). *Thèse doctorat (3e cycle) Marseille, 300 p.*

Brunet C., Monié P., Jolivet L. et Cadet J.P., 1999. Migration of compression and extension in the Tyrrhenian Sea, insights from 40Ar/39Ar ages on micas along a transect from Corsica to Tuscany. *Earth Plant. Sc. Lett., soumis.*

Burg J.P., van den Driessche J. et Brun J.P., 1994. Syn to post-thickening extension in the Variscan belt of Western Europe: modes and structural consequences. *Géologie de la France, 3, 33-51.*

Burrus J., 1984. Contribution to a geodynamic synthesis of the provençal basin (North-western mediterranean). *Mar. Geol., 55, 247-269.*

Buscail F., Leyreloup A., Ciancaléoni L., Lansigu C., Motard C., Monié P., Dumoulin-Thiault C., Bronner G., Maluski H et Brunel M., 1996. Zonéographie du métamorphisme hercynien dans les Maures occidentales. Causes et conséquences. *Comptes Rendus 16ème RST, Orléans.*

Carmignani L., Decandia F.A., Disperati L., Fantozzi P.L., Lazzarotto A., Liotta D. et Oggiano G., 1995. Relationships between the Tertiary structural evolution of the Sardinia-Corsica-Provençal domain and the Northern Apennines. *Terra Nova, 7, 128-137.*

Caron J.M., 1977. Lithostratigraphie et tectonique des schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale. *Thèse Doctorat d'Etat, Strasbourg, n°48, 326 p.*

Caron J.M., Delcey R., Scius H., Eissen J.P., fraipont P., Mawhin B. et Reuber I., 1979. Répartition géographique des principaux types de séries dans les Schistes lustrés de Corse. *C. R. Acad. Sci. Paris, 288, 1363-1366.*

Caron J.M. et Delcey R., 1979. Lithostratigraphie des schistes lustrés corses : diversité des séries post-ophiolitiques. *C. R. Acad. Sci. Paris, 208, 1525-1528.*

Caron J.M. et Bonin B., 1980. Géologie de la Corse. *Livret Guide 26e Congrès Géologique International. Paris, G 18-14, 80-90.*

Caron J.M. et Péquignot G., 1986. The transition between blueschists and lawsonite-bearing eclogites based on observations from Corsican metabasalts. *Lithos, 19, 205-218.*

Caron J.M., 1994. Metamorphism and deformation in Alpine Corsica. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 74, 105-114.*

Caruba C., 1983. Nouvelles données pétrographiques, minéralogiques et géochimiques sur le Massif métamorphique hercynien des Maures (Var, France) : comparaison avec les segments varisques voisins et essais d'interprétation geotectonique. *Thèse doctorat d'Etat, Nice.*

Chemenda A.I., Mattauer M., Malavieille J. et Bokun A., 1995 . A mechanism for syn-collisional deep rock exhumation and associated normal faulting : Results from physical modeling. *Earth Plant. Sc. Lett., 132, 225-232.*

Chemenda A.I., Mattauer M. et Bokun A.N., 1996. Continental subduction and a mecanism for exhumation of high-pressure rocks : new modelling and field data from Oman. *Earth Plant. Sc. Lett., 143, 173-182.*

Civetta L., Orsi G. et Scandone P., 1978. Eastwards migration of the Tuscan anatectic magmatism due to anticlockwise rotation of the Apennines. *Nature, 276, 604-606.*

Cocherie A., Rossi Ph., et Le Bel L., 1984. The variscan calc-alcalic plutonism of Western Corsica: Mineralogy and major and traces elements geochemistry. *Phys. Earth Planet. Interiors, 35, 145-178.*

Conti P., 1978. La chaîne de la Verne (Maures, Var, France). Lithostratigraphie et pétrologie des formations cristallophylliennes. *Thèse 3ème cycle, Nice.*

Contrucci I., 1998. Structures profondes du Bassin Nord Ligure et structures du Bassin Nord Tyrrhénien. *Thèse Doctorat, Corse, 254p.*

Coulon C., 1967. Le volcanisme basique de la Basse-Provence occidentale (région toulonnaise et massif des Maures). *Thèse Doctorat, Paris.*

Cravatte J., Dufaure P., Prim M. et Rouaix S., 1974. Les sondages du Golfe du Lion ; stratigraphie et sédimentologie. *Notes Mem. C.F.P., 2, 209-274.*

Crévola G., Pupin J.P. et Toutin-Morin N. , 1991. La Provence varisque : structure et évolution géologique anté-triasique. *Sci. Géol. Bull., 44, 287-310.*

Crévola G. et Pupin J.P., 1994. Crystalline Provence: structure and Variscan evolution, in : Keepie J.D. (éd.), *Pre-Mesozoic Geology in France and related Area, Springer Verlag, Berlin, 426-441.*

Crévola G., 1998. "La virgation" de la Garde-Freinet : un secteur-clé pour la connaissance de la structure du massif des Maures. Nouveaux résultats et problèmes posés. *Reun. Spec. BRGM - Soc. Geolg. France, Fréjus, p.10.*

Crévola G. et Pupin J.P., 1998. Maures and more orthogneiss. *Reun. Spec. BRGM - Soc. Geolg. France, Fréjus, p.14.*

Daniel, J.M., 1995. Extension post-orogénique sur un transect corse-appenin : données structurales et modèles numériques. *Thèse Doctorat, Paris XI, 284p.*

De Booy T., 1954. Géologie de la région de Francardo (Corse). *Thèse Doctorat Amsterdam, 102 p.*

Decley R., 1974. Données sur deux nouvelles séries lithostratigraphiques de la zone des schistes lustrés de la Corse Nord-orientale. *C. R. Acad. Sci. Paris, 279, 1693-1696.*

Durand-Delga M., Amadric Du Chaffaut S., Bonnin B., Bonnal M., Caron J.M., Conchon O., Delcey R., Orsini J., Orszag-Sperber, F., Pilot M.O. et Vellutini P., 1978. Corse. *Guides géologiques régionaux, Ed. Masson, Paris, 208 p.*

Durand Delga M., Rieuf M. et Vanossi M., 1981. Considérations sur la marge continentale européenne des Alpes ligures à la Corse (Brionçonnais interne et prepiemontais). *C. R. Acad. Sci. Paris, 292, 83-90.*

Durand-Delga M., 1984. Principaux traits de la Corse alpine et corrélations avec les Alpes ligures. *Mem. Soc. Geol. It., 28, 285-329.*

Durand-Delga M. et Rossi Ph., 1991. Les massifs anciens de la France : la Corse. *Piqué A. éd., Sci. géol. Mém., Strasbourg, 311-336.*

Egal E., 1989. Tectonique de l'Eocène en Corse. *Thèse Doctorat, Lyon, 133 p.*

Edel J.B., 1980. Etude paléomagnetique en Sardaigne. Conséquences pour la géodynamique de la Méditerranée occidentale. *Thèse d'Etat, univ. Strasbourg, 310 p.*

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, 201-223.*

Faure M. et Malavieille J., 1981 . Etude structurale d'un cisaillement ductile : le charriage ophiolitique corse dans la région de Bastia. *Bull. Soc. Géol. Fr., 4, 335-342.*

Ferrandini J., Rossi P., Ferrandini M., Farjanel G., Ginsburg L., Schuler M. et Geissert F., 1999. La formation conglomératique du Vazzio près d'Ajaccio (Corse-du-Sud), un témoin des dépôts du Chattien supérieur continental synrift en Méditerranée occidentale. *C. R. Acad. Sci. Paris, 329, 271-278.*

Gattacceca J. et Deino A., 1999. Rotation miocène du bloc corso-sarde : nouvelles contraintes paléomagnétiques et chronologiques. *Documents du BRGM 291.*

Giraud J.D., 1975. Une intrusion calco-alcaline Type : l'estérellite. Position dans le contexte volcanologique régional. *Thèse Doctorat, Nice, 184 p.*

Gueguen E., 1995. Le bassin Liguro-Provençal : un veritable Océan. Exemple de segmentation des marges et de hiatus cinématiques. Implications sur les processus d'amincissement crustal. *Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 281 p.*

Gueguen E. et al., 1997. *Terra Nova*

Gueirard S., 1957. Description petrographique et zonéographique des schistes cristallins des Maures (Var). *Thèse 3ème cycle, Marseille, 183 p.*

Guieu G. et Arlhac P . Hypothèse d'un bombement crustal golfe du Lion-Sud Provence entre le Crétacé supérieur et le Miocène. *C. R. Acad. Sci., Paris, 303, II, 1691-1696.*

Guieu G. et Roussel J., 1986. The Provençal basin and its relationships with the Languedoc-Provence belt ; arguments for uplift doming and propagating rift process. *Séance spec. Soc. géol. France et Italie, Villefranche sur Mer, 54-55.*

Guieu G. et Roussel J., 1988. Le bassin liguro-provençal (Méditerranée nord-occidentale) et ses relations avec les plissements provençaux et languedociens : arguments en faveur d'un bombement crustal précédant le rifting oligocène. *Géol. Médit., XV, 2,123-141.*

Gueymard E., 1820. Voyages géologiques et minéralogiques en Corse. *Ann. Mines, réedité en 1883 dans Bull. S. Hist. Nat. Corse, 31-32.*

Jolivet L., 1995. La déformation des continents. Exemples régionaux. *Collection enseignement des sciences, Ed. Hermann, Paris, 413p.*

Jolivet L., Faccenna C., Goffé B., Mattei M., Rossetti F., Brunet C., Storti F., Funiciello R., Cadet J.P., d'Agostino N. et Parra T., 1998. Midcrustal shear zones in postorogenic extension: Example from the northern Tyrrhenian Sea. *J. Geophys. Res., Vol. 103, N° B6,123-12,160.*

Jourdan C., 1988. Balagne orientale et massif du Tenda (Corse septentrionale) : étude structurale, interpretation des accidents et des déformations, reconstitutions géodynamiques. *Thèse Doctorat, Paris XI, 232p.*

Kastens K.A. et Mascle J., 1990. The geological evolution of the Tyrrhenian Sea: an introduction to the scientific results of ODP Leg 107. *In Kastens K.A., Mascle J. et al., (Eds), Proc. ODP, Scientific Results., 107, 3-26.*

Kienast J.R., 1983. Le métamorphisme de haute pression et de basse température (éclogites et schistes bleus) : données nouvelles sur la pétrologie des roches de la croûte océanique subductée et des sédiments associés. *Thèse Doctorat d'Etat, Paris VI, 474p.*

Lagabrielle Y., 1987. Les ophiolites : marqueurs de l'histoire tectonique des domaines océaniques. Le cas des Alpes franco-italiennes (Queyras, Piémont), comparaison avec les ophiolites d'Antaya (Turquie) et du Coast Range de Californie. *Thèse de doctorat d'Etat, Brest, 350p.*

Lahondère D., 1996. Les schistes bleus et les éclogites à lawsonite des unités continentales et océaniques de la Corse alpine. *Thèse doctorat, Montpellier, 285p.*

Lahondère D. et Guerrot C., 1997. Datation Sm-Nd du métamorphisme éclogitique en Corse alpine : un argument pour l'existence au Crétacé supérieur d'une zone de subduction active localisée sous le bloc corso-sarde. *Géologie de la France, 3, 3-11.*

Lancelot, J., Moussavou, M. et Delor, C., 1998. Géochronologie U/Pb des témoins de l'évolution ante-varisque du Massif des Maures. *Reun. Spec. BRGM - Soc. Geolg. France, Fréjus, 22.*

Le Marrec A., 1976. Reconnaissance pétrographique et structurale des formations cristallophylliennes catazonales du massif de Sainte-Maxime (quart NE du massif varisque des Maures, Var, France). *Thèse Doctorat, Aix-Marseille III.*

Lluch, D., 1989. Les unités à matériel sédimentaire supra-"Schistes Lustrés" de Saint Florent et de macinaggio (Corse du nord). *Thèse doctorat, Toulouse, 204p.*

Magné J. et Durand-Delga M., 1984. Mise au point sur le Sénomanien de Corse. *Géol. Médit., 10, 403-410.*

Maillard A. et Mauffret A., 1993 . Structure et volcanisme de la fosse de Valence (Méditerranée nord-occidentale). *Bull. Soc. géol. France, 164, 3, 365-383.*

Malavieille J., Chemenda A. et Larroque Ch., 1998 . Evolutionary model for Alpine Corsica: mechanism for ophiolite emplacement and exhumation of high-pressure rocks. *Terra Nova, 10, 317-322.*

Maluski, H., 1968. Etude tectonique, microtectonique et géochronologique de la partie méridionale du Massif des Maures (Var). *Thèse 3ème cycle, Montpellier, 114 p.*

Maluski, H., 1971. Etude $^{87}Rb/^{87}Sr$ des minéraux des gneiss de Bormes (Maures, France). *C. R. Acad. Sc., Paris, 273, 1470-1473.*

Maquil, R., 1976. Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la région Sud-Est du Massif des Maures. *Annales de la Soc. Géol. de Belgique, 99, 601-613.*

Mascle J., Kasten K., Auroux C. et LEG 107 Scientific Party, 1988. A hand-lock back-arc basin: preliminary results from ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea. *Tectonophysics, 146, 176-186.*

Mascle J. et Réhault J.P., 1990. A revised seismic stratigraphy of Tyrrhenian Sea: implications for the Basin evolution. *In Kastens K.A., Mascle J. et al., (Eds), Proc. ODP, Scientific Results., 107, 617-636.*

Mattauer M. et Proust F., 1976. La Corse alpine : un modèle de genèse du métamorphisme haute pression par subduction de croûte continentale sous du materiel océanique. *C. R. Acad. Sci. Paris, 282, 1249-1251.*

Mattauer M., Proust F. et Etchecopar A ., 1977. Linéation "a" et mécanismes de cisaillement simple liés au chevauchement de la nappe des schistes lustrés en Corse. *Bull. Soc. Géol. Fr., 4, 841-847.*

Mattauer M., Faure M. et Mallavieille J., 1981. Transverse lineation and large-scale structures related to Alpine obduction in Corsica. *J. Struct. Geol., 3, 401-409.*

Matte P. et Burg J.P . Sutures, thrusts and nappes in the variscan arc of western Europe: plate tectonic implication. In K. McClay et N.J. Prices (eds) thrust and nappe tectonics. *Geol. Soc. London Spec. Publ., 8, 353-357.*

Matte P., 1986. La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques périatlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. Géol. Fr., 8, 9-24.*

Matte P., 1991 . Accretionary history and crustal of the variscan belt in western Europe. *Tectonophysics, 196, 309-337.*

Mauffret A., Labarbarie M. et Montadert L., 1982. Les affleurements de série sédimentaires pré-pliocène dans le bassin méditerranéen nord-occidental. *Mar. Geol., 45, 159-175.*

Mauffret A. et Contrucci I., 1998. Crustal structure of the North Tyrrhenian sea : first result of the multichannel seismic LISA cruise, in : Mascle G. (éd.), Result of the IBS project on the peri-Mediterranean basins, *Geological Society of London, sous presse.*

Mauffret A., Contrucci I. et Brunet C., 1999. Structural evolution of the Northern Tyrrhenean Sea from new seismic data. *Mar. Pet. Geol., sous presse.*

Montigny R., Edel J.B. et Thuizat R., 1981. Oligo-Miocene rotation of Sardinia: K-Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary volcanics. *Earth Planet. Sci. Lett., 54, 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 d'université, Géosciences Azur, 303p.*

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. *Tectonophysics, soumis.*

Moussavou, M., 1996. Nouvelles données radiométriques U-Pb sur minéraux accessoires des roches magmatiques et métamorphiques du massif des Maures. *Colloque des jeunes chercheurs en Géochimie du Grand Sud - Université d'Aix-Marseille III.*

Moussavou, M., 1998. Contribution à l'histoire thermo-tectonique des Maures par la typologie du zircon et la géochronologie U/Pb sur minéraux accessoires. *Thèse doctorat, Montpellier, 187 p.*

Moussavou, M., Lancelot, J., et Delor, C., 1998. Maures and more variscan granites. *Reun. Spec. BRGM - Soc. Geolg. France, Fréjus, p.26.*

Nardi R., 1968. Le unita alloctone della Corsica e loro correlazione con le unita delle Alpi e dell'Appennino. *Mem. Soc. Geol. It., 7, 323-344.*

Nardi R., Puccinelli A. et Verani M., 1978. Carta geologica della Balagne "sedimentaria" (Corsica) alla scala 1/25 000 e note illustrative. *Boll. Soc. Geol. It., 97, 3-22.*

Ohnenstetter M., Ohnenstetter D. et Rocci G., 1975. Essai de reconstitution du puzzle ophiolitique corse. *C. R. Acad. Sc., Paris, 280, 395-398.*

Ohnenstetter D., Ohnenstetter M. et Rocci G., 1976. Etude des métamorphismes successifs des cumulats ophiolitiques de Corse. *Bull. Soc. Géol. Fr., 1, 115-134.*

Ohnenstetter M., 1979. La série ophiolitique de Rospigliani (Corse) est-elle un témoin des phénomènes tectoniques, sédimentaires et magmatiques liée au fonctionnement des zones transformantes? *C. R. Acad. Sc., Paris, 289, 1199-1202.*

Ohnenstetter M., Ohnenstetter D., Vidal P., Cornichet S., Hermite D. et Nace J., 1984. Crystallization and age of zircon from Corsican ophiolotic albitites: consequences for oceanic expensien in jurassic times. *Earth Plan. Sc. Lett., 54, 397-408.*

Olivet J.L., 1987. Nouveau modèle d'évolution de l'Atlantique Nord et Central. *Thèse d'Etat, Paris, 230 p.*

Onézime J., Faure M. et Crévola M., 1999. Etude pétro-structurale du complexe granitique Rouet - Plan de la Tour (massifs des Maures et du Tanneron occidental, Var). *C. R. Acad. Sc., Paris, 328, 773-779.*

Orsini J. et Vellutini ., 1971. Le complexe volcanique du Cinto, son soubassement anté-permien dans la vallée du Fango (Corse du NO). *C. R. Acad. Sc., Paris, 273, 611-614.*

Orsini J., 1976. Les granitoïdes hercyniens corso-sardes : mise en evidence de deux associations magmatiques. *Bull. Soc. Géol. Fr., 18, 1203-1206.*

Orsini J., 1980. Le batholithe corso-sarde : un exemple de batholite hercynien (structure, composition, organisation d'ensemble). Sa place dans le chaîne varisque de l'Europe moyenne. *Thèse 3ème cycle, Aix-Marseille III, 370 p.*

Pasquale V., Verdoya M. et Chiozzi P., 1993. Thermal effects of the dynamic activity from the Ligurian Sea to the Eastern Alps. *Ann. di Geofisica, V. XXXVI, N° 5-6, 91-104.*

Péquignot G., Potdevin J.L., Caron J.M. et Ohnenstetter M., 1984. Détritisme ophiolitique dans les schistes lustrés corses et paléogéographie du domaine piemontais. *Bull. Soc. Géol. Fr., 5, 913-919.*

Péquignot G. et Potdevin J.L., 1984. Métamorphisme et tectonique dans les schistes lustrés à l'Est de Corte (Corse). *Thèse 3ème cycle, Lyon.*

Platevoet B., Bonin B., Pupin J.P. et Gondolo A., 1988. Les associations acide-basique du magmatisme alcalin anorogénique de Corse. *Bull. Soc. Géol. Fr., 1, 43-55.*

Platt J.P., et Vissers R.L.M., 1989. Extensional collapse of thickened continental lithosphere : A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology, 17, 540-543.*

Pupin J.P., 1981. Un type de zonalité magmatique dans la chaîne varisque d'Europe occidentale : les granites hercyniens du Massif Central français. *C. R. Acad. Sc., Paris, 293, 597-600.*

Ratzel F., 1899. La Corse, Etude antropogéographique. *Ann. de Géographie, VIII, 304-329.*

Réhault J.P., 1981. Evolution tectonique et sedimentaire du Bassin Ligure (Méditerranée Occidentale). *Thèse de Doctorat d'Etat, 2 tomes. Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 205 p.*

Réhault J.P., Boillot G. et Mauffret A., 1984. The western Mediterranean basin geological evolution. *Mar. Geol., 55, 447-477.*

Réhault J.P., Mascle J., Fabbri J., Moussat A. et Thommeret M., 1987. The Tyrrhenean sea before Leg 107: marine geology and geophysics, *In: Ocean Drilling Program, (Kastens K.A. et al., Eds.), 107, 5-35.*

Ricou L.E., 1984. Les Alpes occidentales : chaîne de décrochement. *Bull. Soc. Géol. Fr., 26, 861-874.*

Rieuf M., 1980. Etude stratigraphique et structurale des unités au Nord-Est de Corte (Corse). *Thèse 3ème cycle, Toulouse, 234p.*

Ritsema L., 1952. Géologie de la région de Corte (Corse). *Thèse Doctorat, Amsterdam, 110p.*

Rossi Ph., 1986. Organisation et genèse d'un grand batholite orogénique le batholite calco-alcalin de la corse. *Thèse de doctorat d'Etat, Toulouse, 300p.*

Rossi Ph. et Cocherie A., 1991. Genesis of a variscan batholith: the Corsica-Sardinia batholith, field, petrological and mineralogical evidence. *Tectonophysics, 195, 319-346.*

Rossi Ph., Cocherie A. et Durand-Delga M., 1995. Arguments géochronologiques en faveur de la présence d'un socle panafricain (cadomien) en Corse, conséquences sur la paléogeographie de l'orogène varisque sud-européen. *C. R. Acad. Sc., Paris, 321, 983-992.*

Rossi Ph., 1998. Le magmatisme acide ordovicien dans le bloc corso-sarde. *Reun. Spec. BRGM - Soc. Geolg. France, Fréjus, 30.*

Rossi Ph., Guennoc P., Réhault J.P., Arnaud N., Jakni B., Poupeau G., Tegyey M., Ferrandini J., Sosson M., Beslier M.O., Rollet N. et Gloaguen R., 1998a. Importance du volcanisme calco-alcalin miocène sur la marge sud-ouest de la Corse (campagne MARCO). *C. R. Acad. Sc., Paris, 327, 369-376.*

Rossi Ph., Guennoc P., Réhault J.P., Tegyey M., Ferrandini J., Sosson M., Poupeau G., Jakni B., Bigot-Cormier F. et Rollet N., 1998b . Le volcanisme miocène de la marge sud-ouest de Corse : Premiers résultats de la campagne de plongées CYLICE 97. *Comptes Rendues. 17ème RST, Brest.*

Roubault, M.P., Bordet, F.L., Sonet, J. et Zimmermann, J.L., 1970. Ages absolus des formations cristallophylliennes des massifs des Maures et du Tanneron. *C. R. Acad. Sc., Paris, 271, 1067-1070.*

Rousset C., Crevola G., Lerouge G., Morillon A.C., Pupin J.P. et Sosson M., 1998. Structure et évolution tectonique du bassin houiller de Plan-de-la-Tour et de ses bordures (Maures, Var, France). *Reun. Spec. BRGM - Soc. Geolg. France, Fréjus, 30.*

Sartori M., Mascle G., et Amaudric du Chaffaut S., 1987. A review of circum-Tyrrhenian regional geology. *In : Kastens K., Mascle J. et al., (Eds). 107, 37-63.*

Sartori R., 1990. The main results of ODP leg 107 in the frame of neogene to Recent geology of peri-Tyrrhenian areas. *In : Kastens K., Mascle J. et al., (Eds). 107, 715-730.*

Scius H., 1981. La carte au 50 000e de Pietra di verde. Etude géologique régionale dans les schistes lustrés corses. *Thèse 3ème cycle, Strasbourg, 124 p.*

Serment R., 1965. Etude structurale du granite de Plan de la Tour, au Sud des departementales 44 et 72 (Var). *D.E.S., Marseille.*

Serri G., 1990. Neogene-Quaternary magmatism of the Tyrrhenian region: characterization of the magma sources and geodynamic implications. *Mem. Soc. Geol. It., 41, 219-242.*

Serri G., Innocenti F. et Manetti P., 1993. Geochemical and petrological evidence of the subduction of delaminated Adriatic lithosphere in the genesis of the Neogene-Quaternar magmatism of central Italy. *Tectonophys., 223, 117-147.*

Seyler M., Pupin J.P. et Turco G., 1975. Origine ortho de leptynites des Maures (région de Collobrières, Var) d'après l'étude de leur populations de zircons ; conséquences pétrogénetiques. *C. R. Acad. Sc., Paris, 281, 969-972.*

Seyler M. et Boucarut M., 1979. Existence d'un paléovolcanisme alcalin et transitionnel dans le massif hercynien des maures (Var). Etude géochimique des amphibolites et résultats préliminaires concernant la chimie des leptynites. *Bull. Soc. Géol. Fr., 7, XXI, 11-20.*

Seyler M., 1983. Géologie de la partie centrale des Maures. Conséquences sur l'évolution géodynamique du Massif. *Géologie de la France, (2), 1, 81-96.*

Sosson, M., Crevola. G., Pupin, J.P., Lerouge, G., Morillon, A.C., Feraud, G., Ruffet, G., Jakni, B. et Poupeau, G., 1998. Avancement des travaux sur la réedition au 1/50000ème de la coupure St Tropez-Cap Lardier (massif des Maures). *Reun. Spec. BRGM - Soc. Geolg. France, Fréjus, p.39.*

Spakman W., van der Lee S. et van der Hilst R., 1993. Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle. *Phys. Earth and Planet. Int., 79, 3-74.*

Taponnier P., 1977. Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. Géol. Fr., 7, XIX, 437-460.*

Thevoux-Chabuel H., Ménot R.-P., Lardeaux J.-M. et Monnier O., 1995 . Evolution tectono-métamorphique polyphasée paléozoïque dans le socle de Zicavo (Corse-du-Sud) : témoin d'un amincissement post-orogénique. *C. R. Acad. Sc., Paris, 321, 47-56.*

Toutin N., 1980. Le Permien continental de la Provence orientale (France). *Thèse Doctorat, Nice, 594 p.*

Toutin-Morin N., 1987. Les bassins permiens provençaux, témoins de l'orogenèse hercynienne et de l'ouverture de la Téthys dans le Sud-Est de la France. *Ann. Soc. Géol. Nord, 106, 183-187.*

Toutin-Morin N., Bonijoly D., Brocard Ch., Dardeau G., et Dubar M., 1993 . Enregistrement sédimentaire de l'évolution post-hercynienne en bordure des Maures et du Tanneron, du Carbonifère supérieur à l'Actuel. *Géologie de la France, 2, 3-22.*

van den Driessche J. et Brun J.F . Tectonic évolution of the Montagne Noire (French Massif Central): a model of extensional gneiss dome. *Geodynamica Acta, 5, 85-99.*

Vanossi M., 1980. Les unités géoloqiues des Alpes Maritimes entre l'Ellero et la mer ligure : un aperçu schématique. *Mem. Sc. Geol., Padova, 34, 101-142.*

Vauchez A. et Buffalo M., 1985. La limite Maures occidentales-Maures orientales (Var, France) : un décrochement ductile senestre majeur entre deux provinces structurales très contrastées. *C. R. Acad. Sc., Paris, 301, série II, 1059-1062.*

Vauchez A. et Buffalo M., 1988. Charriage crustal, anatexie et décrochements ductiles dans les Maures orientales (Var, France) au cours de l'orogenèse varisque. *Geol. Rundschau, 77, 45-62.*

Vellutini P., 1977. Le magmatisme permien de la Corse du Nord-ouest. Son extension en Méditerranée occidentale. *Thèse Doctorat d'Etat, Aix-Marseille III, 317 p.*

Viaris de Lesegno L., 1978. Etude structurale de la Mer Tyrrhénienne esptentrionale. *Thèse, Paris VI, 149 p.*

Vigliotti L., Alvarez W. et McWilliams M., 1990. No relative rotation detected between Corsica and Sardinia. *Earth Plan. Sc. Lett., 98, 313-318.*

Vigliotti L. et Langenheim V.E., 1995. When did Sardinia stop rotating? New palaeomagnetic results. *Terra Nova, 7, 424-435.*

Zheng J.S., 1990. Contribution à la connaissance de la tectonique post-hercynienne de la partie orientale du massif des Maures : utilisation combinée de la géophysique, de l'informatique et de la géochronologie $^{40}Ar/^{39}Ar$. *Thèse Doctorat, Nice Sophia Antipolis.*

Zheng J.S., Mermet J.F., Toutin-Morin N., Hanes J., Gondolo R. et Féraud G., 1992. Datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ du magmatisme et de filons minéralisés permiens en Provence Orientale (France). *Geodinamica Acta (Paris), 5, 3, 203-215.*

Zitellini N., Trincardi F., Marani M. et Fabbri A., 1986. Neogene tectonics of the Northern Tyrrhenian sea. *Giornale di Geologia, 48/1-2, 3, 25-40.*

CHAPITRE III

THERMOCHRONOLOGIE CORSE-MAURES

TRAVAUX ANTERIEURS

Chapitre 3

THERMOCHRONOLOGIE CORSE-MAURES : TRAVAUX ANTERIEURS

L'objet de ce chapitre est de rappeler et discuter les données thermochronologiques existantes sur la Corse et le massif des Maures. Nous faisons précéder cet exposé par un rappel historique des applications de la datation par TF aux marges continentales passives.

III.1 - TRACES DE FISSION ET MARGES CONTINENTALES PASSIVE

Bien que la datation par TF ait été proposée dès 1963, ce n'est qu'à partir des années 70 que la thermochronologie par TF a été appliquée aux marges continentales.

En 1975, Hedge *et al.* remarquent que les âges TF sur apatites du socle cristallin de la région côtière du Liberia sont beaucoup plus jeunes que ceux fournis par d'autres méthodes isotopiques : 111±11 Ma à 131±13 Ma versus 504-535 Ma (province d'âge panafricain) ou 1900 Ma (province d'âge éburnéen), par K-Ar. Hedge *et al.* en concluèrent que ces provinces "were uplifted to within 3 km of the surface" pendant le Crétacé. Ils ne suggèrent cependant aucune relation avec l'ouverture de l'Atlantique sud.

Les premiers auteurs à interpréter les âges TF sur apatites au voisinage d'une marge passive comme le résultat de phénomènes tectoniques et érosifs liés à l'ouverture océanique ont été Gleadow et Lovering (1978). Ces auteurs observent que sur l'île de King Island dans le SE australien, les âges TF sur apatites du socle granitique permien sont nettement plus jeunes, là encore, avec 80-200 Ma, que ceux déterminés par K-Ar, vers 340-350 Ma. De plus, les âges TF sur apatites semblent d'autant plus jeunes que l'on est plus proche de la côte. Ils

considèrent que ces âges sont à mettre en relation avec la séparation de l'Antarctique et de l'Australie il y a environ 80 Ma. Par contre, des sphènes datés par TF présentent des âges concordants avec ceux obtenus par K-Ar (340-350 Ma), en raison de leur température effective de rétention des traces plus élevée.

Afin de vérifier l'hypothèse de la remise à zéro des âges TF sur apatites en situation de marge continentale passive, Gleadow (1978) a repris le type d'étude déjà menée dans l'île de King Island pour l'appliquer aux roches cristallines de l'ouest du Groenland et en Irlande. Au Groenland, il observe que sur la côte, les âges TF sur apatites se situent vers 85-149 Ma, alors qu'à 100 km à l'intérieur, ils sont déjà >240 Ma. Gleadow observe que les plus jeunes, vers 85 Ma, ne précèdent que de peu l'ouverture océanique à l'ouest du Groenland. De même, en Irlande, les âges TF sur apatites, vers 130 Ma, ne sont que de peu antérieurs à l'ouverture océanique. Là aussi, quand des sphènes (ou des zircons) sont datés par TF, leurs âges sont notablement plus anciens que ceux des apatites des mêmes échantillons : 990-1178 Ma au Groenland (sphènes, zircons), 372-324 Ma (sphènes) en Irlande.

A partir de son expérience à l'île de King Island, du Groenland et de l'Irlande, Gleadow (1978) considère qu'il est maintenant bien établi que les âges TF sur apatites des vieux socles cristallins en position de marges passives sont la conséquence des phénomènes tectoniques et érosifs associés à une ouverture océanique : l'érosion intervenant pendant et/ou après un stade rift marqué par un soulèvement suivi d'une tectonique en extension amenèrent en surface des roches originellement à une profondeur où la température ambiante était >120°C. Etant donné l'augmentation du degré géothermique dans les zones de rifting, les roches qui présentent des âges TF sur apatites concordants avec ceux d'une ouverture océanique pouvaient provenir de profondeurs <3 km.

La concordance entre âges TF sur apatites de vieux socles cristallins en situation de marges passives et âges d'ouvertures océaniques devait se retrouver rapidement sur d'autres zones côtières comme le sud-est de l'Australie (Morle *et al.* , 1980) ou celui du Brésil (Fonseca et Poupeau, 1984). Là aussi, cette concordance devait être interprétée comme la conséquence thermique des effets tectoniques liés à des ouvertures océaniques (Tableau III.1).

Marge	Ages TF/apatite (Ma)	Age de l'ouverture (Ma)	Référence
Liberia	120	~120	Hedge *et al.* , 1975.
King Island	112-269	~ 100	Gleadow et Lovering, 1978
Groenland	85-280	~ 81	Gleadow, 1978
Irlande	128-214	~ 118	Gleadow, 1978
Brésil	85-124	Crétacé	Fonseca et Poupeau, 1984
	52-157	~130	Gallagher *et al.* , 1994 et 1995
SE Australie	80-300	~ 50	Gleadow, 1978

Tableau III.1 : Premières observations de la correlation entre âges TF/apatites et âges du rifting sur les marges passives étudiées.

III.1.1 - La marge SE de l'Australie

C'est la marge passive étudiée par TF avec le plus grand détail. Depuis l'article pionnier de Morley *et al.* (1980), de nombreux travaux sur la thermochronologie de son socle métamorphique par TF ont été publiés (Moore *et al.*, 1986 ; Dumitru *et al.*, 1991 ; O'Sullivan *et al.*, 1995a, 1995b, 1996 ; Gleadow *et al.,* 1996), qui montrent bien quel peut être l'apport de la thermochronologie par TF sur apatites dans les marges continentales.

D'un point de vue technique, les apatites sont maintenant datées par détecteur externe (et non plus par populations, comme précédemment) et l'analyse des longueurs de traces confinées apparaît et devient systématique. On date des échantillons situés depuis la côte jusqu'à plus de 200 km à l'intérieur des terres.

Les principaux résultats sont les suivants : d'une part les âges apparents augmentent, depuis 80 Ma à proximité de la côte jusque vers 250-360 Ma à une distance située à 100 km limite extrême de la marge continentale considérée comme marquée, en mer, par l'isobathe 2000 m. Plus à l'intérieur des terres, on reste sur un plateau vers 290 Ma. Ces deux tendances sont nettes, mais les âges montrent cependant une certaine dispersion, due en partie à des effets de relief (Fig. III.1). Les âges TF sont toujours inférieurs à ceux obtenus sur biotites sur des roches de ce socle métamorphique, situés vers 410-360 Ma (Evernden et Richards, 1962 ;

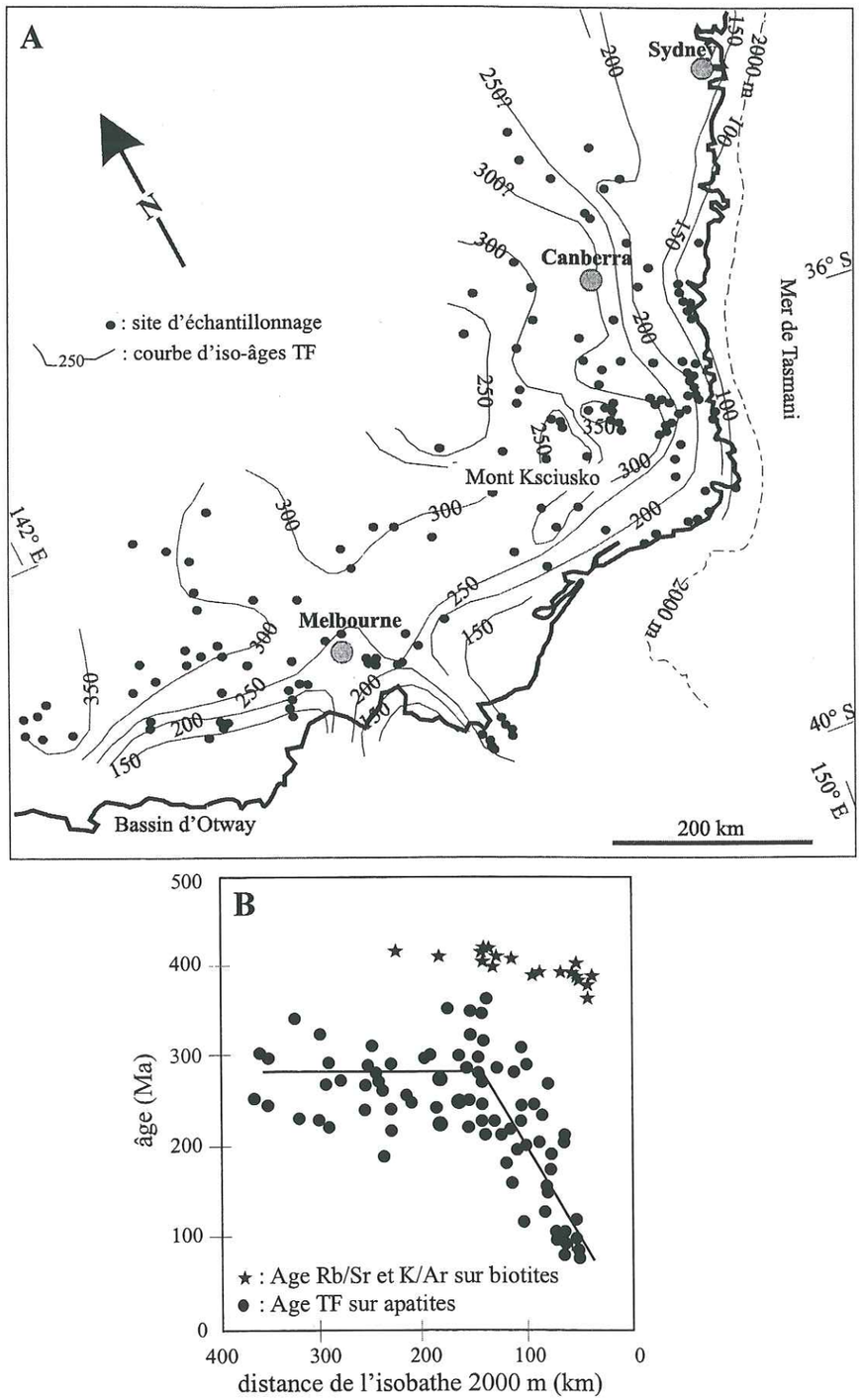


Fig. III.1 A : Carte des iso-âges TF sur apatites du socle cristallin du SE australien (d'après Dumitru *et al.*, 1991, adaptée).

B : Variation des âges TF sur apatites, K/Ar et Rb/Sr sur biotites du socle granitique paléozoïque en fonction de la distance par rapport à l'isobathe 2000 m (d'après Moore *et al.*, 1986).

Brooks et Leggo, 1972 ; Richards et Singleton, 1981 ; Williams *et al.*, 1975 ; Griffin *et al.*, 1978). D'autre part, la longueur moyenne des traces confinées, proche (par défaut) de 14 µm pour les âges les plus anciens (>250 Ma) décroît vers 11,5 µm pour les âges intermédiaires (vers 150 Ma) et devient à nouveau élevée, jusqu'à >14 µm pour les plus jeunes (Figs. III.2A et III.2B). L'examen des distributions de traces confinées suggère que cette variation serait due au fait qu'à proximité de la côte, pratiquement aucune trace ne prédaterait l'ouverture océanique crétacée, et que le refroidissement de ces roches depuis des températures >110-120°C aurait été rapide. Alors que davantage vers l'intérieur, on aurait un mélange de traces pré-ouverture, thermiquement altérées et de traces d'âges <80 Ma, ce qui expliquerait à la fois des âges intermédiaires et des distributions souvent bimodales de longueurs. Plus à l'intérieur des terres, on retrouve des traces plus longues et des distributions unimodales, témoins non altérés par l'ouverture océanique de la dénudation ancienne du socle paléozoïque.

Le groupe australien qui a produit ces données estime qu'elles apportent des contraintes importantes quant à l'extension des phénomènes tectoniques associés à l'ouverture océanique crétacée.

III.1.2 - la marge SE du Brésil

Un travail du même type a été réalisé sur la marge SE du Brésil par Gallagher *et al.* (1994 et 1995), toujours sur apatites. Mais aux données TF (âges apparents, longueurs confinées) ces auteurs ont ajouté une optimisation des données par l'algorithme "Monte Trax" de Gallagher (1995), donc en quantifiant davantage l'histoire thermique de chaque échantillon. Pour la première fois aussi (Gallagher *et al.*, 1994) les données TF étaient utilisées pour tester un modèle rhéologique prétendant décrire le comportement (isostatique) de la marge après l'ouverture de l'Atlantique sud.

III.1.3 - Conclusions

La thermochronologie par TF, par ses capacités à enregistrer des événements de basse température, en particulier dans les apatites, apparaît comme "l'outil" thermochronologique certainement le mieux adapté à l'étude des marges continentales. Pour ne considérer que les travaux centrés sur les socles cristallins en situation de marges passives les plus étudiés à l'heure actuelle sont ceux des marges de la mer Rouge (Khon et Eyal, 1981 ; Omar *et al.*, 1987, 1989 ; Bohannon, 1989 ; Omar et Steckler, 1995 ; Kohn *et al.*, 1997), de l'Afrique du Sud (Brink et Stern, 1992), les Monts Transantarctiques (Gleadow *et al.*, 1984 ; Gleadow et

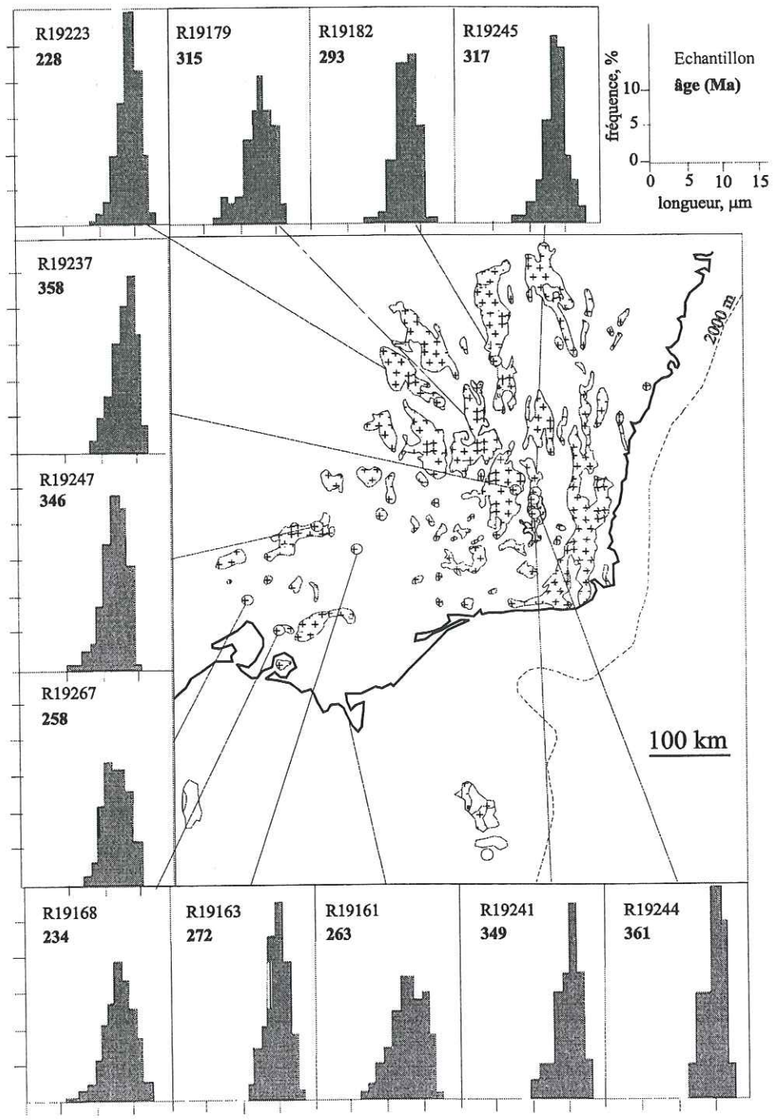


Fig. III.2A : Sud-Est australien : Distribution des longueurs de traces confinées dans les apatites du groupe des âges les plus anciens (d'après Moore *et al.*, 1986).

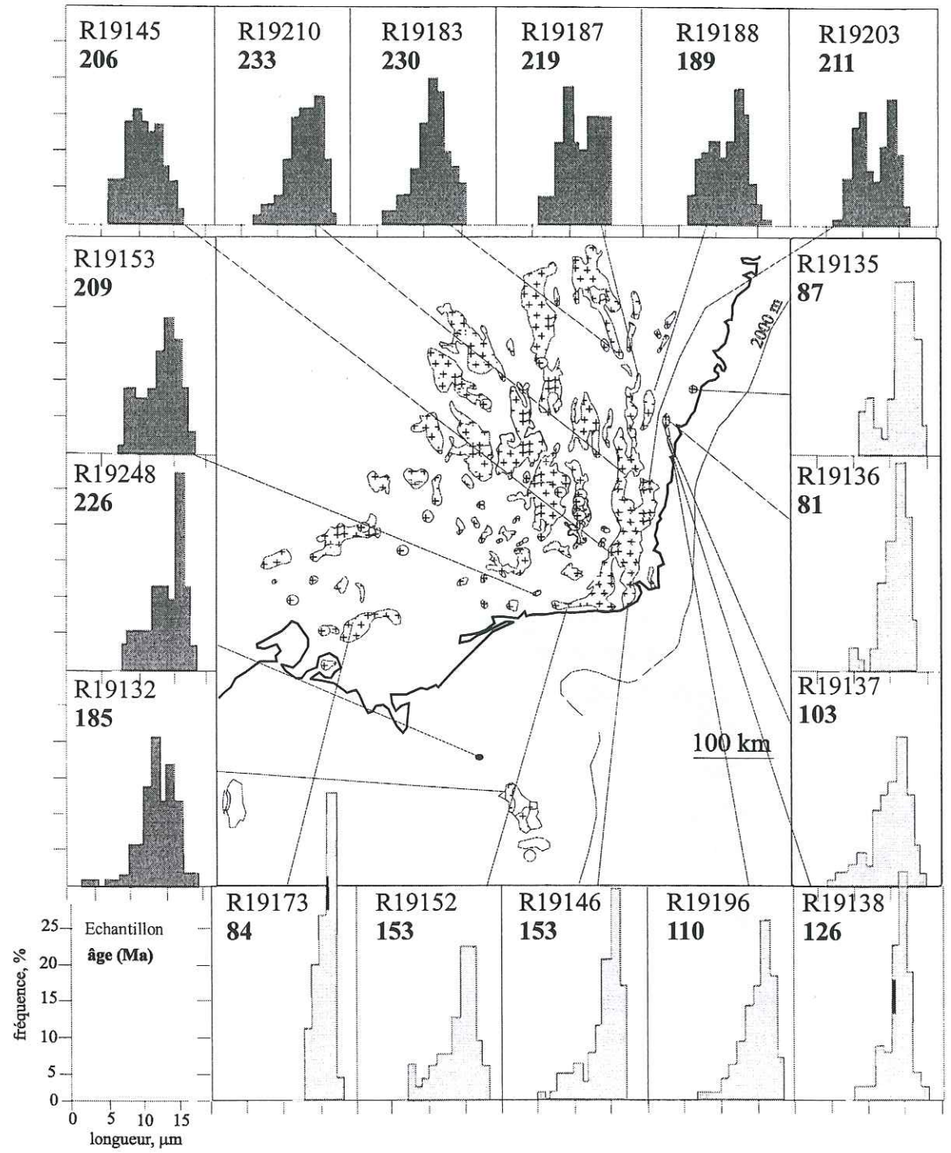


Fig. III.2B : Sud-Est australien : Distribution des longueurs de traces confinées dans les apatites du groupe des âges intemédiaires (en gris foncé) et celui des âges les plus jeunes (en gris clair), d'après Moore *et al.*, 1986.

Fitzgerald, 1987 ; Fitzgerald et Gleadow, 1990 ; Fitzgerald et Stump, 1991, 1992 ; Fitzgerald, 1992, 1994 ; Millar et Storey, 1995). Ces données sont largement utilisées dans les tentatives de reconstitution de l'évolution morphotectonique de ces marges (voir par exemple van der Beek *et al.*, 1995, 1998).

III.2 - THERMOCHRONOLOGIE : TRAVAUX ANTERIEURS

III.2.1 - Thermochronologie TF

III.2.1.1 - La Corse

De 1979 à 1995, cinq articles renfermant des données traces de fission sur la Corse ont été publiés. Les résultats portaient sur des datations d'apatites, de zircons et de sphènes des secteurs hercyniens et alpins.

Carpéna et al. (1979) ; Mailhé et al. (1986 . - Les premiers âges TF obtenus pour la Corse, par Carpéna *et al.* (1979) concernaient des apatites et des zircons du granite du Tenda et des zircons du massif ophiolitique de l'Inzecca.

Les échantillons du Tenda avaient été pris respectivement au coeur du massif, dans une granodiorite non déformée, près de Casta, et sur sa bordure orientale, dans un granite mylonitisé, à Santo Pietro di Tenda (Fig. III.3). La révélation des traces de fission dans les apatites de ce dernier échantillon ont fait apparaître de nombreuses figures de corrosion rendant le comptage des traces de fission plus délicat. En dépit de cette difficulté (conséquence de la mylonitisation de la roche, comme se demandaient les auteurs?), les deux échantillons présentaient des âges TF sur apatites proches l'un de l'autre, de respectivement 41,3 et 37,5 Ma. Les zircons de Casta, comme ceux, plus au sud, d'une trondjhemite de l'Inzecca, avaient des âges TF du même ordre, avec 39,0 et 43,7 Ma. Il était remarqué que ces âges étaient proches de ceux de six phengites datées par $^{40}Ar/^{39}Ar$ des environs de Cervione (Fig. III.4), en Corse alpine, entre 34 et 40 Ma (Maluski, 1977 et *comm. pers.*). Il avait été conclu, à la constatation de la proximité des âges TF sur apatite et zircon avec les âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ alors disponibles, à l'existence d'une "phase de soulèvement rapide à l'Eocène supérieur" (Carpéna *et al.*, 1979).

Il est toutefois à remarquer que la précision sur les âges TF, utilisant un mode de calcul alors en usage (Johnson *et al.*, 1979) mais erroné (Green, 1981), avait été surestimée, d'un

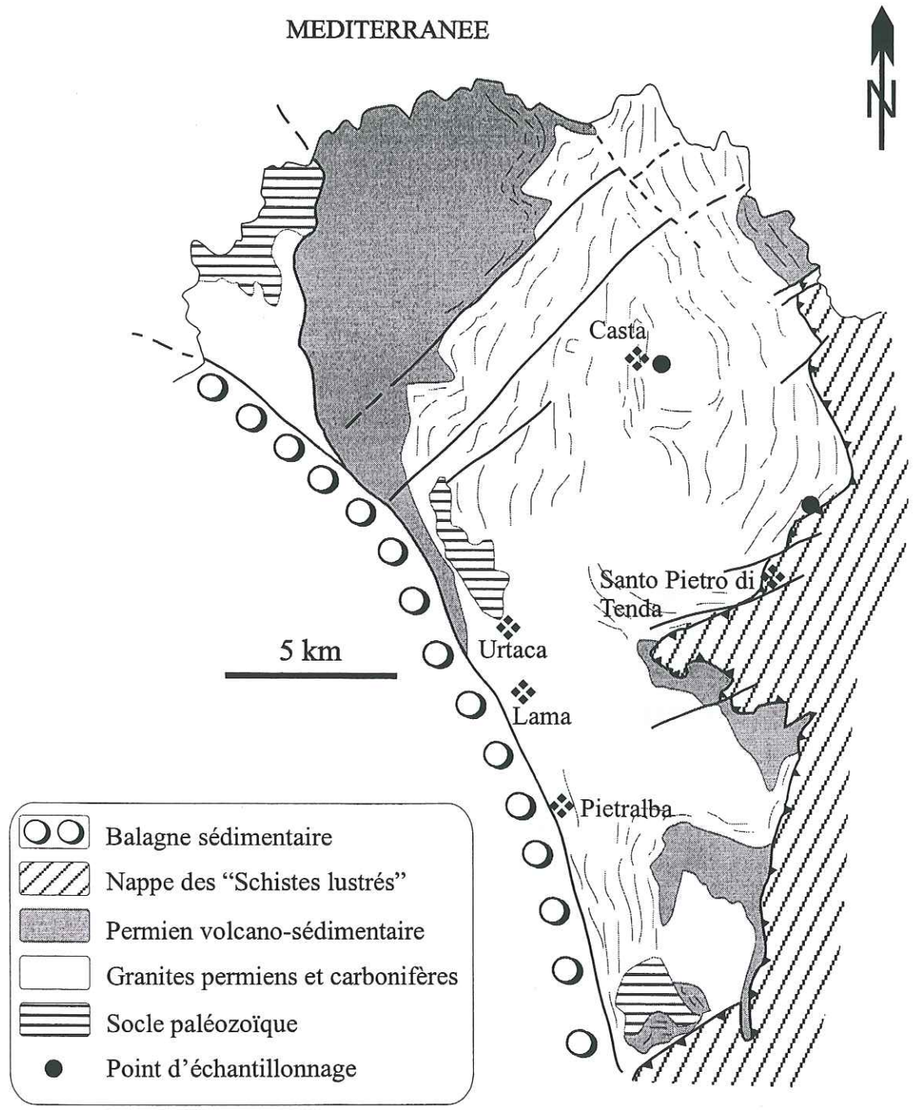


Fig. III.3 : Carte géologique simplifiée du massif de Tenda (d'après Delcey et Meunier, 1967 ; *in* Mailhé *et al.*, 1980).

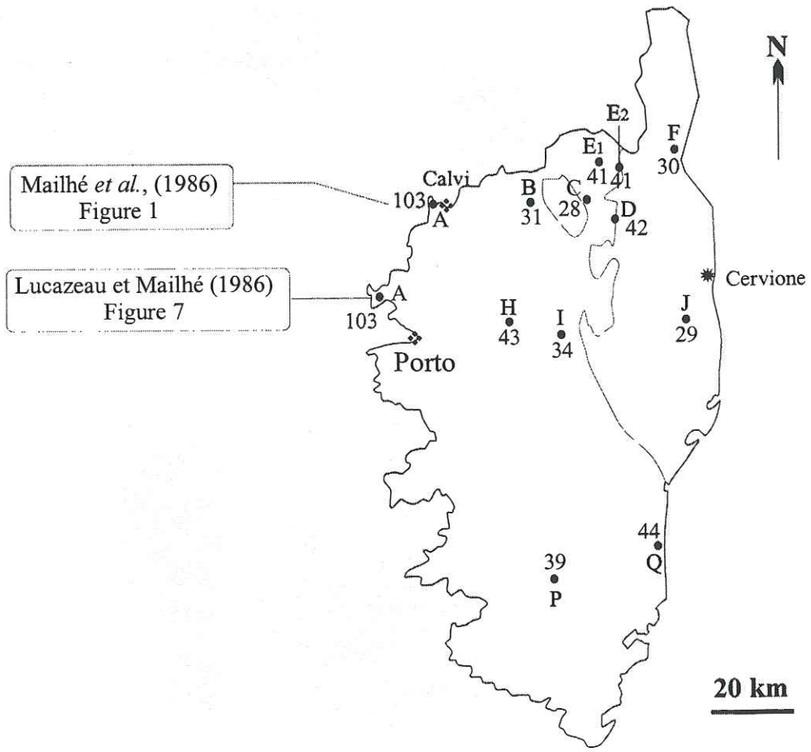


Fig. III.4 : Carte des âges TF sur apatites de Lucazeau et Mailhé (1986), (d'après leur figure 7). L'échantillon daté à 103 Ma par Lucazeau et Mailhé (1986) est localisé près de Porto (leur figure 7). Le même échantillon est situé près de Calvi dans Mailhé *et al.*, (1986), (leur figure 1). Dans la thèse de 3e cycle de Mailhé (1982) il est situé près de Calvi.

facteur presque 4 sur les apatites et 2 sur les zircons (tableau III.2). Par ailleurs, la technique de datation utilisée pour les apatites, celle dite de la population (§ II.2.2.2) est moins informative que celle du détecteur externe. De plus, elle avait été appliquée à un nombre à peine suffisant de grains, de 35 à 80 pour chaque mesure de densité (ρ_s et ρ_i) alors qu'une centaine de grains aurait été préférable. Enfin, aucune mesure de longueurs de traces confinées -dont l'utilisation n'avait pas encore été introduite à l'époque dans la thermochronologie par TF- n'était présentée.

Malgré ces limitations, les premières données TF suggéraient qu'une phase importante de refroidissement avait affecté les zones du Tenda et de l'Inzecca à l'Eocène. La concordance des âges TF sur apatites et zircons du Tenda semblait impliquer un refroidissement rapide, en quelques millions d'années au plus, que nous pourrions actuellement évaluer entre >300°C (T_{max} de la ZRP des zircons, 320°C) et <60°C (T_{min} de celle des apatites, voir § I.3.1). Cependant, compte tenu de la précision réelle trop faible, sur les âges TF, en particulier des apatites (de l'ordre de ±10 Ma à 2 σ, tableau III.2), le calcul d'un taux de refroidissement à partir de ces données parait être à exclure.

Lucazeau et Mailhé (1986 . - L'apport suivant, par Lucazeau et Mailhé (1986), a été de dix autres datations d'apatites des zones hercynienne et alpine de Corse. Les âges, obtenus suivant la même technique que précédemment, sont compris entre 28 et 44 Ma (Fig. III.4). L'information sur les échantillons datés est très faible : ne sont précisées ni les coordonnées des points de prélèvement, ni leurs altitudes. De plus le nombre de grains utilisés pour la mesure des densités de traces tombe souvent à des valeurs (jusqu'à moins de 15!) qui ôtent toute signification aux âges calculés. C'est le cas notamment de l'échantillon A de Calvi "daté" à 99±18 Ma. Nous avons reporté dans le tableau III.3 les données de Lucazeau et Mailhé avec les précisions recalculées comme précédemment. Les échantillons E1 et E2 de Lucazeau et Mailhé sont respectivement les apatites de Santo Pietro di Tenda et de Casta datées par Carpéna *et al.* (1979).

Ce travail élargit de l'Eocène à l'Oligocène, entre 44 et 28 Ma, la gamme des âges TF pour les apatites, et suggère que des âges plus anciens, du Crétacé supérieur, auraient pu subsister dans l'Ouest de la Corse, vers Calvi.

Echantillon	Coordonnées* x	y	z	Minéral	Méthode	n_f	n_i	N_f	N_i	Age, Ma t ± 1σ	Réf.	Précision recalculée ± 1 σ
Tenda												
Casta	579,4	202,4	300	A	POP	72	51	91	215	41,3 ± 1,4	(1)	± 5,2
				Z	D. E.	4	4			39,0 ± 1,2	(2)	---
Sto. Pietro	569	426,03	180	A	POP	82	35	76	120	37,5 ± 1,2	(1)	± 5,5
Inzecca												
St. Antoine	579,4	202,4	300	Z	D. E.	16	16	746	1016	43,7 ± 1	(1)	± 2,1

Tableau III.2 : Premières données TF sur la Corse (1979-1980).
* Coordonnées Lambert, carte de l'Institut Géographique National (Paris), Série bleue, 1/25000, feuilles de Saint Florent Est et de Santo Pietro de Tenda Est. A : apatites, Z : zircons.
POP, D. E. : datations par la technique des populations (POP) ou du détecteur externe (D. E.). ; n_f, n_i, N_f, N_i : respectivement nombre de grains utilisés pour le comptage de traces fossiles (n_f) et induites (n_i) et nombre total de traces fossiles (N_f) et induites (N_i) comptées ; Réf., Références, avec (1) Carpéna *et al.* (1979) et (2) Mailhé *et al.* (1980). La précision sur les âges a été recalculée suivant l'équation 25 pour les apatites et l'équation 21 pour les zircons (voir ci dessus § I.2.3). La précision sur l'âge des zircons de Casta n'a pu être recalculée par manque de données publiées.

Echantillon	n_f	n_i	N_f	N_i	Age, Ma t ± 1σ	Précision recalculée ± 1 σ
A	23	11	65	80	99,0 ± 18,3	---
B	50	44	114	164	28,0 ± 4,1	
C	40	18	80	63	27,6 ± 4,3	± 4,6
D	40	18	119	84	41,7 ± 6,0	
E1	73	51	91	215	40,4 ± 4,5	± 5,0
E2	82	35	76	120	36,9 ± 4,7	± 5,4
F	35	36	83	155	29,6 ± 4,1	---
H	54	48	71	68	43,3 ± 7,4	---
I	25	15	48	37	33,9 ± 7,5	---
J	45	45	19	34	29,2 ± 7,6	± 8,4
P	32	31	109	124	38,6 ± 5,1	---
Q	29	28	151	153	43,4 ± 5,0	---

Tableau III.3 : Ages TF sur apatites de Lucazeau et Mailhé (1986) pour la Corse. Les âges TF ont été déterminés par la technique des populations. n_f, n_i, N_f, N_i respectivement nombre de grains utilisés pour le comptage de trace fossiles (n_f) et induites (n_i) et nombre total de traces fossiles (N_f) et induites (N_i) comptées.

De l'ensemble des données TF sur apatites sur la Corse, Lucazeau et Mailhé concluent que la partie alpine de la Corse serait caractérisée par des âges TF de 30-40 Ma, correspondant à une érosion différentielle faisant suite au stade de compression éocène, avec des taux d'érosion atteignant 1 mm/an ; et qu'au contraire, le Nord-Ouest de la Corse n'aurait été affecté que par la phase crétacée de l'orogenèse alpine. Ils en concluent qu'aucune érosion n'aurait affecté ce secteur entre le Crétacé moyen et le rifting oligocène.

Mailhé et al. (1986 .- Cet article, paru peu avant le précédent, ne comporte aucune donnée analytique. Du point de vue des traces de fission, les seules informations sont contenues dans les deux cartes de leur figure 1 (Fig. III.5), où sont déjà présents les âges TF des apatites de l'article Lucazeau et Mailhé mais aussi des résultats obtenus sur zircons et sphènes. Bien que la technique de datation des zircons (et des sphènes) n'ait pas été précisée dans cet article (ni dans la thèse de Troisième Cycle de Mailhé, présentée en 1982, dont ils sont extraits), il s'agit probablement, comme dans Carpéna *et al.* (1979), de la procédure par détecteur externe.

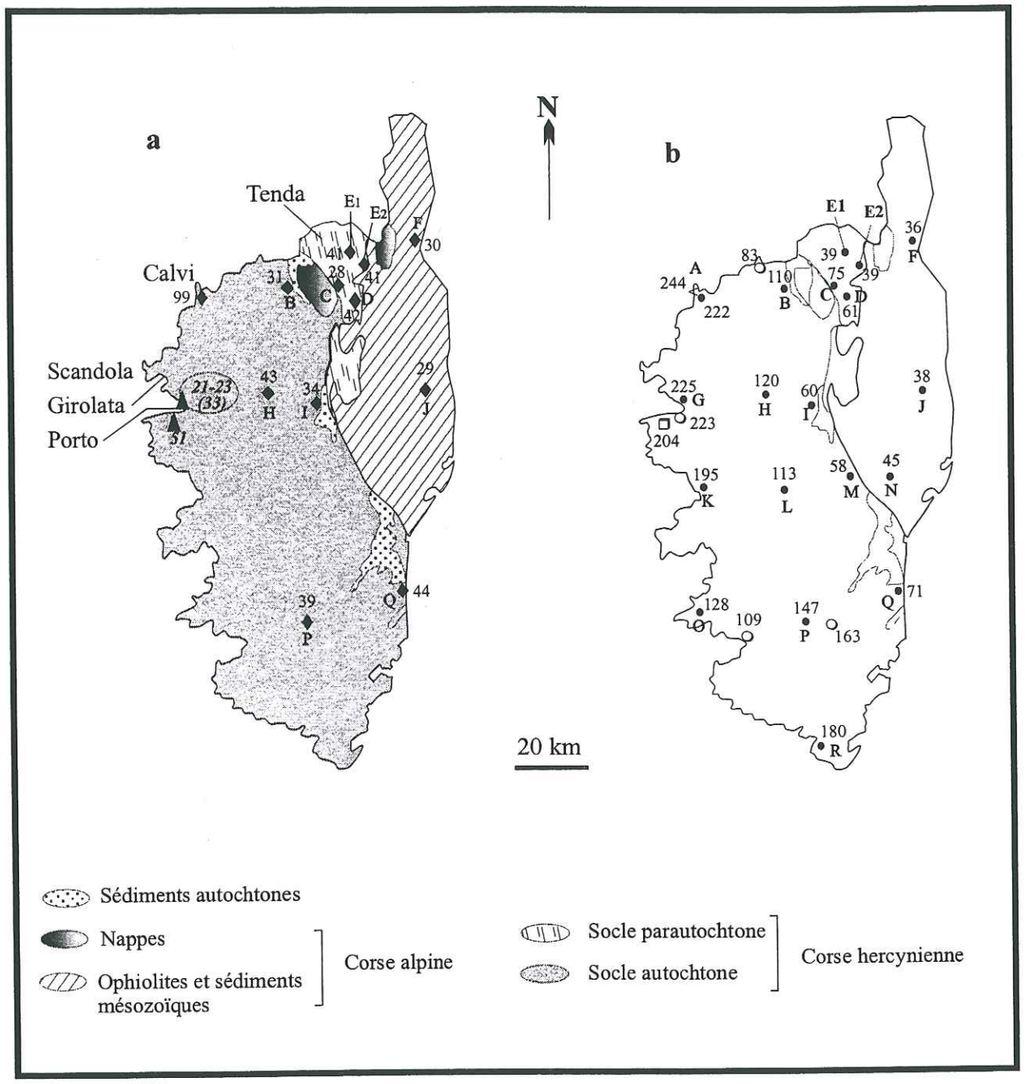


Fig. III.5 : Compilation des données TF en Corse.
a : Sur **apatites** (♦ : Mailhé, 1982, Mailhé *et al.*, 1986 ; ▲ : van Tellingen *et al.*, 1995).
b : sur **zircon** (● : Mailhé, 1982 ; Mailhé *et al.*, 1986) et **sphènes** (○ : Lebrun, 1975 ; ■ : Mailhé, 1982 ; Mailhé *et al.*, 1986 ; ❐ : van Tellingen *et al.*, 1995).

Les âges sur zircons sont compris entre 225 et 36 Ma, avec des caractéristiques régionales (Fig. III.5b) : des âges éocènes ne sont trouvés que dans cinq échantillons (E1, E2, F, J, N) de la zone alpine ou de l'est du granite du Tenda ; quelques âges plus anciens, de 58 à 75 Ma, caractérisent des échantillons de la Corse hercynienne (C, D, I, M, Q) proches du contact avec les schistes lustrés. Les autres âges sont compris entre 110 et 225 Ma, les plus anciens (>190 Ma) se trouvant sur la côte ouest (A, G, K) ou, avec 180 Ma, à l'extrême sud de l'île (R).

La précision sur les âges zircons n'est pas donnée. On trouve cependant dans Mailhé (1982) des évaluations de ces précisions, proposées en légendes de diagrammes isochrones. Nous donnons dans la figure III.6 quelques exemples de ces isochrones. La thèse de Mailhé (1982) ne comportant *aucun* tableau de résultats, ni d'indications sur les calculs d'erreur, il est difficile d'évaluer la signification de ces précisions, reportées ici dans le tableau III.3. Si elles ont été calculées par Mailhé (1982) comme dans l'article de Carpéna *et al.* (1979), ce que laissent supposer les isochrones E_1 et E_2 de la figure III.6, extraites respectivement de Carpéna *et al.* (1979) et Mailhé *et al.* (1980), elles sont toutes sous-évaluées, par un facteur qu'il est possible d'estimer, à partir des isochrones de Mailhé (1980), comme étant compris entre 2 et 3.

Quelques autres âges TF avaient précédemment été obtenus par Lebrun sur des sphènes, dont on trouve la mention dans Mailhé (Lebrun, 1975, *in* Mailhé, 1982). Les âges obtenus sur quatre échantillons s'accordent relativement bien avec la distribution des âges zircons et sphènes de Mailhé, conséquence probable d'une relative proximité des températures de fermeture (Fig. III.5b). Hors de la Corse alpine et du secteur NE du granite du Tenda, ces âges sont nettement plus anciens que ceux des apatites (Fig. III.5a).

Selon Mailhé *et al.* , citant un article de Mailhé alors soumis à *Tectonics* mais apparemment toujours non publié, la "décroissance systématique" des âges TF de l'Ouest vers l'Est "can be interpreted as an increase from West to East of the thrust thickness due to the obduction process". Une érosion faisant suite à la phase éocène de compression aurait ensuite été datée par les âges TF des échantillons les plus orientaux, c'est-à-dire ceux ayant été précédemment portés à des températures supérieures à leur température maximum de rétention des traces.

Mailhé *et al.* enfin, utilisent les données TF sur apatites et zircons de deux de leurs échantillons de la partie sud du granite du Tenda, comme contraintes pour un modèle numérique de simulation d'histoire thermique. Ils obtiennent ainsi, en utilisant "a great number of possible geodynamical parameters" un certain nombre de courbes de

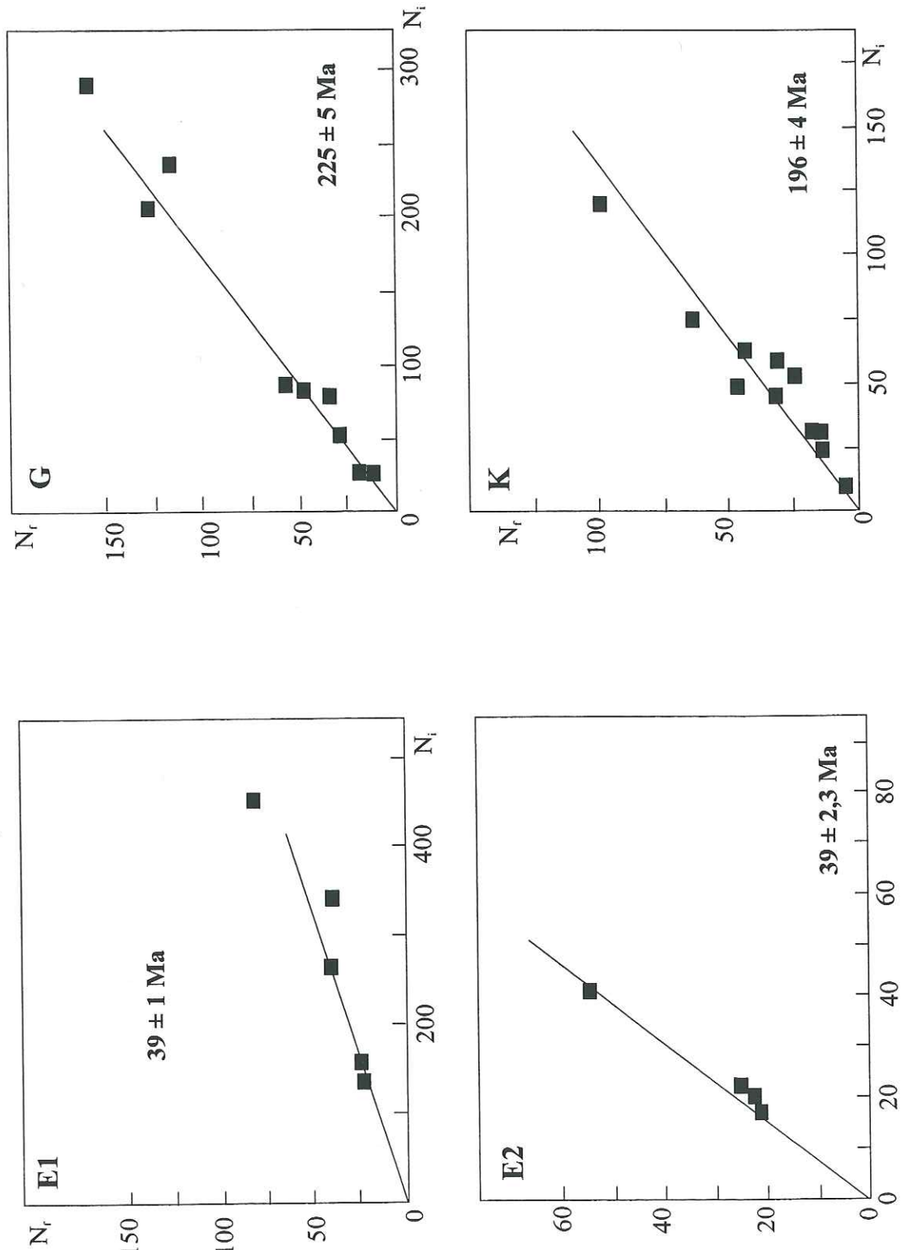


Fig. III.6 : Diagrammes isochrones des données TF sur zircons corses (Mailhé, 1982). Les lettres en gras renvoient aux références des échantillons (Fig. III.12, III.13 et tableau III.3).

refroidissement compatibles avec leurs données TF (Fig. III.7). Dans les deux cas de figures, on obtient des courbes de refroidissement monotones depuis environ 220°C. Les auteurs observent que bien que les deux échantillons considérés ne soient éloignés que de quelques km, leurs histoires thermiques apparaissent comme très différentes, ce qu'ils attribuent à une possible histoire tectonique différentielle, sans toutefois que des observations de terrain ne viennent soutenir cette proposition. La critique principale, du point de vue des traces de fission, à cette façon de procéder, vient de plusieurs aspects :

- l'intervalle de confiance adopté pour les âges, de ± 2 Ma, est irréaliste (voir tableaux III.2 et III.3) ;

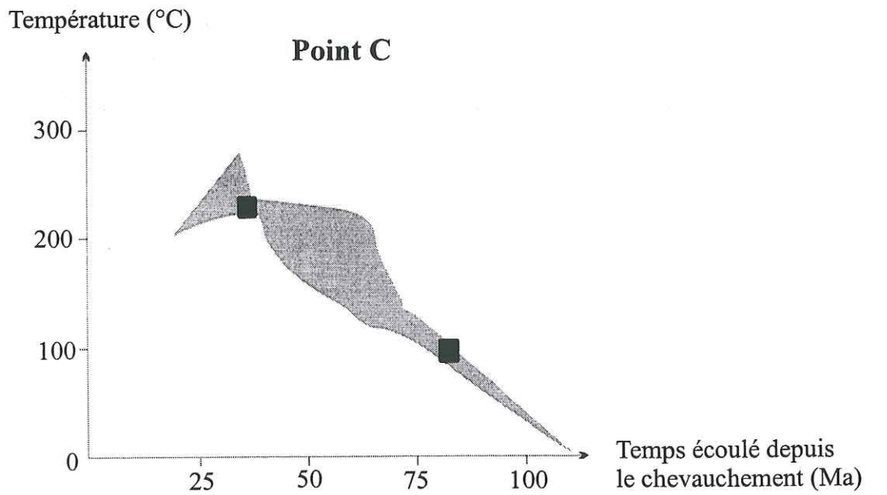
- utiliser le concept de "température de fermeture" (prises dans cet article comme définies à ±10°C) revient déjà à assumer un refroidissement linéaire au travers de la ZRP des minéraux utilisés (Dodson, 1973), soit entre environ 320 et 220°C pour le zircon, 120 et 60°C pour l'apatite, ce qui n'a manifestement pas toujours été le cas. On pourrait ajouter que la température de fermeture adoptée pour le zircon, d'environ 220°C, d'après la figure 4 de Mailhé *et al* ., est maintenant obsolète et se situerait davantage vers 250°C (Tagami et Shimada, 1996 ; Tagami *et al.,* 1998) ;

- enfin, ne pas considérer la *qualité* de la rétention des traces, c'est à dire leur plus ou moins bonne conservation, telle qu'une analyse de traces confinées peut la préciser, condamne toute tentative de modélisation qui ne considérerait que les âges apparents (voir § I.3.4).

On ne peut donc considérer les familles de courbes de refroidissement de la figure III.7 comme significatives.

van Tellingen et al. (1995). - Van Tellingen *et al.* se sont intéressés à la datation d'un champ filonien basique d'Aghia Campana, dans la région de Porto-Girolata (Fig. III.5a), par la méthode du détecteur externe sur apatites. Ils estiment que les trois âges obtenus pour ce dyke, de respectivement 21,4±9,6 ; 23,0±9,2 et 33,5±37,2 Ma (± 2 σ), sont significativement différents de celui du granite encaissant, de 51,2±31,2 Ma. Ils admettent que l'âge de ce dernier pourrait "refléter le refroidissement régional", alors que celui du dyke, estimé à 20-25 Ma serait à attribuer à sa mise en place "après le refroidissement et la dénudation régionale de l'île".

Ces données confirmeraient donc l'existence d'âges TF sur apatites relativement récents dans cette partie de la Corse hercynienne. Toutefois, il semble difficile de discuter de leur



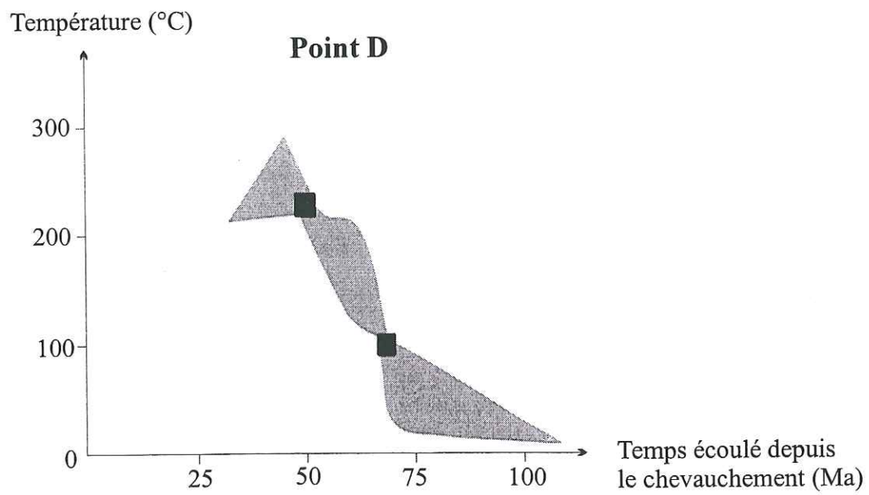


Fig. III.7 : Enveloppes des différentes courbes de refroidissement proposées pour la partie sud du Tenda (Mailhé *et al.*, 1986).
Les points C et D sont ceux de leur figure 4. Le chevauchement considéré par Mailhé *et al.* (1986) est celui des schistes lustrés sur la Corse hercynienne.

signification, si l'on considère d'une part les larges imprécisions dont ils sont entachés et d'autre part qu'ils ne sont pas accompagnés d'une analyse de longueurs confinées.

Le résultat sans doute le plus intéressant de cet article est la datation de sphènes du granite encaissant du dyke d'Aghia Campana, de 203,6±36,2 Ma, qui se place dans le groupe des âges TF sur sphènes (et zircons) parmi les plus anciens, situés comme les autres sur la côte occidentale de l'île (Fig. III.5b).

Conclusion sur les données TF antérieures .- Les données les plus convaincantes sont sans conteste celles obtenues sur les zircons et les sphènes. Ce sont les plus précises, et les résultats obtenus dans trois laboratoires sont cohérents entre eux. Les sphènes ont des températures de fermeture légèrement supérieures à celles des zircons, et on constate en effet que dans le seul échantillon ou sphènes et zircons ont été datés (échantillon A de Mailhé, 1982, voir figure III.5b), l'âge TF des premiers, avec 246±5 Ma, est bien supérieur à celui des seconds, avec 223±5 Ma. On peut par ailleurs suivre Mailhé *et al.* (1986) lorsqu'ils admettent une tendance à une décroissance systématique des âges TF de l'Ouest vers l'Est, d'ailleurs plus franchement marquée dans la moitié nord de l'île.

Les données apatites sont en revanche plus confuses. Tout d'abord, la tendance "systématique" à un vieillissement des âges d'Est en Ouest proposée par Mailhé *et al.* ne repose en fait, pour ces minéraux, que sur un seul âge ancien, Crétacé supérieur, obtenu près de Calvi (Fig. III.4). Pour le reste, les âges entre 28 Ma (ou 21 Ma, si l'on tient compte des données cependant peu précises de van Tellingen *et al.*, 1995) et 44 Ma ne montrent pas de tendance géographique marquée. On peut faire à l'ensemble de ces résultats les critiques générales suivantes :

- absence de précision sur la localisation des points d'échantillonnage, dont les coordonnées géographiques précises ne sont connues que pour ceux datés par Carpéna *et al.* (1979) et Mailhé *et al.* (1980) (tableau III.2) ;

- pas de précision sur les altitudes des prélèvements, données pourtant critiques dans les chaînes récentes, où en raison des basses températures de rétention des traces dans l'apatite, on observe souvent une corrélation âges-altitudes (voir par exemple, pour les Alpes, Wagner *et al.*, 1977) ;

- incertitudes associées aux datations trop grandes, et pour les plus anciennes, utilisation d'une technique de datation (par population) peu informative sur le comportement individuel des cristaux datés à l'égard de la rétention des traces de fission ;

- absence de mesures de longueurs de traces confinées permettant d'interpréter les âges apparents, éventuellement par l'utilisation de simulations numériques d'histoires thermiques.

Il apparaissait donc comme nécessaire de reprendre une étude précise, détaillée, de la thermochronologie par TF des apatites de Corse.

III.2.1.2 - Massif des Maures

On disposait, au début de ce travail, de beaucoup moins de données TF publiées sur les Maures que sur la Corse. Les seules données publiées étaient celles de Lucazeau et Mailhé (1986). Les autres informations TF venaient de deux Mémoires non publiés de Morillon (1992, 1997).

Lucazeau et Mailhé (1986). - Les premières datations par TF sur le Massif des Maures sont celles de Lucazeau et Mailhé (1986). Elles ont été réalisées sur apatites, à partir de deux échantillons : un granite vers Saint-Tropez, avec un âge apparent de 117,7±4,3 Ma et un gneiss vers Le Lavandou de 85,1±13,1 Ma. Une troisième datation toujours sur apatites, sur une diorite prélevée dans la dépression permienne? propose un âge de 135,2±6,1 Ma (Fig. III.8).

Ces âges sont déterminés par la technique des populations, mais contrairement à ceux déterminés par Mailhé (1982) pour la Corse, (Voir ci-dessus tableau III.3), les données statistiques semblent ici satisfaisantes : par exemple, de 50 à 134 "grains or fields", utilisés pour la datation. Encore que l'on ne sache combien de "fields" (tableau III.4), (surfaces de comptages) étaient utilisées par grain. Le nombre de traces comptées est aussi très supérieur à celui utilisé par les mêmes auteurs pour la Corse (tableau III.3).

Les âges TF des apatites des Maures présentés par Lucazeau et Mailhé (1986) sont donc soit concordants, vers 90 Ma, avec l'âge TF le plus ancien de Corse (vers Calvi?) soit plus anciens. Ils attribuent cette différence de comportement des âges TF à une assymétrie de l'intumescence thermique liée à l'ouverture de la mer Ligure en se référant au fait que les flux géothermiques actuels sont plus élevés en Corse que dans les Maures.

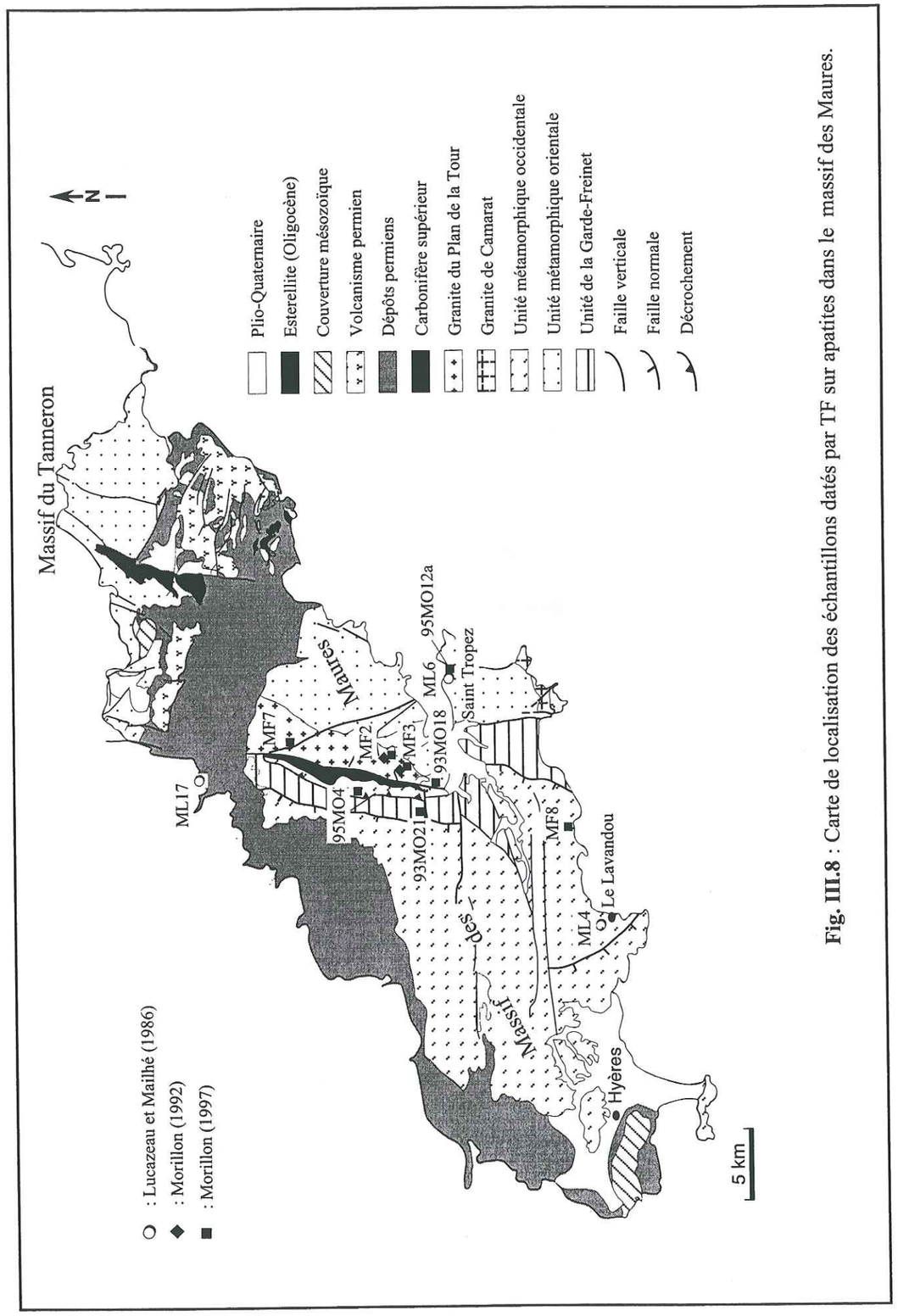


Fig. III.8 : Carte de localisation des échantillons datés par TF sur apatites dans le massif des Maures.

Echantillon	n_f	n_i	N_f	N_i	Age, Ma (POP) t ± 1σ
Maures					
ML4	72	50	261	507	85,1 ± 13,1
ML6	109	76	7252	10042	117,7 ± 4,3
Estérel					
ML17	134	108	4226	5694	135,2 ± 6,1

Tableau III.4 : Ages TF sur apatites du massif des Maures et de l'Estérel de Lucazeau et Mailhé (1986).
Les âges TF ont été déterminés par la technique des populations. n_f et n_i sont respectivement le nombre de grains utilisés pour le comptage de trace fossiles (n_f) et induites (n_i). N_f et N_i sont le nombre total de trace fossiles (N_f) et induites (N_i) comptées. POP : âges déterminés par la technique des populations.

Morillon (1992 . - Dans son rapport de stage de DEA sur le granite du Plan de-la-Tour, Morillon a daté par TF les apatites de deux échantillons, MF2 et MF3 (Fig. III.8), dont les âges concordaient, vers 28,1±0,7 Ma (tableau III.5). Ces âges étaient déterminés par la méthode des populations, avec 90 à 200 grains utilisés pour les déterminations de densités des traces.

Pour la première fois aussi, dans l'ensemble Corse-Maures, des longueurs de traces confinées étaient déterminées. Avec une moyenne de 14,4 µm (mais aussi un certain nombre de traces courtes, de 6 à 12 µm), les longueurs des traces confinées de l'échantillon MF2 suggéraient une dénudation relativement rapide. Morillon estimait que le début d'enregistrement des traces dans cet échantillon devait avoir commencé il y avait au plus 30 Ma. Aucune optimisation des données traces n'était toutefois proposée dans ce travail. Morillon associait l'âge TF du granite du Plan de-la-Tour au rifting ligure et à la relaxation thermique qui s'en serait suivie.

Echantillon	n_f	n_i	N_f	N_i	Age, Ma (POP) t ± 1σ	Obs.
MF2	122	119	1115	1916	29,7 ± 1,4	(1)
MF3	126	104	1095	555	30,7 ± 1,7	(1)
	92	90	1767	1040	26,8 ± 0,9	(2)
			moyenne pondérée :		**27,6 ± 0,8**	

Tableau III.5 : Ages TF des apatites du massif des Maures (d'après Morillon, 1994).
La légende est identique à celle du tableau III.4. Obs. : observatrice (1) A.-C. Morillon, (2) N. Sabil ; en gras : valeur pondérée.

Morillon (1997). - Dans sa thèse de Doctorat, Morillon apporte quelques données TF complémentaires, par 10 nouvelles datations, cette fois-ci par la méthode du détecteur externe. En particulier, sont redatés par cette méthode les échantillons MF2 et MF3 du DEA.

Les résultats peuvent être résumés ainsi (tableau III.6) :

- six échantillons présentent des âges TF entre 24 et 28 Ma ;

- un échantillon, près de Saint-Tropez (95MO12), daté par trois personnes, dont Morillon et moi-même, présente un âge TF de 94,8±2,9 Ma, c'est à dire proche de celui trouvé antérieurement par Mailhé pour un granite du même secteur ;

- un septième échantillon, 95MO11, pourrait appartenir à ce groupe, mais son âge, de 21,1±6,3 Ma est peu précis ;

- les échantillons MF2 et MF3 présentent des âges de 36-37 Ma, plus élevés donc par détecteur externe que par population, mais encore compatibles avec ceux-ci à ±2σ.

Cependant, l'examen de la distribution des âges des grains individuels est très particulière dans l'échantillon MF3, où elle est relativement dispersée (comparer par exemple avec les échantillons 95MO12 ou 93MO21, Fig. III.9). On constate que les enveloppes

Echantillon	n	ρ_s (Nf)	ρ_i (Ni)	ρ_d (Nd)	Age, Ma (±1σ)	Obs.	L, µm (±1 s.d.)	N
MF2	5	40,6 (119)	110 (324)	6,08 (15700)	35,8 ± 3,9	1	12,9 ± 2,4	27
MF3	13	71,5 (124)	187 (354)	6,08 (15700)	37,3 ± 3,0	1	13,7 ± 1,4	13
MF7	11	3,6 (105)	2,34 (675)	2,05 (15427)	24,4 ± 2,6	1		
MF8	8	3,0 (167)	1,99 (1105)	9,80 (10371)	23,7 ± 2,0	1		
MF9	6	3,1 (154)	18,7 (919)	9,80 (10371)	26,3 ± 2,3	1		
93MO21	32	61,9 (393)	117 (743)	3,85 (10196)	28,2 ± 1,8	1	14,8 ± 1,64	67
95MO11	6	0,3 (15)	0,89 (44)	3,85 (10196)	21,1 ± 6,3	1		
95MO15	14	3,1 (121)	7,52 (292)	3,85 (10196)	25,6 ± 2,8	1		
95MO18	11	65,4 (407)	135 (938)	3,85 (10196)	25,9 ± 1,6	1	13,3 ± 2,17	42
95MO12a	10	145,0 (615)	95,6 (406)	3,85 (10196)	93,1 ± 6	1		
	10	13,8 (1132)	9,33 (764)	3,85 (10196)	96,7 ± 4,6	2		
	7	18,1 (1039)	12,6 (724)	3,85 (10196)	93,1 ± 6,0	3		
					94,8 ± 2,9			

Tableau III.6 : Résultats des datations par TF sur apatites pour le Massif des Maures par Morillon (1997).

Les datations ont été réalisée par la technique du détecteur externe ; n, nombre de grains datés avec le nombre de trace comptée : fossiles (N_f) et induites (N_i), ρ_s et ρ_i, étant les densités correspondantes ; Nd (ρ_d) représentent le nombre et la densité des trace dans le dosimètre ; n, le nombre de trace confinée mesurées, L : longueur des trace mesurées. Obs., observateur : 1, A.-C. Morillon (1997) ; 2, B. Jakni et 3, E. Labrin. En gras : valeurs pondérées.

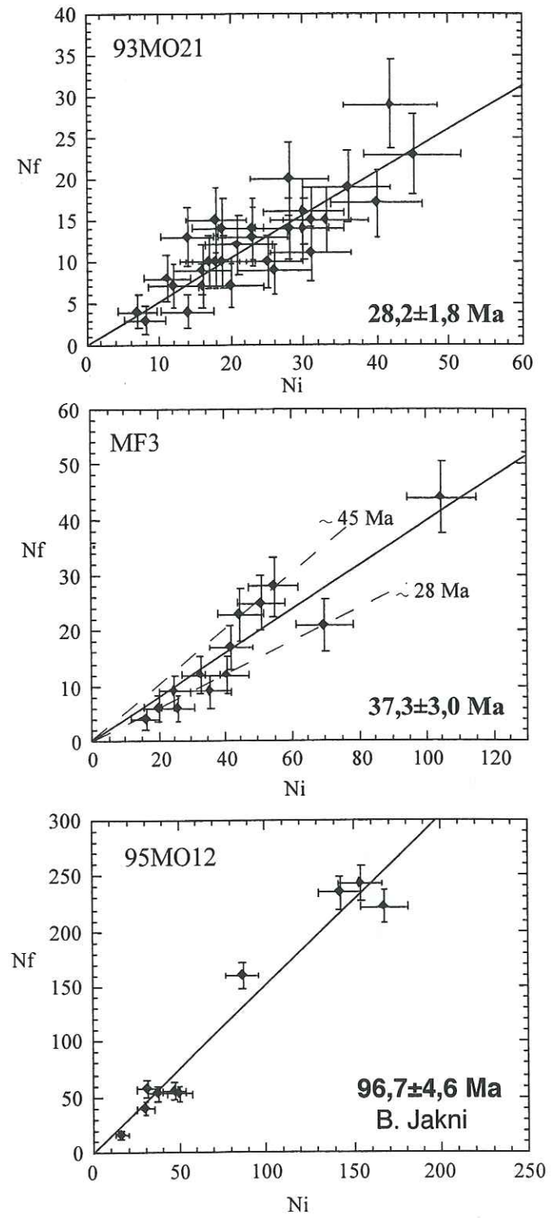


Fig. III.9 : Diagrammes isochrones des apatites de trois échantillons du massif des Maures datés par Morillon (1997).

inférieure et supérieure de cette distribution se situent respectivement vers 28 Ma et 45 Ma. Aucune observation de ce type n'a pu être faite pour l'échantillon MF2, probablement à cause du plus faible nombre de grains datés.

Des mesures de longueurs des traces confinées sont présentées pour seulement quatre échantillons. L'optimisation des données traces par le modèle de Gallagher, proposé pour le seul échantillon 93MO21, suggère qu'un événement thermique survenu il y a 30 Ma, ait effacé la plupart des traces préexistantes. Le refroidissement ultérieur, jusque vers 20 Ma, se serait produit à un taux d'environ 6°C/Ma, la dénudation finale se produisant au Plio-quaternaire, après une période de maintien à ~ 50°C soit environ 1,3 km de profondeur avec un gradient géothermique normal.

Conclusion sur les études antérieures

Il ressort des travaux de Lucazeau et Mailhé (1986) et Morillon (1992, 1997) que les âges TF sur apatites sont regroupés sur deux périodes :

1- des âges crétacés, observés aussi bien par Lucazeau et Mailhé que par Morillon ;
2- un groupe d'âges plus récents de 24 à 37 Ma, mis en évidence par Morillon (1997).

La signification générale de ces âges est difficile à appréhender. Une meilleure couverture du Massif des Maures restait à réaliser, en y intégrant le Tanneron. De même, puisque les âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ les plus récents sur micas et amphiboles se situent vers 280 Ma (Morillon, 1997), un élargissement des datations TF aux zircons semblait également nécessaire.

III.2.2 - Thermochronologie isotopique

III.2.2.1 - La Corse

En Corse hercynienne, des datations isotopiques réalisées depuis 1970 (Bonin *et al.*, 1972 ; Bonin, 1973 ; Maluski, 1974, 1977 ; Edel *et al.*, 1981 ; van Tellingen *et al.*, 1988, 1995) indiquent des âges hercyniens (> 280 Ma) ou en relation avec le magmatisme permien, vers 240-250 Ma. Le seul âge isotopique plus récent serait à notre connaissance, celui obtenu par K-Ar de van Tellingen *et al.* (1995) sur roche totale pour un dyke mafique de la région d'Aghia Campana dans la région de Porto-Girolata (Fig. III.5a), qui se situerait entre 40 et 80 Ma.

En Corse alpine peu de données radiométriques ont été réalisées, notamment par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur phengites. En effet, dans la région de Cervione Maluski (1977) a obtenu des âges plateaux de 35-40 Ma. Sur le socle cristallin des écailles de Corte, un âge de 40 Ma a été publié (Amaudric du Chaffaut et Saliot, 1979), 34-37 Ma sur la marge est du massif de Tenda (Mailhé, 1982) alors que Jourdan (1988) a trouvé des âges variant de 32,6 à 34,4 Ma, enfin, un âge de 40 Ma a été déterminé dans l'unité éclogitique de la Castagniccia (Lahondère, 1996). L'ensemble de ces données suggèrent une phase d'exhumation de la Corse alpine à la fin de l'Eocène.

Une datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur glaucophane (Maluski, 1977), dans la région de Cervione, donne un spectre d'âge discordant où le pallier de HT indique 90 Ma. La méthode Sm-Nd (Lahondère et Guerrot, 1997) donne un âge par isochrone interne de 83 Ma sur une méta-arkose (Castagniccia). Cette donnée serait l'évidence même de l'existence d'un métamorphisme de HP, éo-alpin, dans l'unité des schistes lustrés.

Plus récemment, Brunet *et al.* (1999) ont analysé par $^{40}Ar/^{39}Ar$ les phengites alpines de 12 échantillons du massif du Tenda et des schistes lustrés situés à son orient. Sept échantillons, provenant de toutes les unités considérées, présentent des âges-plateaux compris entre 25 et 33 Ma. Un huitième, provenant d'un boudin éclogitique pris dans les schistes lustrés de l'unité des gneiss de Farinole, fournit un âge plateau de 63 Ma. Pour les autres échantillons, aucun plateau n'est observé, les âges croissant plus ou moins régulièrement avec la température de libération de l'argon dans les analyses par ''*stepwise heating*''.

Dans le massif du Tenda, l'existence d'âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur phengites plus jeunes que ceux déterminés par traces de fission sur apatites et zircons (Carpéna *et al.*, 1979 ; Mailhé, 1982 ; Mailhé *et al.*, 1986 ; Lucazeau et Mailhé, 1986) pose le problème de leur signification, les

températures de rétention des traces de fission dans ces minéraux étant inférieures aux températures de fermeture de l'argon pour le système chronométrique Ar-Ar dans les phengites.

III.2.2.2 - Les Maures

Des analyses U/Pb sur zircons d'un leucosome de migmatite ont donné un âge de 612±19 Ma suggérant que les Maures se soient développées aux dépens d'un socle cadomien (Lancelot *et al.* , 1998). Cependant la plupart des données indiquent des âges du cycle hercynien, qu'il s'agisse de datations U-Pb (Maluski et Lancelot, 1976 ; Moussavou, 1996, 1998 ; Moussavou et Lancelot, 1996 ; Moussavou *et al.,* 1998 ; Lancelot *et al.*, 1998), Rb-Sr (Maluski et Allègre, 1970 ; Roubault *et al.*, 1970 ; Maluski, 1971, 1972 ; Amenzou, 1988 ; Innocent, 1993) ou $^{40}Ar/^{39}Ar$ (Maluski et Lancelot, 1976 ; Maluski et Gueirard, 1978 ; Morillon, 1997 ; Sosson *et al.*, 1998 ; Morillon *et al.,* 1999).

III.3 - CONCLUSION

Les méthodes géochronologiques et isotopiques ne perçoivent, dans le socle cristallin de Corse et des Maures, pas d'événements plus récents que respectivement ~280 Ma pour les Maures et ~240 Ma pour la Corse. Les exceptions concernent la Corse, avec essentiellement quelques phengites du massif du Tenda et de la Corse alpine, à l'est de ce massif, avec des âges plateaux $^{40}Ar/^{39}Ar$ entre 25 et 32 Ma. Par contre, la méthode des traces a toujours fourni des âges post-hercyniens, jusque dans l'Oligocène. Cela tient aux températures de déclenchement des systèmes thermochronométriques utilisés : *température de fermeture* >300°C pour les datations isotopiques, *températures effective d'enregistrement des traces* <320°C pour les minéraux de la datation par TF.

Seule donc la thermochronologie par TF sera susceptible de fournir des indications sur l'histoire de refroidissement/dénudation récente de la Corse et du massif des Maures-Tanneron. Les premiers résultats publiés, et commentés ci-dessus, ont déjà apporté quelques éléments de réponse. Mais ils sont peu nombreux, souvent peu précis ou obtenus par une technique obsolète. Ils demandaient une reprise détaillée, avec un échantillonnage plus systématique. Nous exposons dans le chapitre suivant notre contribution à cette extension.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Amenzou M., 1988. Les granitoïdes hercyniens du massif des Maures (Var, France). Etude géologique et minéralogique. Implications génétiques. *Thèse Doctorat, Nice.*

Amaudric du Chaffaut S. et Saliot P., 1979. La région de Corte : secteur clé pour la compréhension du métamorphisme alpin en Corse. *Bull. Soc. Géol. France, 21, 149-154.*

Bohannon R.G., 1989. The Timing of Uplift, Volcanism, and Rifting Peripheral to the Red Sea: A Case for Passive Rifting? *J. Geophysical Research, 94, 1683-1701.*

Bonin B., Vialette Y. et Lameyre J., 1972. Géochronologie et signification du complexe granitique annulaire de Tolla-Cauro. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr, 52-57.*

Bonin B., 1973. Le complexe granitique subvolcanique de la région de Tolla-Cauro (Corse). *Thèse 3ème Cycle, Paris VI, 127 p.*

Brink U.T. et Stern T., 1992. Rift Flank Uplifts and Hinterland Basins: Comparaison of the Transantarctic Mountains With the Great Escarpment of Southern Africa. *J. Geophysical Research, 97, 569-585.*

Brooks C. et Leggo M.D., 1972. The local chronology and regional implications of a Rb-Sr investigation of granitic rocks from the Corryong District, southeastern Australia. *J. Geol. Soc. Aust., 19, 1-19.*

Brunet C., Monié P., Jolivet L. et Cadet J.P., 1999. Migration of compression and extension in the Tyrrhenian Sea, insights from 40Ar/39Ar ages on micas along a transect from Corsica to Tuscany. *Earth Plant. Sc. Lett., soumis.*

Carpéna J., Mailhé D., Naeser C.W. et Poupeau G., 1979. Datation d'une phase éocène en Corse. *C. R. Acad. Sc., 289, série D, 829-832.*

Dodson M.H., 1973. Closure Temperature in Cooling Geochronological an Petrological Systems. *Contr. Miner. Petrol., 40, 259-274.*

Dumitru T.A., Hill K.C., Coyle D.A., Duddy I.R., Foster D.A., Gleadow A.J.W., Green P.F., Kohn B.P., Laslett G.M. et O'Sullivan A.J., 1991. Fission Track Thermochronology: application to continental rifting of south-eastern Australia. *Australian Petroleum Exploration Association Journal, 31, 131-142.*

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, 201-223.*

Evernden J.F. et Richards J.R., 1962. Potassium-argon ages in eastern Australia. *J. Geol. Soc. Aust., 9, 1-49.*

Fitzgerald P.G. et Gleadow A.J.W., 1990. New approaches in fission track geochronolog as a tectonic tool: examples from the Transantarctic Mountains. *Nucl. Tracks Radiat. Meas., V 17, 3, 351-357.*

Fitzgerald P.G. et Stump E., 1991. Early Cretaceous Uplift in the Ellsworth Mountains of West Antarctica. Science, 254, 92-94.

Fitzgerald P.G. et Stump E., 1992. Early Cretaceous Uplift of the Southern Sentinel Range, Ellsworth Mountains, West Antarctica. *in Recent Progress in Antarctica Earth Science, Yoshida et al. (éd.), Tokyo, 331-340.*

Fitzgerald P.G., 1992. The Transantarctic Mountains in southern Victoria Land: The application of apatite fission track analysis to a rift-shoulder uplift. *Tectonics, 11, 634-662.*

Fitzgerald P.G., 1994. Thermochronologic constraints on post-Paleozoic tectonic evolution of the central Transantarctic Montains, Antarctica. *Tectonics, 13, 818-836.*

Fonseca A.C. et Poupeau G., 1984. Datação por traços de fissão de algumas rochas metamorfacas na região da cidade do Rio de Janeiro. *Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro.*

Gallagher K., Hawkesworth C.J. et Montavoni M.S.M., 1994. The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from fission track data. *Geophysical Research, 89, 117-145.*

Gallagher K., Hawkesworth C.J. et Montavoni M.S.M., 1995. Denudation, fission track analysis and the long-term evolution of passive margin topography: application to the southeast Brazilian margin. *J. South Amrerican Earth Sciences, 8, 65-77.*

Gallagher K., 1995. Evolving temperature histories from apatite fission track data. *Earth Planet. Sci. Lett., V. 136, pp. 421-435.*

Gleadow A.J.W., 1978. Fission track evidence for the evolution of rifted continental margins. In: short papers of the fourth international conference on geochronology, cosmochronology and isotope geology *(R.E. Zartman ed.). U.S. Geol. Surv. Open File Rep., 78-701, 146-148.*

Gleadow A.J.W., McKelvey B.C. et Ferguson K.U., 1984 . Uplift history of the Transantarctic Montains in the Dry Valleys area, southern Victoria Land, Antarctica, from apatites fission track ages. *N. Z. J. Geol. Geophy., 27, 457-464.*

Gleadow A.J.W. et Fitzgerald P.G., 1987. Uplift history and structure of the Transantarctic Mountains: new evidence from fission track dating of basement apatites in the Dr Valleys area, southern Victoria Land. *Earth Planet. Sci. Lett., 82, 1-14.*

Gleadow A.J.W. et Lovering J.F., 1978. Thermal history of granitic rocks from western Victoria. *J. Geol. Soc. Aust., 25, 323-340.*

Gleadow A.J.W., Kohn B.P., Gallagher K. et Cox S.J.D., 1996. Imaging the thermotectonic evolution of eastern Australia during the Mesozoic from fission track dating of apatites, in Proceeding Mesozoic Geology of the Eastern Australia Plate Conference. *Geol. Soc. Aust, 43, 195-204.*

Green P.F., 1981. A new look at statistics in fission-track dating. *Nucl. Tracks, 5, 77-80.*

Griffin T.J., White A.J.R. et Chappell B.M., 1978. The Moruya Batholith and geochemical contrasts between the Moruya and Jindabyne suites. *J. Geol. Soc. Aust., 25, 235-247.*

Hedge C. E., Marvin R. F. et Naeser C. W., 1975. Age provinces in the basement rocks of Liberia, *J. Research U. S. Geol. Survey, 3, 425-429.*

Innocent C., 1993. Contribution des isotopes à longue période à la connaissance de l'altération de la croûte continentale. *Thèse Doctorat, Aix-marseille.*

Johnson N., McGee V.E. et Naeser C.W., (JMN79), 1979. A pratical method of estimating standard error of age in the fission track dating method. *Nucl. Tracks, 3, 93-99.*

Jourdan C., 1988. Balagne orientale et massif du Tenda (Corse septentrionale) : Etude structurale, interprétation des accidents et des déformations, reconstitutions géodynamiques. *Thèse 3ème cycle, Université Paris-Sud, 232p.*

Khon B.P. et Eyal M., 1981. History of uplift of the crystalline basement of Sinai and its relation to opening of the Red Sea as revealed by fission track dating of apatites. *Earth Planet. Sci. Lett., 52, 129-141.*

Khon B.P., Feinstein S., Foster D.A., Steckler M.S. et Eyal M., 1997. Thermal history of eastern Gulf of Suez, II. Reconstruction from apatite fission track and 40Ar/39Ar K-feldspar measurements. *Tectonophysics, 283, 219-239.*

Lahondère D., 1996. Les schistes bleus et les éclogites à lawsonite des unités continentales et océaniques de la Corse alpine. *Thèse doctorat, Montpellier, 285 p.*

Lahondère D. et Guerrot C., 1997. Datation Sm-Nd du métamorphisme éclogitique en Corse alpine : un argument pour l'existence au Crétacé supérieur d'une zone de subduction active localisée sous le bloc corso-sarde. *Géologie de la France, 3, 3-11.*

Lancelot J., Moussavou M. et Delor C., 1998. Géochronologie U/Pb des témoins de l'évolution ante-varisque du Massif des Maures. *Reun. Spec. BRGM - Soc. Geolg. France, Fréjus, p 22.*

Lucazeau F. et Mailhé D., 1986. Heat flow, heat production and fission track data from the hercynian basement around the provençal basin (western mediteranean). *Tectonophysics, 128, 335-356.*

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., n°201, Madrid.*

Mailhé D., 1982. Application des méthodes de datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ et traces de fission à l'étude du déroulement de l'orogenèse alpine en Corse. *Thèse 3ème cycle, Montpellier.*

Mailhé D., Lucazeau F. et Vasseur G., 1986. Uplift history of thrust belts: an approch based on fission track data and thermal modelization. *Tectonophysics, 124, pp. 177-191.*

Maluski H. et Allègre C.J., 1970. Problème de la datation par le couple $^{87}Rb/^{87}Sr$ des roches gneissiques : exemple des gneiss de Bormes (massif hercynien des Maures, France). *C. R. Acad. Sc., Paris, 270, 18-21.*

Maluski H., 1971. Etude $^{87}Rb/^{87}Sr$ des minéraux des gneiss de Bormes (Maures, France). *C. R. Acad. Sc., Paris, 273, 1470-1473.*

Maluski H., 1972. Etude $^{87}Rb/^{87}Sr$ du massif granitique de Plan de la Tour (Maures). *C. R. Acad. Sc., Paris, 274, 520-523.*

Maluski H., 1974. Géochronologie au K-Ar des granites hercyniens de Corse : Influence des déformations alpines sur les âges apparents des minéraux de ces granites. *Int. Meet. for Geochr., Cosmochr. and Isotope Geology, Paris.*

Maluski H. et Lancelot J., 1976. Age Permien des Granites Alcalins de Corse par les méthodes $^{40}Ar/^{39}Ar$ et U/Pb. *4ème Réun. Annu. des Sciences de la Terre, 278, Paris.*

Maluski H., 1977. Application de la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ aux minéraux des roches cristallines perturbées par des événements thermiques et tectoniques en Corse. *Thèse Doctorat d'Etat, Montpellier, 113 p.*

Maluski H. et Gueirard S., 1978. Mise en évidence par la méthode 40Ar/39Ar de l'âge à 580 Ma du granite de Barral (massif des Maures, Var, France). *C. R. Acad. Sc., Paris, 287, 195-198.*

Millar I.L. et Storey B.C., 1995. Early Paleozoic rather than Neoproterozoic volcanism and rifting within the Transantarctic Mountains. *J. Geol. Society, London, 152, 417-420.*

Moore M.E., Gleadow A.J.W. et Lovering J.F., 1986. Thermal evolution of rifted continental margins: new evidence from fission tracks in basement apatites from southeastern Australia. *Earth Planet. Sci. Lett., 78, 255-270.*

Morillon A.-C., 1992. Refroidissement et cinématique d'un pluton tardi-orogénique : le granite de Plan de la Tour (Massif des Maures, Var, France). *Mémoire du D.E.A., Sophia Antipolis.*

Morillon A.-C., 1997. Etude thermo-chronométrique appliquée aux exhumations en contexte orogénique : le Massif des Maures (France) et les Cordillères Bétiques (Espagne). *Thèse d'université, Géosciences Azur, 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. *Tectonophysics, soumis.*

Morley M. E., Gleadow A. J. W. et Lovering J. F., 1980. Evolution of Tasman rift : apatite fission track dating evidence from the southeastern Australian continental margin, *in : Gondwana Five, Balkema, Amsterdam, 289-293.*

Moussavou M. et Lancelot J. 1996. Géochronologie U/Pb sur zircons et monazites du massif des Maures. *Comptes Rendues. 9ème RST, Orléans.*

Moussavou M., 1996. Nouvelles données radiométriques U-Pb sur minéraux accessoires des roches magmatiques et métamorphiques du massif des Maures. *Colloque des jeunes chercheurs en Géochimie du Grand Sud - Université d'Aix-Marseille III.*

Moussavou M., 1998. Contribution à l'histoire thermo-tectonique des Maures par la typologie du zircon et la géochronologie U/Pb sur minéraux accessoires. *Thèse doctorat, Montpellier, 187 p.*

Moussavou M., Lancelot J. et Delor C., 1998 . Maures and more variscan granites. *Reun. Spec. BRGM - Soc. Geolg. France, Fréjus, p.26.*

Omar G.I., Khon B.P., Lutz T.M. et Faul H., 1987. The cooling history of Silurian to Cretaceous alkaline ring complexes, South Eastern Desert, Egypt, as revealed by fission track analysis. *Earth Planet. Sci. Lett., 83, 94-108.*

Omar G.I., Steckler M.S., Buck W.R. et Khon B.P., 1989. Fission track analysis of basement apatites at the western margin of the Gulf of Suez rift, Egypt: evidence for synchroneity of uplift and subsidence. *Earth Planet. Sci. Lett., 94, 316-328.*

Omar G.I. et Steckler M.S., 1995. Fission Track Evidence on the Initial Rifting of the Red Sea: Two Pulses, No propagation. *Sciences, 270, 1341-1344.*

O'Sullivan P.B., Foster D.A., Kohn B.P., Gleadow A.J.W. et Raza A., 1995 a. Constraints on the dynamics of rifting and denudation of the eastern margin of Australia: Fission track evidence for two discrete causes of rock cooling. *PACRIM '95, 441-446*

O'Sullivan P.B., Kohn B.P., Foster D.A. et Gleadow A.J.W., 1995 b. Fission track data from the Bathurst batholith: Evidence for rapid middle Cretaceous uplift and erosion within the eastern highlands of Australia. *Australian Journal of Earth Sciences, 42, 597-607.*

O'Sullivan P.B., Foster D.A., Kohn B.P. et Gleadow A.J.W., 1996. Multiple postorogenic denudation events: An example from the eastern Lachlan fold belt, Australia. *Geology, V. 24, N° 6, 563-566.*

Richards J.R. et Singleton O.P., 1981. Palezoic Victoria, Australia: igneous rocks, ages and their interpretation. *J. Geol. Soc. Aust., 28, 395-421.*

Roubault M.P., Bordet F.L., Sonet J. et Zimmermann J.L., 1970. Ages absolus des formations cristallophylliennes des massifs des Maures et du Tanneron. *C. R. Acad. Sc., Paris, 271, 1067-1070.*

Sosson M., Crevola G., Pupin J.P., Lerouge G., Morillon A.-C., Feraud G., Ruffet G., Jakni B. et Poupeau G., 1998. Avancement des travaux sur la réedition au 1/50000ème de la coupure St Tropez-Cap Lardier (massif des Maures). *Reun. Spec. BRGM - Soc. Geolg. France, Fréjus, p.39.*

Tagami T. et 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. 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), 99-112.*

van der Beek P., Andriessen P. et Cloeting S., 1995. Morphotectonic evolution of rifted continental margins: Inferences from a coupled tectonic-surface process model and fission track thermochronology. *Tectonics, Vol. 14, N°2, 406-426.*

van der Beek P., Mbede E., Andriessen P. et Delvaux D., 1998. Denudation history of the Malawi and Rukwa Rift flanks (East African Rift System) from apatite fission track thermochronology. *J. African Earth Sci., V. 26, N. 3, 363-385.*

van Tellingen H.W., Verschure R.H. et Andreiessen P.A.M., 1988. Note on radiometric age determinations of two granites from western Corsica: The white granite of the Ota-association and the red Calanche granite. *Bull. Soc. Géol. France, IV, 973-977.*

van Tellingen H.W., Verschure R.H. et Andreiessen P.A.M., 1995. Indications for the earl Miocene mafic dike swarn in western Corsica. A combined fission track, isotopic and geochemical investigation. *Koninklijke Nederlandse Academie van Wetenschappen, Amsterdam, 99 (1-2), 85-104.*

Wagner G.A., Reimer G.M. et Jaeger E., 1977. Cooling ages derived by apatite fission track, mica Rb/Sr and K/Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps. *Memorie Degli Instituti di Geologia e Mineralogia dell' Universita di Padova, 30, 1-27.*

Williams I.S., Compston W., Chappel B.W. et Shirahase T., 1975. Rubidium-strontium age determination on micas from a geologically controlled composite batholith. *J. Geol. Soc. Aust., 22, 497-505.*

CHAPITRE IV

DATATION PAR TRACES DE FISSION : RESULTATS ET DISCUSSION

Chapitre 4

DATATION PAR TRACES DE FISSION : RESULTATS ET DISCUSSION

L'objectif de ce travail était de quantifier les mouvements verticaux et de dater les différents épisodes de dénudation ayant affecté le socle provençal et la Corse. Afin d'obtenir des données directement interprétables, c'est essentiellement à des roches cristallines et cristallophylliennes que nous nous sommes intéressées.

Par ailleurs, le massif des Maures ayant enregistré lui aussi les effets thermotectoniques associés à l'ouverture du bassin liguro-provençal, nous avons aussi échantillonné l'ensemble Maures-Tanneron.

Au total, ce sont 85 échantillons qui ont été prélevés en Corse et 25 dans les Maures et le Tanneron, pour les datations par TF sur apatites et zircons. Sur ce total, 70 échantillons contenaient des apatites et 64 ont pu être datés ; 54 échantillons contenaient des zircons et 34 ont été préparés et irradiés en réacteur nucléaire. Leur datation constituera une suite de ce travail.

CORSE

L'échantillonnage a été réalisé sur plusieurs types de roches cristallines et cristallophylliennes aussi bien en Corse hercynienne (mylonites, orthogneiss, granodiorites, microgranites, rhyolites, ignimbrites, gabbros, monzogranites, diorites, métagranites et métabasaltes ; Tableau IV.1) qu'en Corse alpine (orthogneiss, paragneiss, arkoses, trondhjemites et ferrogabbros ; Tableau IV.2). De plus les échantillons ont été choisis afin de couvrir la plus large étendue possible de l'île, de rendre compte des grands écarts topographiques entre hautes et basses altitudes et d'obtenir des profils thermochronologiques perpendiculairement aux structures alpines. L'échantillonnage s'est déroulé à la fois à terre et par dragage sur la marge ouest de la Corse (Fig. IV.1).

IV.1 - ECHANTILLONNAGE

IV.1.1 - Corse

En Corse, deux campagnes d'échantillonnage ont eu lieu. Au cours de la première campagne, 52 échantillons ont été prélevés selon trois profils de direction globalement Est-Ouest (Fig. IV.1) :

- *Profil 1* : le plus septentrional des trois. Il s'étend de l'Ile Rousse à Bastia et comporte 18 échantillons couvrant aussi bien la Corse hercynienne (CO- : 36, 5, 6, 7, 8, 10, 11, 12, 13, 14, 15) que la Corse alpine (CO- : 19, 3, 2, 1, 16, 17, 18). Divers faciès y ont été prélevés entre des altitudes allant de 30 m (CO18) à 958 m (CO2) afin d'estimer une possible relation entre les âges TF et l'altitude des lieux de prélèvement. Dans la Corse alpine, on a aussi procédé à l'échantillonnage d'une roche volcanique (CO4) appelée couramment ''minette'' au lieu dit ''Sisco''.

Echantillon	Coordonnées*			Nature pétrographique
	X (km)	Y (km)	Altitud (m)	
Corse hercynienne				
CO5	554,8	263,2	70	mylonit
CO7	559,4	263,7	330	orthogneiss
CO12	564,35	264,9	290	métagranodiorit
CO13	567,4	263,55	218	orthogneiss
CO14	568,15	264,1	170	orthogneiss oeill
CO22	555,9	240,65	340	microgranit
CO25	551,65	239,35	459	orthogneiss
CO26	549,45	238,35	677	rhyolit
CO27	549,2	238,35	677	granite déform
CO28	547,9	237,95	755	tuf ignimbritiqu
CO31	542,75	233,9	1440	ignimbrit
CO35	564,25	242,3	250	métagranit
CO36	547,9	262,45	30	granite potassiqu
CO42	530,1	213	547	monzogranit
CO43	530,35	215,8	550	monzogranit
CO44	532,25	216,5	780	granit
CO48	519,93	174,8	1	diorit
CO50	536,3	193,55	612	monzogranite à biotit
CO51	542,83	197,35	885	granite à biotit
CO52	560,75	201,82	1100	granodiorite à amphibol
CO54	580,9	174,75	75	granit
CO58	580,1	152,2	85	granodiorit
CO59	573,46	119,8	5	granite à biotit
CO60	561,5	132,65	70	granodiorite à amphibol
CO61	551,65	133,35	100	granit
CO62	550,35	142,9	280	granodiorite à amphibol
CO63	548,45	151,35	10	granite à biotit
CO65	550,7	167,55	260	granite à biotit
CO67	537,75	179,3	20	granite à biotit
CO68	559,06	199,5	2000	granite à grenat
CO69	564,8	209,38	900	métagranit
CO74	572,05	300,45	180	métagranit
CO75	575,35	293,45	380	métabasalt
CO79	569,4	202,35	550	orthogneiss
CO80	571,6	203,2	400	orthogneiss

Tableau IV.1 : Coordonnées Lambert IV (*), altitude et nature pétrographique des différents échantillons en provenance de la Corse hercynienne.

- *Profil 2* : c'est le profil médian, qui prend une orientation moyenne Est-ouest de Porto à Ponte-Leccia. Ce profil couvre le socle paléozoïque sans atteindre la zone alpine (Fig. IV.1). 27 échantillons y ont été récoltés entre des altitudes variant de 20 m (CO39) à 1475 m (CO47). Là encore, l'échantillonnage a été conduit de manière à ce que d'une part, tous les faciès rencontrés soient représentés et d'autre part à avoir le maximum de dénivellation entre les divers sites.

- *Le profil 3* est le plus méridional. Il couvre une transversale allant d'Ajaccio aux défilé des Strette (Fig. IV.1). Ce profil parcourt la Corse hercynienne et se limite à l'Est au niveau de la zone de contact avec la Corse alpine. Il comporte 6 échantillons (CO- : 48, 49, 50, 51, 52, 53) avec des altitudes variant entre le niveau de la mer (CO48) et 1310 m (CO53).

Echantillon	Coordonnées*			Nature pétrographique
	X (km)	Y (km)	Altitude (m)	
Corse alpine				
CO3	575,15	265,25	370	orthogneiss
CO4	576,06	280,45	160	minett
CO16	574,4	273,2	30	orthogneiss
CO18	573,55	271,65	30	paragneiss
CO55	580,9	174,75	75	arkose
CO56	580,3	180,7	320	arkose
CO76	565,53	216,6	520	gneiss
CO81	572,55	202,8	380	micro-ferrogabbro

Tableau IV.2 : Coordonnées Lambert IV (*), altitude et nature pétrographique des différents échantillons (datés) en provenance de la Corse alpine.

Une seconde mission d'échantillonnage a visé la zone sud du bâti corse, la zone de contact entre Corse hercynienne et Corse alpine et l'extrême nord de l'île (le Cap Corse). Pendant cette mission 29 échantillons ont été prélevés : 6 dans le Cap Corse (CO- : 70, 71, 72, 73, 74, 75) dont les altitudes varient de 10 m (CO73) à 480 m (CO75), 11 proviennent de la zone de contact Corse hercynienne/Corse alpine (CO- : 54, 55, 56, 57, 69, 76, 77, 78, 79, 80,

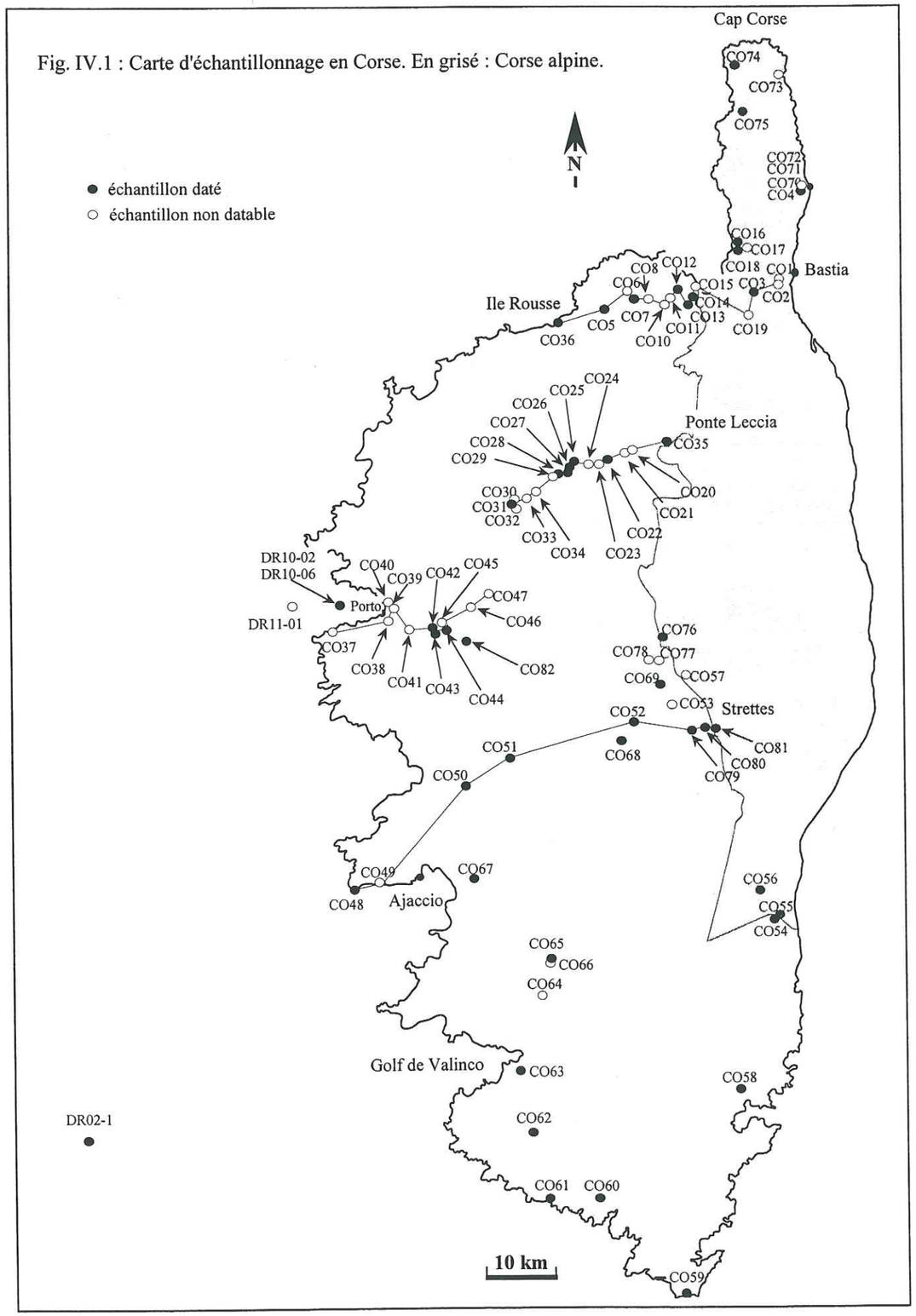


Fig. IV.1 : Carte d'échantillonnage en Corse. En grisé : Corse alpine.

81), 10 dans la zone sud de l'île (CO- : 59, 60, 61, 62, 63, 64, 65, 66, 58, 67). Deux autre échantillons (CO- : 82, 68) sont situés dans la partie centrale de la Corse cristalline (Fig. IV.1) ; le premier, prélevé à 1100 m d'altitude, a été intégré dans le profil Porto-Ponte Leccia ; le second, à 2000 m, a été intégré au profil Ajaccio-Strettes.

Nous avons aussi profité de cette seconde mission pour compléter le profil Ajaccio-Strettes par une série de 3 échantillons (CO- : 79, 80, 81) au voisinage de la zone de contact avec la Corse alpine.

IV.1.2 - Marge ouest-corse

Au cours de la campagne à la mer MARCO, réalisée à bord du N/O Le SUROIT du 21 au 31 juillet 1995, quelques roches cristallines ont été draguées respectivement au large de Porto et au Sud-Ouest d'Ajaccio. Quatre d'entre elles ont été sélectionnés pour une datation par TF. Il s'agit de trois granites prélevés au large de Porto à des profondeurs de -1100 m (DR11-06) et -680 m (DR10-02 et DR10-06) et d'une andésite porphyrique (DR02-1) draguée au large du golfe de Valinco, à une profondeur de -1800 m (Fig. IV.1 et Tableau IV.3).

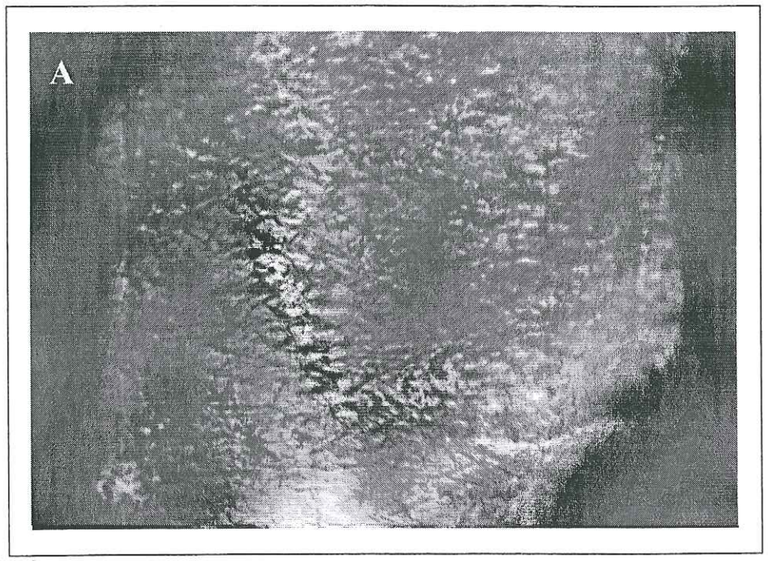
Echantillon	Coordonnées*			Nature pétrographique
	X (km)	Y (km)	Profondeur (m)	
Marge Ouest et Sud-Ouest Corse				
DR1002	517,76	214,05	680	rhyolite
DR1006	517,76	218,6	680	rhyolite
DR021	—	—	1800	andésite

Tableau IV.3 : Coordonnées Lambert IV (*), profondeur et nature pétrographique des échantillons dragués au niveau de la marge ouest et sud-ouest corse.

IV.2 - PROCEDURE EXPERIMENTALE

Les apatites ont été recherchées dans la fraction granulométrique 80-160 µm non magnétique, de densité comprise entre 3,1 et 3,3. Des 85 échantillons traités, 49 ont livré des apatites. Dans chaque échantillon, et quand la quantité du matériel le permettait, de 150 à 200 grains d'apatite ont été montés dans une pastille de résine. Après polissage (voir ci-dessus § I.1.4) et révélation des traces (environ 50 secondes dans une solution 1M de HNO_3 à 20°C), tous les échantillons ont été soumis à une fluence nominale de $2,5x10^{15}$ n/cm^2 dans la position P1 du réacteur nucléaire ORPHEE, du Centre d'Etudes Nucléaires de Saclay. Huit irradiations ont été effectuées à cette fluence, qui fournit en général un nombre suffisant de traces de fission induites dans les détecteurs externes pour la datation. Cependant, dans 10 échantillons, trop peu de traces étaient produites. Sept d'entre eux ont déjà été irradiés à nouveau, avec une fluence nominale de $4,9x10^{15}$ n/cm^2, dont six se sont révélés datables et sont inclus dans ce travail. Les 3 autres échantillons doivent être prochainement ré-irradiés à cette même fluence. Il s'agit d'échantillons CO49, CO47, CO41. Ce sont donc 46 échantillons qui ont été datés et 3 autres le seront bientôt.

Des zircons ont été trouvés dans la majorité des échantillons. Dans 34 d'entre eux nous avons réalisé deux ou trois montages pour chaque échantillon. A chaque fois, d'environ 40 à 50 zircons ont été inclus à chaud dans une feuille de Téflon. Les durées de révélation des traces fossiles dans un eutectique (KOH+NaOH) à 200°C ont varié, selon les montages, de 4,5 à 16 heures. Ils ont été exposés en 4 irradiations, à une fluence nominale de neutrons de $4x10^{14}$ n/cm^2. Bien qu'au retour d'irradiation les traces aient été révélées dans les détecteurs externes, la datation de ces zircons est laissée pour une étape ultérieure. Les premières observations suggèrent toutefois qu'une partie seulement de ce matériel pourrait être datée, en raison de la grande hétérogénéité de répartition des traces dans ces minéraux (Fig. IV.2).



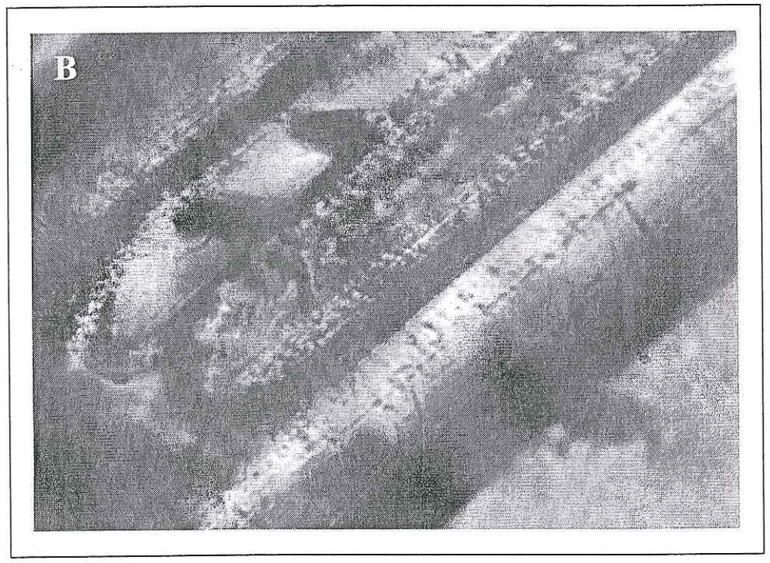


Fig. IV.2 : Vue microscopique de grains de zirconssouvent rencontrés en Corse et présentant des défauts
A : zircons avec une distribution d'uranium hétérogène ;
B : zircons zonés (Cliché B. Jakni).

IV.3 - RESULTATS

IV.3.1 - Ages apparents

Ce sont donc 45 échantillons pour lesquels les apatites ont été datées. Les résultats sont reportés dans les tableaux IV.4 à IV.8. Les données analytiques complètes, pour chaque échantillon, sont données dans l'Annexe I. Une vingtaine d'échantillons ont été datés par deux observateurs, à partir du même montage, mais pas toujours à partir des mêmes cristaux d'apatite. Dans tous les cas, les couples d'âges obtenus étaient concordants, dans les limites de l'incertitude statistique.

Les âges ont été obtenus à partir du comptage de traces dans 5 à plus de 30 grains d'apatite. Chaque fois qu'un échantillon le permettait, au moins quinze grains étaient datés individuellement. Cela a été possible pour 28 échantillons. Le facteur limitatif, dans les autres cas, a été soit le nombre de grains disponibles, soit le nombre de grains effectivement datables. En effet, dans un certain nombre d'échantillons, un grand nombre de grains ont dû être éliminés, en raison soit de la très grande hétérogénéité de leur distribution de traces, reflet de celle de l'uranium, soit de la présence d'artefacts (" *spurious tracks*") apparus lors de la révélation des traces fossiles, rendant l'identification de ces dernières difficile à douteuse (Fig. IV.3).

Les résultats de deux tests de dispersion ont été reportés dans les tableaux IV.4 à IV.8. Ils indiquent que dans tous les échantillons il n'y a qu'une seule population d'âges parmi les apatites datées. En effet, la probabilité d'obtention des valeurs trouvées pour le test de χ^2 de Galbraith (1981) est toujours >5%, et l'écart-type des âges individuels dérivé du calcul de l'âge central de Galbraith et Laslett (1993) demeure toujours <15%. Lorsque la probabilité de Galbraith était >5%, les âges étaient conventionnellement calculés, jusqu'au début des années 90, selon la *pooled statistics* de Green (1988). Les âges sont maintenant calculés selon le formalisme de l'âge central. Cependant, lorsqu'il n'y a qu'une seule population d'âges dans un échantillon, ces deux approches du calcul d'un âge apparent TF par la méthode du détecteur externe, donnent des résultats équivalents. C'est ce que l'on peut constater dans les tableaux IV.4 à IV.8, où nous avons systématiquement donné l'âge "*pooled statistics*" et l'âge central de

chaque échantillon. Les précisions calculées sont aussi essentiellement semblables, avec une tendance à une précision très légèrement meilleure associée aux âges centraux. ***Dans la suite de ce travail, nous ne considérerons que les âges centraux.***

Echantillon	n	ρ_s (N_s) E^5 (t/cm^2)	ρ_i (N_i) E^5 (t/cm^2)	ρ_d (N_d) E^5 (t/cm^2)	Dispersion P(χ^2) %	Dispersion E.T. %	Age "*pooled*" Ma ± 1σ	Age central Ma ± 1σ	Obs.
Profil Ile Rousse-Bastia									
CO36	19	6,87 (1069)	17,9 (2788)	3,51 (16696)	85	<1	23,0 ± 0,8	22,9 ± 1,1	1
	20	5,31 (869)	13,9 (2274)	3,51 (16696)	91	<1	22,7 ± 0,9	22,7 ± 1,1	2
							22,9 ± 0,6	**22,8 ± 0,8**	
CO5	18	1,05 (155)	3,45 (508)	3,90 (7741)	>99	<1	20,3 ± 1,9	20,3 ± 1,7	1
	17	0,92 (128)	2,93 (408)	3,90 (7741)	>99	<1	20,7 ± 2,1	20,7 ± 1,8	2
							20,4 ± 1,4	**20,5 ± 1,2**	
CO7	22	1,06 (191)	3,28 (590)	3,90 (7741)	>99	<1	21,6 ± 1,8	21,6 ± 1,6	1
	20	1,13 (185)	3,54 (579)	3,90 (7741)	>99	<1	21,1 ± 1,8	21,0 ± 1,6	2
							21,3 ± 1,3	**21,3 ± 1,1**	
CO12	15	1,77 (217)	6,88 (845)	3,90 (7741)	95	<1	17,1 ± 1,3	17,1 ± 1,2	1
	20	1,14 (186)	4,78 (782)	3,90 (7741)	>99	<1	15,7 ± 1,3	15,7 ± 1,2	2
							16,4 ± 0,9	**16,4 ± 0,8**	
CO13	20	1,45 (238)	5,78 (946)	4,16 (16507)	97	<1	17,9 ± 1,3	17,9 ± 1,3	1
	22	1,22 (220)	4,76 (857)	4,16 (16507)	>99	<1	18,1 ± 1,4	18,1 ± 1,3	2
							18,0 ± 0,9	**18,0 ± 0,9**	
CO14	19	0,73 (113)	4,24 (660)	7,46 (17265)	>99	<1	19,3 ± 2,0	19,3 ± 1,9	1
	39	0,48 (153)	1,36 (435)	7,46 (17265)	>99	<1	22,3 ± 2,1	22,3 ± 1,8	2
							20,7 ± 1,4	**20,9 ± 1,3**	
CO16	5	1,15 (47)	3,66 (150)	3,90 (7741)	13	20	20,9 ± 3,5	20,9 ± 3,2	1
CO18	9	1,22 (90)	4,69 (346)	3,90 (7741)	98	<1	17,3 ± 2,1	17,3 ± 1,7	1

Tableau IV.4 : Résultats des datations par TF sur apatites obtenues sur le Profil Porto-Ponte Leccia. n, nombre de grains datés avec respectivement le nombre de trace fossiles (N_s) et induites (N_i) comptée et les densités (ρ_s) et (ρ_i) correspondantes. N_d et ρ_d sont le nombre et la densité des trace comptée dans le dosimètre. Obs. : observateur (1 : B. Jakni ; 2 : E. Labrin) ; en gras : valeur pondérée.

Ech.	n	ρ_s (N_s) E^5 (t/cm^2)	ρ_i (N_i) E^5 (t/cm^2)	ρ_d (N_d) E^5 (t/cm^2)	Dispersion P(χ^2) %	Dispersion E.T. %	Age "*pooled*" Ma ± 1σ	Age central Ma ± 1σ	Obs.
Profil Porto-Ponte Leccia									
CO42	18	2,22 (327)	5,85 (862)	3,48 (11034)	68	<1	22,5 ± 1,5	22,5 ± 1,4	1
	20	1,97 (322)	5,26 (862)	3,48 (11034)	98	<1	22,0 ± 1,5	21,9 ± 1,4	2
							22,2 ± 1,1	**22,2 ± 0,9**	
CO43	15	2,06 (253)	5,53 (679)	3,48 (11034)	88	<1	22,1 ± 1,6	22,1 ± 1,5	1
CO44	21	2,08 (358)	5,43 (934)	3,48 (11034)	78	<1	22,7 ± 1,4	22,7 ± 1,4	1
	20	2,05 (335)	5,34 (874)	3,48 (11034)	>99	<1	22,5 ± 1,5	22,5 ± 1,4	2
							22,6 ± 1,0	**22,6 ± 0,9**	
CO31	5	0,76 (31)	3,79 (155)	7,46 (17265)	>99	<1	22,6 ± 4,4	22,6 ± 3,9	1
CO28	14	0,83 (95)	6,28 (720)	7,46 (17265)	>99	<1	14,9 ± 1,6	14,8 ± 1,6	1
CO27	14	3,76 (431)	16,9 (1938)	4,16 (16507)	38	1,4	15,8 ± 0,9	15,8 ± 0,9	1
CO26	5	0,59 (29)	1,98 (81)	3,51 (16696)	93	<1	17,7 ± 4,1	17,7 ± 3,3	1
CO25	15	1,27 (156)	5,51 (677)	4,16 (16507)	98	<1	16,4 ± 1,5	16,4 ± 1,3	1
CO22	12	0,67 (66)	4,52 (444)	7,46 (17265)	>99	<1	16,8 ± 2,2	16,8 ± 2,1	1
CO35	7	0,56 (32)	4,08 (234)	7,46 (17265)	>99	<1	15,4 ± 2,9	15,4 ± 2,7	1

Tableau IV.5 : Résultat des datation par TF sur apatites obtenu au niveau du profil Porto-Ponte Leccia. Même légende que celle du tableau IV.4.

Ech.	n	ρs (Ns) E^5 (t/cm^2)	ρi (Ni) E^5 (t/cm^2)	ρd (Nd) E^5 (t/cm^2)	Disperssion P(χ^2) %	E.T. %	Age "pooled" Ma ± 1σ	**Age central Ma ± 1σ**	obs.
Profil Ajaccio-Strettes									
CO48	14	2,60 (298)	2,95 (338)	3,48 (11034)	>99	<1	52,2 ± 4,2	52,2 ± 3,2	1
	21	2,55 (438)	2,79 (479)	3,48 (11034)	>99	<1	53,7 ± 3,6	53,6 ± 2,9	2
							53,0 ± 2,8	**53,0 ± 2,1**	
CO50	13	2,08 (221)	5,53 (588)	3,48 (11034)	99	<1	22,3 ± 1,8	22,3 ± 1,6	1
	20	1,73 (284)	4,18 (685)	3,48 (11034)	>99	<1	24,4 ± 1,7	24,4 ± 1,6	2
							23,4 ± 1,2	**23,3 ± 1,1**	
CO51	20	1,45 (237)	4,40 (726)	3,48 (11034)	73	<1	19,4 ± 1,5	19,4 ± 1,4	1
	18	1,84 (271)	5,53 (816)	3,48 (11034)	78	<1	19,5 ± 1,4	19,5 ± 1,3	2
							19,4 ± 1,0	**19,4 ± 0,9**	
CO52	19	1,57 (245)	7,03 (1094)	4,16 (16507)	>99	<1	15,9 ± 1,1	15,9 ± 1,1	1
	20	1,29 (211)	5,66 (926)	4,16 (16507)	98	<1	13,5 ± 1,0	13,5 ± 1,0	2
							14,6 ± 0,7	**14,6 ± 0,7**	
CO68	17	1,29 (180)	6,33 (881)	3,45 (10938)	96	<1	10,7 ± 0,9	10,6 ± 0,9	1
	20	1,14 (187)	5,12 (839)	3,45 (10938)	>99	<1	10,9 ± 0,9	10,9 ± 0,9	2
							10,8 ± 0,6	**10,7 ± 0,6**	
CO79	18	2,19 (323)	8,16 (1202)	3,45 (10938)	98	<1	14,0 ± 0,9	14,0 ± 0,9	1
	18	2,21 (326)	7,26 (1070)	3,45 (10938)	91	<1	14,9 ± 1,0	14,9 ± 1,0	2
							14,4 ± 0,7	**14,4 ± 0,7**	
CO80	11	0,77 (69)	5,40 (487)	7,46 (17265)	>99	<1	16,0 ± 2,1	16,0 ± 1,9	1
CO81	16	0,92 (121)	2,92 (382)	3,45 (10938)	>99	<1	16,5 2 2,9	16,5 ± 1,5	1

Tableau IV.6 : Résultats des datations par TF sur apatites obtenu au niveau du profil Ajaccio-Strettes. Même légende que celle du tableau IV.4.

Ech.	n	ρs (Ns) E^5 (t/cm^2)	ρi (Ni) E^5 (t/cm^2)	ρd (Nd) E^5 (t/cm^2)	Dispersion P(χ^2) %	E.T. %	Age "*pooled*" Ma ± 1σ	Age central Ma ± 1σ	Obs.
Sud corse									
CO54	16	1,61 (211)	5,58 (732)	3,59 (11388)	98	<1	15,6 ± 1,2	15,6 ± 1,2	1
	15	1,41 (173)	5,01 (615)	3,59 (11388)	46	<1	14,4 ± 1,2	14,3 ± 1,3	2
							15,0 ± 0,9	**15,0 ± 0,8**	
CO55	18	2,41 (355)	8,12 (1197)	3,59 (11388)	>99	<1	15,6 ± 1,0	15,6 ± 1,0	1
	20	1,95 (319)	7,68 (1257)	3,59 (11388)	96	<1	13,0 ± 0,8	12,9 ± 0,9	2
							14,0 ± 0,6	**14,1 ± 0,7**	
CO56	22	2,03 (366)	10,5 (1895)	3,59 (11388)	>99	<1	10,8 ± 0,6	10,5 ± 0,7	1
CO58	16	2,29 (300)	4,78 (626)	3,59 (11388)	84	<1	26,0 ± 1,8	25,9 ± 1,7	1
	20	2,09 (342)	4,22 (691)	3,59 (11388)	99	<1	25,3 ± 1,7	25,3 ± 1,7	2
							25,6 ± 1,2	**25,6 ± 1,2**	
CO59	20	4,18 (685)	4,85 (795)	3,59 (11388)	>99	<1	46,7 ± 2,5	46,7 ± 2,5	1
	20	3,52 (576)	3,82 (626)	3,59 (11388)	>99	<1	46,9 ± 2,7	46,9 ± 2,7	2
							46,8 ± 1,8	**46,8 ± 1,8**	
CO60	17	6,37 (886)	6,70 (933)	3,59 (11388)	62	<1	51,0 ± 2,4	51,4 ± 2,7	1
	18	4,46 (657)	4,19 (617)	3,59 (11388)	98	<1	54,2 ± 3,1	54,2 ± 3,0	2
							52,2 ± 1,9	**52,6 ± 2,0**	
CO61	12	2,25 (221)	4,02 (395)	3,59 (11388)	91	<1	30,3 ± 2,6	30,3 ± 2,2	1
CO62	6	3,52 (173)	5,56 (273)	3,59 (11388)	80	<1	34,4 ± 3,4	34,4 ± 2,7	1
CO63	19	7,84 (1219)	12,7 (1970)	3,59 (11388)	15	9	33,5 ± 1,3	33,3 ± 1,7	1
	20	5,86 (960)	9,88 (1618)	3,59 (11388)	26	8	30,3 ± 1,3	30,0 ± 1,7	2
							31,9 ± 0,9	**31,6 ± 1,2**	
CO65	21	2,63 (452)	6,89 (1186)	3,59 (11388)	99	<1	20,7 ± 1,2	20,7 ± 1,3	1
	16	5,03 (659)	12,4 (1629)	3,59 (11388)	64	<1	20,7 ± 1,0	20,6 ± 1,2	2
							20,7 ± 0,8	**20,6 ± 0,9**	
CO67	20	1,73 (283)	4,59 (752)	3,59 (11388)	95	<1	20,4 ± 1,4	20,4 ± 1,4	1
	15	2,40 (295)	5,64 (692)	3,59 (11388)	82	<1	21,8 ± 1,5	21,7 ± 1,5	2
							21,0 ± 1,0	**21,0 ± 1,0**	

Tableau IV.7 : Résultats des datation par TF sur apatite en sud corse. Même légende que celle du tableau IV.4.

Ech.	n	ρ_s (N_s) E^5 (t/cm^2)	ρ_i (N_i) E^5 (t/cm^2)	ρ_d (N_d) E^5 (t/cm^2)	Dispersion P(χ^2) %	E.T. %	Age "*pooled*" Ma ± 1σ	**Age central Ma ± 1σ**	Obs.
Cap Corse									
CO74	10	2,19 (180)	8,59 (703)	3,36 (8876)	>99	<1	13,0 ± 1,1	13,0 ± 1,0	1
CO75	8	3,10 (203)	4,49 (294)	3,45 (10938)	98	<1	35,9 ± 3,3	35,9 ± 2,6	1
Zone de contact hercynien-alpin									
CO69	13	1,74 (114)	7,56 (494)	3,35 (8876)	50	<1	11,7 ± 1,2	11,8 ± 1,1	1
CO76	20	4,67 (764)	19,9 (3273)	3,45 (10938)	86	<1	12,2 ± 0,5	12,2 ± 0,5	1
CO69	13	1,74 (114)	7,56 (494)	3,36 (8876)	50	6,5	11,7 ± 1,2	11,8 ± 1,1	1
Volcanisme									
CO4	5	1,05 (43)	5,18 (212)	4,16 (16507)	98	<1	14,4 ± 2,4	14,4 ± 2,1	1
	6	1,22 (60)	6,05 (297)	4,16 (16507)		<1	13,3 ± 1,9	13,3 ± 1,6	3
							13,7 ± 1,5	**13,7 ± 1,3**	
DR021	32	4,44 (1164)	16,1 4224)	3,8 (10196)	98	<1	18,1 ± 0,6	18,1 ± 0,8	1
	31	4,04 (1059)	16,2 (4244)	3,8 (10196)	96		16,4 ± 0,6	16,3 ± 0,6	2
							17,2 ± 0,4	**17,2 ± 0,4**	
Echantillons dragués à l'Ouest de Porto									
DR1002	14	1,51 (173)	2,97 (351)	3,8 (10196)	>99	<1	32,4 ± 3,0	32,4 ± 2,5	1
	14	1,89 (217)	3,67 (421)	3,8 (10196)	>99	<1	33,7 ± 2,8	33,6 ± 2,1	2
							33,1 ± 2,0	**33,1 ± 1,6**	
DR1006	10	1,28 (105)	2,6 (213)	3,8 (10196)	>99	< 1	32,2 ± 3,9	32,4 ± 3,0	1
	10	1,61 (132)	3,11 (255)	3,8 (10196)	>99	<1	33,8 ± 3,6	33,7 ± 3,5	2
							33,1 ± 2,6	**32,9 ± 2,3**	

Tableau IV.8 : Résultats des datations par TF sur apatites obtenu au niveau du Cap Corse, de la zone de contact Corse alpine-Corse hercynienne, du volcanisme corse et au niveau de sa marge ouest. Même légende que celle du tableau IV.4 (3 : A. Azdimoussa).

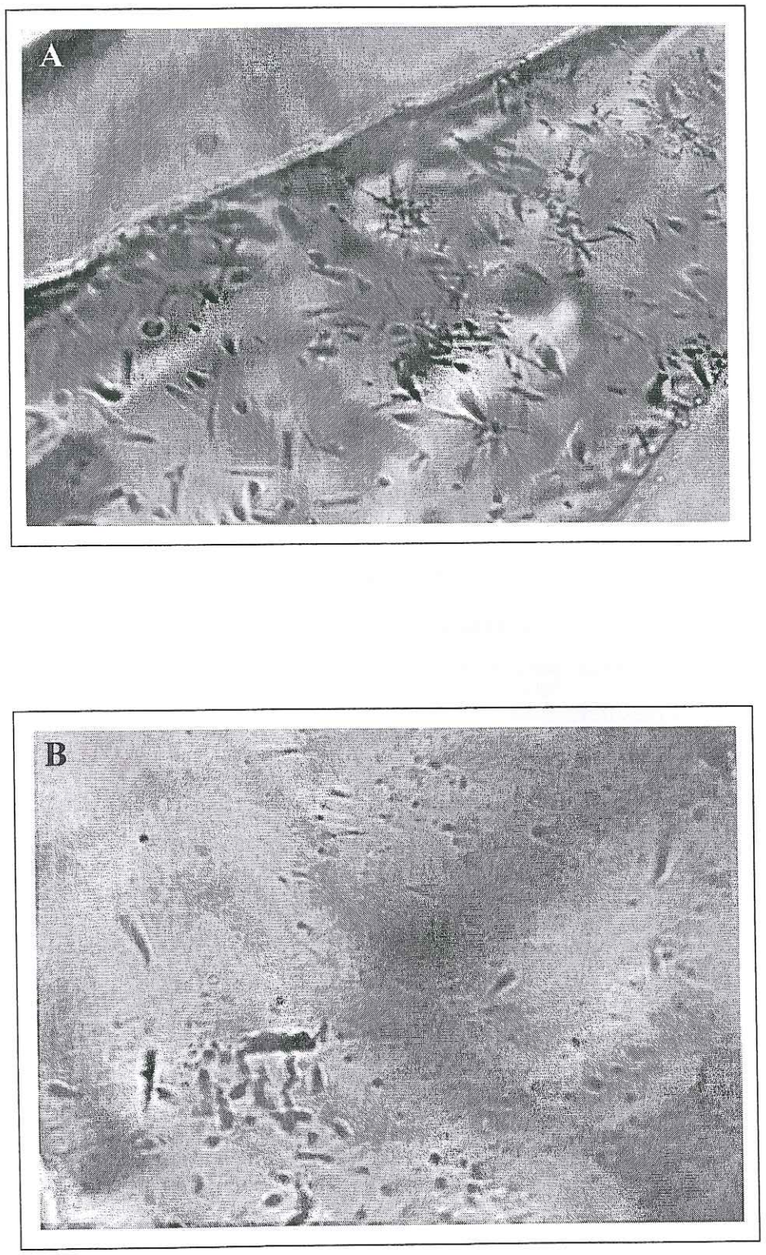


Fig. IV.3 : Vue microscopique de grains d'apatites montrant une distribution d'uranium hétérogène (A) et la présence d'artéfact (B) rendant la mesure difficile (Cliché B. Jakni).

Les âges centraux (Fig. IV.4) varient entre 10,7±0,6 Ma pour un granite à grenat prélevé en Corse centrale hercynienne (CO68, Fig. IV.1) à 53,0±2,1 Ma pour une diorite non loin d'Ajaccio (CO48). L'unicité de population des âges centraux est illustrée par les exemples de diagrammes radiaux données dans la figure IV.5, où l'âge de référence t(réf) de l'échelle de droite (cf §I.2.3.1) est l'âge central. L'ensemble des diagrammes radiaux est donné en Annexe II.

Afin de comprendre l'histoire thermique d'un minéral, il est indispensable de compléter la mesure d'un âge apparent TF par une détermination de la distribution des longueurs révélables totales des traces confinées.

IV.3.2 - Longueurs confinées

Les traces confinées (§ I.3.2) ont été observées sous un microscope Leitz-Biomed et leurs longueurs mesurées par l'intermédiaire d'une chambre claire. Une table à digitaliser, reliée à un micro-ordinateur, permet par le biais d'un programme interne, l'enregistrement des longueurs de traces mesurées et leur traitement statistique.

Sur les 45 échantillons datés, seuls 26 ont permis la mesure des longueurs de traces confinées ; ceux pour lesquelles la séparation a fourni un grand nombre d'apatites. Les résultats de ces mesures sont reportés, avec les âges centraux, dans le tableau IV.9.

Les longueurs moyennes des traces confinées (Tableau IV.9) varient entre 14,13 µm pour une ignimbrite prélevée non loin du lieu dit "Asco" (CO28) et 12,49 µm pour un granite à Grenat (CO68) vers la région de Bocagnano. Les écarts-types varient entre 0,95 (CO28) et 2,46 µm (CO68). On remarque que toutes ces valeurs sont différentes de celles que l'on peut observer pour les standards volcaniques comme les apatites de Durango ou du Fish Canyon Tuff. En effet, Gleadow *et al.* (1986) proposent des valeurs de longueurs moyennes de traces confinées pour Durango variant entre 14,24±0,77 et 14,80±1,20 µm alors que Hurford *et al.* (1989) propose une longueur moyenne confinée de 14,9± µm pour les apatites du FCT. Les distributions des longueurs de traces confinées mesurées obtenues en Corse, caractérisées par des longueurs moyennes inférieures et des écarts-types supérieurs à ceux de minéraux volcaniques, indiquent un taux de refroidissement plus lent, entre 120 et 60°C que pour les roches volcaniques.

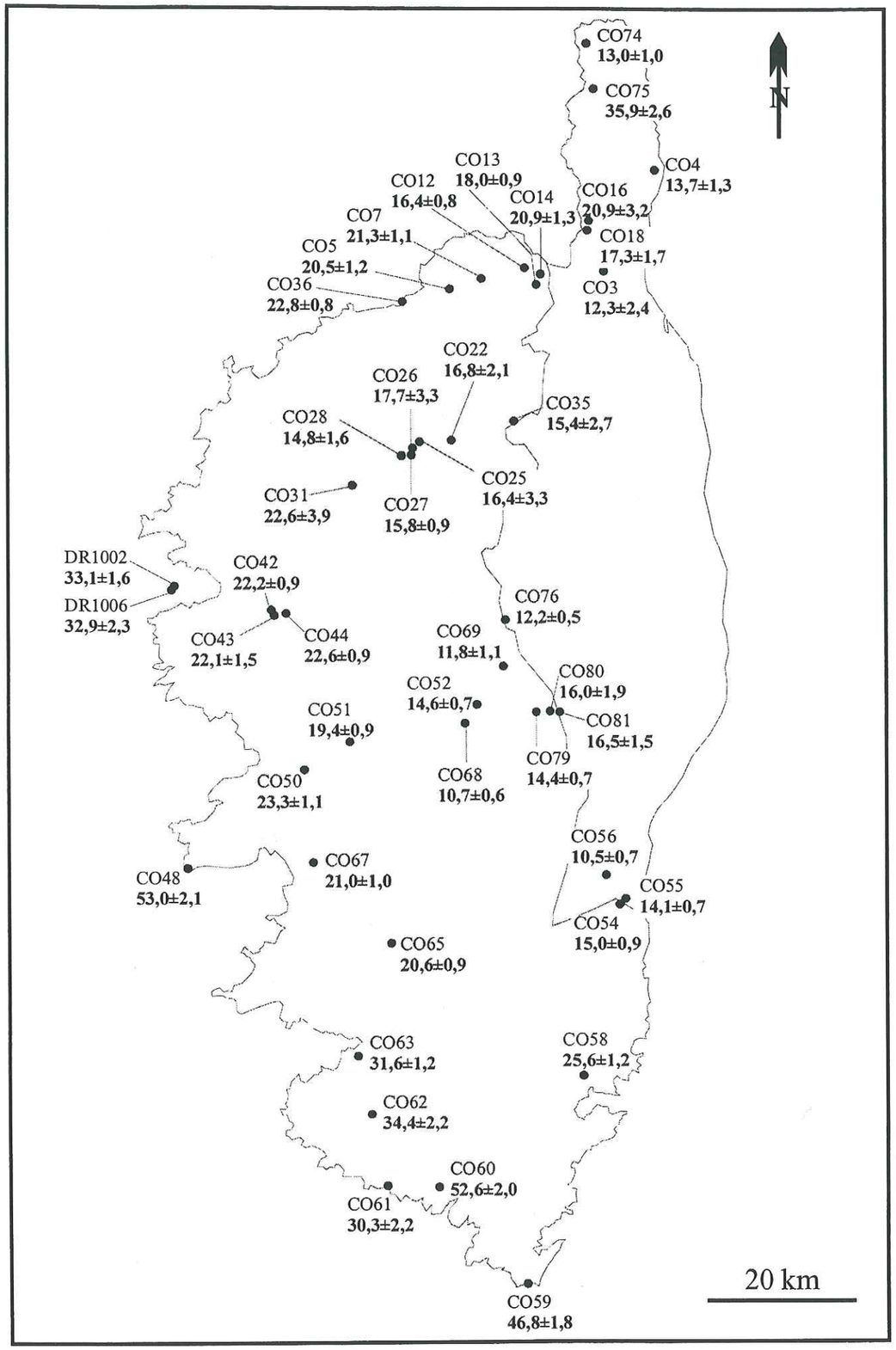


Fig. IV.4 : Répartition géographique des âges apparents TF/apatites obtenus en Corse.

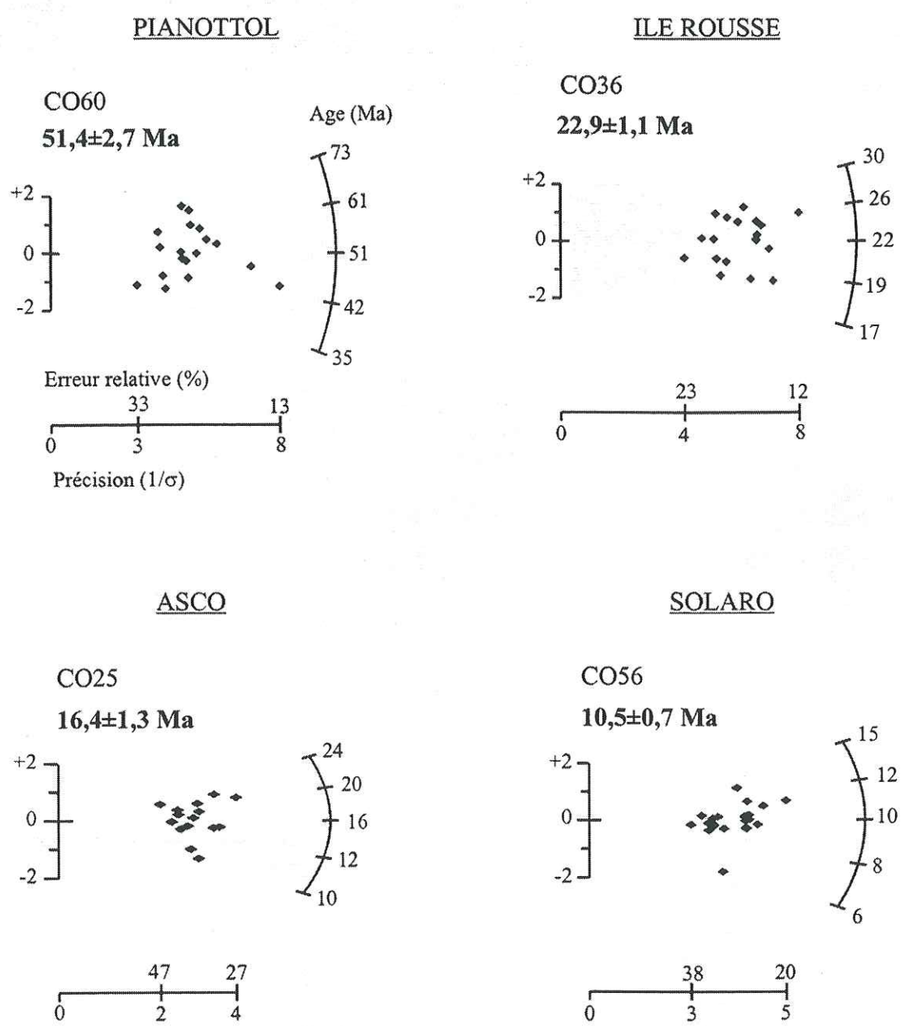


Fig. IV.5 : Diagrammes radiaux représentatifs rencontrés en Corse.

Echantillon	Age central ± 1σ (Ma)	Lc ± 1σ (Ma)	1 D.S.	Nc
Profil Ile Rousse-Bastia				
CO36	22,8 ± 0,8	14,05 ± 0,11	1,28	129
CO5	20,5 ± 1,2	— —	—	—
CO7	21,3 ± 1,1			
CO12	16,4 ± 0,8	14,49 ± 0,20	1,28	39
CO13	18,0 ± 0,9	— —	—	—
CO14	20,9 ± 1,3	13,97 ± 0,19	1,25	43
CO16	20,9 ± 3,2	14,16 ± 0,18	1,39	60
CO18	17,3 ± 1,7	— —	—	—
CO3	12,3 ± 2,4	13,48 ± 1,02	2,04	4
Profil Porto-Ponte Leccia				
CO42	22,2 ± 0,9	14,02 ± 0,13	1,47	120
CO43	22,1 ± 1,5	13,88 ± 0,24	0,52	39
CO44	22,6 ± 0,9	13,43 ± 0,20	1,79	77
CO31	22,6 ± 3,9	— —	—	—
CO28	14,8 ± 1,6	— —	—	—
CO27	15,8 ± 0,9	14,13 ± 0,10	0,95	82
CO26	17,7 ± 3,3	— —	—	—
CO25	16,4 ± 1,3	13,85 ± 0,20	1,11	30
CO22	16,8 ± 2,1	— —	—	—
CO35	15,4 ± 2,7	— —	—	—
Profil Ajaccio-Strettes				
CO48	53,0 ± 2,1	13,46 ± 0,30	2,10	47
CO50	23,3 ± 1,1	13,54 ± 0,16	1,47	87
CO51	19,4 ± 0,9	— —	—	—
CO68	10,7 ± 0,6	13,13 ± 0,22	2,28	109
CO52	14,6 ± 0,7	13,51 ± 0,43	2,13	24
CO79	14,4 ± 0,7	8,67 ± 1,82	3,15	3
CO80	11,0 ± 1,9	— —	—	—
CO81	16,5 ± 1,5	— —	—	—
Sud Cose				
CO54	15,0 ± 0,9	— —	—	—
CO55	14,1 ± 0,7	13,69 ± 0,19	1,54	62
CO56	10,5 ± 0,7	14,06 ± 0,14	1,44	106
CO58	25,6 ± 1,2	13,25 ± 0,66	2,18	11
CO59	46,8 ± 1,8	12,71 ± 0,19	1,88	93
CO60	52,6 ± 2,0	12,94 ± 0,40	1,88	22
CO61	30,3 ± 2,2	— —	—	—
CO62	34,4 ± 2,7	13,04 ± 0,12	1,70	204
CO63	31,6 ± 1,2	12,79 ± 0,17	2,03	139
CO65	20,6 ± 0,9	13,43 ± 0,25	1,51	35
CO67	21,0 ± 1,0	— —	—	—
Cap Corse et zone de contact hercynien/alpin				
CO4	13,7 ± 1,3	— —	—	—
CO74	13,0 ± 1,0	— —	—	—
CO75	35,9 ± 2,6	— —	—	—
CO76	12,2 ± 0,5	13,52 ± 0,12	1,33	119
CO69	11,7 ± 1,2	13,81 ± 0,19	1,43	53

Tableau IV.9 : Longueurs moyennes des traces confinées mesurées dans les apatites des différents échantillons corsre. Nc, Lc et D.S. sont respectivement : le nombre de traces confinées mesurées, la longueur moyenne des traces confinées et la déviation standard en µm. On a aussi repporté l'âge central à ±1σ.

MAURES-TANNERON

Le massif des Maures-Tanneron est constitué par le socle emergé de la marge nord de la mer ligure. A ce titre, il semblait important de compléter les datations par TF obtenues sur quelques échantillons par Anne-Claire Morillon (1997) par une couverture plus large de ce massif, que nous avons élargie au Tanneron. 25 roches intrusives (granites à deux micas, granodiorites, granites à cordiérite, tonalites) et métamorphiques (gneiss, migmatites, anatexites, amphibolites, éclogites amphibolitisées) ont été prélevées en tenant compte des variations du relief. Sur ce total, seules 18 renfermaient des apatites, dont 14 ont pu être datées (Tableau IV.10).

VI.4 - ECHANTILLONNAGE

IV.4.1 - Maures

La carte d'échantillonnage est donnée dans la figure IV.6. Le secteur le plus intensément couvert suit grossièrement un profil NW-SE recoupant le granite du Plan de la Tour, entre la presqu'île de Saint-Tropez et l'unité des gneiss de Bormes. Une partie de ces échantillons a également été datée par $^{39}Ar/^{40}Ar$ (Morillon, 1997). L'échantillon pris à l'altitude la plus élevée, de 440 m, provient du Plan de la Tour (MF3).

IV.4.2 - Le Tanneron

Trois échantillons ont été pris dans le Tanneron. Deux ont été prélevés sur la côte près de Cannes, à proximité l'un de l'autre, et le troisième plus à l'intérieur, à une altitude de 360 m

Echantillon	Altitude (m)	Nature pétrographique
Massif des Maures		
MS-12-97	25	granite à cordièrite du Moulin Blanc
MS-13-97	25	granite folié du Moulin Blanc
95MO12	25	granite à cordièrite du Moulin Blanc
95MO11	50	granite de Camarat
MF8	20	gneiss de Bormes
MS-11-97	113	gneiss de Bormes
MS-10-97	10	gneiss de Bormes
93MO18	50	amphibolite
93MO21	100	amphibolite
MF2	100	granite du Plan de la Tour
MF3	450	granite du Plan de la Tour
MF7	290	granite du Plan de la Tour
MF4b	200	granite du Plan de la Tour
95MO4		granite de l'Hermitan
MF9	100	gneiss de Saint-Tropez
Massif du Tanneron		
MS-14-97	360	leptynite
MS-15-97	0	gneiss migmatitique
MS-16-97	0	gneiss migmatitique

Tableau IV.10 : Altitude et nature pétrographique des échantillons du massif des Maures et du Tanneron.

(Fig. IV.6 et Tableau IV.10). Tous renfermaient des apatites mais seuls deux se sont révélés datables.

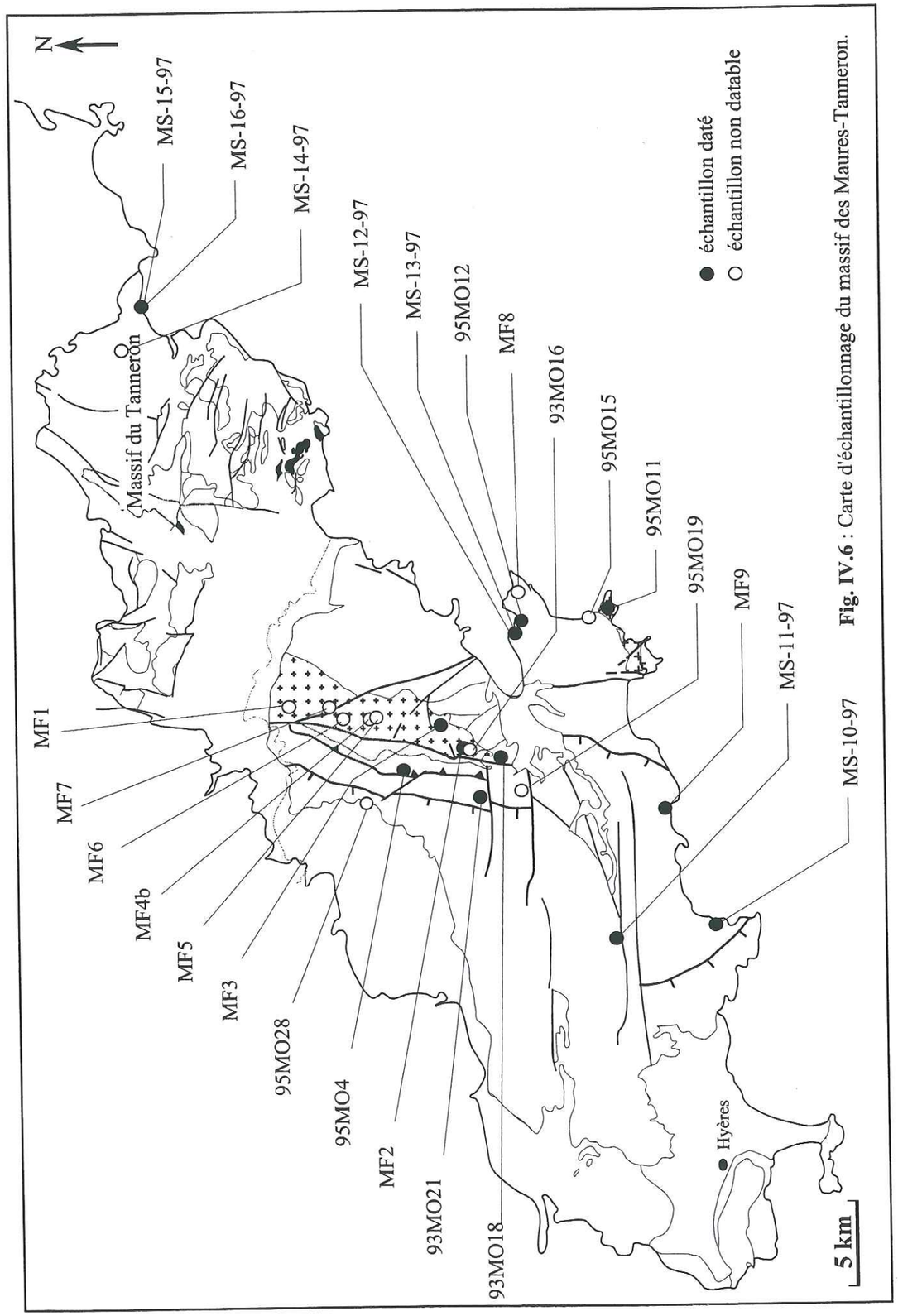


Fig. IV.6 : Carte d'échantillonnage du massif des Maures-Tanneron.

IV.5 - RESULTATS

IV.5.1 - Ages apparents

Nous avons daté 12 échantillons du massif des Maures (Fig. IV.6), dont 7 à partir de montage précédemment datés par Morillon (1997). Les autres correspondent à une campagne de prélèvement plus récente. Trois autres échantillons datés par Morillon ont aussi été ré-examinés, mais ont été rejetés comme impropres à la datation en raison d'une trop grande hétérogénéité de distribution de traces dans les apatites ou, pour l'un d'entre eux, en raison du trop faible nombre de traces dans le détecteur externe associé. Cet échantillon devra être ré-irradié.

Les procédures expérimentales suivies ont été les mêmes que pour la Corse. Les résultats sont présentés dans le tableau IV.11 et la Fig. IV.7. Les données analytiques complétées pour chaque échantillon sont données dans l'annexe III. Comme en Corse, il n'y a qu'une seule population d'âges (Fig. IV.8). Les résultats graphiques détaillés sont donnés en annexe IV.

Dans les Maures, les âges centraux sont essentiellement compris entre 17,1±1,5 Ma (MS-11-97) et 31,4±2,1 Ma (93MO21). Trois échantillons (MS-12-97, MS-13-97 et 95MO12) présentent des âges centraux nettement plus élevés, entre 62 et 94 Ma. Ils caractérisent des échantillons pris à moins de 1 km l'un de l'autre, au voisinage de Saint-Tropez. L'un d'entre eux (95MO12) a été daté, à partir du même montage, par trois observatrices, avec des résultats concordants.

Dans le Tanneron ont été rencontrés les âges TF les plus anciens de ce travail, les deux échantillons datés présentent des âges centraux concordants de respectivement 142 et 146 Ma.

Echantillon	n	ρs (Ns) x10^5 t/cm^2	ρi (Ni) x10^5 t/cm^2	ρd (Nd) x10^5 t/cm^2	Disperssion P(χ^2) %	Disperssion E.T. %	Age "pooled" Ma ± 1σ	Age central Ma ± 1σ	Obs.
Massif des Maures									
MS-11-97	12	1,34 (136)	3,98 (404)	3,4 (8876)	98	<1	17,1 ± 1,7	17,1 ± 1,5	1
93MO18	6	4,10 (208)	10,1 (511)	3,3 (13188)	89	<1	23,1 ± 1,9	23,1 ± 1,7	1
MF2	6	4,47 (227)	19,6 (993)	6,1 (15700)	23	7	23,8 ± 1,8	23,7 ± 1,8	1
MF9	7	3,58 (206)	27,7 (1593)	9,8 (10371)	87	<1	21,6 ± 1,6	21,6 ± 1,6	1
	15	4,27 (390)	35,1 (3202)	9,8 (10371)	50	<1	20,2 ± 1,1	20,1 ± 1,1	2
							20,6 ± 0,9	**20,6 ± 0,9**	
95MO4	6	1,38 (68)	3,84 (189)	3,8 (10196)	88	<1	23,7 ± 3,4	23,7 ± 2,7	1
95MO11	6	0,3 (15)	1,89 (44)	3,8 (10196)	90	<1	22,4 ± 6,7	22,4 ± 5,2	1
MS-10-97	9	5,95 (453)	12,1 (918)	3,4 (8876)	79	<1	25,0 ± 1,5	25,0 ± 1,5	1
	11	7,47 (500)	14,7 (983)	3,4 (8876)	98	<1	24,3 ± 1,4	24,3 ± 1,5	2
							24,7 ± 1,1	**24,6 ± 1,1**	
MF3	5	2,82 (129)	98,5 (450)	6,1 (15700)	21	2	29,8 ± 3,0	29,7 ± 2,6	1
	16	4,90 (448)	16,8 (1539)	6,1 (15700)	54	<1	30,0 ± 1,6	29,9 ± 1,7	2
							29,9 ± 1,4	**29,8 ± 1,4**	
93MO21	6	1,79 (91)	3,29 (167)	3,3 (13188)	96	<1	30,9 ± 4,0	30,9 ± 3,0	1
	9	3,0 (164)	5,28 (289)	3,3 (13188)	>99	<1	31,9 ± 3,1	31,9 ± 3,0	2
							31,5 ± 2,4	**31,4 ± 2,1**	
MS-12-97	6	12,09 (594)	9,79 (481)	3,4 (8876)	>99	<1	62,5 ± 3,9	62,5 ± 3,4	1
MS-13-97	18	6,98 (1028)	5,52 (813)	3,4 (8876)	>99	<1	63,9 ± 3,1	63,9 ± 3,2	1
95MO12	10	13,8 (1132)	9,33 (764)	3,8 (10196)	22	5	96,9 ± 4,6	96,5 ± 4,5	1
	10	145 (615)	95,9 (406)	3,8 (10196)	31	<1	93,1 ± 6,0	93,0 ± 4,9	3
	7	18,1 (1039)	12,6 (724)	3,8 (10196)	38	2	93,8 ± 4,6	93,2 ± 4,4	2
							94,8 ± 2,9	**94,3 ± 2,6**	
Massif du Tanneron									
MS-15-97	12	30,9 (3136)	10,9 (1108)	3,4 (8876)	91	<1	142,3 ± 5,2	142,3 ± 6,6	1
MS-16-97	14	29,3 (3468)	10,4 (1236)	3,4 (8876)	52	<1	141,1 ± 4,9	141,1 ± 6,5	1
	20	11,4 (6819)	3,55 (2117)	3,4 (8876)	98	<1	152,2 ± 4,1	152,2 ± 7,3	2
							147,6 ± 3,1	**146,0 ± 4,8**	

Tableau IV.11 : Résultats des datations par TF sur apatites obtenues sur le massif des Maures et du Tanneron. Même légende que celle du tableau IV.4.
1 : B. Jakni ; 2 : E. Labrin ; 3 : A.-C. Morillon ; en gras : âge pondéré.

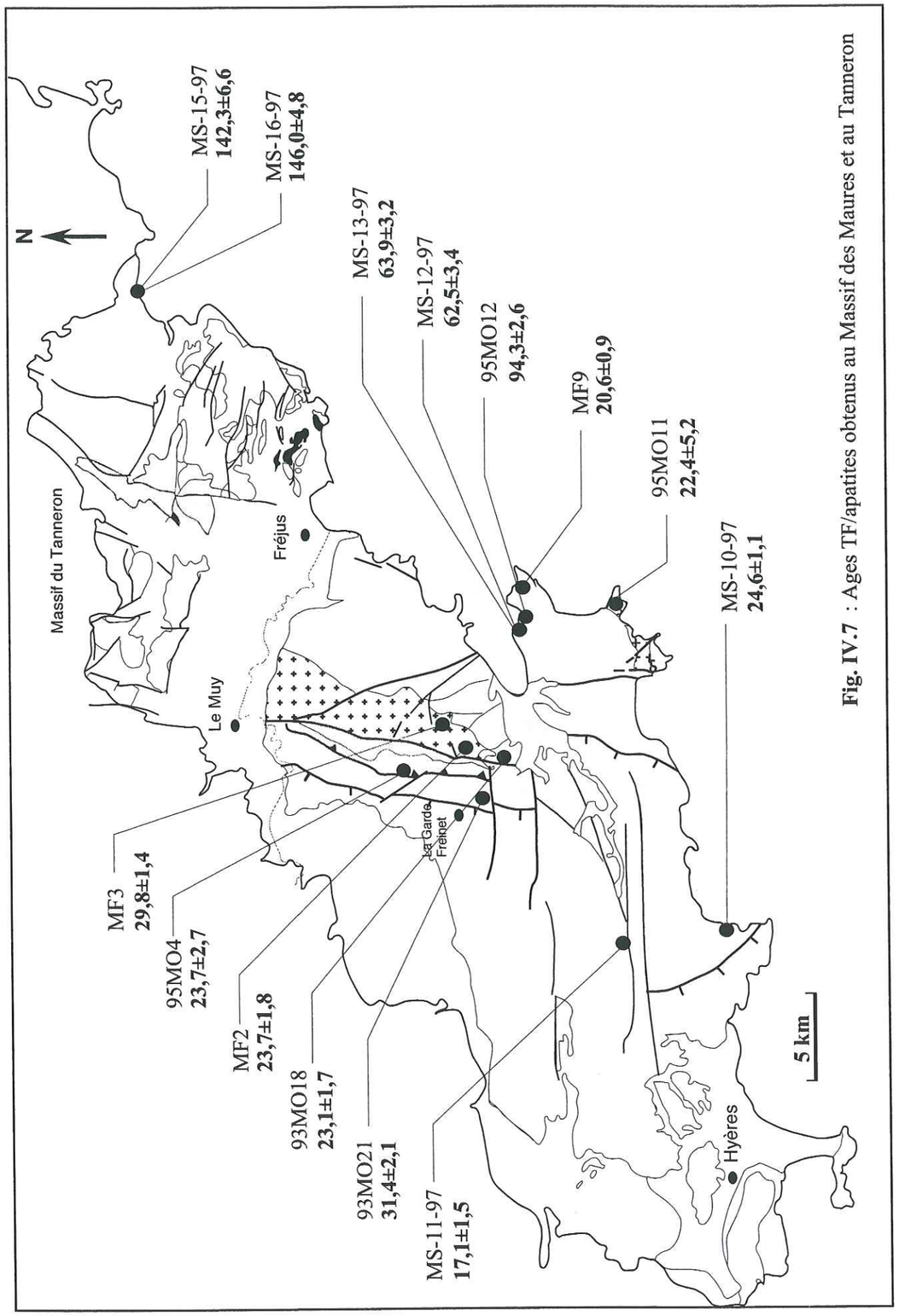


Fig. IV.7 : Ages TF/apatites obtenus au Massif des Maures et au Tanneron

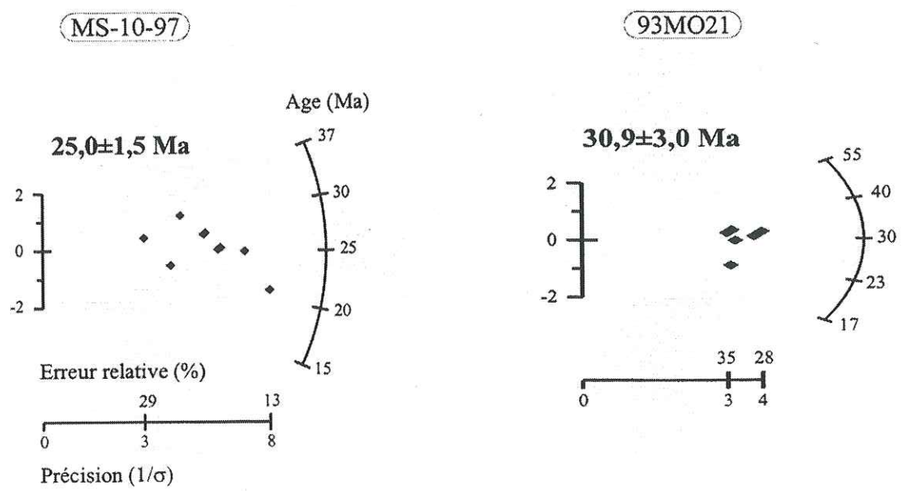


Fig. IV.8 : Diagrammes radiaux représentatifs rencontrés dans les Maures.

IV.5.2 - Longueurs confinées

Sur les 14 échantillons datés, seuls 4 ont permis la mesure des longueurs de traces confinées ; ceux pour lesquelles la séparation a fourni un grand nombre d'apatites. Les résultats de ces mesures sont reportés, avec les âges centraux, dans le tableau IV.12.

Echantillon	Age central ± 1σ (Ma)	(µm)	Lc ± 1σ (µm)	(µm)	1 D.S. (µm)	Nc
Massif des Maures						
93MO18	23,1 ± 1,7					
93MO21	31,4 ± 2,1		14,03 ±	0,11	1,31	126
MF9	20,6 ± 0,9		13,30 ±	0,19	1,71	79
MS-10-97	24,6 ± 1,1					
95MO4	23,7 ± 2,7					
95MO11	22,4 ± 5,2					
MS-11-97	17,1 ± 1,5					
MF3	29,8 ± 1,4		13,00 ±	0,17	2,13	152
MF2	23,7 ± 1,8		14,00 ±	0,10	1,21	129
MS-12-97	62,5 ± 3,4					
MS-13-97	63,9 ± 3,2					
95MO12	94,3 ± 2,6					
Massif du Tanneron						
MS-15-97	142,3 ± 6,6					
MS-16-97	146,0 ± 4,8		12,13 ±	0,16	1,75	125

Tableau IV.12 : Longueurs moyennes des trace confinée mesurée dans les apatites maures et tanneron. Même légende que celle du tableau IV.9.

Les longueurs moyennes des traces confinées (Tableau IV.12) varient entre 14,00 µm pour un granite du Plan de-La-Tour (MF2) et 12,05 µm pour un gneiss migmatitique (MS-16-97) vers Cannes. Les écarts-types varient entre 1,21 (MF2) et 2,13 µm (MF3). Comme en Corse, les distributions des longueurs de traces confinées mesurées sont caractérisées par des longueurs moyennes inférieures et des écarts-types supérieurs à ceux des apatites volcaniques, en faveur d'un taux de refroidissement plus lent, entre 120 et 60°C que pour les roches volcaniques.

COMPARAISON AVEC LES DONNEES ANTERIEURES

Nos données présentent un tableau thermochronologique sensiblement différent de celui qui résultait des études précédentes par TF sur apatites, et qui par ailleurs s'accorde bien avec les données $^{40}Ar/^{39}Ar$ les plus récentes.

IV.6 - EN CORSE

A l'exception du nord du Cap Corse et de l'extrême Sud-Ouest de l'île, tous nos âges TF sont groupés entre 25 et 10 Ma. C'est à dire qu'ils sont tous inférieurs à ceux de Carpéna *et al.* (1979) et Mailhé *et al.* (1986), entre 27 et 43 Ma, et même 103 Ma près de Calvi.

Dans le massif du Tenda, nos âges TF/apatites, vers 16-21 Ma, sont plus jeunes que les âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur phengites de Brunet *et al.* (1999), en accord avec la température effective de rétention des traces dans les apatites, vers 110°C et la température de fermeture du système Ar/Ar des phengites. La question de la signification des âges TF/apatites et zircons de Carpéna *et al.* (1979), Lucazeau et Mailhé (1986) et Mailhé *et al.* (1986), vers 40 Ma, posée par Brunet

et al. (1999) reste donc entière. Dans ce qui suit, nous ne considérerons donc plus les données de ces auteurs.

Nos données dans la région de Porto sont par contre en bien meilleur accord avec celles de van Tellingen *et al.* (1995) par TF/apatites. Ces auteurs trouvent des âges de 21 et 23 Ma pour un dyke basique dans ce secteur, avec des précisions de ±9-10 Ma. Ces données sont compatibles avec d'une part nos deux datations d'échantillons de socle cristallin DR-10-02 et DR-10-06, dragués au large de Porto, de 32 Ma, et deux autres situés à environ 7 km à l'Est de Porto, avec des âges de 22 Ma pour le bâti hercynien. Les deux autres datations de ces auteurs sont trop imprécises pour être discutées ici (voir ci-dessus § III.2.1.1).

Deux échantillons de roches volcaniques miocènes ont été datés à la fois par TF/apatites, K/Ar et $^{40}Ar/^{39}Ar$. Dans les deux cas, des résultats concordants ont été obtenus. Dans le Cap Corse, nous avons pour la minette de Sisco 13,7±1,3 Ma (échantillon CO4, tableau IV.8) et Civetta *et al.* (1978) 14,2±0,2 Ma en K/Ar sur roche totale, feldspath potassique et phlogopite. Pour l'andésite draguée lors de la mission MARCO au Sud-Ouest de la Corse, notre âge de 17,2±0,4 Ma (DR-02-1, tableau IV.8) est lui aussi concordant avec un âge $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur amphiboles de 16,1±0,4 Ma (Rossi *et al.*, 1998).

Les âges TF/apatites de van Tellingen *et al.*, les nôtres et les âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur le matériel alpin ou alpinisé de Brunet *et al.* (1999) ou sur les roches volcaniques néogènes, de Rossi *et al.* (1998) ou K/Ar de Civetta *et al.* (1978), forment donc bien un ensemble cohérent.

VI.7 - DANS LE MASSIF DES MAURES/TANNERON

Dans le massif des Maures, nos résultats sont aussi cohérents avec les mesures précédentes. Ainsi, sauf pour le voisinage de Saint-Tropez, Morillon (1997) obtenait un spectre d'âges TF/apatites compris entre 37 Ma et 22 Ma sur 9 échantillons. Celui que nous obtenons va de 31 à 17 Ma pour aussi 9 échantillons, à la fois dans le secteur précédemment étudié par Morillon, mais aussi pour d'autres échantillons situés plus au sud.

Au voisinage de Saint-Tropez, Lucazeau et Mailhé (1986) avaient obtenu un âge TF/apatites de 117,7±4,3 Ma. Sur un autre échantillon de ce secteur, trois âges concordants avaient été déterminés à partir du même montage de grains de respectivement 96,5±4,5 (B. Jakni); 93,2±4,4 (E. Labrin) et 93±4,9 Ma (A.-C. Morillon) échantillon 95MO12 ; tableau IV.11. Deux autres échantillons pris plus récemment à proximité, sont eux aussi avec des âges TF exceptionnellement élevés, de 62,5±3,4 et 63,9±3,2 Ma (MS-12-97 et MS-13-97 ; tableau IV.11).

Aucun âge TF/apatites n'avait encore été apporté pour le massif du Tanneron. Nos données avec des âges proches de 145 Ma, suggèrent une histoire thermique spécifique pour ce massif.

CONCLUSION

Nous disposons maintenant d'un ensemble de données TF/apatites qui représente un échantillonnage important de la surface Corse-Maures-Tanneron dans lequel les âges centraux post-crétacés dominent très largement. Reste maintenant à comprendre ce que ces âges nous apprennent sur l'histoire thermique alpine du bâti hercynien de cet ensemble et de sa composante alpine.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Brunet C., Monié P., Jolivet L. et Cadet J.P., 1999. Migration of compression and extension in the Tyrrhenian Sea, insights from $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages on micas along a transect from Corsica to Tuscany. *Earth Plant. Sc. Lett., soumis.*

Carpéna J., Mailhé D., Naeser C.W. et Poupeau G., 1979. Datation d'une phase éocène en Corse. *C. R. Acad. Sc., 289, série D, pp. 829-832.*

Civetta L., Orsi G. et Scandone P., 1978. Eastwards migration of the Tuscan anatectic magmatism due to anticlockwise rotation of the Apennines. *Nature, 276, 604-606.*

Galbraith R.F., 1981. On statistical models for Fission Track counts. *Mathematical Geology, 13, N°6, pp. 471-478.*

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

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

Green P.F., 1988. The relationship between track shortening and fission track age reduction in apatite: combined influences of inherent instability, annealing anisotropy, lenght bias and system calibration. *Earth Plant. Sc. Lett, 89, 335-352.*

Hurford A.J., Flisch M. et Jager E., 1989. Unrevelling the thermo-tectonic evolution of the Alps: a contribution from fission track analysis and mica dating. *Alpine tectonics, Geol. Soc. Special. Pub., 45, 369-398.*

Lucazeau F. et Mailhé D., 1986. Heat flow, heat production and fission track data from the hercynian basement around the provençal basin (western mediteranean). *Tectonophysics, 128, 335-356.*

Mailhé D. Lucazeau F. and Vasseur G., 1986. Uplift history of thrust belts: an approch based on fission track data and thermal modelization. *Tectonophysics, 124, pp. 177-191.*

Morillon A.-C., 1997. Etude thermo-chronométrique appliquée aux exhumations en contexte orogénique : le Massif des Maures (France) et les Cordillères Bétiques (Espagne). *Thèse d'université, Géosciences Azur, 303 p.*

van Tellingen H.W., Verschure R.H. et Andreiessen P.A.M., 1995. Indications for the earl Miocene mafic dike swarn in western Corsica. A combined fission track, isotopic and geochemical investigation. *Koninklijke Nederlandse Academie van Wetenschappen, Amsterdam, 99 (1-2), 85-104.*

Rossi Ph., Guennoc P., Réhault J.P., Arnaud N., Jakni B., Poupeau G., Tegyey M., Ferrandini J., Sosson M., Beslier M.O., Rollet N. et Gloaguen R., 1998. Importance du volcanisme calco-alcalin miocène sur la marge sud-ouest de la Corse (campagne MARCO). *C. R. Acad. Sc., Paris, 327, 369-376.*

CHAPITRE V

INTERPRETATION THERMOCHRONOLOGIQUE DES DONNEES TF ET INTEGRATION GEODYNAMIQUE

Chapitre 5

INTERPRETATION THERMOCHRONOLOGIQUE DES DONNEES TF ET INTEGRATION GEODYNAMIQUE

Dans ce chapitre, nous examinerons les conditions aux limites que fournit la thermochronologie TF/apatites pour l'évolution récente, essentiellement post-éocène, des domaines géographiques considérés. Nous examinerons ensuite dans quelle mesure ces données s'accordent ou non avec les hypothèses actuelles sur l'évolution tectonique et géomorphologique des ensembles étudiés.

V.1 - CORSE : REMARQUES PRELIMINAIRES

Nous avons reporté dans la Fig. V.1 les âges TF/apatites obtenus dans ce travail en fonction de l'altitude. On constate qu'aucune corrélation âge/altitude n'existe entre 10 et 26 Ma et que les âges les plus élevés sont trouvés aux altitudes les plus basses.

Ce schéma est l'inverse de ce que l'on observe dans les Alpes (Hurford, 1991 ; Martin *et al.,* 1998) où on observe souvent une corrélation positive âges/altitude (Fig. V.2). Il est aussi différent de ce qu'on observe sur une marge passive, où l'âge TF est proche de celui du rifting ou d'une ouverture océanique, et va en s'élevant vers l'intérieur des terres. En effet, si les âges dans l'Ouest de la Corse (sauf le Sud-Ouest) sont en effet proches de celui de l'ouverture ligure, ils rajeunissent vers l'Est.

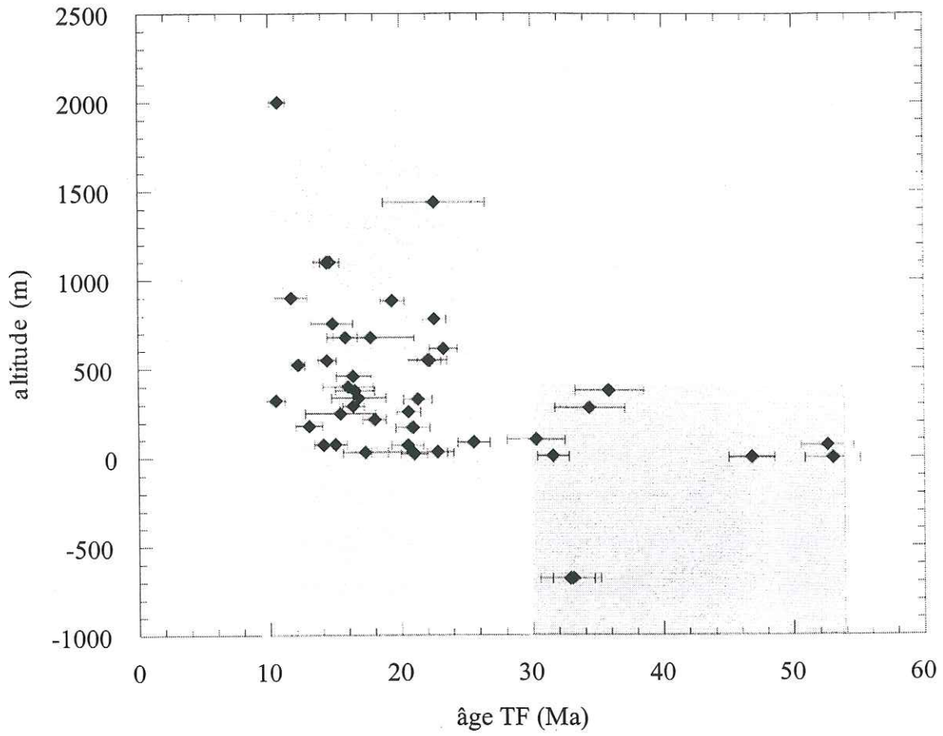
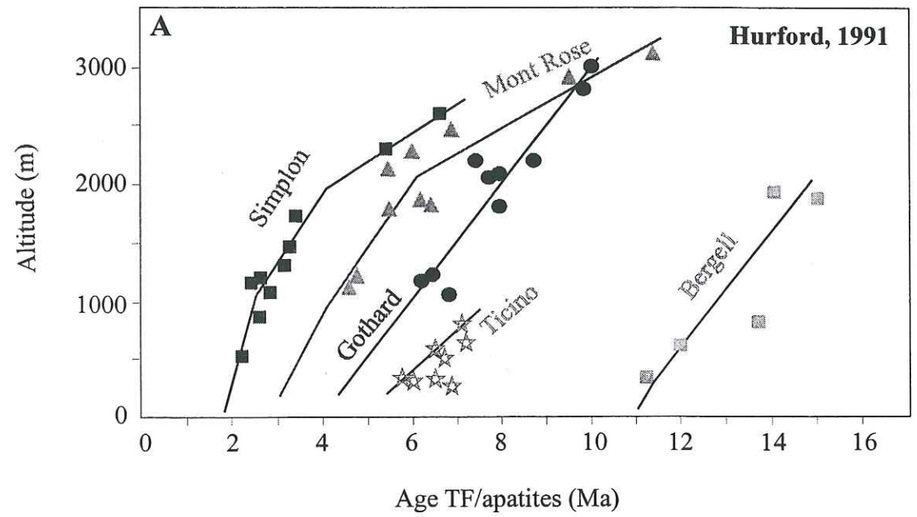


Fig. V.1 : Distribution des âges apparents TF obtenus dans ce travail en fonction de l'altitude d'échantillonnage, pour la Corse.



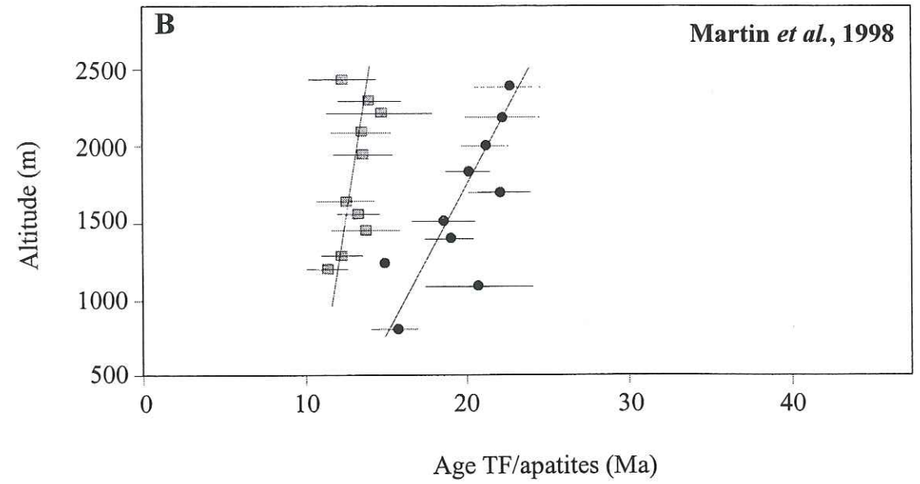


Fig. V.2 : Corrélation positive âge TF/altitude dans le cas des Alpes

Il est donc clair que la distribution des âges TF de l'île ne correspond ni complètement à un simple phénomène de surrection/dénudation alpine récente, ni seulement à la tectonique extensive et à la dénudation associée à l'ouverture ligure, mais résulte probablement d'une combinaison de ces phénomènes, possiblement compliquée localement par une tectonique de blocs en liaison avec l'extension tyrrhénienne, à partir d'environ 20 Ma (Carmignani *et al.*, 1995), voire 12 Ma (Blundell *et al.*, 1992).

Si au lieu de comparer les âges TF/apatites avec l'altitude, on les situe dans leur contexte régional, certaines tendances apparaissent cependant :

V.1.1 - Ages < 26 Ma

Ce sont les plus nombreux puisque sur 45 échantillons datés, 36 font partie de ce groupe d'âges. Ils sont tous situés au Nord d'une ligne joignant Ajaccio au Golf di Sant'Amanza (Fig. V.3) et se rencontrent jusqu'au Nord du Cap Corse. A l'intérieur de ce groupe, on note, indépendamment de l'altitude, une tendance régionale au rajeunissement vers la Corse alpine.

V.1.1.1- Ages 20<t<26 Ma

Ces âges sont situés le long d'une bande dessinant un arc de cercle localisé dans sa majeure partie du côté ouest de l'île, depuis Saint-Florent au Nord jusqu'à Ajaccio, et qui recoupe ensuite l'île jusqu'au Golf di Sant'Amanza (Fig. V.3). Dans cette zone, les reliefs s'élèvent du niveau de la mer jusqu'à 1400 m d'altitude. Nous avons pu procéder à des mesures de longueurs de traces confinées pour 8 échantillons sur un total de 15. Etant donné le faible nombre de traces fossiles par grain d'apatite, ces mesures ont souvent exigé deux voire trois montages de plusieurs centaines de grains pour obtenir des nombres significatifs de traces confinées. Les résultats sont donnés dans la Fig. V.4. En raison de la variabilité de la densité des traces confinées d'un échantillon à l'autre, les distributions des longueurs de traces confinées sont définies sur un nombre de traces compris entre 35 (CO65) et 129 (CO36).

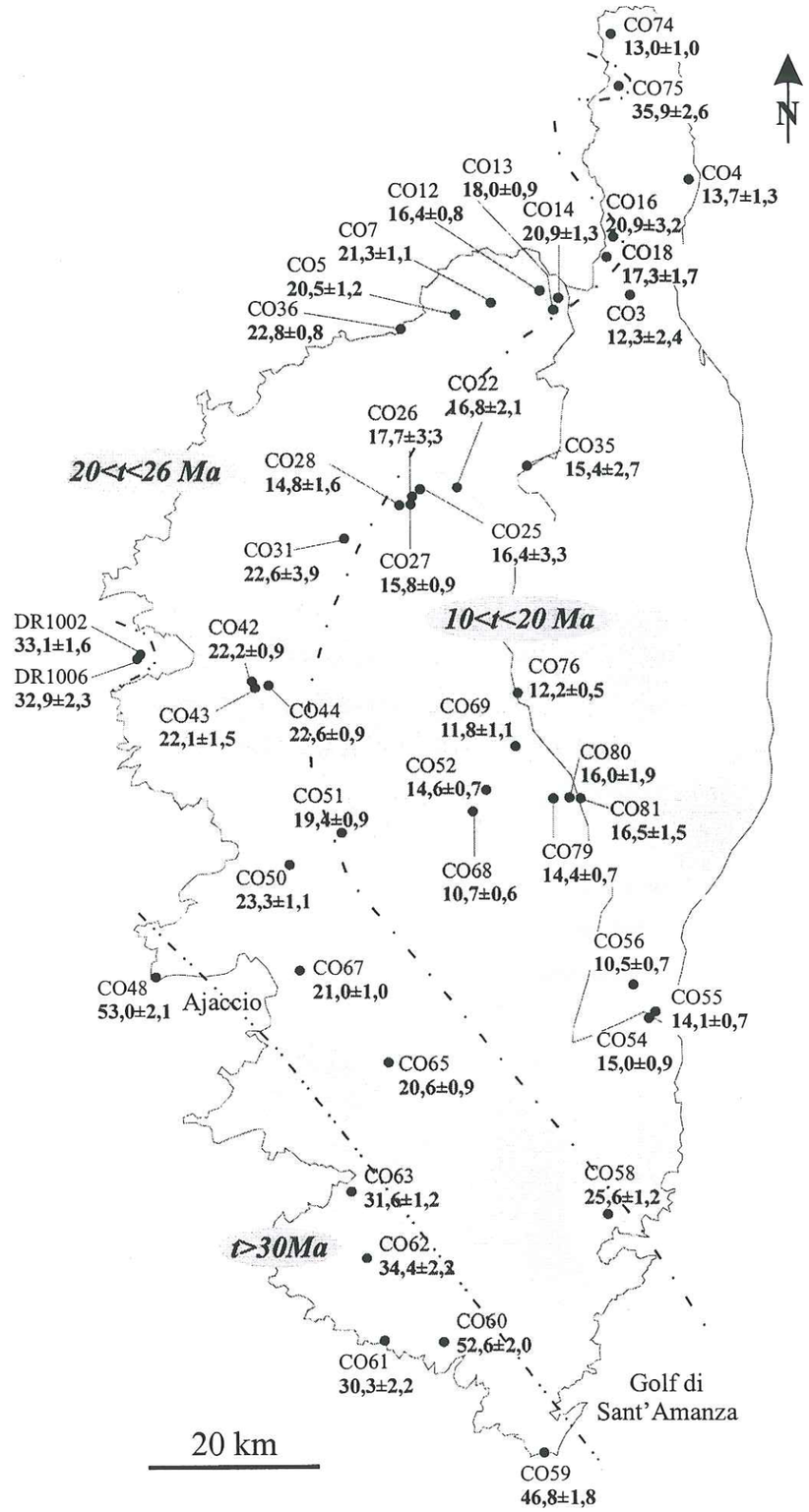


Fig. V.3 : Répartition géographique des âges apparents TF en Corse. Nous n'avons pas tenu compte dans cette zonation des âges centraux des trois échantillons du secteur Tenda-Saint Florent (CO12, CO13 et CO18) ; voir § V.3.

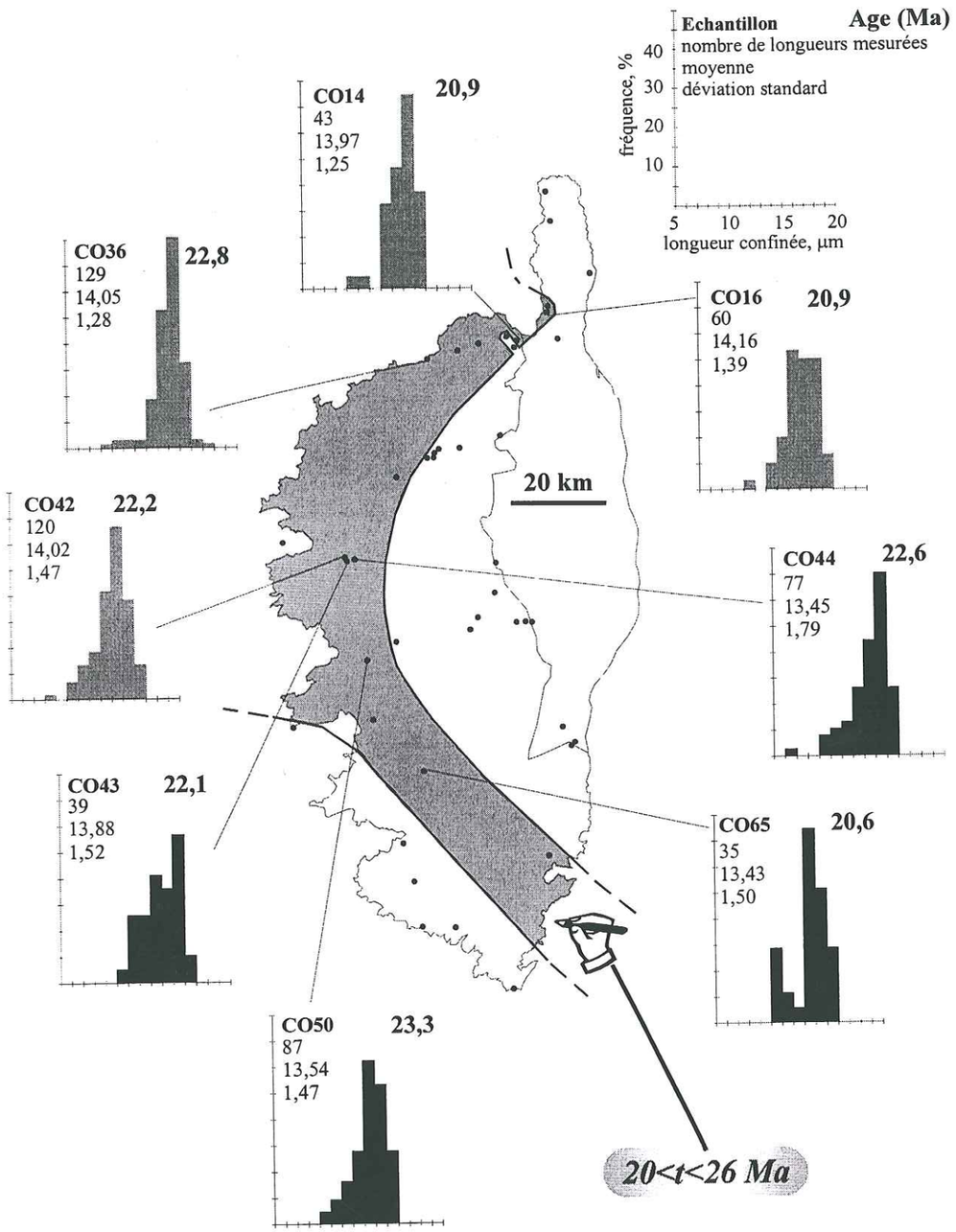


Fig. V.4 : Distribution des longueurs de traces confinées du groupe d'âge intermédiaire (20<t<26 Ma).

L'examen des histogrammes de fréquence des longueurs de traces confinées fait apparaître deux tendances :

1- les échantillons CO42, CO36, CO14 et CO16 (histogrammes en grisé) présentent des longueurs moyennes ≥14 µm et des écarts-types <1,5 µm. Ces caractéristiques, proches de celles des apatites volcaniques, plaident en faveur d'un refroidissement relativement rapide à travers la ZRP (zone de rétention partielle des traces, § I.3.1) ;

2- les échantillons CO43, CO44, CO50 et CO65 (histogrammes en noir) présentent des longueurs moyennes inférieures aux précédentes, de 13,43 (CO65) à 13,54 µm (CO50) et des écarts-types supérieurs, ≥1,5 µm. Un examen attentif de la distribution des longueurs confinées montre que dans ce groupe d'échantillons, *le mode de la distribution est souvent dans la même classe (14-15 µm) que les précédents* ; la diminution de la longueur moyenne et l'augmentation de l'écart-type sont donc dus à un excès de traces courtes. La distribution des longueurs de l'échantillon CO65, bien qu'obtenue sur seulement 35 traces, est à cet égard révélatrice. Bimodale, la population de traces analysées comporte deux familles nettement séparées, l'une avec un pic vers 10-11 µm, l'autre vers 14 µm. On peut donc supposer que les échantillons de ce groupe comportent une sous-population de traces anciennes non complètement effacées : dans ce cas, ces échantillons auraient subi un réchauffement vers 110-120°C avant un refroidissement rapide, du même type que les échantillons du premier groupe.

Ces données témoigneraient soit de différences de composition chimique entre apatites de différents sites, soit d'histoires variables de résidence dans la ZRP, ou d'une combinaison de ces facteurs, à laquelle s'ajouterait éventuellement l'effet de la topographie sur la position des isothermes géothermiques.

V.1.1.2 - Ages 10<t<20 Ma

Ces âges concernent les échantillons situés au centre de l'île, dans le reste de la Corse hercynienne et ponctuellement dans le Cap Corse (CO74) et le NE du massif de Tenda (CO12, CO13). Ce groupe comprend 24 échantillons (Fig. V.3). Des mesures de longueurs de traces

confinées ont été effectuées pour seulement 8 échantillons en raison, là encore, de la rareté des traces confinées et du matériel disponible.

Dans cette bande, les âges tendent à varier de 15-19 Ma à l'Ouest, vers 10-12 Ma à l'Est, avec des variantes importantes. L'étude des distributions des longueurs de traces confinées a porté, dans ce cas, sur un nombre de traces compris entre 24 (CO52) et 119 (CO76). Les distribution de longueurs confinées des échantillons analysés sont reportées sur la Fig. V.5. Les échantillons de ce groupe se caractérisent par des longueurs moyennes généralement ≤14 µm et des écarts-types qui peuvent atteindre des valeurs >2 µm, sans toutefois qu'il y ait de tendance très nette à des variations systématiques de ces paramètres en allant vers la Corse alpine.

V.1.2 - Ages TF > 26 Ma

Il s'agit de 9 échantillons (Fig. V.3), dont l'un, CO75, est situé dans une fenêtre de socle hercynien dans le Nord du Cap Corse, deux autres, DR1002 et DR1006 dans le golfe de Porto, et six autres au Sud de la ligne joignant Ajaccio au Golf di Sant'Amanza. Tous ces échantillons ont des âges compris entre 30 et 34 Ma, trois d'entre eux se situant vers 50 Ma dans le Sud-Ouest de l'île.

Les traces confinées n'ont pu être étudiées que dans les échantillons les plus méridionaux. C'est dans ce groupe d'échantillons que l'on rencontre les longueurs moyennes les plus courtes et les écarts-types les plus longs mesurés (Fig. V.6). Ages apparents et distributions de longueurs de traces indiquent donc pour ces échantillons une histoire thermique TF/apatites différente de celle du reste de la Corse.

V.2 - THERMOCHRONOLOGIE TF/APATITES ET HISTOIRE DE REFROIDISSEMENT DE L'ENSEMBLE CORSE/MAURES/TANNERON

La plus grande partie des âges apparents déterminés pour la Corse, les Maures et le Tanneron sont post-éocènes. Localement seulement on peut rencontrer des âges plus anciens :

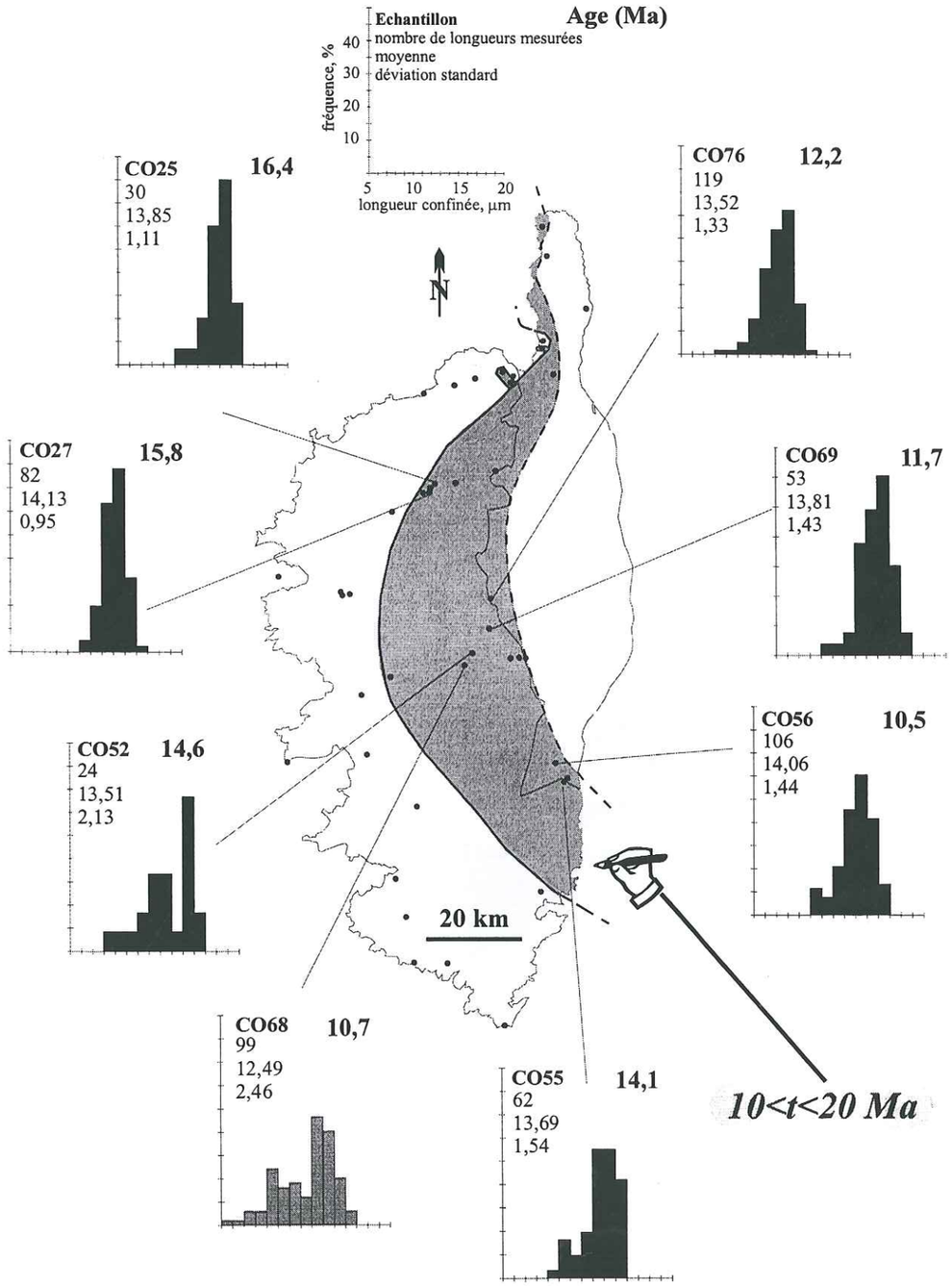


Fig. V.5 : Distribution des longueurs de traces confinées du groupe d'âge le plus jeune (10<t<20 Ma).

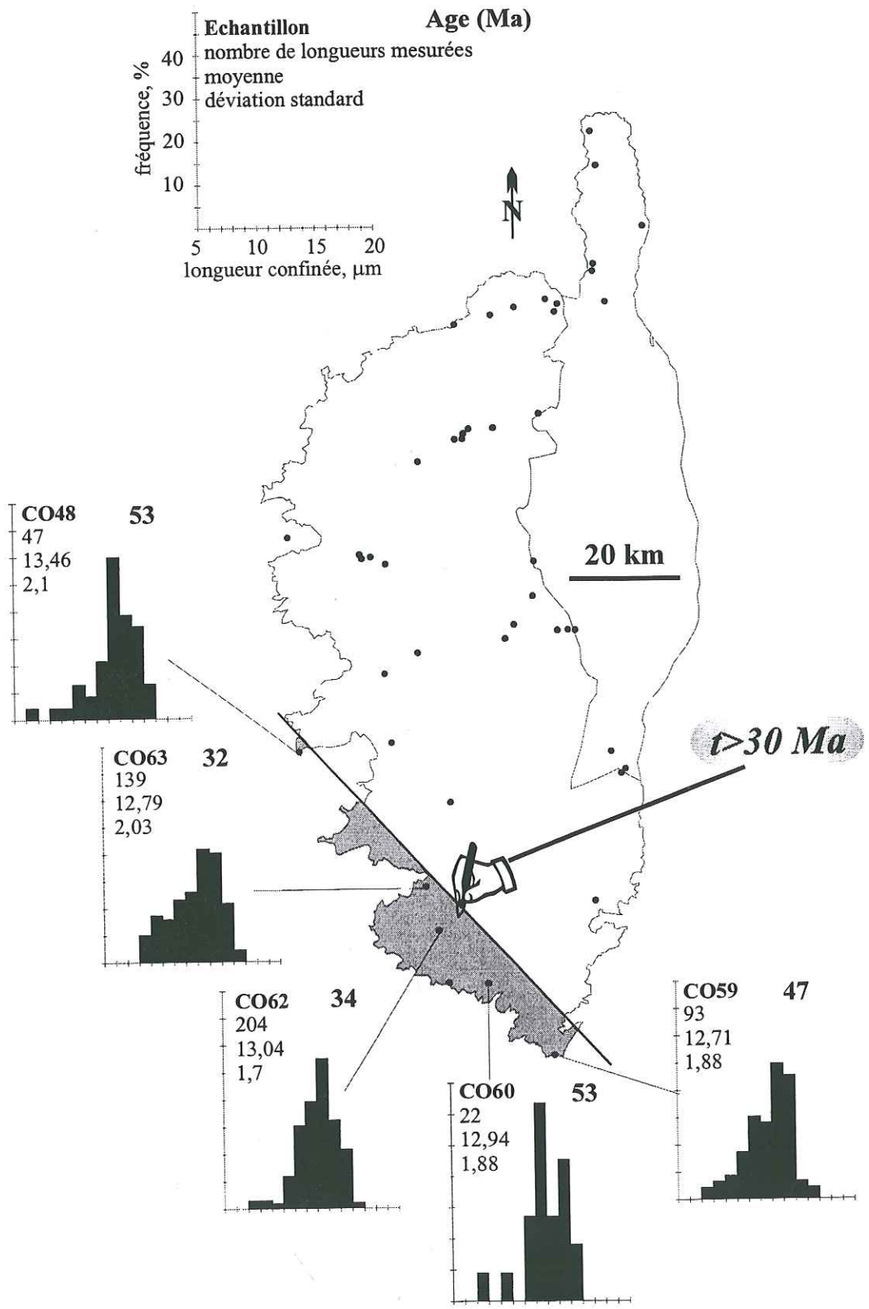


Fig. V.6 : distribution des longueurs de traces confinées du groupe d'âge le plus ancien (t>25 Ma).

vers Saint-Tropez dans les Maures, Cannes dans le Tanneron, et en Corse, dans le Cap Corse, au large de Porto et au Sud de la diagonale Ajaccio-Golf di Sant'Amanza.

V.2.1 - Les âges post-éocènes

Les âges les plus anciens, entre 20 et 30 Ma, se rencontrent à la fois dans les Maures (Fig. V.7) et en Corse, à la fois sur sa façade occidentale et jusqu'au Nord du Golf di Sant'Amanza (Fig. V.3). Lorsque, pour les échantillons les plus jeunes de ce groupe, caractérisés par des longueurs de traces ≥13,3 µm et un écart-type 'modeste' inférieur 1,79 µm (Figs. V.4 et 8), on procède à une optimisation de Gallagher, on obtient le même type d'histoire de refroidissement, avec un début d'enregistrement des traces vers 27±2 Ma, avec un taux de refroidissement de 3,5-9°C/Ma jusque vers 15±2 Ma, suivi d'un pallier vers 60°C et d'une reprise du refroidissement vers 4-7 Ma (Figs. V.9 à 11). Lorsqu'on procède à des optimisations de Gallagher sur des échantillons plus anciens, d'âges apparents plus proches de 30 Ma et/ou avec des traces confinées souvent plus courtes que précédemment, on arrive à reproduire les données expérimentales seulement si l'on admet que ces échantillons enregistraient déjà des traces il y a plus de 30 Ma mais qu'ils ont été sévèrement affectés par un épisode thermique vers 26-28 Ma, comme on peut le voir pour l'échantillon CO36 (Fig. V.12), CO44 (Fig. V.13) ou le MF3 du massif des Maures (Fig. V.14).

La première phase de refroidissement coïncide avec la durée estimée de la phase rifting ligure oligo-miocène, dont le début est estimé à ~30 Ma et la fin, selon les auteurs, vers 25-21 Ma (§ II.1.4.1). Elle pourrait donc être associée à l'érosion consécutive à la tectonique associé au rifting. Le déclenchement de l'épisode final de refroidissement, depuis 5±1,5 Ma, est contemporain de la dénudation de l'ensemble des alpes méridionales à partir de 6 Ma (Bogdanoff *et al.*, 1999 ; Bigot *et al.*, 1999) et dont l'épisode messinien est l'un des événements érosif marquant (baisse du niveau de base).

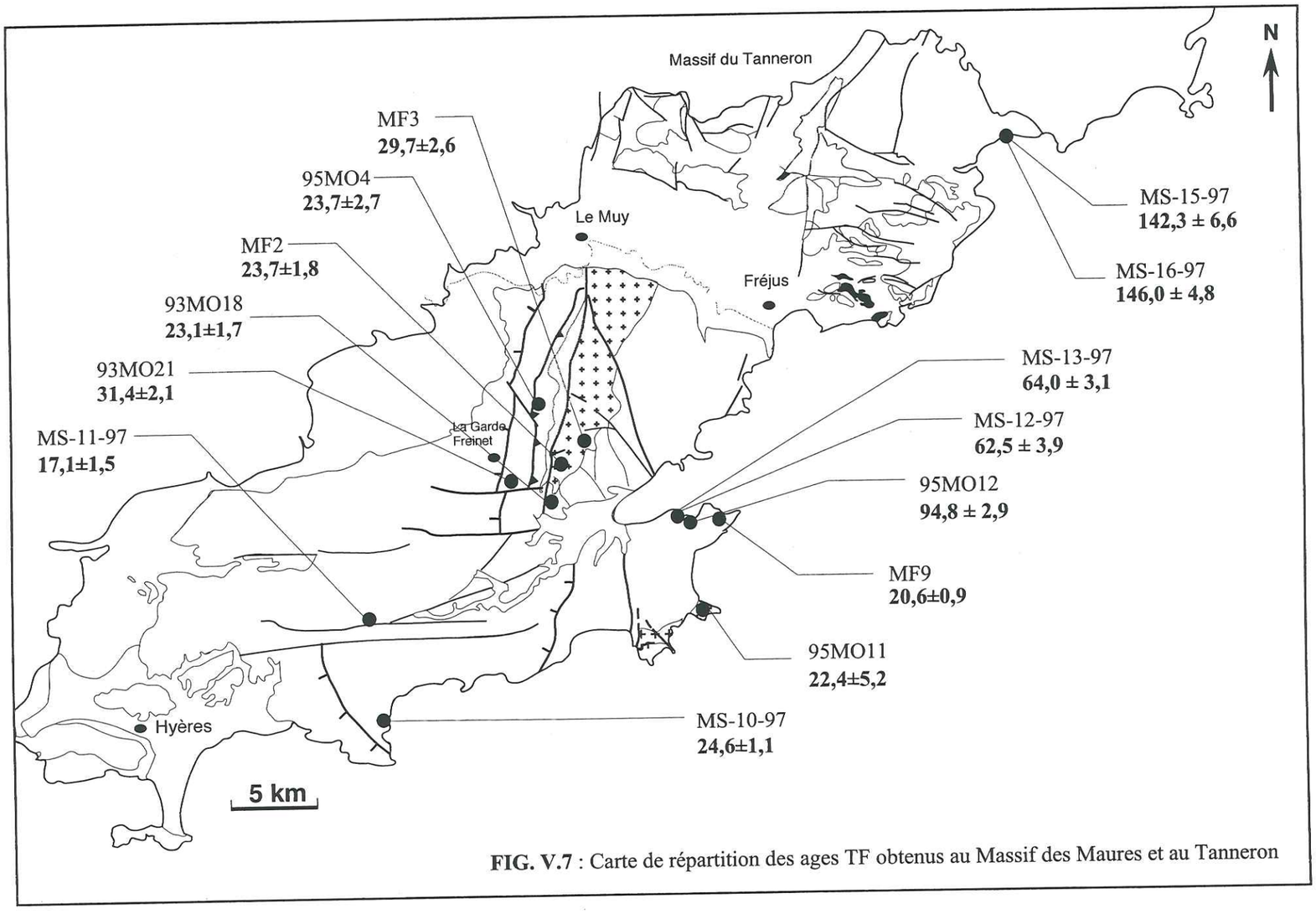


FIG. V.7 : Carte de répartition des ages TF obtenus au Massif des Maures et au Tanneron

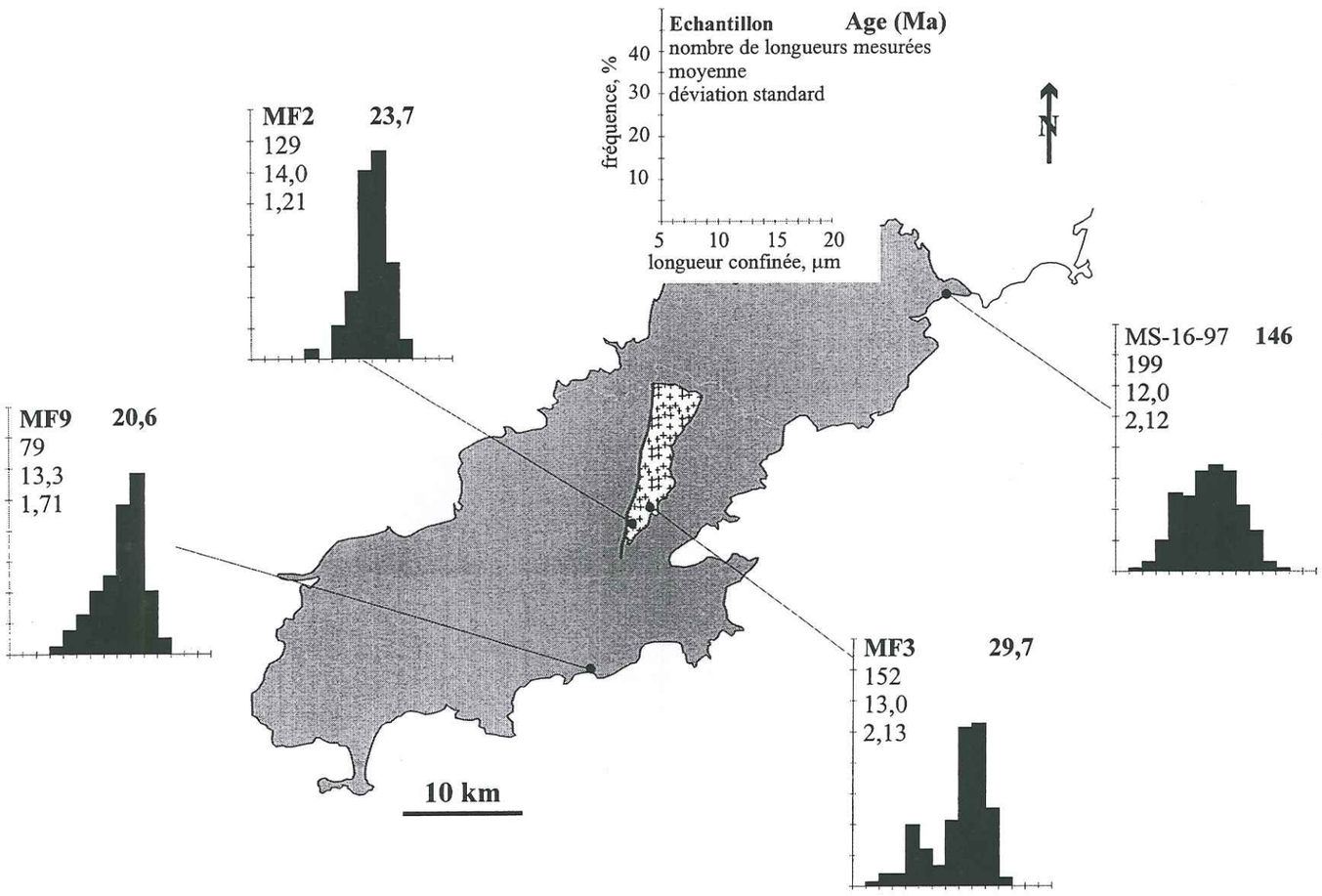


Fig. V.8 : Distribution des longueurs de traces confinées dans le massif des Maures-Tanneron.

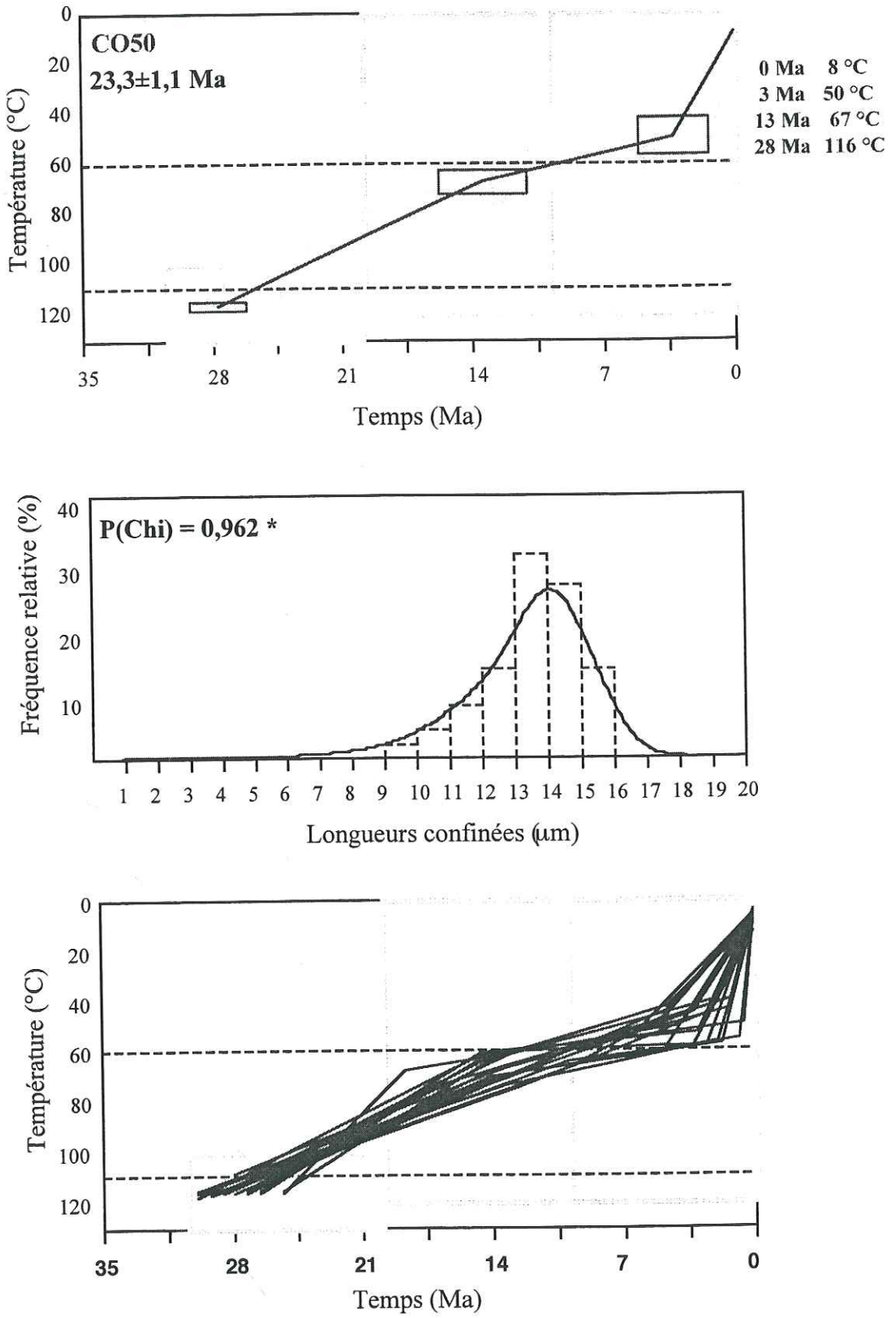


Fig. V.9 : Résultats de l'optimisation de Gallagher pour l'échantillon CO50.

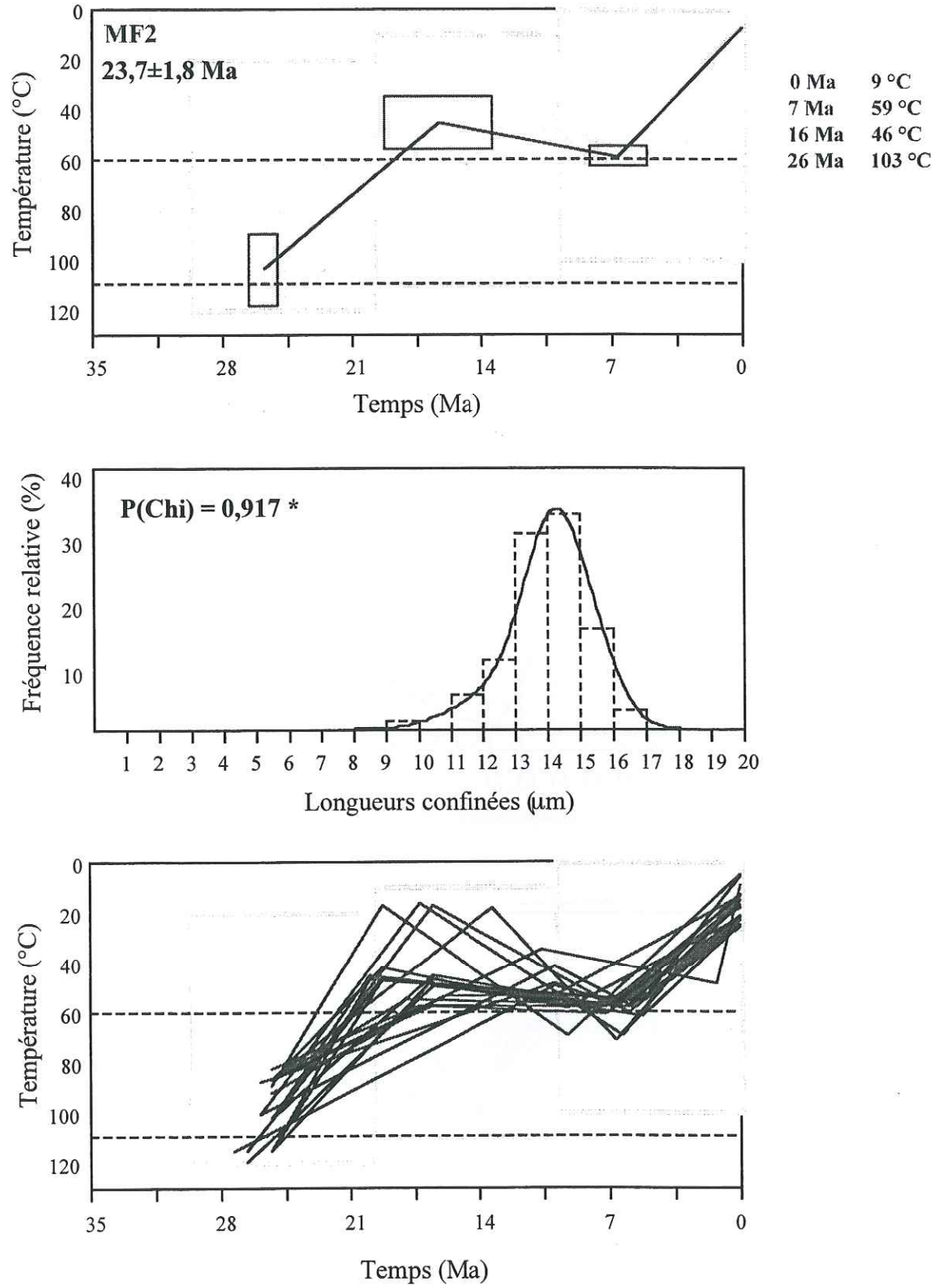


Fig. V.10 : Résultats de l'optimisation de Gallagher pour l'échantillon MF2.

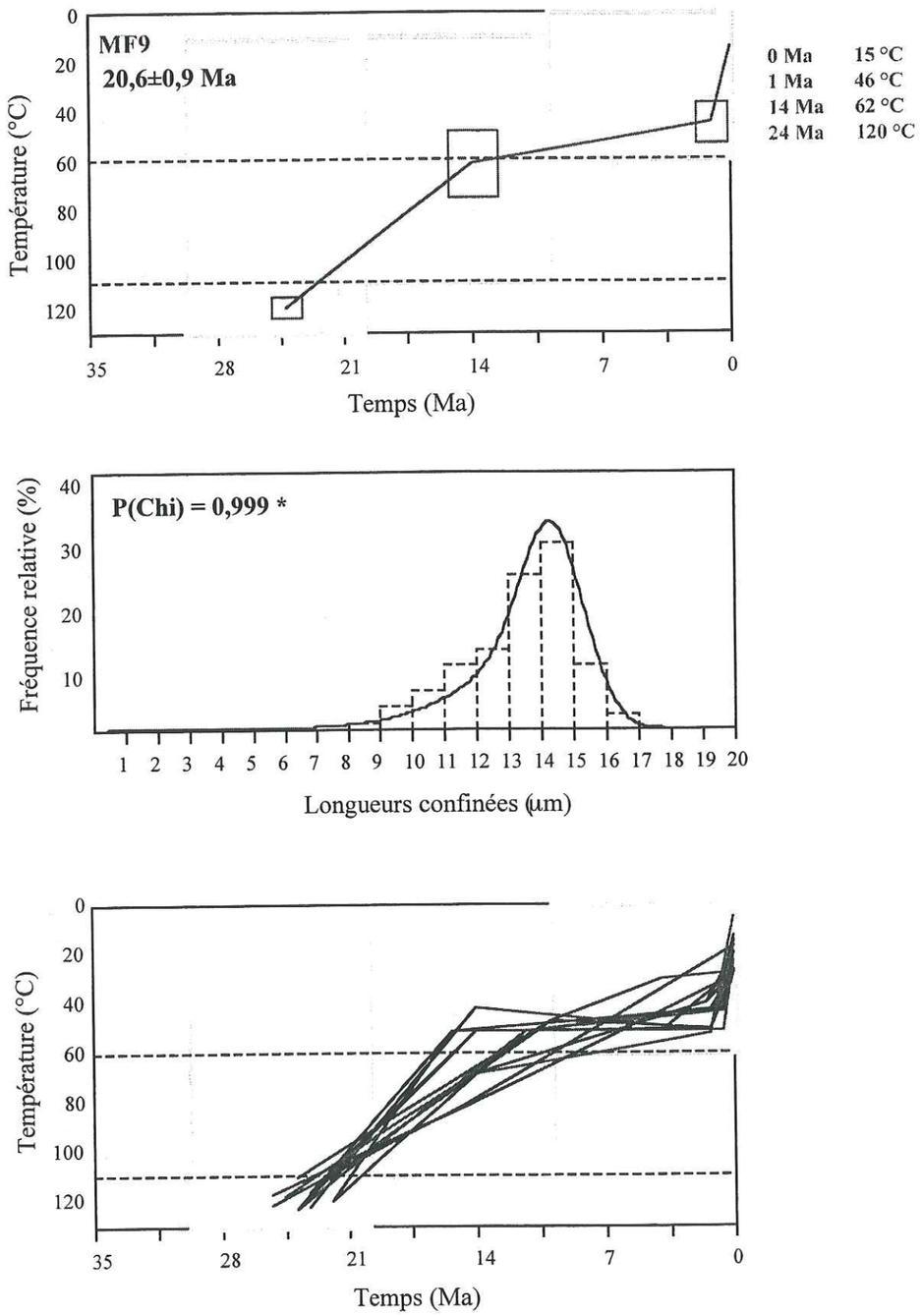


Fig. V.11 : Résultats de l'optimisation de Gallagher pour l'échantillon MF9.

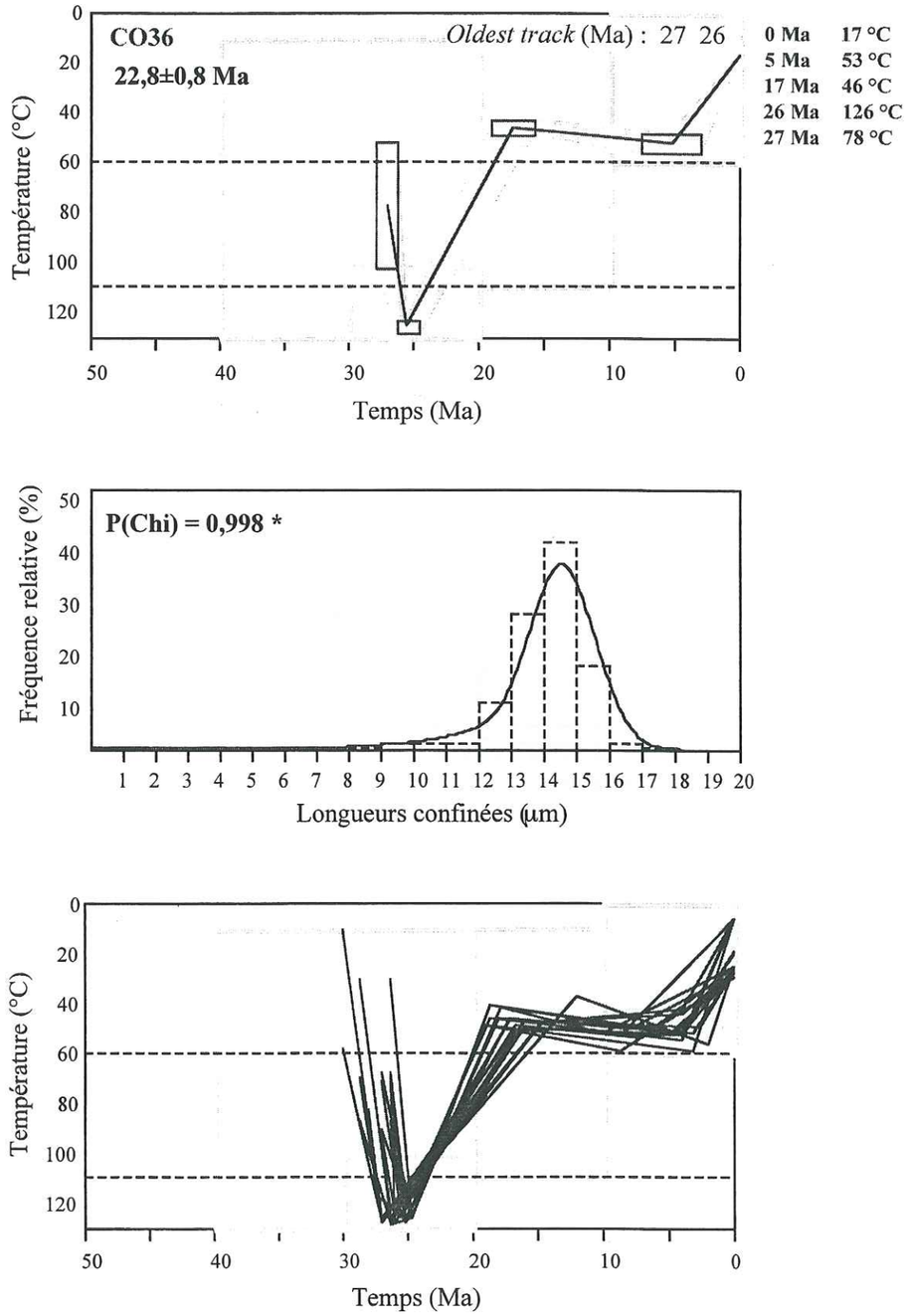


Fig. V.12 : Résultats de l'optimisation de Gallagher pour l'échantillon CO36.

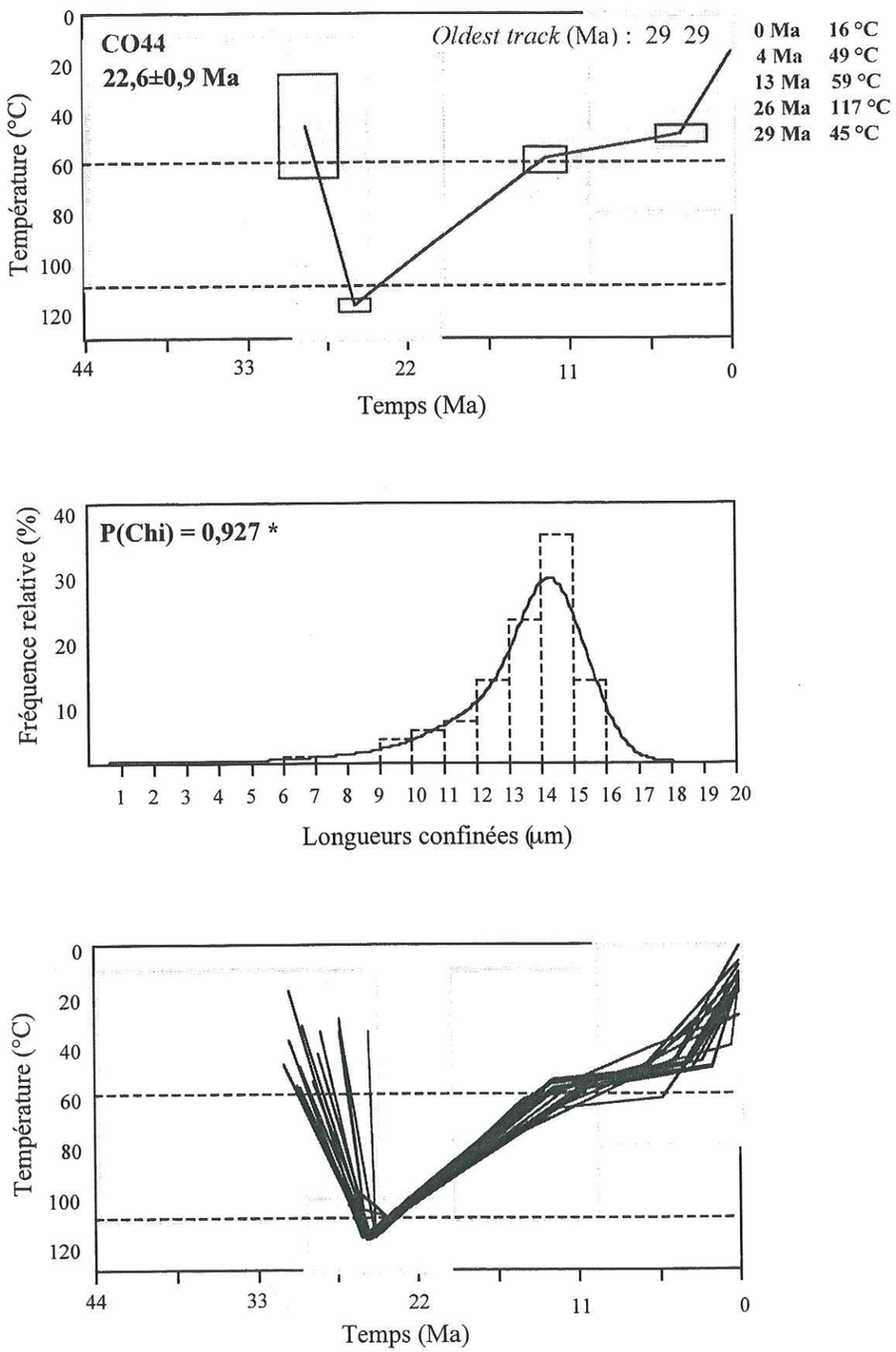


Fig. V.13 : Résultats de l'optimisation de Gallagher pour l'échantillon CO44.

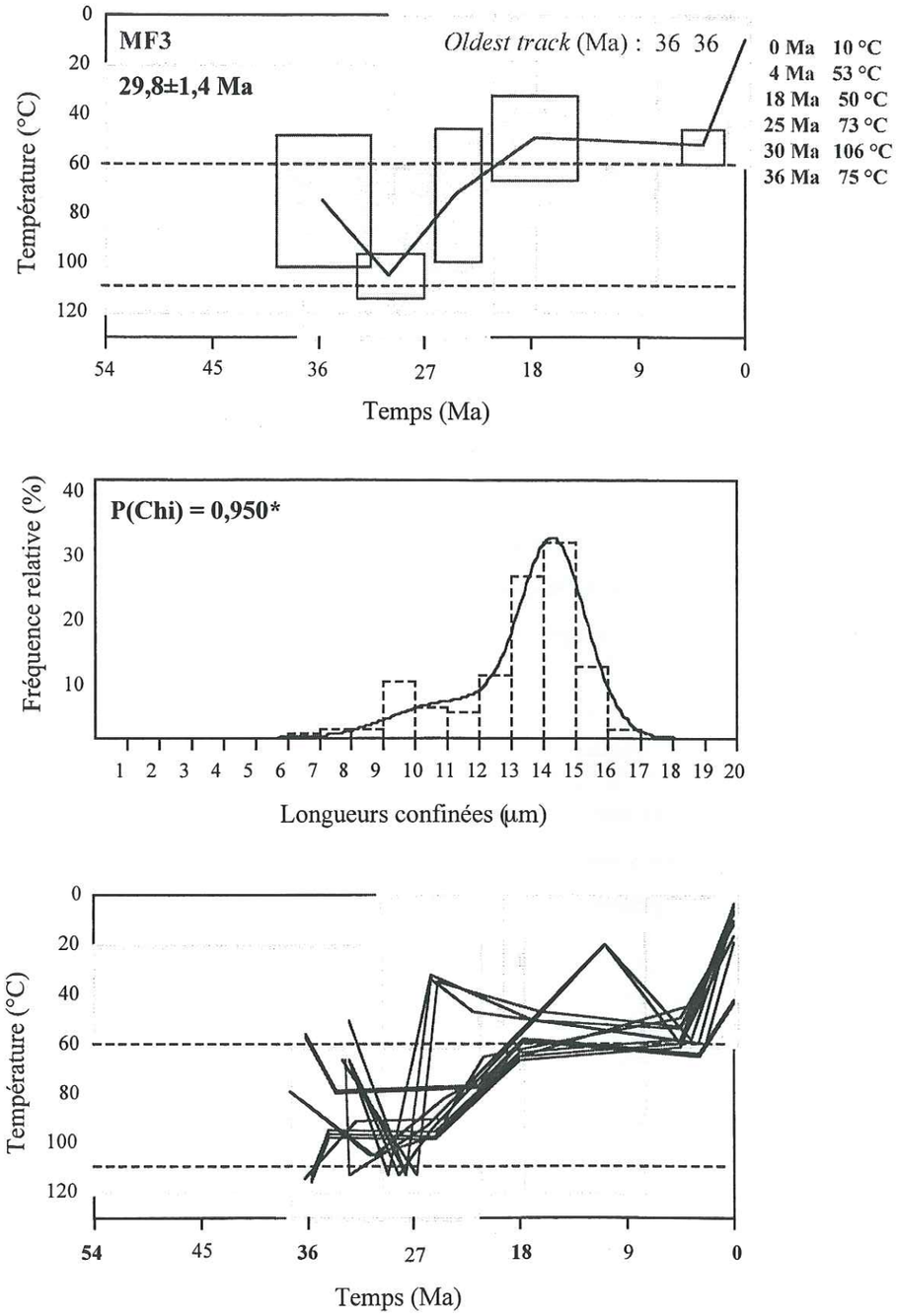


Fig. V.14 : Résultats de l'optimisation de Gallagher pour l'échantillon MF3.

Les âges <20 Ma, se rencontrent généralement dans la partie orientale du batholite hercynien, ponctuellement dans la zone alpine et exceptionnellement dans le massif des Maures (MS-11-97). Seuls les échantillons corses ont permis l'analyse des traces confinées. L'optimisation de Gallagher suggère, dans ce cas, des débuts d'enregistrement de traces plus récents que précédemment. Ainsi, pour l'échantillon CO27 (Fig. V.15), ce début se situerait vers 18 Ma et serait suivi d'un refroidissement relativement rapide, de l'ordre de 14°C/Ma entre 18 et 13 Ma, ensuite et pendant ~12 Ma, l'échantillon serait resté à une température avoisinant 50°C jusqu'à une dernière dénudation au Quaternaire (1 Ma).

Parmi les trois autres échantillons porteurs des âges centraux les plus jeunes, entre 10 et 12 Ma, deux (CO56 et CO76, Figs. V16 et 17) présentent une histoire de refroidissemnt du même type, mais avec des débuts d'enregistrement plus récents, respectivement vers 11 et 15 Ma. Enfin, plus au Sud, avec CO68, on observe une histoire de refroidissement spécifique, pratiquement linéaire avec le temps, depuis un début d'enregistrement des traces vers 14 Ma (Fig. V.18).

L'histoire de refroidissement du batholite hercynien corse depuis l'Eocène terminal semble donc présenter une variation 'continue' d'Est en Ouest, du moins à l'échelle de notre échantillonnage. Il faudra s'interroger sur la signification de cette variation, dans laquelle l'extension thyrrénienne pourrait avoir joué un rôle majeur (voir discussion ci-dessous).

V.2.2 - Les âges pré-oligocènes

Dans ce contexte, comment comprendre la signification des âges pré-oligocènes rencontrés dans les secteurs précédents?

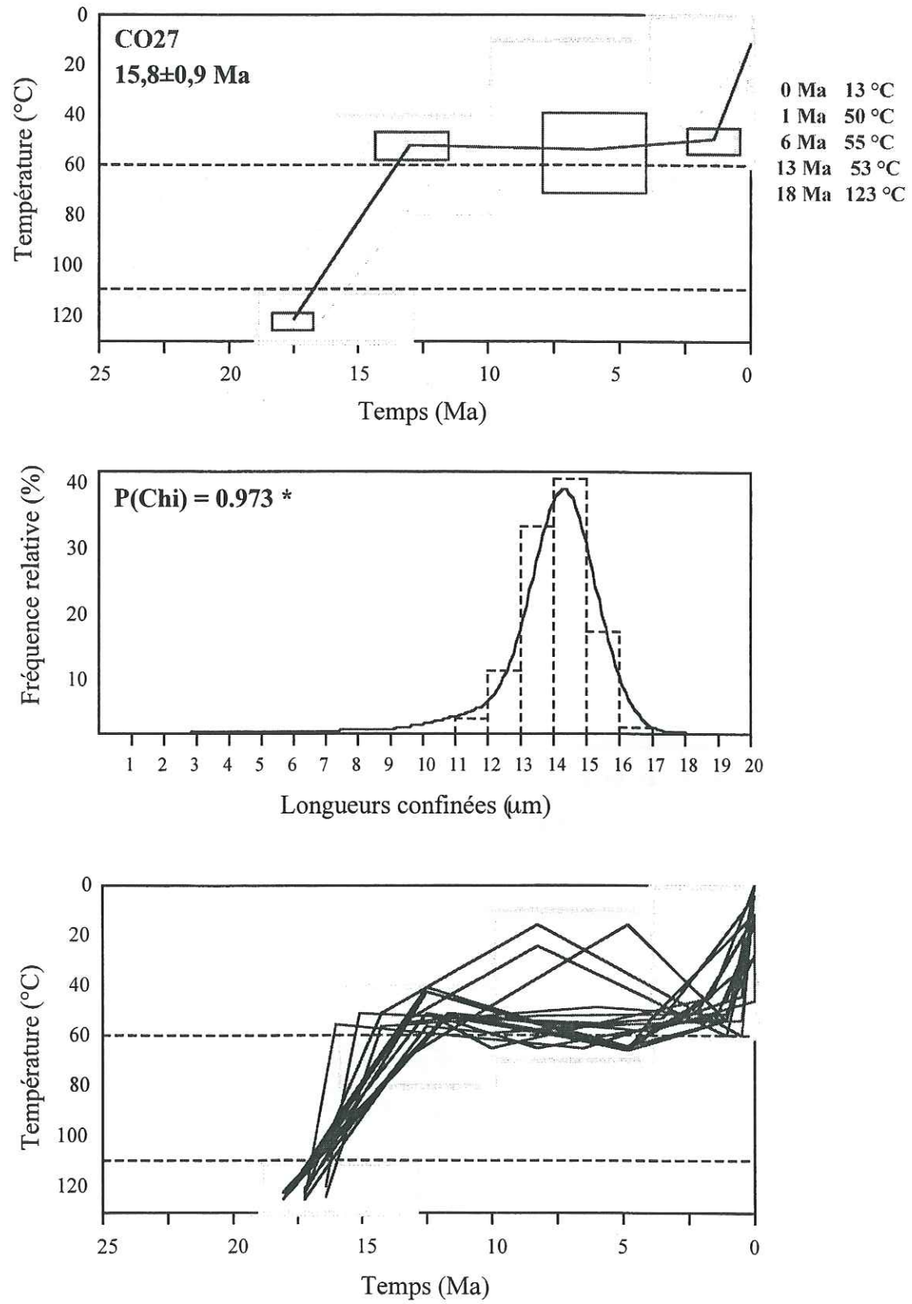


Fig. V.15 : Résultats de l'optimisation de Gallagher pour l'échantillon CO27.

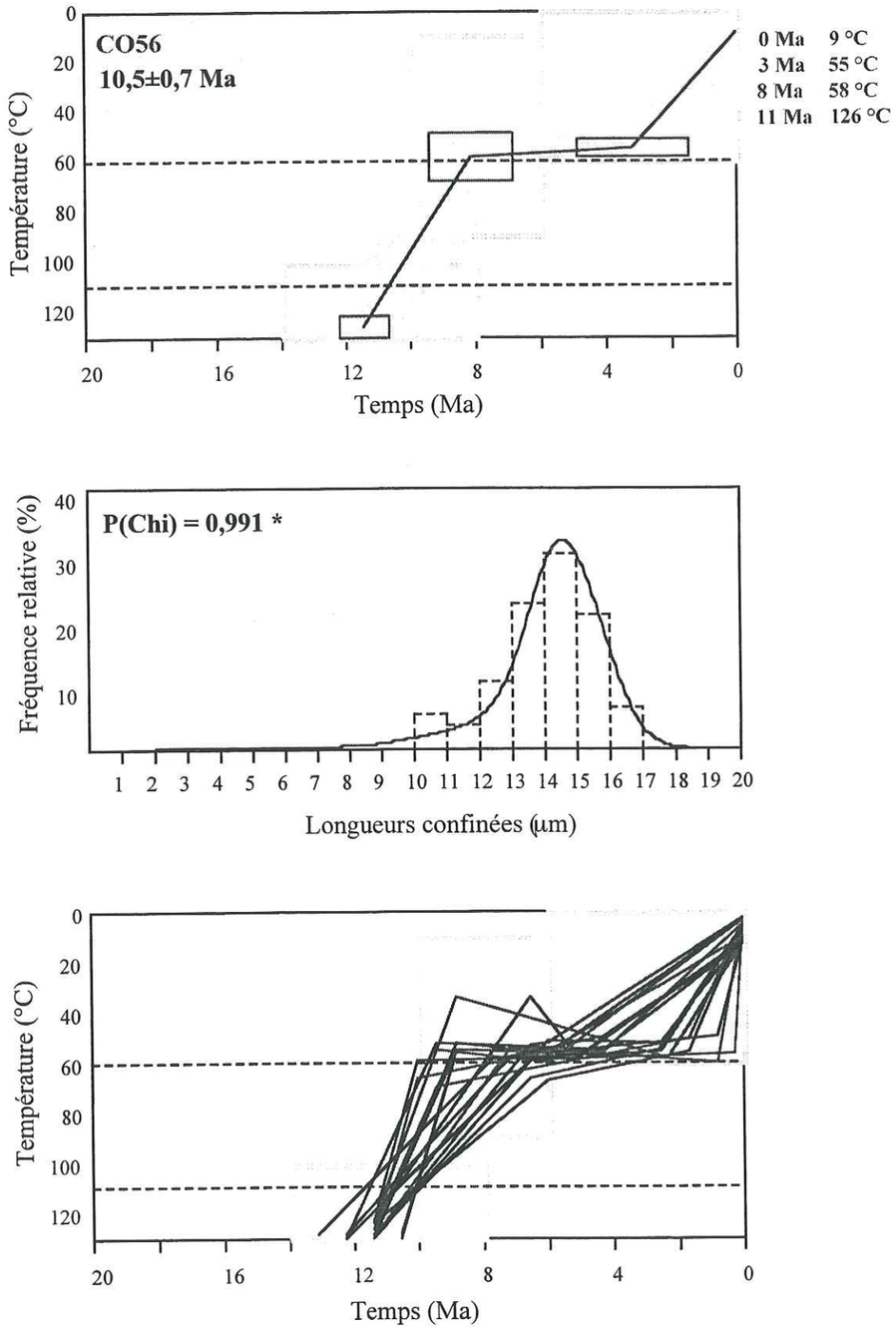


Fig. V.16 : Résultats de l'optimisation de Gallagher pour l'échantillon CO56.

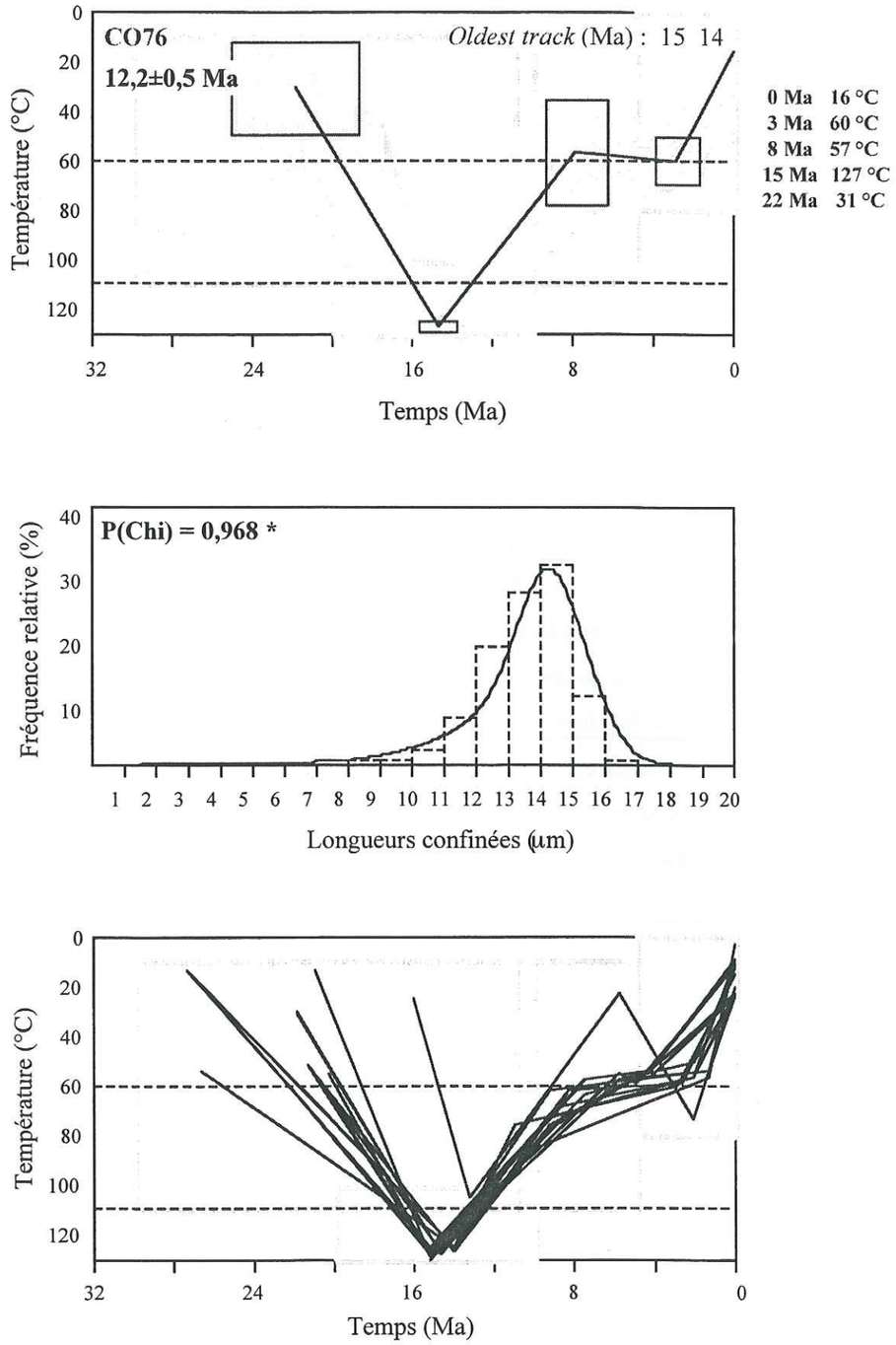


Fig. V.17 : Résultats de l'optimisation de Gallagher pour l'échantillon CO76.

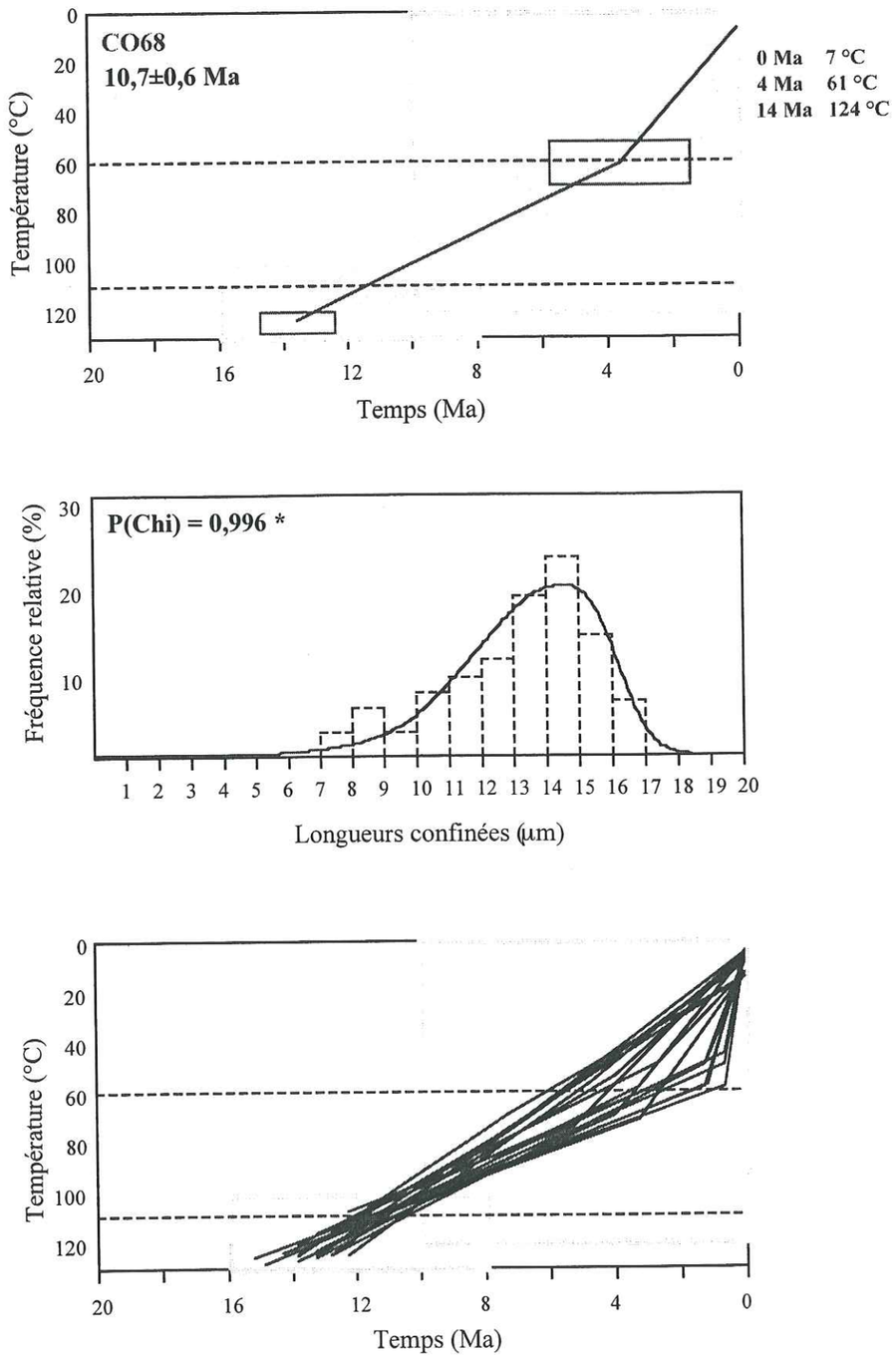


Fig. V.18 : Résultats de l'optimisation de Gallagher pour l'échantillon CO68.

V.2.2.1 - Secteur de Saint-Tropez

Dans une première phase de révision de la thermochronologie TF des Maures, Morillon (1997) avait spécifiquement pris un échantillon à proximité immédiate de Saint-Tropez en raison d'un âge TF/apatites de 117,7±4,3 Ma proclamé par Mailhé *et al*. (1986) pour ce secteur (§ II.2.1.2).

L'échantillon de Morillon, daté par trois observatrices, dont moi même (Tableau III.6) a confirmé l'ancienneté de l'enregistrement des traces dans la presqu'île de Saint Tropez, avec un âge apparent (pondéré) de 94,8±2,9 Ma. Afin de confirmer l'ancienneté des traces des apatites dans ce secteur, nous avons daté deux autres échantillons pris à proximité de ce dernier, qui ont donné des âges apparents de 63 et 64 Ma, c'est à dire nettement plus anciens que le bruit de fond régional oligo-miocène, mais cependant significativement plus jeunes que leur voisin de 93 Ma. Enfin, on constate qu'à moins de 3 km, on retrouve précisément un âge apparent de 21 Ma (MF9 ; Fig. V.7). En l'absence de discontinuité tectonique évidente et de différence d'altitude importante (25 et 100 m) entre ces échantillons, nous interprétons les trois âges pré-éocènes de Saint-Tropez, comme dus à un effet d'effacement thermique moins prononcé que dans les autres échantillons des Maures. En effet, les optimisations de Gallagher précédemment développées suggèrent que toutes les apatites du socle hercynien n'auraient pas été totalement effacées il y a 25-29 Ma (Fig V.14). Les âges de 63 et 93 Ma seraient donc un cas extrême de conservation de traces antérieures sans doute liée à une composition chimique particulière.

On sait en effet, que les chlorapatites sont plus rétentives pour les traces de fission que les fluorapatites (Green *et al.,* 1989). Des analyses à la microsonde n'ont cependant pas révélé de teneurs en chlore significativement plus élevées dans les échantillons de Saint-Tropez (Annexe V). Nous considérerons cependant, étant donné le contexte thermochronologique régional, ces âges 'anciens' comme des âges hybrides. Les échantillons de Saint-Tropez ayant peu d'apatites, nous n'avons malheureusement pas de mesures de longueurs de traces permettant de substancier cette hypothèse. Il en va différemment des échantillons du Tanneron.

V.2.2.2 - Le massif du Tanneron

Les seuls échantillons du Tanneron datés proviennent de Cannes-La-Bocca. Ce sont ceux qui ont donné les âges les plus anciens. Ce sont aussi ceux qui ont les traces les plus courtes mesurées dans ce travail, avec une valeur moyenne de 12 µm. Une optimisation de Gallagher propose un début d'enregistrement des traces qui se situerait vers 214 Ma suivi d'un refroidissement jusque vers 127 Ma avec un taux d'environ 0,7°C/Ma puis 0,2°C/Ma, avant un pallier de près de 65 Ma à 77-78°C, et une dernière phase de refroidissement à un taux de 0,9°C/Ma au Plio-quaternaire (Fig. V.19).

Cette histoire de refroidissement est très atypique. On peut là aussi constater une certaine coïncidence de la première période de refroidissement avec la durée attribuée à un rifting, celui, jurassique, de la Tethys, dont le Tanneron enregistrerait les effets, situé sur la marge européenne. Les échantillons datés ne semblent pas, par contre, avoir ressenti l'effet thermique de l'ouverture ligure. Ceci est assez paradoxal et doit être retenu pour contraindre les conditions thermiques, leur étendues géographiques en rapport avec le rifting ligure.

Le Tanneron est séparé des Maures par la dépression permienne de l'Esterel. Il est donc possible que son histoire thermique soit effectivement différente de celle des Maures. Alternativement, elle pourrait être semblable, mais nos deux échantillons seraient porteurs, comme vers Saint-Tropez, d'âges hybrides. Un échantillonnage nouveau s'impose donc pour trancher entre ces deux hypothèses.

V.2.2.3 - Cap Corse, Baie de Porto

Nous sommes ici avec trois âges situés à la transition Eocène-Oligocène, entre 36 et 33 Ma, pour lesquels aucune mesure de longueurs n'est disponible. Par analogie avec ce que nous avons vu précédemment, nous admettrons qu'il s'agit d'échantillons pour lesquels les traces pré-rifting ligure n'ont été affectées que partiellement.

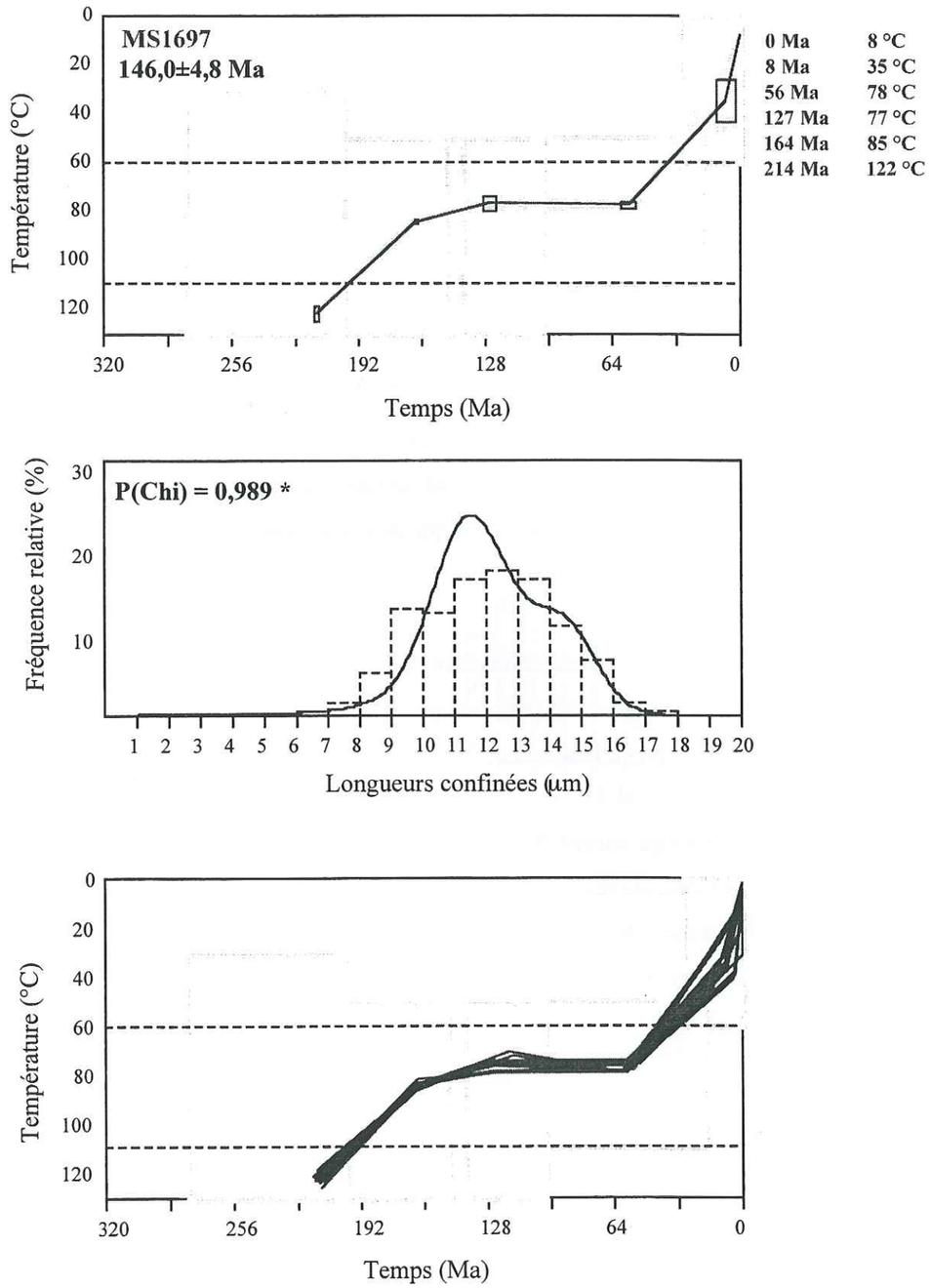


Fig. V.19 : Résultats de l'optimisation de Gallagher pour l'échantillon MS-16-97.

V.2.2.4 - Secteur sud-ouest Corse

Nous entendons par secteur sud-ouest Corse celui qui est compris au Sud d'Ajaccio, entre la côte, à l'Ouset et à l'Est le Golf di Sant'Amanza. Dans ce secteur, les âges s'étagent de 32 à 53 Ma. Leurs distributions de longueurs (Fig. V.6) les particularisent par rapport à ceux de la bande mitoyenne à ~20-26 Ma : elles sont plus larges, avec des écarts-types ≥1,9 µm dans quatre cas sur cinq et des longueurs confinées moyennes ≤13 µm là aussi, dans quatre cas sur cinq.

L'optimisation de Gallagher de deux de ces échantillons montre un début d'enregistrement vers 40-45 Ma suivi d'un refroidissement plus ou moins monotone, avec une accélération vers 7-3 Ma, sans que l'effet thermique de l'ouverture soit perceptible (Figs. V.20 et 21).

Ce comportement est radicalement différent de celui des autres apatites corses. Il est par contre proche de ce que l'on observe pour des apatites du socle hercynien du Nord de la Sardaigne (F. Bigot-Cormier, G. Poupeau et Ph. Rossi, *comm. pers.).*

Il semble donc, bien qu'aucune discontinuité structurale ne sépare le secteur avec des âges >30 Ma du Sud-Corse du reste de l'île - au contraire, cette bande d'âges élevés recoupe presque perpendiculairement les accidents du socle hercynien -, que l'on arrive rapidement dans une zone particularisée par un régime thermique spécifique, dans lequel l'altitude n'aurait rien à voir, car ces âges pré-oligocènes sont trouvés pour des échantillons de basse altitude.

L'histoire de refroidissement du batholite hercynien corse et de l'ensemble Maures-Tanneron, telle qu'elle apparait dans la thermochronologie TF/apatites, commence au Jurassique moyen (Tanneron), mais est surtout documentée à partir de l'Eocène final. Bien qu'une discussion détaillée de cette histoire de refroidissement ne soit pas encore possible du fait de la limitation du nombre d'échantillons analysés, la confrontation de ces données avec les données structurales, géophysiques et pétro-géochimiques permet une ré-évaluation d'un certain nombre d'hypothèses et de modèles antérieurs sur l'évolution alpine de ces massifs.

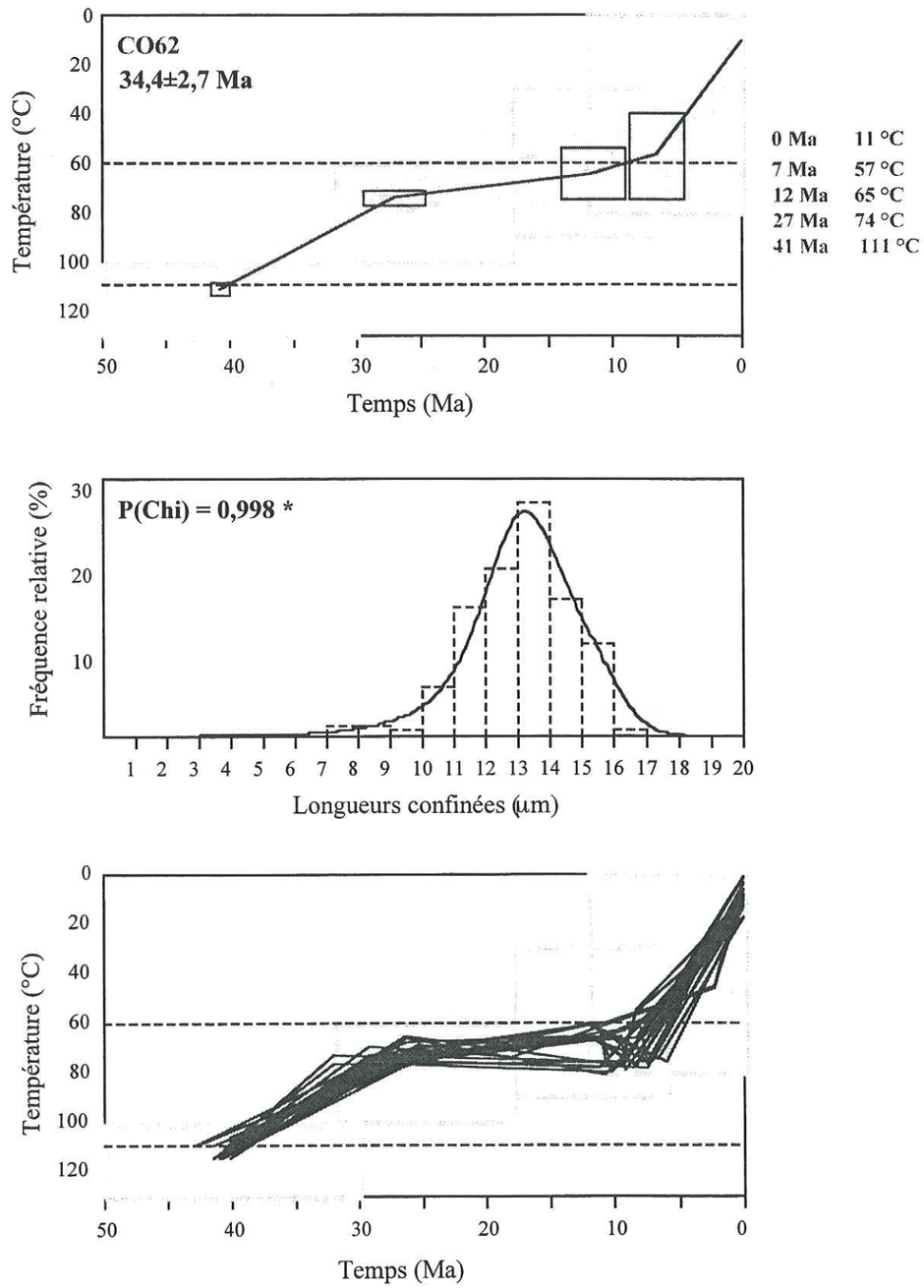


Fig. V.20 : Résultats de l'optimisation de Gallagher pour l'échantillon CO62.

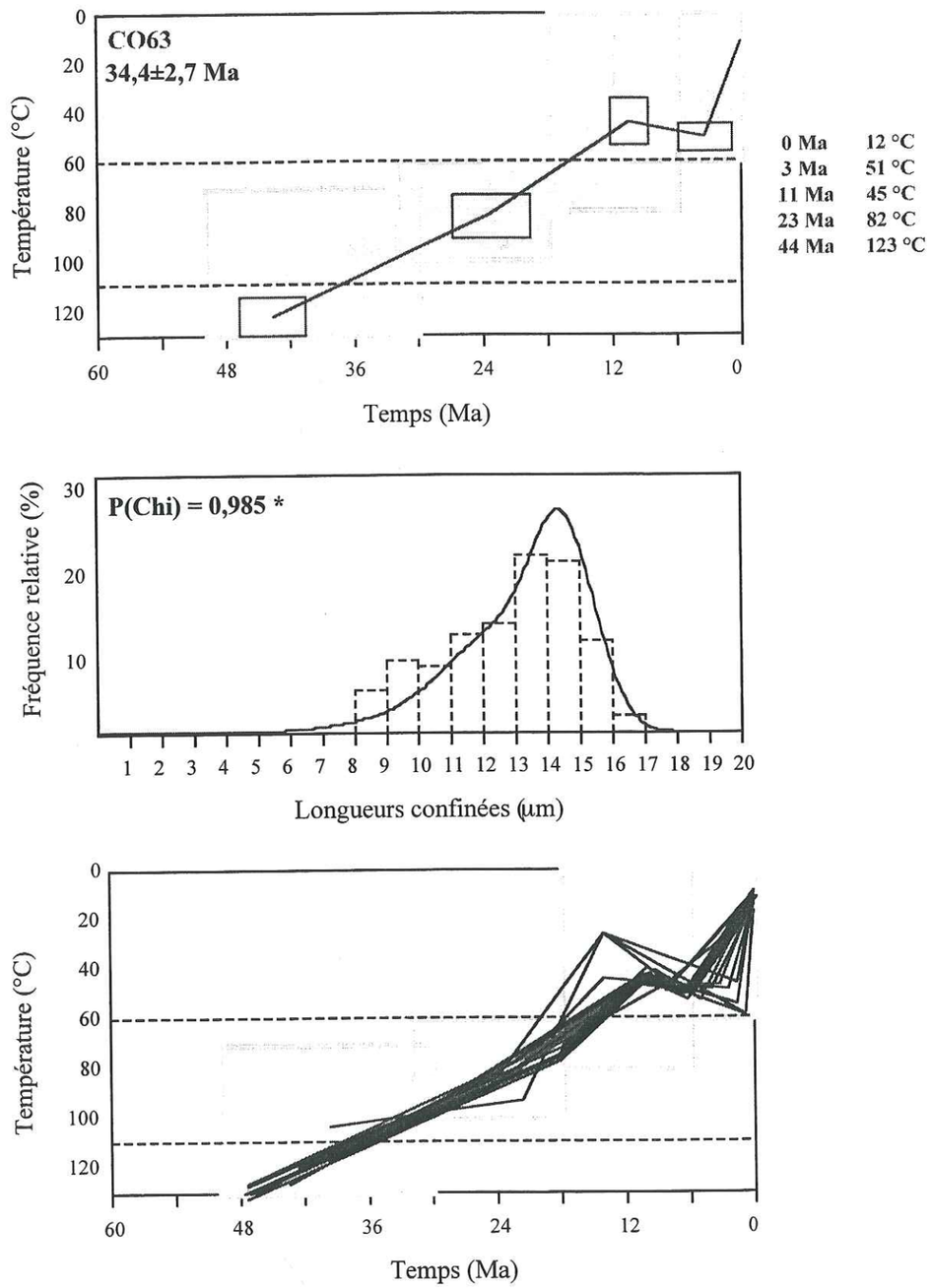


Fig. V.21 : Résultats de l'optimisation de Gallagher pour l'échantillon CO63.

V. 3 - THERMOCHRONOLOGIE TF/APATITES ET GEODYNAMIQUE DE L'ENSEMBLE CORSE/MAURES/TANNERON

Il est couramment admis que l'ouverture du bassin liguro-provençal résulte de la dérive vers l'est de la Corse et de la Sardaigne à partir de l'Oligocène terminal ou du Miocène (Edel *et al.,* 1981 ; Réhault, 1981 ; Réhault *et al.*, 1984 a et b). Malgré la petite taille de ce bassin océanique et donc des déplacements relativement faibles qu'ont subi les deux îles, il est curieux de constater à quel point les avis diffèrent sur la position initiale de la Corse et de la Sardaigne par rapport à l'Europe stable et la péninsule ibérique mais aussi de l'une par rapport à l'autre (Bayer, 1973 ; Auzende *et al.,* 1973 ; Mattauer, 1973 ; Westphal, 1976 ; Biju-Duval *et al.,* 1978 ; Edel, 1980 ; Réhault, 1981 ; Réhault *et al.,* 1984 a et b ; Burrus, 1984 ; Coutelle et Duée, 1984 ; Le Cann, 1987 ; Stampfli, 1993 ; Gueguen, 1995). Les avis diffèrent aussi sur le comportement des marges conjuguées (Corse-Maures) lors de l'ouverture du bassin durant la période qui a précédé et suivi cet événement (Mailhé *et al.,* 1986 ; Morillon, 1997). Les nouvelles données TF/apatites apportent des éléments de réponse quant à la dynamique de l'exhumation et de la dénudation de la Corse et des Maures. C'est à la corrélation de ces données avec l'enregistrement de l'activité tectonique et sédimentologique que seront consacrées les pages suivantes.

V.3.1 - La période anté-dérive

La Méditerranée occidentale est caractérisée par un réseau dense de zones orogéniques. La phase d'édification de ces orogènes, dans une ambiance collisionnelle, peut être mise en parallèle avec le maximum relatif du taux de convergence Afrique/Eurasie, qui à l'Eocène a été d'environ 1 cm/an (Dewey *et al.*, 1989). Dans ce contexte de convergence, la collision entre la plaque ibérique et l'Europe a entraîné la formation de la chaîne pyrénéo-provençale (Arthaud et Séguret, 1981), alors que dans les Alpes se produit la phase majeure de déformation en compression (voir par exemple Lemoine et Graciansky, 1988).

V.3.1.1 - Le Tanneron

Le secteur du Tanneron pourrait n'avoir pas été fortement affecté par une dénudation éocène, car et comme on l'a déjà vu, l'optimisation du seul échantillon pour lequel les traces confinées ont été mesurées ne fait ressortir aucun épisode thermique particulier vers 40 Ma. On ne dispose pas d'information équivalente pour le massif des Maures (secteur de Saint-Tropez), la présence de quelques âges TF anté-éocènes (ce travail et Mailhé *et al.,* 1986) suggèrent seulement pour cette époque une profondeur d'enfouissement inférieure à 4 km (pour un gradient géothermique "standard" de 30°C/km).

V.3.1.2 - Sud Corse

L'analyse stratigraphique et sédimentologique montre que dans le bassin de Bonifacio (Fig. V.22), les premiers niveaux du Burdigalien (19 Ma) se déposent sur les granites hercyniens érodés, altérés et présentant une paléomorphologie (Orszag-Sperber et Pilot, 1976). C'est dans le Sud-Ouest qu'on rencontre les âges TF/apatites les plus anciens (>30 Ma) et les traces les plus courtes mesurées en Corse, dans ce travail.

Il faut remarquer que selon certains auteurs (Guieu *et al.,* 1987 ; Guieu et Roussel, 1988) la phase du rifting a été précédée par une longue période d'extension qui a débuté au Crétacé supérieur, sur l'emplacement d'un bombement crustal régional situé entre le rivage actuel de la Méditerranée et le bloc corso-sarde dans sa position anté-dérive (Guieu et Arlhac, 1986 ; Redondo, 1986 ; Guieu *et al.*, 1987 ; Guieu et Redondo, 1988). Selon ces auteurs ce doming aurait duré de l'Aptien supérieur (108 Ma) à l'Oligocène terminal (23 Ma) en raison de l'entretien des flux détritiques, en provenance du Sud, qui ont alimenté la plate-forme provençale durant cette même période. Par la suite Guieu et Roussel (1988, 1990) ont proposé que l'ouverture du basin liguro-provençal se soit faite de manière progressive du sud-ouest au nord-est (Fig. V.23).

Dans ce contexte le groupe d'âge le plus ancien (>30 Ma) rencontré au sud Corse (Fig. V.3), où le relief est relativement faible par rapport au reste de l'île (<500 m) et où les longueurs de traces confinées sont parmi les plus courtes mesurées dans ce travail pourrait se rapporter à la phase d'extension-bombement de Guieu et Roussel (1990). Les modélisations

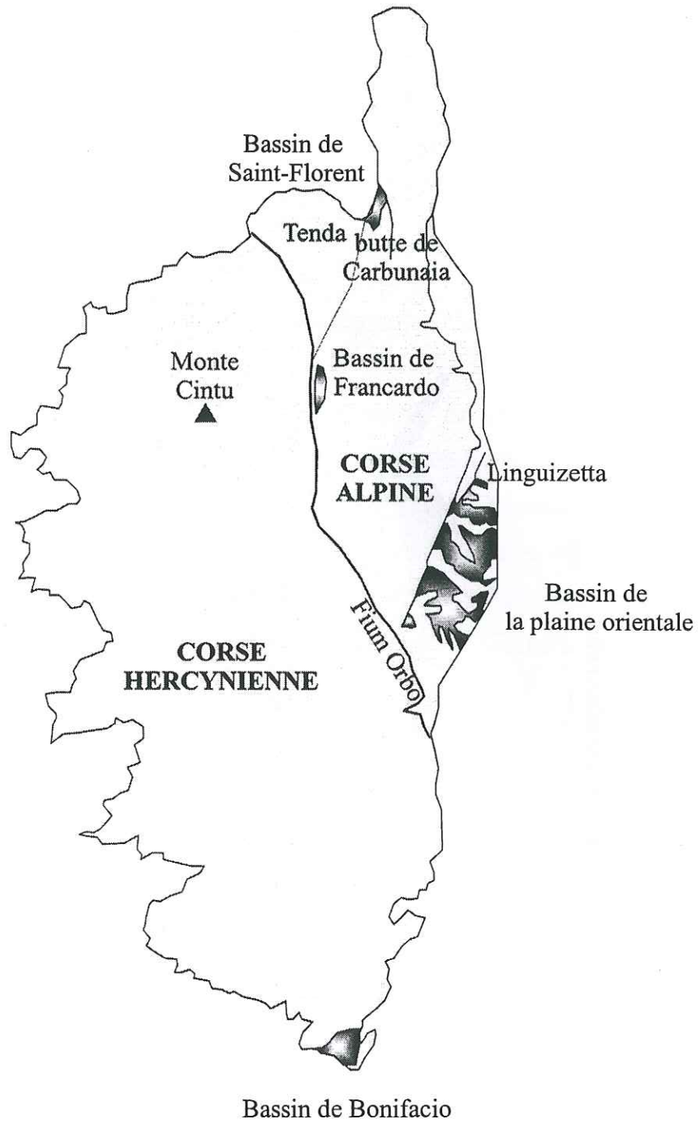


Fig. V. 22 : Localisation des bassins miocènes corses (d'après Ferrandini *et al.*, 1998 ; adapté).

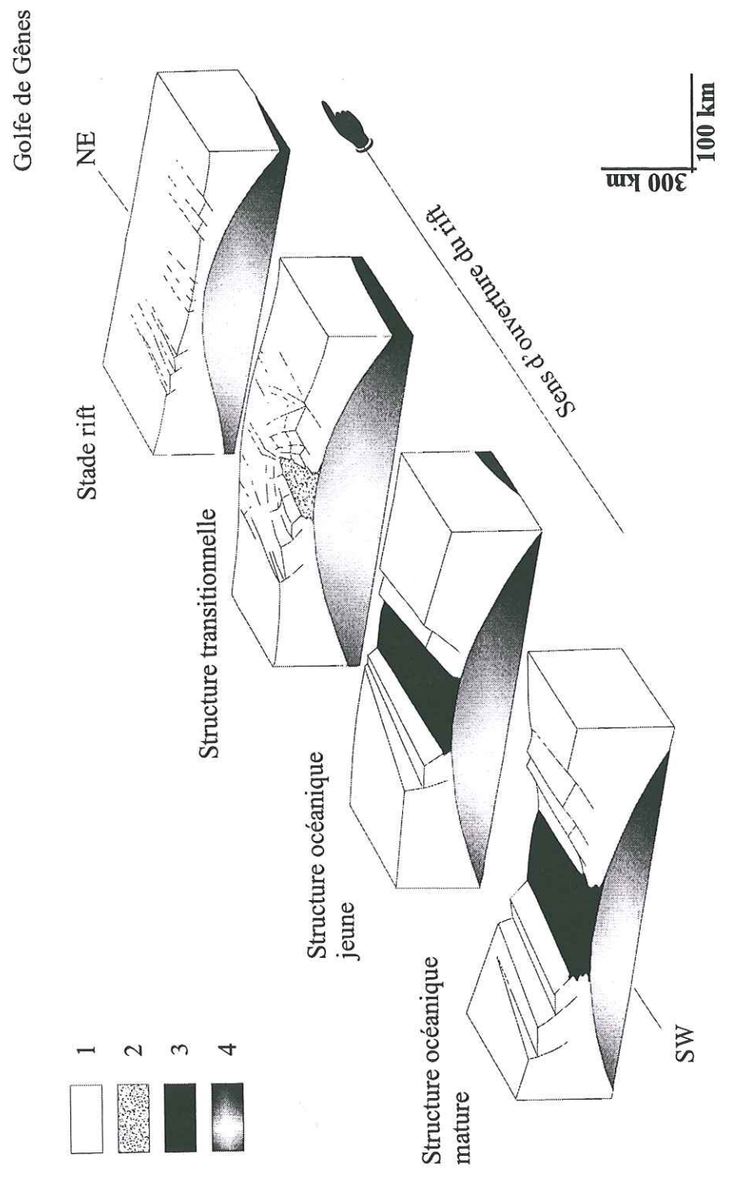


Fig. V.23 : Blocs-diagrammes suggérant une ouverture du bassin liguro-provençal par rifting progressif (d'après Guieu et Roussel, 1988). 1 : croûte continentale ; 2 : croûte transitionnelle ; 3 : croûte océanique ; 4 : manteau supérieur.

de Gallagher (Fig. V.24) indiquent en effet un début d'enregistrement des traces à partir de l'Eocène vers 44 Ma (CO63) et 41 Ma (CO62). Ces modélisations suggèrent des histoires de refroidissement relativement monotones avec une vitesse de franchissement de la ZRP de l'ordre de 1°C/Ma. Ces âges reflètent incontestablement le stade anté-dérive et anté rifting ligure. Ils doivent donc être intégrés dans une logique de dénudation différente du rifting ligure et en rapport avec les âges TF/apatites du nord de la Sardaigne.

Sur le plan géodynamique, la structure acquise à la fin de l'Eocène va être profondément remodelée par la phase d'amincissement crustal qui, au cours de l'Oligocène et du Néogène, va créer les bassins constituant la Méditerranée actuelle. En effet, dès la fin de l'Eocène et pendant tout l'Oligocène, la partie occidentale de la plate-forme européenne est soumise à une distension entraînant l'ouverture des fossés du rift ouest-européen (Le Pichon *et al.,* 1971 ; Bergerat et Geyssant, 1982 ; Bergerat, 1985, 1987 ; Le Pichon *et al.*, 1988). C'est aussi au cours de l'Oligocène qu'a commencé la phase du rifting précédant l'ouverture du bassin liguro-provençal et la dérive du bloc corso-sarde (Réhault, 1981 ; Réhault *et al.,* 1984 a et b).

V.3.2 - La période post-dérive

V.3.2.1 - En Corse

a - Massif du Tenda, région de Saint-Florent et Cap Corse

Le massif du Tenda, qui affleure entre la Balagne et le contact avec les schistes lustrés (Fig. V.25), constitue une réapparition du socle granitique hercynien para-autochtone métamorphisé localement en orthogneiss le long de la zone de chevauchement des nappes alpines (Bonnal, 1972). A l'est, dans la dépression de Saint-Florent, les séries sédimentaires miocènes (18 à 12 Ma ; Ferrandini *et al.,* 1998) reposent en discordance sur les unités de la nappe du Nebbio et sur des unités de schistes lustrés (Lluch, 1989 ; Ferrandini *et al.* 1998). Au nord du bassin de Saint-Florent, on note la présence de conglomérat remaniant principalement la granodiorite et l'orthogneiss du Tenda. Un de ces galets d'orthogneiss (CO18) donne un âge apparent TF/apatites de 17 Ma. Situé dans la partie médiane de la série, il est en accord

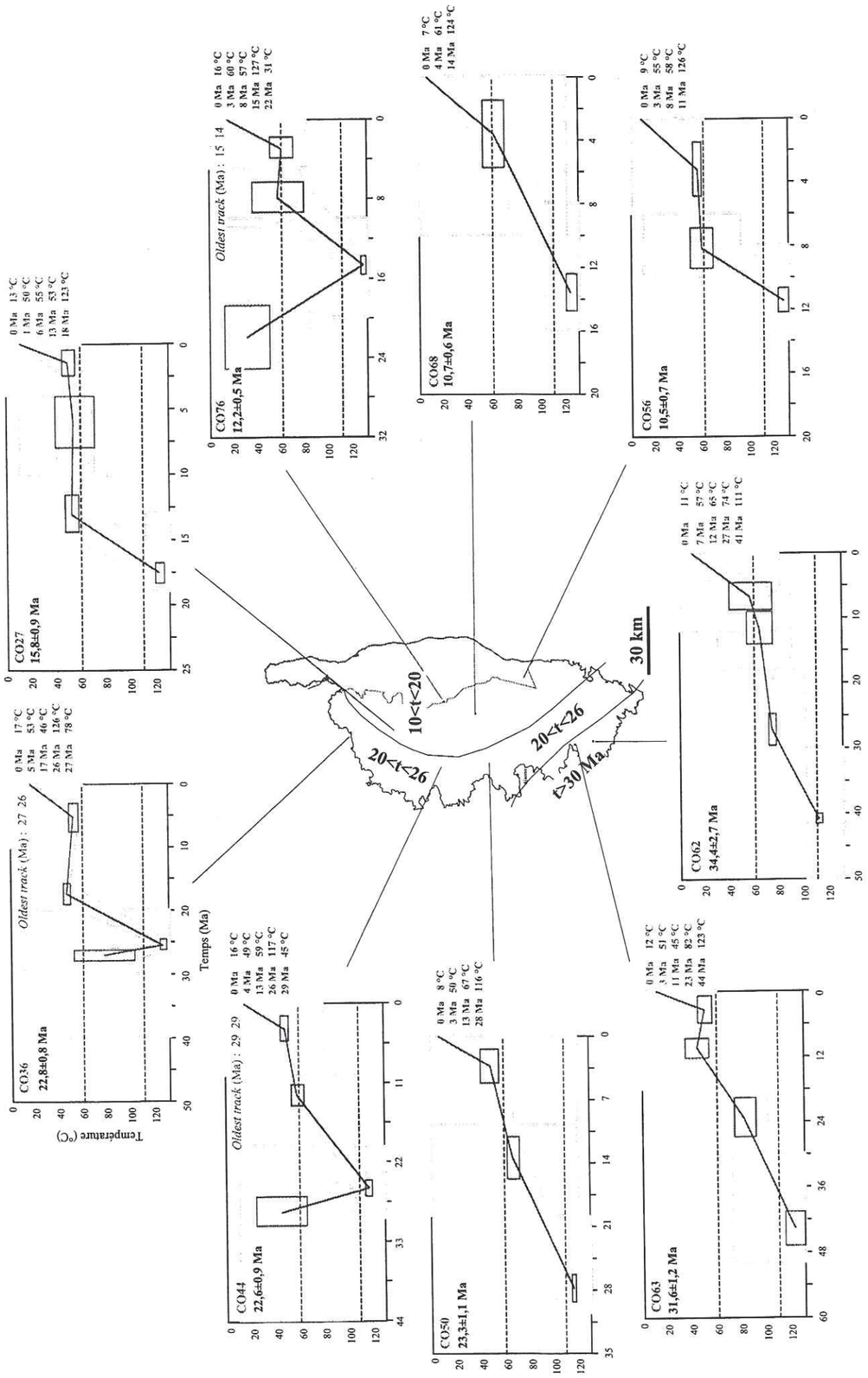
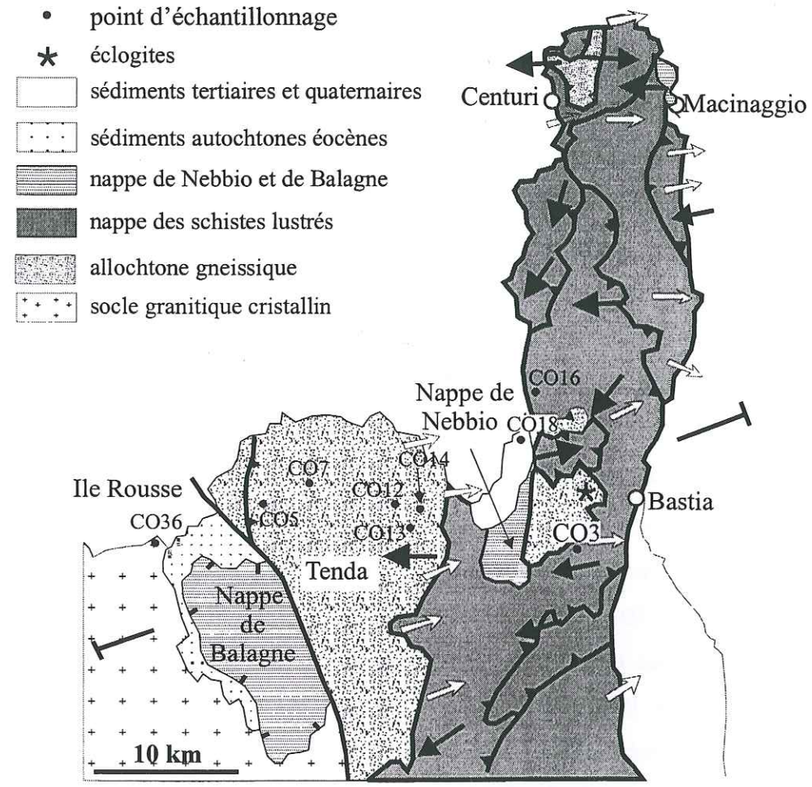


Fig. V.24 : Synthèse des résultats des optimisations de Gallagher obtenus pour les échantillons corses.



Carte structurale de la partie nord Corse avec les principales unités tectoniques (d'après Malavielle *et al.*, 1998).

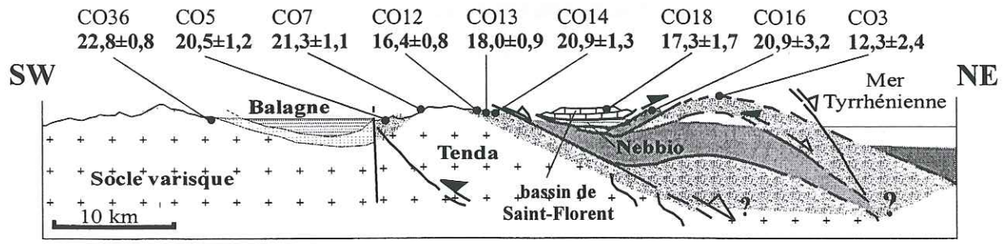


Fig V.25 : Variation des âges TF/apatites le long de la coupe géologique Ile Rousse - Bastia.

avec les âges stratigraphiques obtenus par Ferrandini *et al.* (1998) : la base des dépôts est à 18 Ma et le sommet est à 12 Ma. L'âge de ce galet montre aussi très clairement que le massif du Tenda était bien soumis à l'érosion dès au moins 17 Ma. Ceci est d'ailleurs précisé par la présence de blocs de granodiorite du Tenda qui jalonnent la surface de transgression à la base de la série (butte de Carbunaia au sud de Saint-Florent). On remarque également que les schistes lustrés sont peu représentés dans les éléments détritiques de la partie inférieure de la série. En revanche, les laves identiques à celles du Monte Cintu (Fig. V.22) y sont abondantes.

Ceci indique donc qu'au Burdigalien, il y a 18 Ma, les massifs du Cintu et du Tenda étaient soumis à l'érosion et en cours de dénudation. Ils se trouvaient alors en relief par rapport à la mer burdigalienne située à l'Est. De plus, les études sédimentologiques dans le bassin de Saint-Florent montrent que les courants étaient dirigés vers l'est, ce qui laisse supposer la présence d'une pente vers l'est au-dessus des unités alpines (Ferrandini *et al.*, 1998).

Au sud du Tenda, dans le bassin de Francardo, à la limite entre Corse hercynienne et Corse alpine (Fig. V.22) une sédimentation fluvio-lacustre débute aussi au Burdigalien (Orszag-Sperber et Pilot, 1976). Ceci montre clairement, là encore, l'existence de reliefs dans la partie est de la Corse hercynienne, au Miocène, avant le Burdigalien supérieur.

Dans le secteur du Tenda, les âges centraux TF/apatites sont essentiellement compris entre 21 et 23 Ma sauf dans la partie occidentale de la zone de cisaillement Est-Tenda (accident polyphasé alpin) où l'on a des âges de 16 et 18 Ma (Fig. V.25). Par manque de données sur les longueurs de traces confinées, la modélisation de Gallagher n'a pas été réalisée. En revanche, Brunet *et al.*, (1999), se basant sur des données $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur phengites dans la zone est du massif de Tenda, ont conclu à un refroidissement relativement rapide du massif vers 25 Ma. De ce fait, le début d'enregistrement des traces dans les apatites, en provenance de ce secteur, c'est à dire le long de la zone de cisaillement Est-Tenda, ne peut être que post 25 Ma et anté 18 Ma. Les données stratigraphiques des bassins de Saint-Florent et de Francardo suggèrent que ce refroidissement soit attribuable à la dénudation de la région du Tenda, comme de celle du Cinto. On peut estimer qu'au cours de cette période l'épaisseur érodée serait comprise entre 1 et 2 km, selon le gradient géothermique adopté, entre 50 et 30°C/km (la valeur élevée correspondant à celles rencontrées dans des zones de rifting actuelles).

Les âges centraux TF/apatites de 16 et 18 Ma se trouvent le long de la zone de cisaillement Est-Tenda (Fig. V.25). L'âge de 16 Ma (CO12) est situé plus à l'ouest que celui de 18 Ma (CO13) et dans un secteur moins déformé. Incontestablement, ces âges reflètent la dénudation tardive de la zone de cisaillement, puisqu'ils indiquent le refroidissement en dessous de ~100°C. Ils peuvent être en rapport avec le mouvement de failles sensiblement Est-Ouest qui décalent la zone de cisaillement.

Concernant l'âge de 21 Ma (CO14) dans les gneiss éclogitiques situés à proximité du rivage et en dessous de la discordance burdigalienne, il indique, là aussi, une dénudation qui s'intègre dans la logique de celle du massif du Tenda.

En revanche, les âges plus récents de 13-12 Ma (CO74, CO3) provenant du Cap Corse ou de sa partie sud (Fig. V.3) rentrent dans une logique de dénudation toute différente, plutôt serravallienne. L'échantillon CO3 (orthogneiss d'Oletta), localisé à 370 m d'altitude, et daté à 12 Ma par TF/apatite, indique que la dénudation de cette unité continentale des ''schistes lustrés'' s'est produite après le dépôt du bassin de Saint-Florent. On peut alors suggérer que cette dénudation soit en rapport avec le soulèvement des unités alpines, et la déformation plicative en synforme du bassin de Saint-Florent (Fig. V.26).

b - La plaine orientale

Au niveau de la plaine orientale (Fig. V.22) les apports détritiques, contrôlés par la tectonique extensive (Orzag-Sperber et Pilot, 1976), dominent dans un bassin très subsident (>2000 m) associé au bassin de Corse. Ainsi, dans la région de Linguizzetta, affleure un conglomérat riche en galets de grès éocènes (Ferrandini, *comm. pers.*). Selon Ferrandini, ces conglomérats peuvent être rapportés au Serravallien (14-11 Ma) et leur formation est synchrone de la surrection et du démantèlement de la partie Est du domaine hercynien.

Dans la vallée du Fium Orbu : Défilé des Strette et de l'Inzecca (Fig. V.22), les âges centraux des trois échantillons datés dans ce secteur (CO79, 80 et 81), varient entre 14,4±0,7 et 16,5±1,5 Ma (Fig. V.3). Nous n'avons aucune indication sur les longueurs de traces

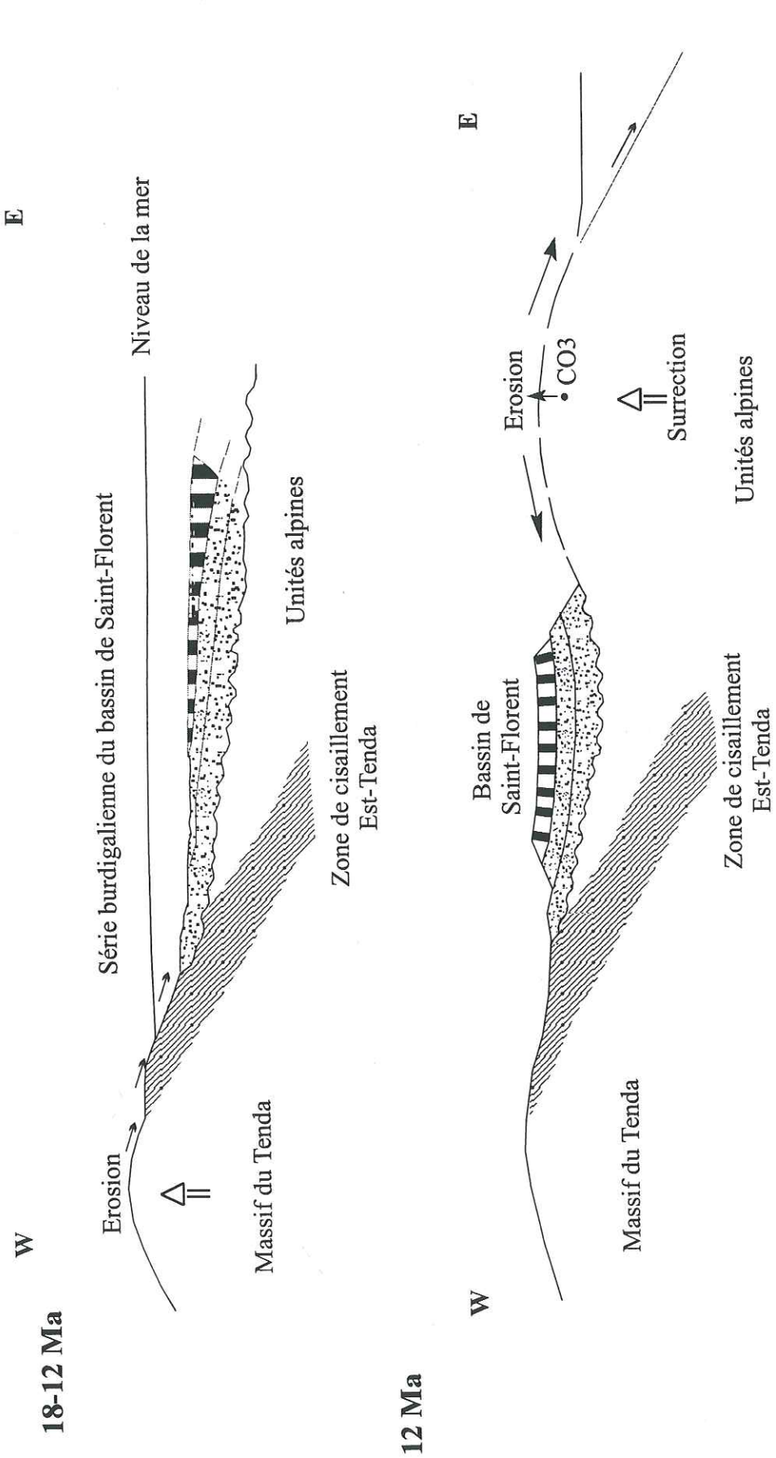


Fig. V.26 : Schéma synthétique expliquant la mise en place du bassin de Saint-Florent entre 18 et 12 Ma, et à partir de 12 Ma, le soulèvement des unités alpines et la déformation en synforme de ce même bassin.

confinées pour discuter ces âges et de leurs histoires de refroidissements. Cependant, les données stratigraphiques et sédimentologiques dans la plaine orientale suggèrent que ce refroidissement soit attribuable à la dénudation de la région de l'Inzecca et des Strette.

Les déformations fragiles, décrochements principalement senestres et failles normales, identifiés dans la zone échantillonnée des orthogneiss peuvent dater de cet intervalle de temps. Ceci implique que la dénudation du contact se produit au cours du Langhien-Serravalien (16-14 Ma). Par ailleurs, les galets bleus présents dans les dépôts du Burdigalien moyen-supérieur au Langhien de la Plaine Orientale sont riches en riébeckite. Ces galets proviennent vraisemblablement du démantèlement de la couverture volcanique du Cintu. Ceci atteste d'une part, que ce domaine géographique se trouvait soumis a une érosion active (déjà démontré par l'analyse de la région de Saint-Florent) et d'autre part, de l'absence de zone haute au Sud-Est du Cintu.

En conséquence, ces données indiquent que le Cap Corse et la Castaniccia ont subi une dénudation en rapport avec une surrection pendant et après le Serravalien.

c - Vers Ajaccio

La région d'Ajaccio fait partie de la zone ouest du bâti hercynien où les âges centraux TF/apatites sont compris entre 20 et 26 Ma (Fig. V.3). La moyenne des longueurs confinées mesurées varie de 13,4±1,5 (CO65) à 14±1,28 µm(CO36). Les modélisations de Gallagher suggèrent un début de refroidissement vers 27-29 Ma. Les travaux récents (Ferrandini *et al.*, 1999) ont mis en évidence la présence d'un bassin Oligocène supérieur continental à Ajaccio (25 Ma). Selon ces auteurs, à 25 Ma, l'activité hydrothermale était importante (brèche et fractures silicifiées) et le détritisme était d'origine locale. Par ailleurs, les études réalisées sur les pollens, dans le même secteur, suggèrent l'existence de reliefs non négligeables (présence des taxons d'altitude).

L'existence de sédiments gréso-conglomératiques datés de 25 Ma dans le bassin continental d'Ajaccio et de changement paléoclimatique (existence de trois associations polliniques) ont conduit Ferrandini *et al.* (1999) à conclure que ''cette évolution sédimentaire

est probablement corrélative de la surrection des reliefs à l'Oligocène supérieur''. Actuellement, la région d'Ajaccio semble être la zone de Corse où la surrection est maximale (Lenôtre *et al.,* 1996).

L'échantillon le plus proche d'Ajaccio (CO50) présente un âge central de 23 Ma. La modélisation de Gallagher suggère que le début d'enregistrement des traces s'y soit produit vers 28 Ma et fut suivit d'un refroidissement à travers la ZRP jusque vers 13 Ma. Les données stratigraphiques suggèrent que ce refroidissement soit en relation avec la surrection de cette région. On peut donc estimer qu'à cette époque nos échantillons étaient à plus de 2 ou 4 km de profondeur, si on suppose un gradient géothermique de 60 ou 30°C/km, car dans les zones de rifting actuelles, le gradient est plutôt élevé.

V.3.2.2 - Le massif des Maures

Dans le massif des Maures, les âges centraux TF/apatites sont essentiellement compris entre 21 et 24 Ma sauf dans le granite du Plan de La Tour, loin de tout contact structural, où l'on a deux âges apparents de 29 et 31 Ma (Fig. IV.7).

Seuls deux échantillons MF9 (gneiss de Saint-Tropez) et MF2 (granite du Plan de la Tour à proximité de la faille de Grimaud) datés de 20 et 23 Ma, ont permis l'analyse des longueurs de traces confinées. Les modélisations de Gallagher proposent un début de refroidissement vers 24-26 Ma suivie d'une vitesse de franchissement de la ZRP de 6°C/Ma (Fig. V.27). L'échantillon MF3 (granite du Plan de la Tour) daté de 30 Ma présente une histoire de refroidissement légèrement différente (Fig. V.14). Cet échantillon a vraisemblablement gardé en mémoire la trace d'un événement thermique 'ancien' en raison de la distribution des longueurs de traces confinées qui présente davantage de traces courtes, jusqu'à 6 µm, avec une bimodalité franche (Fig. V.8). Ici, le refroidissement depuis la base de la ZRP (<110°C) commence vers 30 Ma.

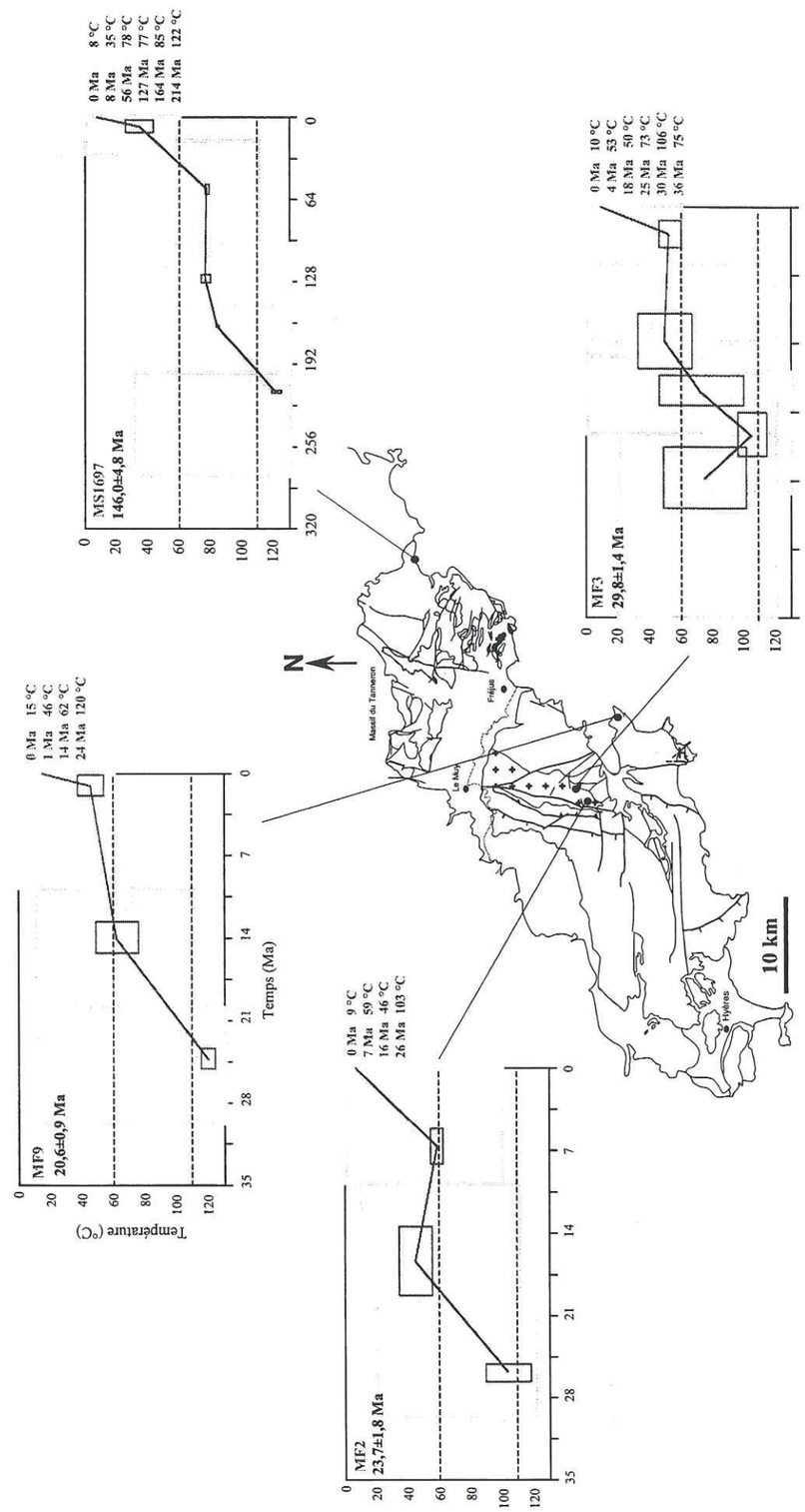


Fig. V.27 : Synthèse des résultats des optimisations de Gallagher des échantillons du massif des Maures et du Tanneron.

V.3.3 - Conclusion

Comme dans l'ouest de la Corse, on observe, dans le massif des Maures, que vers 27-30 Ma, la plupart des échantillons étaient à des températures de l'ordre de 110±10°C, probablement à la suite d'un réchauffement. Ce réchauffement est vraisemblablement en rapport avec un amincissement crustal. En outre, vers 35-30 Ma, se met en place un important volcanisme capable d'induire ce réchauffement. Il s'agit de l'Estérellite (dans le massif de l'Estérel ; Giraud, 1975) et du volcanisme de Biot (Lapierre *et al.,* 1995). Considéré par son chimisme, comme un volcanisme d'arrière arc, il est aussi contemporain de la mise en place de nombreux bassins oligocènes inférieur pour l'ensemble de la Provence. Par conséquent, au cours de l'Oligocène inférieur, la présence de bassins extensifs, le volcanisme et le réchauffement de la croûte suggère que le secteur Corse-Maures se trouve en position d'amincissement crustal en rapport avec la formation d'un bassin arrière arc.

En Corse et dans le massif des Maures, les effets thermiques d'un rifting et de l'ouverture qui s'en suit sont maintenant bien établis. En effet, la formation d'un rift correspond à un amincissement localisé de la lithosphère accompagné d'un resserrement des isothermes (Buck, 1988 ; Issler *et al.,* 1989 ; Mercier, 1990 ; Negredo *et al.,* 1995). Or, le bassin liguro-provençal est considéré comme un bassin arrière arc. La modélisation numérique (Bassi et Sabadini, 1994 ; Giunchi *et al.,* 1994) suggère que son ouverture est la conséquence d'une traction exercée par la zone de subduction de la plaque adriatique (Daniel, 1995 ; Daniel *et al.,* 1996).

Après la rupture lithosphérique et l'océanisation du bassin qui a conditionné la rotation du bloc corso-sarde, on assiste à l'effet de la détumescence thermique provoquée par cette rupture, mais aussi à la surrection des marges conjuguées par '*rebond*' isostatique. En effet, en Corse le refroidissement commence vers 27-29 et dans les Maures vers 24-26 Ma.

L'ensemble des données stratigraphiques, sédimentologiques et TF/apatites permet désormais d'établir une chronologie dans la formation du relief corse. Il est clair que la Corse a enregistré au moins 2 événements thermiques majeurs. Le premier, à l'Oligocène-Miocène, en relation avec le rifting ligure, dont on trouve la signature thermique dans la partie

occidentale du bâti hercynien mais également dans les Maures. Le second en liaison, cette fois-ci avec l'extension tyrrhénienne bien marquée dans la partie orientale de la Corse hercynienne. En revanche, les Maures n'ont pas de signature de cet événement.

Les nouvelles données TF/apatites pour l'ensemble Corse/Maures/Tanneron permettent ainsi de mieux préciser les phases correspondant au début de la rupture continentale ayant conduit à la mise en place du bassin liguro-provençal et à l'individualisation du bloc corso-sarde. Mais aussi d'établir une chronologie dans la dynamique du secteur étudié (Fig. V.28).

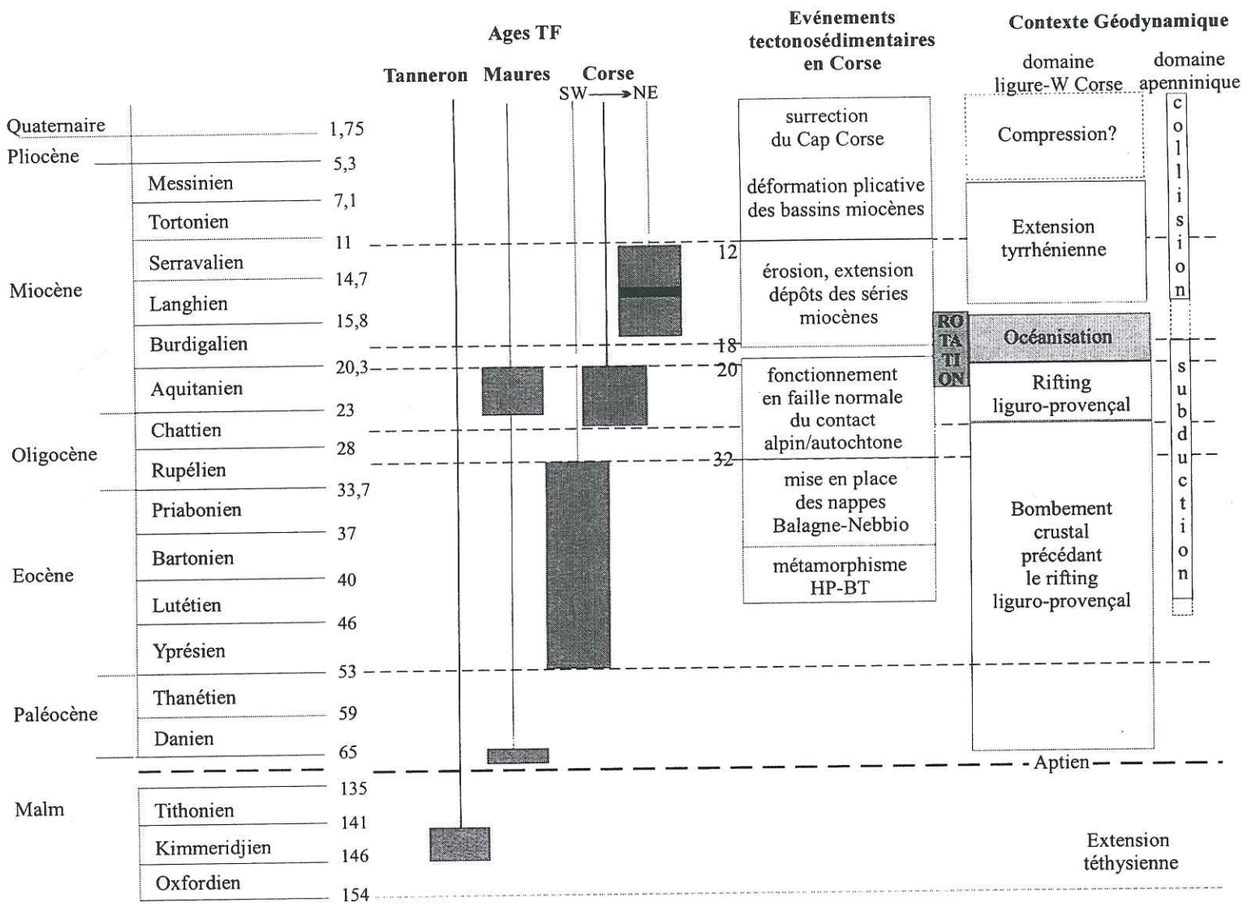


Fig. V.28 : Synthèse du contexte géodynamique des marges ligures. En grisé : âges TF/apatites obtenus dans ce travail, en noir : le volcanisme de Sisco. Pour les es évenements tectonosédimentaires et le contexte géodynamique se rapporter à Blundel *et al.*, 1992 ; Bill *et al.*, 1997 ; Ferrandini *et al.*, 1998 ; Guieu et Roussel, 1990 ; Réhault, 1981 ; Arthaud et séguret, 1981 ; Edel *et al.*, 1981 ; Réhault *et al.*, 1984 ; Brunet *et al.*, 1999 ; Daniel *et al.*, 1996

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Arthaud F. et Séguret M., 1981. Les structures pyrénéennes du Languedoc et du Golfe du Lion (Sud de la France). *Bull. Soc. géol. Fr., XXIII, 1, 51-63.*

Auzende J.M., Bonnin J. et Olivet J.L., 1973. The origin of the western Mediterranean basin. *J. Geol. Soc. London, 129, 607-620.*

Bassi G. et Sabadini R., 1994. The importance of subduction for the modern stress field in the Tyrrhenian area. *Geophys. Res. Lett., 21, 5, 329-332.*

Bayer R., Le Mouël J.L. et Le Pichon X., 1973. Magnetic anomaly pattern in the Western Mediterranean. *Earth. Planet. Sc. Lett., 19, 168-176.*

Bergerat F. et Geyssant J., 1982. Tectonique cassante et champ de contraintes tertiaire en avant des Alpes orientales : le Jura souabe. *Geol. Rundsch. Stuttgart, 71, 2, 537-548.*

Bergerat F., 1985. Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne. *Mém. Sci. Terre, Univ P. et M. Curie, 85-07, 315 p.*

Bergerat F., 1987. Paléo-champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne au front de l'orogène alpin. *Bull. Soc. géol. Fr., 3, 611-620.*

Bigot-Cornier F., Poupeau G. et Sosson M., 1999. Thermochronology par traces de fission du massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour (Alpes Maritimes, France-Italie). *C. R. Acad. Sci., Paris, soumis.*

Biju-Duval B., Letouzey J. et Montadert L., 1978. Structure and evolution of the mediterranean basins. *in IRDSDP, Hsü K.J. et Montadert L., 951-984.*

Blundell D, Mueller S, et Mengel K, 1992. Geodynamics of Europe. In: A continent revealed - the European Geotraverse *(Ed. by Blundelle D, Freeman R, et Mueller S,). University Press, Cambridge, 215-232.*

Bogdanoff S., Mansour M., Michard A. et 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.*

Bonnal, 1972. Etude géologique de la vallée d'Ostriconi. *Thèse 3ème cycle, Paris VI.*

Brunet C., Monié P., Jolivet L. et Cadet J.P., 1999. Migration of compression and extension in the Tyrrhenian Sea, insights from $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages on micas along a transect from Corsica to Tuscany. *Earth Plant. Sc. Lett., soumis.*

Buck W.R., 1988. Flexural rotation of normal faults. *Tectonics, 7, 959-973.*

Burrus J., 1984. Contribution to a geodynamic synthesis of the provençal basin (North-western mediterranean). *Mar. Geol., 55, 247-269.*

Carmignani L., Decandia F.A., Disperati L., Fantozzi P.L., Lazzarotto A., Liotta D. et Oggiano G., 1995. Relationships between the Tertiary structural evolution of the Sardinia-Corsica-Provençal domain and the Northern Apennines. *Terra Nova, 7, 128-137.*

Coutelle A. et Duée G., 1984. Essai sur la tectogenèse des chaines alpines de la Méditerranée Occidentale. *Bull. Centres Rech. Explor. - Prod. Elf-Aquitaine, 8, 1, 1-13.*

Daniel J.M., 1995 . Extension post-orogénique sur un transect Corse-Appenins, données structurales et modèles numériques. *Thèse Doctorat, Cergy Pontoise, 284 p.*

Daniel J.M., Jolivet L., Goffé B. et Poinssot C. , 1996. Crustal-scale strain partitioning: footwall deformation below the Alpine Oligo-Miocene detachement of Corsica. *J. Struct. Geol., 18, 41-59.*

Dewey J.F., Helman M.L., Turco E., Hutton D.H.W. et Knott S.D., 1989. Kinematics of the western Mediterranean. *In Coward M.P., Dietrich D. et Park R.G. (eds), Alpine Tectonics, Geological Society Special Publication 45, 265-283.*

Edel J.B., 1980. Etude paléomagnetique en Sardaigne. Conséquences pour la géodynamique de la Méditerranée occidentale. *Thèse d'Etat, Strasbourg, 310 p.*

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, 201-223.*

Ferrandini M., Ferrandini J., Loÿe-Pilot M.D., Butterlin J., Cravatte J. et Janin M.C., 1998. Le Miocène du bassin de Saint-Florent (Corse) : modalités de la transgression du Burdigalien supérieur et mise en évidence du Serravallien. *GEOBIOS, 31, 1, 125-137.*

Ferrandini J., Rossi Ph., Ferrandini M., Farjanel G., Ginsburg L., Schuler M. et Geissert F., 1999. La formation conglomératique du Vazzio près d'Ajaccio (Corse-du-Sud), un témoin des dépôts du Chattien supérieur continental synrift en Méditerranée occidentale. *C. R. Acad. Sci., Paris, 329, II, 271-278.*

Gallagher, K., 1995. Evolving temperature histories from apatite fission track data. *Earth Planet. Sci. Lett., V. 136, pp. 421-435.*

Giraud J.D., 1975. Une intrusion calco-alcaline type : l'Esterellite. Position dans le contexte volcanologique régional. *Thèse doctorat, Nice.*

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. (Isot. Geosci. Sect.), 79, pp. 155-182.*

Gueguen E., 1995. Le bassin Liguro-Provençal : un véritable Océan. Exemple de segmentation des marges et de hiatus cinématique. Implications sur les processus d'amincissement crustal. *Thèse de Doctorat, Univ. Bretagne Occidentale, Brest, 281 p.*

Giunchi C., Gasperini P., Sabadini R. et D'Agostino G., 1994. The role of subduction on the horizontal motions in the Tyrrhenian Basin: A numerical model. *Geophys. Res. Lett., 21, 7, 529-532.*

Guieu G. et Arlhac P . Hypothèse d'un bombement crustal golfe du Lion-Sud Provence entre le Crétacé supérieur et le Miocène. *C. R. Acad. Sci., Paris, 303, II, 1691-1696.*

Guieu G., Philip J., Durand J.P., Nury D. et Redondo C., 1987. Le détritisme provençal du Crétacé supérieur à l'Oligocène dans son cadre paléogéographique, structural et géodynamique. *Géologie alpine. Grenoble, Mém. h.s., 13, 247-271.*

Guieu G. et Redondo C., 1988. Les causes des déformations du socle sud-provençal perçues à travers l'histoire des flux détritiques (Crétacé moyen-Oligocène supérieur). *Géologie alpine. Grenoble, Mém. h.s., 14, 87-102.*

Guieu G. et Roussel J., 1988. Le bassin liguro-provençal (Méditerranée nord-occidentale) et ses relations avec les plissements provençaux et languedociens : arguments en faveur d'un bombement crustal précédant le rifting oligocène. *Géol. Méd., XV, 2, 123-141.*

Guieu G. et Roussel J., 1990. Arguments for the pre-rift uplift and rift propagation in the ligurian-provençal basin (NW Mediterranean) in the light of pyrenean provencal orogeny. *Tectonics, 9, 5, 1113-1142.*

Hurford A. J., 1991. Uplift and cooling pathways derived from fission track analysis and mica dating: a review. *Geologische Rundschau, 80, 2, 349-368.*

Issler D., McQueen H. et Beaumont C., 1989. Thermal and isostatic consequence of simple shear extension of the continental lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett., 91, 341-358.*

Lapierre H., Tardy M., Tricart P., Féraud G., Mascle G.H., Stéphan J.F. et Senebier F., 1995. Contexte géodynamique des magmatismes calco-alcalins des grès de Taveryannaz, du Champsaur et de Saint-Antonin. *in Magmatisme dans le Sud-Est de la France. Séanc. Spéc. Soc. Géol. Fr., p38.*

Le Cann C., 1987. Le diapirisme dans le bassin Liguro-Provençal (Méditerranée Occidentale), relation avec la sédimentation et le tectonique : Conséquences géodynamiques. *Thèse de Doctorat, Univ. Bretagne Occidentale, 290 p.*

Lemoine M. et Graciansky P.C., 1989. Histoire d'une marge continentale passive : les Alpes occidentales au Mésozoïque. Introduction. *Bull. Soc. géol. France, IV, 4, 597-600.*

Lenôtre N., Ferrandini J., Delfau M. et Panighi J., 1996. Mouvements verticaux actuels de la Corse (France) par comparaison de nivellements. *C. R. Acad. Sci., Paris, 323, II, 957-964.*

Le Pichon X., Pautot G., Auzende J.M. et Olivet J.L., 1971. La Méditerranée Occidentale depuis l'Oligocène. Schéma d'évolution. *Earth Planet. Sci. Lett., 13, 145-152.*

Le Pichon X., Bergerat F. et Roullet M.J., 1988. Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation: A new analysis. *J. Geol. Soc. Am., 218, 111-131.*

Lluch, D., 1989. Les unités à matériel sédimentaire supra-"Schistes Lustrés" de Saint-Florent et de Macinaggio (Corse du nord). *Thèse doctorat, Toulouse, 204p.*

Mailhé D., Lucazeau F. and Vasseur G., 1986. Uplift history of thrust belts: an approch based on fission track data and thermal modelization. *Tectonophysics, 124, pp. 177-191.*

Martin S., Bigazzi G., Zattin M., Viola G. et Balestrieri L., 1998. Neogene kinematics of the Giudicarice fault (Central-Eastern Alps, Italy): new apatite fission track data. *Terra Nova, 10, 217-221.*

Mercier L., 1990. Approche thermique de la collision. Exemples de nappes de l'Artense. *Thèse Doctorat, Lyon.*

Mattauer M., 1973. Une nouvelle hypothèse sur la position de la plaque corso-sarde avant la rotation d'âge cénozoïque. *Rend. Sem. Fac. Sci. Univ. Cagliari, suppl., 43, 297-300.*

Morillon A.C., 1997. Etude thermo-chronométrique appliquée aux exhumations en contexte orogénique : le Massif des Maures (France) et les Cordillères Bétiques (Espagne). *Thèse d'université, Géosciences Azur, 303 p.*

Negredo A.M., Fernandez M. et Zeyen H. , 1995. Thermo-mechanical constraints on kinematic models of lithospheric extension. *Earth Planet. Sci. Lett., 134, 87-98.*

Orzag-Sperber F. et Pilot M.D., 1976. Grands traits du Néogène de Corse. *Bull. Soc. Géol. France,(7), XVIII, 5, 1183-1187.*

Redondo C., 1986 . Etude des sédiments détritiques du Crétacé supérieur marin de la Provence occidentale et recherche des zones d'apport. Sédimentologie, Pétrographie, Minéralogie. *Thèse doctorat, Aix-Marseille I, 493 p.*

Réhault J.P., 1981. Evolution tectonique et sédimentaire du Bassin Ligure (Méditerranée Occidentale). *Thèse de Doctorat d'Etat, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 205p.*

Réhault J.P., Boillot G. et Mauffret A., 1984 a. The western Mediterranean basin geological evolution. *Mar. Geol., 55, 447-477.*

Réhault J.P., Mascle J. et Boillot G., 1984 b. Evolution géodynamique de la Méditerranée depuis l'Oligocène. *Mem. Soc. Geol. It., 27, 85-96.*

Stampfli G., 1993. Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes. *Eclogae Geol. Helv. 86/1, 1-45.*

Westphal M., 1976. Contribution du Paléomagnétisme à l'étude des déplacements continentaux autour de la Méditerranée Occidentale. *Thèse Doctorat, Strasbourg, 300 p.*

CONCLUSION

La thermochronologie par traces de fission sur apatites, par sa sensibilité aux relativement basses températures représente un outil important dans la datation des phases ultimes de l'exhumation des roches, depuis leur dernier refroidissement au dessous de 110±10°C. Ainsi, son application en Corse et dans le Massif des Maures-Tanneron a permis de préciser les événements thermotectoniques ayant affecté la région depuis le Dogger et de mettre en évidence une chronologie dans la formation du relief des différentes zones du secteur étudié :

- Le massif du Tanneron semble avoir connu l'histoire de refroidissement la plus précoce, témoignant d'un épisode de relaxation thermique postérieurement à l'ouverture de la Tethys ligure. Ce massif ne semble avoir été thermiquement affecté par la suite, ni par la compression alpine, ni par l'extension liguro-provençale, ce qui est d'ailleurs paradoxal, compte tenu des résultats sur ce dernier événement dans le massif des Maures. Le réchauffement relatif à ce dernier événement aurait été ainsi très localisé. Cette information devra par conséquent être prise en compte dans les reconstitutions géodynamiques tentant d'expliquer le mécanisme d'ouverture du bassin ligure.

- Le massif des Maures (en dehors de la presqu'île de Saint-Tropez où sont rencontrés des âges probablement hybrides), a clairement enregistré l'effet thermo-tectonique associé au rifting liguro-provençal avec un réchauffement vers environ 30-28 Ma et un début de refroidissement du massif vers 24-26 Ma.

- La Corse, terrain le plus étudié dans ce travail, assez complexe de part sa géomorphologie actuelle, et sa structuration polyphasée, possède une zonation remarquable dans la distribution des âges TF/apatites, liée vraisemblablement à la signature d'au moins deux événements thermiques post-oligocènes. En effet, en dehors des âges éocènes (>30 Ma) globalement localisés dans le sud de l'île (qui présente probablement une histoire d'exhumation et de dénudation commune avec le Nord de la Sardaigne) la Corse s'est comportée comme un enregistreur sensible des phénomènes thermo-tectoniques. Ceux-ci

accompagnent d'une part, à l'Ouest l'ouverture liguro-provençale (26<t<20 Ma), et d'autre part, les mouvements de surrection à l'Est du bâti hercynien en liaison avec l'extension tyrrhénienne (18-12 Ma).

En raison de la complexité des événements tectoniques et structuraux (chevauchement, détachement, faille normale...) en particulier dans la zone de cisaillement est-Tenda, un complément d'échantillonnage est nécessaire pour une meilleure couverture de cette région mais aussi de la Corse alpine où très peu de données existent actuellement. Cependant, les résultats, indiquent que le massif du Tenda était en cours de dénudation dès environ 21 Ma. La zone de cisaillement Est-Tenda (contact alpin-socle hercynien) a terminé son jeu normal ductile vers 25-21 Ma. Les âges plus jeunes rendent compte d'une structuration dans le domaine fragile (par des failles normales Est-Ouest) pendant la période 18-16 Ma, c'est à dire durant le dépôt des séries détritiques et carbonatées du bassin miocène de Saint-Florent.

On notera que la dénudation du Cap Corse à l'Ouest de Bastia débute vers 12 Ma, c'est à dire bien après (entre 11 et 8 Ma plus tard) le dernier jeu de la zone de cisaillement Est-Tenda. On ne peut par conséquent pas relier ce détachement avec la structure en antiforme du Cap Corse. Ce résultat devra faire partie des reflexions portant sur l'histoire de l'exhumation des unités alpines de la Corse.

Dans le cadre de la dynamique de la Méditerranée Nord-Occidentale, les exhumations des chaînes qui la bordent se produisent au premier ordre dans le contexte de la collision entre l'Afrique et l'Eurasie, mais au second ordre on note des évolutions complexes qui nécessitent un large éventail d'informations. C'est dans ce sens que certains travaux traces de fission ont déjà été réalisés dans l'arc alpin : dans les zones internes (Hurford *et al.,* 1991 ; Schwartz *et al.,* 1999) et les massifs cristallins externes : massifs de l'Aar (Trümpy, 1980), du Mont-Blanc/Aiguilles-Rouges (Soom et Hurford, 1990 ; Michalski et Soom, 1990 ; Seward et Mancktelow, 1994), de Belledonne (Lelarge, 1993 ; Sabil, 1995), du Pelvoux (Seward et al., 1999) et de l'Argentera-Mercantour (Bigot-Cormier *et al.,* 1999 ; Carpéna et Bogdanoff, 1982 ; Mansour, 1991 ; Bogdanoff *et al.,* 1999). L'ensemble de ces données permettra une analyse plus fine de ces phénomènes aussi bien sur une échelle régionale que sur les dernières phases d'exhumation et de dénudation des zones externes de l'arc sud-alpin.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Bigot-Cormier, F., Poupeau, G., Sosson, M., Stéphan, J.-F., Labrin, E., Ziad, N. et Schwartz, S., 1999. Fission track record and exhumation rates of the Argentera external crystalline massif (Western Alps, France-Italy), Workshop on Fission Track Analysis : Theory and Applications ". *Chatillon (Italie), 11-14 juillet, résumé étendu, p. 17-21.*

Bogdanoff, S., Mansour, M., Michard, A. et 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*, sous presse.

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.*

Hurford, A.J., Hunziker, J.C. et Stöcker, B., 1991 . Constraints on the late thermotectonic evolution of the Western Alps : evidence for episodic rapid uplift. *Tectonics, 10, 758-769.*

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.*

Michalski, I. et Soom, M, 1990. The Alpine thermo-tectonic evolution of the Aar and Gothard massifs, Central Switzerland : fission track ages on zircon and apatite and K/Ar mica ages. *Schweiz .Mineral. Petrogr. Mitt., 70, 373-387.*

Sabil, N., 1995. La datation par traces de fission : aspects méthodologiques et applications thermochronologique en contexte alpin et de marge continentale. *Thèse, Grenoble, 238p.*

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.*

Soom, M. et Hurford, A. J., 1990. Fission track dating of apatites and zircons along the western profile of swiss National Research Project PNR 20 (external massifs znd Penninic nappes, Swiss Alps). *Nuclear Tracks and Radiat. Measur., 17, p. 428.*

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.*

Lelarge Medeiros Vignol M.L., 1993. Thermochronologie par la méthode des traces de fission d'une marge passive (dôme de Ponta grossa, SE Brésil) et au sein d'une chaine de collision (zone externe de l'arc alpin, France). *Thèse d'université, grenoble I, 259 p.*

ANNEXES

ANNEXE I

RESULTATS ANALYTIQUES EN CORSE

Paramètres d'irradiation

ρd : densité du moniteur

Nd : nombre de traces comptées dans le moniteur

Paramètres de calcul

λ : constante de désintégration

Paramètres personnels

zeta : constante ζ

g : facteur g

Mesures

n : nombre de grains d'apatites comptés

N : nombre de carreaux comptés dans le réseau

Ns et Ni : nombre de traces fossiles et induites comptés pour un même grain

ρs et ρi : densités des traces fossiles et induites en 10^5 traces/cm^2

Echant.:	CO3	**Microscope:** Leitz-biomed	réseau	25	carreaux
Irrad.:	96-3	**Objectif I:** 100	**Surface réseau (μm^2):**		8464
Nd	16696				
ρd	3,507E+05	**Oculaire:** 10			
ζ	342				
λ	1,55E-10				
g	0,5				
n	4				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	6	20	6771,2	8,86E+04	3,62E+04	27	3,99E+05	7,67E+04	**13,3**	**6,0**
2	7	20	6771,2	1,03E+05	3,91E+04	31	4,58E+05	8,22E+04	**13,5**	**5,7**
3	4	9	3047,04	1,31E+05	6,56E+04	21	6,89E+05	1,50E+05	**11,4**	**6,2**
4	6	15	5078,4	1,18E+05	4,82E+04	33	6,50E+05	1,13E+05	**10,9**	**4,8**

SN1= 23 **SN2=** 112

CO3	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	4	21667,84	23	1,06E+05	112	5,17E+05	**12,3**	**2,8**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 98%

Echant.:	CO4	**Microscope:** Leitz-biomed	réseau	25	carreaux
Irrad.:	96-18	**Objectif I:** 100	**Surface réseau (μm^2):**		8464
Nd	16507				
ρd	4,161E+05	**Oculaire:** 10			
ζ	342				
λ	1,55E-10				
g	0,5				
n	5				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	12	15	5078,4	2,36E+05	6,82E+04	59	1,16E+06	1,51E+05	**14,5**	**4,6**
2	12	16	5416,96	2,22E+05	6,39E+04	55	1,02E+06	1,37E+05	**15,5**	**4,9**
3	7	9	3047,04	2,30E+05	8,68E+04	31	1,02E+06	1,83E+05	**16,0**	**6,7**
4	8	20	6771,2	1,18E+05	4,18E+04	47	6,94E+05	1,01E+05	**12,1**	**4,6**
5	4	10	3385,6	1,18E+05	5,91E+04	20	5,91E+05	1,32E+05	**14,2**	**7,8**

SN1= 43 **SN2=** 212

CO4	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age	±1σ
	5	23699,2	43	1,81E+05	212	8,95E+05	**14,4**	**2,4**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 98,8%

Echant.:	CO5	**Microscope:** Leitz-biomed	réseau	25	carreaux
Irrad.:	96-19	**Objectif I:** 100	**Surface réseau (μm^2):**		8464
Nd	7741				
ρd	3,90E+05	**Oculaire:** 10			
ζ	342				
λ	1,55E-10				
g	0,5				
n	18				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	12	25	8464	1,42E+05	4,09E+04	37	4,37E+05	7,19E+04	**21,6**	**7,2**
2	5	25	8464	5,91E+04	2,64E+04	14	1,65E+05	4,42E+04	**23,8**	**12,4**
3	15	20	6771,2	2,22E+05	5,72E+04	49	7,24E+05	1,03E+05	**20,4**	**6,0**
4	9	25	8464	1,06E+05	3,54E+04	33	3,90E+05	6,79E+04	**18,2**	**6,8**
5	8	15	5078,4	1,58E+05	5,57E+04	27	5,32E+05	1,02E+05	**19,7**	**7,9**
6	7	20	6771,2	1,03E+05	3,91E+04	24	3,54E+05	7,24E+04	**19,4**	**8,4**
7	9	20	6771,2	1,33E+05	4,43E+04	34	5,02E+05	8,61E+04	**17,6**	**6,6**
8	10	25	8464	1,18E+05	3,74E+04	31	3,66E+05	6,58E+04	**21,5**	**7,8**
9	9	16	5416,96	1,66E+05	5,54E+04	30	5,54E+05	1,01E+05	**20,0**	**7,6**
10	11	15	5078,4	2,17E+05	6,53E+04	29	5,71E+05	1,06E+05	**25,3**	**8,9**
11	6	15	5078,4	1,18E+05	4,82E+04	24	4,73E+05	9,65E+04	**16,7**	**7,6**
12	10	15	5078,4	1,97E+05	6,23E+04	35	6,89E+05	1,16E+05	**19,0**	**6,8**
13	5	15	5078,4	9,85E+04	4,40E+04	14	2,76E+05	7,37E+04	**23,8**	**12,4**
14	10	20	6771,2	1,48E+05	4,67E+04	31	4,58E+05	8,22E+04	**21,5**	**7,8**
15	7	20	6771,2	1,03E+05	3,91E+04	22	3,25E+05	6,93E+04	**21,2**	**9,2**
16	9	20	6771,2	1,33E+05	4,43E+04	32	4,73E+05	8,35E+04	**18,7**	**7,1**
17	9	15	5078,4	1,77E+05	5,91E+04	30	5,91E+05	1,08E+05	**20,0**	**7,6**
18	4	15	5078,4	7,88E+04	3,94E+04	12	2,36E+05	6,82E+04	**22,2**	**12,8**

SN1= 155 **SN2=** 508

CO5	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	18	115448,96	155	1,34E+05	508	4,40E+05	**20,3**	**1,9**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 100%

Echant.:	**CO7**	**Microscope:**	Leitz-biomed	réseau	25	carreaux
Irrad.:	96-19	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**		8464
Nd	7741					
ρd	3,90E+05	**Oculaire:**	10			
ζ	342					
λ	1,55E-10					
g	0,5					
n	22					

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	13	25	8464	1,54E+05	4,26E+04	46	5,43E+05	8,01E+04	**18,8**	**5,9**
2	4	12	4062,72	9,85E+04	4,92E+04	12	2,95E+05	8,53E+04	**22,2**	**12,8**
3	6	15	5078,4	1,18E+05	4,82E+04	17	3,35E+05	8,12E+04	**23,5**	**11,2**
4	6	12	4062,72	1,48E+05	6,03E+04	14	3,45E+05	9,21E+04	**28,5**	**13,9**
5	5	10	3385,6	1,48E+05	6,60E+04	14	4,14E+05	1,11E+05	**23,8**	**12,4**
6	6	12	4062,72	1,48E+05	6,03E+04	12	2,95E+05	8,53E+04	**33,3**	**16,6**
7	8	15	5078,4	1,58E+05	5,57E+04	26	5,12E+05	1,00E+05	**20,5**	**8,3**
8	11	20	6771,2	1,62E+05	4,90E+04	31	4,58E+05	8,22E+04	**23,6**	**8,3**
9	5	15	5078,4	9,85E+04	4,40E+04	20	3,94E+05	8,81E+04	**16,7**	**8,3**
10	7	20	6771,2	1,03E+05	3,91E+04	20	2,95E+05	6,60E+04	**23,3**	**10,2**
11	8	15	5078,4	1,58E+05	5,57E+04	29	5,71E+05	1,06E+05	**18,4**	**7,3**
12	8	15	5078,4	1,58E+05	5,57E+04	24	4,73E+05	9,65E+04	**22,2**	**9,1**
13	6	12	4062,72	1,48E+05	6,03E+04	20	4,92E+05	1,10E+05	**20,0**	**9,3**
14	11	25	8464	1,30E+05	3,92E+04	40	4,73E+05	7,47E+04	**18,3**	**6,2**
15	7	20	6771,2	1,03E+05	3,91E+04	19	2,81E+05	6,44E+04	**24,5**	**10,9**
16	7	20	6771,2	1,03E+05	3,91E+04	22	3,25E+05	6,93E+04	**21,2**	**9,2**
17	5	20	6771,2	7,38E+04	3,30E+04	13	1,92E+05	5,32E+04	**25,6**	**13,5**
18	9	15	5078,4	1,77E+05	5,91E+04	27	5,32E+05	1,02E+05	**22,2**	**8,5**
19	11	16	5416,96	2,03E+05	6,12E+04	36	6,65E+05	1,11E+05	**20,4**	**7,0**
20	13	15	5078,4	2,56E+05	7,10E+04	41	8,07E+05	1,26E+05	**21,1**	**6,7**
21	10	15	5078,4	1,97E+05	6,23E+04	33	6,50E+05	1,13E+05	**20,2**	**7,3**
22	25	20	6771,2	3,69E+05	7,38E+04	74	1,09E+06	1,27E+05	**22,5**	**5,2**

SN1= 191 **SN2=** 590

CO7	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	22	123236	191	1,55E+05	590	4,79E+05	**21,6**	**1,8**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 100%

Echant.:	**CO12**	**Microscope:**	Leitz-Biomed	réseau	25	carreaux
Irrad.:	96-19	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**		8464
Nd	7741					
ρd	3,90E+05	**Oculaire:**	10			
ζ	342					
λ	1,55E-10					
g	0,5					
n	15					

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	28	20	6771,2	4,14E+05	7,81E+04	98	1,45E+06	1,46E+05	**19,0**	**4,1**
2	12	20	6771,2	1,77E+05	5,12E+04	41	6,06E+05	9,46E+04	**19,5**	**6,4**
3	10	25	8464	1,18E+05	3,74E+04	29	3,43E+05	6,36E+04	**23,0**	**8,4**
4	7	25	8464	8,27E+04	3,13E+04	46	5,43E+05	8,01E+04	**10,1**	**4,1**
5	28	25	8464	3,31E+05	6,25E+04	101	1,19E+06	1,19E+05	**18,5**	**3,9**
6	8	15	5078,4	1,58E+05	5,57E+04	46	9,06E+05	1,34E+05	**11,6**	**4,4**
7	24	20	6771,2	3,54E+05	7,24E+04	81	1,20E+06	1,33E+05	**19,7**	**4,6**
8	13	20	6771,2	1,92E+05	5,32E+04	50	7,38E+05	1,04E+05	**17,3**	**5,4**
9	12	25	8464	1,42E+05	4,09E+04	40	4,73E+05	7,47E+04	**20,0**	**6,6**
10	10	20	6771,2	1,48E+05	4,67E+04	50	7,38E+05	1,04E+05	**13,3**	**4,6**
11	7	20	6771,2	1,03E+05	3,91E+04	38	5,61E+05	9,10E+04	**12,3**	**5,1**
12	12	20	6771,2	1,77E+05	5,12E+04	52	7,68E+05	1,06E+05	**15,4**	**4,9**
13	18	15	5078,4	3,54E+05	8,35E+04	57	1,12E+06	1,49E+05	**21,0**	**5,7**
14	16	20	6771,2	2,36E+05	5,91E+04	67	9,89E+05	1,21E+05	**15,9**	**4,4**
15	12	20	6771,2	1,77E+05	5,12E+04	49	7,24E+05	1,03E+05	**16,3**	**5,3**

SN1= 217 **SN2=** 845

CO12	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	217	2,07E+05	845	8,05E+05	**17,1**	**1,3**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 95 %

Echant.	CO13	**Microscope:**	Leitz-Biomed	réseau	25 carreaux
Irrad.:	96-18	**Objectif I:**	100	**Surface réseau**	8464
Nd	16507				
rd	4,16E+05	**Oculaire:**	10		
z	342				
l	1,55E-10				
g	0,5				
n	20				

N° grain	Ns	N	surface	rs	±1s	Ni	ri	±1s	Age	±1s
1	16	25	8464	1,89E+05	4,73E+04	60	7,09E+05	9,15E+04	**18,9**	**5,3**
2	21	20	6771,2	3,10E+05	6,77E+04	66	9,75E+05	1,20E+05	**22,6**	**5,7**
3	8	20	6771,2	1,18E+05	4,18E+04	52	7,68E+05	1,06E+05	**10,9**	**4,2**
4	19	20	6771,2	2,81E+05	6,44E+04	68	1,00E+06	1,22E+05	**19,9**	**5,2**
5	18	25	8464	2,13E+05	5,01E+04	70	8,27E+05	9,88E+04	**18,3**	**4,8**
6	9	25	8464	1,06E+05	3,54E+04	38	4,49E+05	7,28E+04	**16,8**	**6,2**
7	25	25	8464	2,95E+05	5,91E+04	93	1,10E+06	1,14E+05	**19,1**	**4,3**
8	6	25	8464	7,09E+04	2,89E+04	34	4,02E+05	6,89E+04	**12,5**	**5,6**
9	9	20	6771,2	1,33E+05	4,43E+04	44	6,50E+05	9,80E+04	**14,5**	**5,3**
10	14	20	6771,2	2,07E+05	5,53E+04	35	5,17E+05	8,74E+04	**28,4**	**9,0**
11	8	20	6771,2	1,18E+05	4,18E+04	41	6,06E+05	9,46E+04	**13,9**	**5,4**
12	13	20	6771,2	1,92E+05	5,32E+04	45	6,65E+05	9,91E+04	**20,5**	**6,5**
13	18	20	6771,2	2,66E+05	6,27E+04	67	9,89E+05	1,21E+05	**19,1**	**5,1**
14	9	20	6771,2	1,33E+05	4,43E+04	48	7,09E+05	1,02E+05	**13,3**	**4,8**
15	9	15	5078,4	1,77E+05	5,91E+04	37	7,29E+05	1,20E+05	**17,3**	**6,4**
16	7	15	5078,4	1,38E+05	5,21E+04	30	5,91E+05	1,08E+05	**16,6**	**7,0**
17	4	15	5078,4	7,88E+04	3,94E+04	22	4,33E+05	9,24E+04	**12,9**	**7,0**
18	6	20	6771,2	8,86E+04	3,62E+04	32	4,73E+05	8,35E+04	**13,3**	**5,9**
19	7	15	5078,4	1,38E+05	5,21E+04	20	3,94E+05	8,81E+04	**24,9**	**10,9**
20	12	20	6771,2	1,77E+05	5,12E+04	44	6,50E+05	9,80E+04	**19,4**	**6,3**

SN1= 238 **SN2=** 946

CO13	n	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1s
	20	238	1,74E+05	946	6,90E+05	**17,9**	**1,3**

Test de Khi-deux accepté

P(c²) = **97%**

Echant.:	CO14	**Microscope:**	Leitz-biomed	réseau	25 carreaux
Irrad.:	99-8	**Objectif I:**	100	**Surface réseau**	8464
Nd	17265				
ρd	7,460E+05	**Oculaire:**	10		
ζ	303				
λ	1,55E-10				
g	0,5				
n	19				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	4	20	6771,2	5,91E+04	2,95E+04	28	4,14E+05	7,81E+04	**16,1**	**8,6**
2	5	25	8464	5,91E+04	2,64E+04	18	2,13E+05	5,01E+04	**31,3**	**15,8**
3	7	25	8464	8,27E+04	3,13E+04	41	4,84E+05	7,57E+04	**19,3**	**7,9**
4	3	15	5078,4	5,91E+04	3,41E+04	15	2,95E+05	7,63E+04	**22,6**	**14,3**
5	10	25	8464	1,18E+05	3,74E+04	53	6,26E+05	8,60E+04	**21,3**	**7,3**
6	4	25	8464	4,73E+04	2,36E+04	27	3,19E+05	6,14E+04	**16,7**	**9,0**
7	9	25	8464	1,06E+05	3,54E+04	45	5,32E+05	7,93E+04	**22,6**	**8,2**
8	5	20	6771,2	7,38E+04	3,30E+04	29	4,28E+05	7,95E+04	**19,5**	**9,4**
9	5	25	8464	5,91E+04	2,64E+04	26	3,07E+05	6,02E+04	**21,7**	**10,6**
10	5	25	8464	5,91E+04	2,64E+04	28	3,31E+05	6,25E+04	**20,2**	**9,8**
11	5	25	8464	5,91E+04	2,64E+04	37	4,37E+05	7,19E+04	**15,3**	**7,3**
12	4	20	6771,2	5,91E+04	2,95E+04	35	5,17E+05	8,74E+04	**12,9**	**6,8**
13	6	25	8464	7,09E+04	2,89E+04	37	4,37E+05	7,19E+04	**18,3**	**8,1**
14	14	15	5078,4	2,76E+05	7,37E+04	76	1,50E+06	1,72E+05	**20,8**	**6,0**
15	4	20	6771,2	5,91E+04	2,95E+04	29	4,28E+05	7,95E+04	**15,6**	**8,3**
16	6	15	5078,4	1,18E+05	4,82E+04	54	1,06E+06	1,45E+05	**12,5**	**5,4**
17	4	15	5078,4	7,88E+04	3,94E+04	25	4,92E+05	9,85E+04	**18,1**	**9,7**
18	8	20	6771,2	1,18E+05	4,18E+04	30	4,43E+05	8,09E+04	**30,1**	**12,0**
19	5	25	8464	5,91E+04	2,64E+04	27	3,19E+05	6,14E+04	**20,9**	**10,2**

SN1= 113 **SN2=** 660

CO14	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	19	138809,6	113	81406,473	660	4,75E+05	**19,3**	**2,0**

Test de Khi-deux accepté

P(χ²) = 99,9%

Echant.:	**CO16**	**Microscope:**	Leitz-biomed	réseau	25	carreaux
Irrad.:	96-19	**Objectif I:**	100	**Surface réseau**		8464
Nd	7741					
ρd	3,902E+05	**Oculaire:**	10			
ζ	342					
λ	1,55E-10					
g	0,5					
n	5					

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	14	20	6771,2	2,07E+05	5,53E+04	44	6,50E+05	9,80E+04	**21,2**	**6,5**
2	10	25	8464	1,18E+05	3,74E+04	20	2,36E+05	5,28E+04	**33,3**	**12,9**
3	12	25	8464	1,42E+05	4,09E+04	24	2,84E+05	5,79E+04	**33,3**	**11,8**
4	8	16	5416,96	1,48E+05	5,22E+04	35	6,46E+05	1,09E+05	**15,2**	**6,0**
5	3	25	8464	3,54E+04	2,05E+04	27	3,19E+05	6,14E+04	**7,4**	**4,5**
SN1=	47				**SN2=**	150				

CO16	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	5	37580,2	47	1,25E+05	150	3,99E+05	**20,9**	**3,5**

Test de Khi-deux accepté

P(χ^2) = 13%

Echant.:	**CO18**	**Microscope:**	Leitz-Biomed	réseau	25	carreaux
Irrad.:	96-19	**Objectif I:**	100	**Surface réseau**		8464
Nd	7741					
ρd	3,902E+05	**Oculaire:**	10			
ζ	342					
λ	1,55E-10					
g	0,5					
n	9					

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	5	15	5078,4	9,85E+04	4,40E+04	20	3,94E+05	8,81E+04	**16,7**	**8,3**
2	29	15	5078,4	5,71E+05	1,06E+05	130	2,56E+06	2,25E+05	**14,9**	**3,1**
3	7	20	6771,2	1,03E+05	3,91E+04	25	3,69E+05	7,38E+04	**18,7**	**8,0**
4	7	20	6771,2	1,03E+05	3,91E+04	24	3,54E+05	7,24E+04	**19,4**	**8,4**
5	6	20	6771,2	8,86E+04	3,62E+04	27	3,99E+05	7,67E+04	**14,8**	**6,7**
6	7	20	6771,2	1,03E+05	3,91E+04	18	2,66E+05	6,27E+04	**25,9**	**11,5**
7	10	25	8464	1,18E+05	3,74E+04	36	4,25E+05	7,09E+04	**18,5**	**6,6**
8	4	20	6771,2	5,91E+04	2,95E+04	16	2,36E+05	5,91E+04	**16,7**	**9,3**
9	15	25	8464	1,77E+05	4,58E+04	50	5,91E+05	8,35E+04	**20,0**	**5,9**
SN1=	90				**SN2=**	346				

CO18	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	9	60940,8	90	1,48E+05	346	5,68E+05	**17,3**	**2,1**

Test de Khi-deux accepté

P(χ^2) = 98%

Echant.:	**CO22**	**Microscope:**	Leitz-biomed	réseau	25 carreaux
Irrad.:	99-8	**Objectif I:**	100	**Surface réseau**	8464
Nd	17265				
ρd	7,460E+05	**Oculaire:**	10		
ζ	303				
λ	1,55E-10				
g	0,5				
n	12				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	7	20	6771,2	1,03E+05	3,91E+04	57	8,42E+05	1,11E+05	**13,9**	**5,6**
2	4	20	6771,2	5,91E+04	2,95E+04	34	5,02E+05	8,61E+04	**13,3**	**7,0**
3	22	16	5416,96	4,06E+05	8,66E+04	115	2,12E+06	1,98E+05	**21,6**	**5,0**
4	3	20	6771,2	4,43E+04	2,56E+04	22	3,25E+05	6,93E+04	**15,4**	**9,5**
5	4	15	5078,4	7,88E+04	3,94E+04	21	4,14E+05	9,02E+04	**21,5**	**11,7**
6	6	16	5416,96	1,11E+05	4,52E+04	33	6,09E+05	1,06E+05	**20,5**	**9,1**
7	2	15	5078,4	3,94E+04	2,78E+04	22	4,33E+05	9,24E+04	**10,3**	**7,6**
8	4	12	4062,72	9,85E+04	4,92E+04	30	7,38E+05	1,35E+05	**15,1**	**8,0**
9	5	16	5416,96	9,23E+04	4,13E+04	38	7,02E+05	1,14E+05	**14,9**	**7,1**
10	2	20	6771,2	2,95E+04	2,09E+04	20	2,95E+05	6,60E+04	**11,3**	**8,4**
11	3	15	5078,4	5,91E+04	3,41E+04	23	4,53E+05	9,44E+04	**14,7**	**9,0**
12	4	15	5078,4	7,88E+04	3,94E+04	29	5,71E+05	1,06E+05	**15,6**	**8,3**

SN1= 66 **SN2=** 444

CO22	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age	±1σ
	12	67712	66	9,75E+04	444	6,56E+05	**16,8**	**2,2**

Test de Khi-deux accepté

P(χ^2) = 99%

Echant.:	**CO25**	**Microscope:**	Leitz-Biomed	réseau	25 carreaux
Irrad.:	96-18	**Objectif I:**	100	**Surface réseau**	8464
Nd	16507				
ρd	4,161E+05	**Oculaire:**	10		
ζ	342				
λ	1,55E-10				
g	0,5				
n	15				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	10	20	6771,2	1,48E+05	4,67E+04	42	6,20E+05	9,57E+04	**16,9**	**6,0**
2	11	25	8464	1,30E+05	3,92E+04	39	4,61E+05	7,38E+04	**20,0**	**6,8**
3	8	25	8464	9,45E+04	3,34E+04	39	4,61E+05	7,38E+04	**14,6**	**5,7**
4	7	25	8464	8,27E+04	3,13E+04	31	3,66E+05	6,58E+04	**16,0**	**6,7**
5	14	25	8464	1,65E+05	4,42E+04	46	5,43E+05	8,01E+04	**21,6**	**6,6**
6	9	25	8464	1,06E+05	3,54E+04	56	6,62E+05	8,84E+04	**11,4**	**4,1**
7	13	25	8464	1,54E+05	4,26E+04	61	7,21E+05	9,23E+04	**15,1**	**4,6**
8	11	25	8464	1,30E+05	3,92E+04	43	5,08E+05	7,75E+04	**18,2**	**6,1**
9	9	25	8464	1,06E+05	3,54E+04	42	4,96E+05	7,66E+04	**15,2**	**5,6**
10	8	25	8464	9,45E+04	3,34E+04	32	3,78E+05	6,68E+04	**17,8**	**7,0**
11	8	25	8464	9,45E+04	3,34E+04	30	3,54E+05	6,47E+04	**18,9**	**7,5**
12	10	25	8464	1,18E+05	3,74E+04	68	8,03E+05	9,74E+04	**10,5**	**3,5**
13	18	25	8464	2,13E+05	5,01E+04	63	7,44E+05	9,38E+04	**20,3**	**5,4**
14	6	25	8464	7,09E+04	2,89E+04	20	2,36E+05	5,28E+04	**21,3**	**9,9**
15	14	25	8464	1,65E+05	4,42E+04	65	7,68E+05	9,53E+04	**15,3**	**4,5**

SN1= 156 **SN2=** 677

CO25	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	15	125267,2	156	1,25E+05	677	5,40E+05	**16,4**	**1,5**

Test de Khi-deux accepté

P(χ^2) = 98%

Echant.:	**CO26**	**Microscope:** Leitz-Biomed	réseau	25	carreaux
Irrad.:	96-3	**Objectif I:** 100	**Surface réseau**		8464
Nd	16696				
ρd	3,507E+05	**Oculaire:** 10			
ζ	342				
λ	1,55E-10				
g	0,5				
n	5				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	5	15	5078,4	9,85E+04	4,40E+04	21	4,14E+05	9,02E+04	**14,3**	**7,1**
2	4	12	4062,72	9,85E+04	4,92E+04	10	2,46E+05	7,78E+04	**23,9**	**14,2**
3	8	25	8464	9,45E+04	3,34E+04	22	2,60E+05	5,54E+04	**21,8**	**9,0**
4	3	16	5416,96	5,54E+04	3,20E+04	13	2,40E+05	6,66E+04	**13,8**	**8,9**
5	4	20	6771,2	5,91E+04	2,95E+04	15	2,22E+05	5,72E+04	**16,0**	**9,0**

SN1= 24 **SN2=** 81

CO26	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	5	29793,28	24	8,06E+04	81	2,72E+05	**17,7**	**4,1**

Test de Khi-deux accepté

P(χ^2) = 93%

Echant.:	**CO27**	**Microscope:** Leitz-biomed	réseau	25	carreaux
Irrad.:	96-18	**Objectif I:** 100	**Surface réseau (μm²):**		8464
Nd	16507				
rd	4,161E+05	**Oculaire:** 10			
z	342				
l	1,55E-10				
g	0,5				
n	14				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	28	12	4062,72	6,89E+05	1,30E+05	93	2,29E+06	2,37E+05	**21,4**	**4,6**
2	55	25	8464	6,50E+05	8,76E+04	217	2,56E+06	1,74E+05	**18,0**	**2,7**
3	22	20	6771,2	3,25E+05	6,93E+04	131	1,93E+06	1,69E+05	**11,9**	**2,8**
4	36	20	6771,2	5,32E+05	8,86E+04	170	2,51E+06	1,93E+05	**15,1**	**2,8**
5	29	16	5416,96	5,35E+05	9,94E+04	130	2,40E+06	2,10E+05	**15,9**	**3,3**
6	30	15	5078,4	5,91E+05	1,08E+05	122	2,40E+06	2,17E+05	**17,5**	**3,6**
7	31	15	5078,4	6,10E+05	1,10E+05	114	2,24E+06	2,10E+05	**19,3**	**3,9**
8	14	15	5078,4	2,76E+05	7,37E+04	82	1,61E+06	1,78E+05	**12,1**	**3,5**
9	30	20	6771,2	4,43E+05	8,09E+04	156	2,30E+06	1,84E+05	**13,7**	**2,7**
10	20	16	5416,96	3,69E+05	8,26E+04	109	2,01E+06	1,93E+05	**13,0**	**3,2**
11	26	25	8464	3,07E+05	6,02E+04	166	1,96E+06	1,52E+05	**11,1**	**2,4**
12	39	25	8464	4,61E+05	7,38E+04	126	1,49E+06	1,33E+05	**22,0**	**4,0**
13	31	25	8464	3,66E+05	6,58E+04	129	1,52E+06	1,34E+05	**17,1**	**3,4**
14	40	25	8464	4,73E+05	7,47E+04	193	2,28E+06	1,64E+05	**14,7**	**2,6**

SN1= 431 **SN2=** 1938

CO27	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age	±1σ
	14	92765,44	431	4,65E+05	1938	2,09E+06	**15,8**	**0,9**

Test de Khi-deux accepté

P(χ^2) = 38%

Echant.:	**CO28**	**Microscope:**	Leitz-biomed	réseau	25	carreaux
Irrad.:	99-8	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**		8464
Nd	17265					
ρd	7,460E+05	**Oculaire:**	10			
ζ	303					
λ	1,55E-10					
g	0,5					
n	14					

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	4	15	5078,4	7,88E+04	3,94E+04	33	6,50E+05	1,13E+05	**13,7**	**7,2**
2	3	9	3047,04	9,85E+04	5,68E+04	19	6,24E+05	1,43E+05	**17,8**	**11,1**
3	10	25	8464	1,18E+05	3,74E+04	97	1,15E+06	1,16E+05	**11,6**	**3,9**
4	4	25	8464	4,73E+04	2,36E+04	37	4,37E+05	7,19E+04	**12,2**	**6,4**
5	5	20	6771,2	7,38E+04	3,30E+04	46	6,79E+05	1,00E+05	**12,3**	**5,8**
6	6	16	5416,96	1,11E+05	4,52E+04	39	7,20E+05	1,15E+05	**17,4**	**7,6**
7	5	20	6771,2	7,38E+04	3,30E+04	42	6,20E+05	9,57E+04	**13,4**	**6,4**
8	9	16	5416,96	1,66E+05	5,54E+04	61	1,13E+06	1,44E+05	**16,7**	**5,9**
9	10	12	4062,72	2,46E+05	7,78E+04	97	2,39E+06	2,42E+05	**11,6**	**3,9**
10	7	16	5416,96	1,29E+05	4,88E+04	44	8,12E+05	1,22E+05	**18,0**	**7,3**
11	18	12	4062,72	4,43E+05	1,04E+05	101	2,49E+06	2,47E+05	**20,1**	**5,1**
12	5	12	4062,72	1,23E+05	5,50E+04	37	9,11E+05	1,50E+05	**15,3**	**7,3**
13	4	9	3047,04	1,31E+05	6,56E+04	33	1,08E+06	1,89E+05	**13,7**	**7,2**
14	5	12	4062,72	1,23E+05	5,50E+04	34	8,37E+05	1,44E+05	**16,6**	**8,0**

SN1= 95 **SN2=** 720

CO28	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	14	74144,64	95	1,28E+05	720	9,71E+05	**14,9**	**1,6**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 99,5%

Echant.:	**CO31**	**Microscope:**	Leitz-biomed	réseau	25	carreaux
Irrad.:	99-8	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**		8464
Nd	17265					
ρd	7,460E+05	**Oculaire:**	10			
ζ	303					
λ	1,55E-10					
g	0,5					
n	5					

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	5	12	4062,72	1,23E+05	5,50E+04	23	5,66E+05	1,18E+05	**24,5**	**12,1**
2	6	6	2031,36	2,95E+05	1,21E+05	31	1,53E+06	2,74E+05	**21,8**	**9,7**
3	9	12	4062,72	2,22E+05	7,38E+04	44	1,08E+06	1,63E+05	**23,1**	**8,4**
4	6	15	5078,4	1,18E+05	4,82E+04	31	6,10E+05	1,10E+05	**21,8**	**9,7**
5	5	9	3047,04	1,64E+05	7,34E+04	26	8,53E+05	1,67E+05	**21,7**	**10,6**

SN1= 31 **SN2=** 155

CO31	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	5	18282,24	31	1,70E+05	155	8,48E+05	**22,6**	**4,4**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 99,9%

Echant.:	**CO35**	**Microscope:**	Leitz-biomed	réseau	25	carreaux
Irrad.:	99-8	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**		8464
Nd	17265					
ρd	7,460E+05	**Oculaire:**	10			
ζ	303					
λ	1,55E-10					
g	0,5					
n	7					

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	5	12	4062,72	1,23E+05	5,50E+04	37	9,11E+05	1,50E+05	**15,3**	**7,3**
2	3	8	2708,48	1,11E+05	6,39E+04	16	5,91E+05	1,48E+05	**21,2**	**13,3**
3	7	20	6771,2	1,03E+05	3,91E+04	52	7,68E+05	1,06E+05	**15,2**	**6,1**
4	3	12	4062,72	7,38E+04	4,26E+04	27	6,65E+05	1,28E+05	**12,5**	**7,6**
5	4	15	5078,4	7,88E+04	3,94E+04	34	6,70E+05	1,15E+05	**13,3**	**7,0**
6	5	12	4062,72	1,23E+05	5,50E+04	34	8,37E+05	1,44E+05	**16,6**	**8,0**
7	5	12	4062,72	1,23E+05	5,50E+04	34	8,37E+05	1,44E+05	**16,6**	**8,0**

SN1= 32 **SN2=** 234

CO35	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	7	30808,96	32	1,04E+05	234	7,60E+05	**15,4**	**2,9**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 99,8%

Echant.:	**CO36**	**Microscope:**	Leitz-biomed	réseau	25	carreaux
Irrad.:	96-3	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**		8464
Nd	16696					
ρd	3,51E+05	**Oculaire:**	10			
ζ	342					
λ	1,55E-10					
g	0,5					
n	19					

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	100	15	5078,4	1,97E+06	1,97E+05	232	4,57E+06	3,00E+05	**25,8**	**3,1**
2	43	25	8464	5,08E+05	7,75E+04	94	1,11E+06	1,15E+05	**27,4**	**5,0**
3	73	25	8464	8,62E+05	1,01E+05	230	2,72E+06	1,79E+05	**19,0**	**2,6**
4	65	15	5078,4	1,28E+06	1,59E+05	168	3,31E+06	2,55E+05	**23,2**	**3,4**
5	40	25	8464	4,73E+05	7,47E+04	117	1,38E+06	1,28E+05	**20,5**	**3,8**
6	70	20	6771,2	1,03E+06	1,24E+05	169	2,50E+06	1,92E+05	**24,8**	**3,5**
7	40	15	5078,4	7,88E+05	1,25E+05	103	2,03E+06	2,00E+05	**23,2**	**4,3**
8	60	20	6771,2	8,86E+05	1,14E+05	130	1,92E+06	1,68E+05	**27,6**	**4,3**
9	41	15	5078,4	8,07E+05	1,26E+05	133	2,62E+06	2,27E+05	**18,5**	**3,3**
10	66	20	6771,2	9,75E+05	1,20E+05	167	2,47E+06	1,91E+05	**23,7**	**3,4**
11	25	15	5078,4	4,92E+05	9,85E+04	75	1,48E+06	1,71E+05	**20,0**	**4,6**
12	45	20	6771,2	6,65E+05	9,91E+04	133	1,96E+06	1,70E+05	**20,3**	**3,5**
13	67	20	6771,2	9,89E+05	1,21E+05	158	2,33E+06	1,86E+05	**25,4**	**3,7**
14	58	15	5078,4	1,14E+06	1,50E+05	185	3,64E+06	2,68E+05	**18,8**	**2,8**
15	55	15	5078,4	1,08E+06	1,46E+05	129	2,54E+06	2,24E+05	**25,5**	**4,1**
16	65	20	6771,2	9,60E+05	1,19E+05	169	2,50E+06	1,92E+05	**23,0**	**3,4**
17	34	15	5078,4	6,70E+05	1,15E+05	87	1,71E+06	1,84E+05	**23,4**	**4,7**
18	73	20	6771,2	1,08E+06	1,26E+05	198	2,92E+06	2,08E+05	**22,1**	**3,0**
19	49	20	6771,2	7,24E+05	1,03E+05	111	1,64E+06	1,56E+05	**26,4**	**4,5**

SN1= 1069 **SN2=** 2788

CO36	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	19	120189	1069	8,89E+05	2788	2,32E+06	**23,0**	**0,8**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 85%

Echant.:	**CO42**	**Microscope:**	Leitz-biomed	réseau	25	carreaux
Irrad.:	96-12	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**		8464
Nd	11034					
ρd	3,476E+05	**Oculaire:**	10			
ζ	342					
λ	1,55E-10					
g	0,5					
n	18					

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	13	20	6771,2	1,92E+05	5,32E+04	46	6,79E+05	1,00E+05	**16,8**	**5,3**
2	8	15	5078,4	1,58E+05	5,57E+04	29	5,71E+05	1,06E+05	**16,4**	**6,5**
3	12	15	5078,4	2,36E+05	6,82E+04	33	6,50E+05	1,13E+05	**21,6**	**7,3**
4	33	25	8464	3,90E+05	6,79E+04	64	7,56E+05	9,45E+04	**30,6**	**6,6**
5	22	25	8464	2,60E+05	5,54E+04	44	5,20E+05	7,84E+04	**29,7**	**7,7**
6	8	20	6771,2	1,18E+05	4,18E+04	27	3,99E+05	7,67E+04	**17,6**	**7,1**
7	11	25	8464	1,30E+05	3,92E+04	48	5,67E+05	8,19E+04	**13,6**	**4,6**
8	26	25	8464	3,07E+05	6,02E+04	54	6,38E+05	8,68E+04	**28,6**	**6,8**
9	12	25	8464	1,42E+05	4,09E+04	33	3,90E+05	6,79E+04	**21,6**	**7,3**
10	33	25	8464	3,90E+05	6,79E+04	101	1,19E+06	1,19E+05	**19,4**	**3,9**
11	29	20	6771,2	4,28E+05	7,95E+04	52	7,68E+05	1,06E+05	**33,1**	**7,7**
12	40	25	8464	4,73E+05	7,47E+04	94	1,11E+06	1,15E+05	**25,2**	**4,8**
13	5	25	8464	5,91E+04	2,64E+04	18	2,13E+05	5,01E+04	**16,5**	**8,3**
14	11	20	6771,2	1,62E+05	4,90E+04	39	5,76E+05	9,22E+04	**16,7**	**5,7**
15	16	20	6771,2	2,36E+05	5,91E+04	44	6,50E+05	9,80E+04	**21,6**	**6,3**
16	12	25	8464	1,42E+05	4,09E+04	40	4,73E+05	7,47E+04	**17,8**	**5,9**
17	21	25	8464	2,48E+05	5,41E+04	57	6,73E+05	8,92E+04	**21,9**	**5,6**
18	15	20	6771,2	2,22E+05	5,72E+04	39	5,76E+05	9,22E+04	**22,8**	**6,9**

SN1= 327 **SN2=** 862

CO42	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	18	135424	327	2,41E+05	862	6,37E+05	**22,5**	**1,5**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 67%

Echant.:	**CO43**	**Microscope:**	Leitz-biomed	réseau	25	carreaux
Irrad.:	96-12	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (mm^2):**		8464
Nd	11034					
rd	3,476E+05	**Oculaire:**	10			
z	342					
l	1,55E-10					
g	0,5					
n	15					

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	19	25	8464	2,24E+05	5,15E+04	68	8,03E+05	9,74E+04	**16,6**	**4,3**
2	35	50	16928	2,07E+05	3,49E+04	62	3,66E+05	4,65E+04	**33,5**	**7,1**
3	16	20	6771,2	2,36E+05	5,91E+04	44	6,50E+05	9,80E+04	**21,6**	**6,3**
4	19	25	8464	2,24E+05	5,15E+04	46	5,43E+05	8,01E+04	**24,5**	**6,7**
5	8	20	6771,2	1,18E+05	4,18E+04	19	2,81E+05	6,44E+04	**25,0**	**10,5**
6	18	25	8464	2,13E+05	5,01E+04	54	6,38E+05	8,68E+04	**19,8**	**5,4**
7	16	20	6771,2	2,36E+05	5,91E+04	44	6,50E+05	9,80E+04	**21,6**	**6,3**
8	13	20	6771,2	1,92E+05	5,32E+04	42	6,20E+05	9,57E+04	**18,4**	**5,8**
9	18	20	6771,2	2,66E+05	6,27E+04	54	7,97E+05	1,09E+05	**19,8**	**5,4**
10	11	25	8464	1,30E+05	3,92E+04	34	4,02E+05	6,89E+04	**19,2**	**6,7**
11	17	20	6771,2	2,51E+05	6,09E+04	37	5,46E+05	8,98E+04	**27,3**	**8,0**
12	18	25	8464	2,13E+05	5,01E+04	58	6,85E+05	9,00E+04	**18,4**	**5,0**
13	18	20	6771,2	2,66E+05	6,27E+04	55	8,12E+05	1,10E+05	**19,4**	**5,3**
14	12	20	6771,2	1,77E+05	5,12E+04	31	4,58E+05	8,22E+04	**23,0**	**7,8**
15	15	20	6771,2	2,22E+05	5,72E+04	31	4,58E+05	8,22E+04	**28,7**	**9,0**

SN1= 253 **SN2=** 679

CO43	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	15	120188,8	253	2,11E+05	679	5,65E+05	**22,1**	**1,6**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 88%

Echant.:	**CO44**	**Microscope:**	Leitz-biomed	réseau	25	carreaux
Irrad.:	96-12	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**		8464
Nd	11034					
ρd	3,476E+05	**Oculaire:**	10			
ζ	342					
λ	1,55E-10					
g	0,5					
n	21					

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	24	20	6771,2	3,54E+05	7,24E+04	59	8,71E+05	1,13E+05	**24,1**	**5,8**
2	7	25	8464	8,27E+04	3,13E+04	25	2,95E+05	5,91E+04	**16,6**	**7,1**
3	21	20	6771,2	3,10E+05	6,77E+04	50	7,38E+05	1,04E+05	**24,9**	**6,5**
4	20	25	8464	2,36E+05	5,28E+04	54	6,38E+05	8,68E+04	**22,0**	**5,8**
5	20	25	8464	2,36E+05	5,28E+04	41	4,84E+05	7,57E+04	**28,9**	**7,9**
6	13	25	8464	1,54E+05	4,26E+04	35	4,14E+05	6,99E+04	**22,0**	**7,2**
7	31	25	8464	3,66E+05	6,58E+04	59	6,97E+05	9,08E+04	**31,2**	**6,9**
8	25	25	8464	2,95E+05	5,91E+04	52	6,14E+05	8,52E+04	**28,5**	**6,9**
9	20	20	6771,2	2,95E+05	6,60E+04	46	6,79E+05	1,00E+05	**25,8**	**6,9**
10	14	20	6771,2	2,07E+05	5,53E+04	46	6,79E+05	1,00E+05	**18,1**	**5,5**
11	21	20	6771,2	3,10E+05	6,77E+04	56	8,27E+05	1,11E+05	**22,3**	**5,7**
12	18	20	6771,2	2,66E+05	6,27E+04	46	6,79E+05	1,00E+05	**23,2**	**6,5**
13	10	15	5078,4	1,97E+05	6,23E+04	23	4,53E+05	9,44E+04	**25,8**	**9,8**
14	10	15	5078,4	1,97E+05	6,23E+04	24	4,73E+05	9,65E+04	**24,7**	**9,3**
15	11	15	5078,4	2,17E+05	6,53E+04	38	7,48E+05	1,21E+05	**17,2**	**5,9**
16	28	25	8464	3,31E+05	6,25E+04	50	5,91E+05	8,35E+04	**33,2**	**7,8**
17	10	15	5078,4	1,97E+05	6,23E+04	31	6,10E+05	1,10E+05	**19,1**	**7,0**
18	10	20	6771,2	1,48E+05	4,67E+04	47	6,94E+05	1,01E+05	**12,6**	**4,4**
19	18	25	8464	2,13E+05	5,01E+04	67	7,92E+05	9,67E+04	**15,9**	**4,2**
20	16	25	8464	1,89E+05	4,73E+04	43	5,08E+05	7,75E+04	**22,1**	**6,5**
21	11	25	8464	1,30E+05	3,92E+04	42	4,96E+05	7,66E+04	**15,5**	**5,3**

SN1= 358 **SN2=** 934

CO44	n	urface tota	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	21	152352	358	2,35E+05	934	6,13E+05	**22,7**	**1,4**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 78%

Echant.:	**CO48**	**Microscope:**	Leitz-biomed	réseau	25	carreaux
Irrad.:	96-12	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**		8464
Nd	11034					
ρd	3,48E+05	**Oculaire:**	10			
ζ	342					
λ	1,55E-10					
g	0,5					
n	14					

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	24	20	6771,2	3,54E+05	7,24E+04	20	2,95E+05	6,60E+04	**70,9**	**21,5**
2	20	20	6771,2	2,95E+05	6,60E+04	22	3,25E+05	6,93E+04	**53,8**	**16,6**
3	6	10	3385,6	1,77E+05	7,24E+04	5	1,48E+05	6,60E+04	**70,9**	**43,0**
4	13	20	6771,2	1,92E+05	5,32E+04	14	2,07E+05	5,53E+04	**55,0**	**21,2**
5	28	20	6771,2	4,14E+05	7,81E+04	32	4,73E+05	8,35E+04	**51,8**	**13,4**
6	34	16	5416,96	6,28E+05	1,08E+05	36	6,65E+05	1,11E+05	**55,9**	**13,4**
7	22	15	5078,4	4,33E+05	9,24E+04	30	5,91E+05	1,08E+05	**43,4**	**12,2**
8	30	20	6771,2	4,43E+05	8,09E+04	33	4,87E+05	8,48E+04	**53,8**	**13,6**
9	25	16	5416,96	4,62E+05	9,23E+04	27	4,98E+05	9,59E+04	**54,8**	**15,2**
10	22	16	5416,96	4,06E+05	8,66E+04	24	4,43E+05	9,04E+04	**54,3**	**16,0**
11	13	20	6771,2	1,92E+05	5,32E+04	17	2,51E+05	6,09E+04	**45,3**	**16,7**
12	19	12	4062,72	4,68E+05	1,07E+05	23	5,66E+05	1,18E+05	**48,9**	**15,2**
13	20	12	4062,72	4,92E+05	1,10E+05	27	6,65E+05	1,28E+05	**43,9**	**13,0**
14	22	20	6771,2	3,25E+05	6,93E+04	28	4,14E+05	7,81E+04	**46,5**	**13,3**

SN1= 298 **SN2=** 338

CO48	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	14	80238,72	298	3,71E+05	338	4,21E+05	**52,2**	**4,2**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 99,9%

Echant.:	**CO50**	**Microscope:**	Leitz-biomed	réseau	25	carreaux
Irrad.:	96-12	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**		8464
Nd	11034					
ρd	3,48E+05	**Oculaire:**	10			
ζ	342					
λ	1,55E-10					
g	0,5					
n	13					

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	13	25	8464	1,54E+05	4,26E+04	38	4,49E+05	7,28E+04	**20,3**	**6,5**
2	16	20	6771,2	2,36E+05	5,91E+04	38	5,61E+05	9,10E+04	**25,0**	**7,4**
3	8	12	4062,72	1,97E+05	6,96E+04	25	6,15E+05	1,23E+05	**19,0**	**7,7**
4	12	20	6771,2	1,77E+05	5,12E+04	26	3,84E+05	7,53E+04	**27,4**	**9,6**
5	13	25	8464	1,54E+05	4,26E+04	42	4,96E+05	7,66E+04	**18,4**	**5,8**
6	30	25	8464	3,54E+05	6,47E+04	91	1,08E+06	1,13E+05	**19,6**	**4,1**
7	14	16	5416,96	2,58E+05	6,91E+04	39	7,20E+05	1,15E+05	**21,3**	**6,6**
8	26	16	5416,96	4,80E+05	9,41E+04	53	9,78E+05	1,34E+05	**29,1**	**7,0**
9	27	20	6771,2	3,99E+05	7,67E+04	66	9,75E+05	1,20E+05	**24,3**	**5,5**
10	14	25	8464	1,65E+05	4,42E+04	37	4,37E+05	7,19E+04	**22,5**	**7,0**
11	13	16	5416,96	2,40E+05	6,66E+04	32	5,91E+05	1,04E+05	**24,1**	**7,9**
12	22	25	8464	2,60E+05	5,54E+04	64	7,56E+05	9,45E+04	**20,4**	**5,0**
13	13	16	5416,96	2,40E+05	6,66E+04	37	6,83E+05	1,12E+05	**20,9**	**6,7**

SN1= 221 **SN2=** 588

CO50	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	13	88364,16	221	2,50E+05	588	6,65E+05	**22,3**	**1,8**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 99%

Echant.:	**CO51**	**Microscope:**	Leitz-biomed	réseau	25	carreaux
Irrad.:	96-12	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**		8464
Nd	11034					
ρd	3,48E+05	**Oculaire:**	10			
ζ	342					
λ	1,55E-10					
g	0,5					
n	20					

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	38	20	6771,2	5,61E+05	9,10E+04	102	1,51E+06	1,49E+05	**22,1**	**4,2**
2	7	12	4062,72	1,72E+05	6,51E+04	25	6,15E+05	1,23E+05	**16,6**	**7,1**
3	3	9	3047,04	9,85E+04	5,68E+04	14	4,59E+05	1,23E+05	**12,7**	**8,1**
4	8	15	5078,4	1,58E+05	5,57E+04	30	5,91E+05	1,08E+05	**15,8**	**6,3**
5	13	20	6771,2	1,92E+05	5,32E+04	64	9,45E+05	1,18E+05	**12,1**	**3,7**
6	18	20	6771,2	2,66E+05	6,27E+04	46	6,79E+05	1,00E+05	**23,2**	**6,5**
7	5	9	3047,04	1,64E+05	7,34E+04	13	4,27E+05	1,18E+05	**22,8**	**12,0**
8	11	16	5416,96	2,03E+05	6,12E+04	39	7,20E+05	1,15E+05	**16,7**	**5,7**
9	13	15	5078,4	2,56E+05	7,10E+04	40	7,88E+05	1,25E+05	**19,3**	**6,2**
10	8	16	5416,96	1,48E+05	5,22E+04	41	7,57E+05	1,18E+05	**11,6**	**4,5**
11	16	16	5416,96	2,95E+05	7,38E+04	50	9,23E+05	1,31E+05	**19,0**	**5,5**
12	9	15	5078,4	1,77E+05	5,91E+04	38	7,48E+05	1,21E+05	**14,1**	**5,2**
13	11	20	6771,2	1,62E+05	4,90E+04	37	5,46E+05	8,98E+04	**17,6**	**6,1**
14	14	15	5078,4	2,76E+05	7,37E+04	46	9,06E+05	1,34E+05	**18,1**	**5,5**
15	22	20	6771,2	3,25E+05	6,93E+04	42	6,20E+05	9,57E+04	**31,1**	**8,2**
16	8	12	4062,72	1,97E+05	6,96E+04	15	3,69E+05	9,53E+04	**31,6**	**13,8**
17	4	9	3047,04	1,31E+05	6,56E+04	20	6,56E+05	1,47E+05	**11,9**	**6,5**
18	10	9	3047,04	3,28E+05	1,04E+05	21	6,89E+05	1,50E+05	**28,2**	**10,9**
19	12	9	3047,04	3,94E+05	1,14E+05	26	8,53E+05	1,67E+05	**27,4**	**9,6**
20	7	9	3047,04	2,30E+05	8,68E+04	17	5,58E+05	1,35E+05	**24,4**	**11,0**

SN1= 237 **SN2=** 726

CO51	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	20	96828,16	237	2,45E+05	726	7,50E+05	**19,4**	**1,5**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 73%

Echant.:	**CO52**	**Microscope:**	Leitz-biomed	réseau	25 carreaux
Irrad.:	96-18	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**	8464
Nd	16507				
ρd	4,16E+05	**Oculaire:**	10		
ζ	342				
λ	1,55E-10				
g	0,5				
n	19				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	13	15	5078,4	2,56E+05	7,10E+04	67	1,32E+06	1,61E+05	**13,8**	**4,2**
2	3	15	5078,4	5,91E+04	3,41E+04	29	5,71E+05	1,06E+05	**7,4**	**4,5**
3	14	20	6771,2	2,07E+05	5,53E+04	65	9,60E+05	1,19E+05	**15,3**	**4,5**
4	6	12	4062,72	1,48E+05	6,03E+04	27	6,65E+05	1,28E+05	**15,8**	**7,1**
5	10	25	8464	1,18E+05	3,74E+04	42	4,96E+05	7,66E+04	**16,9**	**6,0**
6	16	20	6771,2	2,36E+05	5,91E+04	65	9,60E+05	1,19E+05	**17,5**	**4,9**
7	18	20	6771,2	2,66E+05	6,27E+04	70	1,03E+06	1,24E+05	**18,3**	**4,8**
8	12	15	5078,4	2,36E+05	6,82E+04	45	8,86E+05	1,32E+05	**18,9**	**6,2**
9	16	15	5078,4	3,15E+05	7,88E+04	65	1,28E+06	1,59E+05	**17,5**	**4,9**
10	13	20	6771,2	1,92E+05	5,32E+04	71	1,05E+06	1,24E+05	**13,0**	**3,9**
11	23	25	8464	2,72E+05	5,67E+04	94	1,11E+06	1,15E+05	**17,4**	**4,0**
12	8	20	6771,2	1,18E+05	4,18E+04	42	6,20E+05	9,57E+04	**13,5**	**5,2**
13	9	20	6771,2	1,33E+05	4,43E+04	41	6,06E+05	9,46E+04	**15,6**	**5,7**
14	10	20	6771,2	1,48E+05	4,67E+04	49	7,24E+05	1,03E+05	**14,5**	**5,0**
15	11	20	6771,2	1,62E+05	4,90E+04	47	6,94E+05	1,01E+05	**16,6**	**5,6**
16	19	25	8464	2,24E+05	5,15E+04	85	1,00E+06	1,09E+05	**15,9**	**4,0**
17	13	20	6771,2	1,92E+05	5,32E+04	59	8,71E+05	1,13E+05	**15,7**	**4,8**
18	16	25	8464	1,89E+05	4,73E+04	67	7,92E+05	9,67E+04	**17,0**	**4,7**
19	15	25	8464	1,77E+05	4,58E+04	64	7,56E+05	9,45E+04	**16,7**	**4,8**

SN1= 245 **SN2=** 1094

CO52	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	19	127637	245	1,92E+05	1094	8,57E+05	**15,9**	**1,1**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = **99,9%**

Echant.:	**CO54**	**Microscope:**	Leitz-biomed	réseau	25 carreaux
Irrad.:	97-8	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**	8464
Nd	11388				
ρd	3,59E+05	**Oculaire:**	10		
ζ	303				
λ	1,55E-10				
g	0,5				
n	16				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	15	20	6771,2	2,22E+05	5,72E+04	37	5,46E+05	8,98E+04	**22,0**	**6,7**
2	5	15	5078,4	9,85E+04	4,40E+04	15	2,95E+05	7,63E+04	**18,1**	**9,3**
3	23	20	6771,2	3,40E+05	7,08E+04	104	1,54E+06	1,51E+05	**12,0**	**2,8**
4	9	25	8464	1,06E+05	3,54E+04	29	3,43E+05	6,36E+04	**16,8**	**6,4**
5	6	20	6771,2	8,86E+04	3,62E+04	21	3,10E+05	6,77E+04	**15,5**	**7,2**
6	10	20	6771,2	1,48E+05	4,67E+04	32	4,73E+05	8,35E+04	**17,0**	**6,1**
7	11	15	5078,4	2,17E+05	6,53E+04	48	9,45E+05	1,36E+05	**12,4**	**4,2**
8	5	15	5078,4	9,85E+04	4,40E+04	23	4,53E+05	9,44E+04	**11,8**	**5,8**
9	11	15	5078,4	2,17E+05	6,53E+04	36	7,09E+05	1,18E+05	**16,6**	**5,7**
10	13	20	6771,2	1,92E+05	5,32E+04	43	6,35E+05	9,68E+04	**16,4**	**5,2**
11	25	20	6771,2	3,69E+05	7,38E+04	78	1,15E+06	1,30E+05	**17,4**	**4,0**
12	6	20	6771,2	8,86E+04	3,62E+04	32	4,73E+05	8,35E+04	**10,2**	**4,5**
13	9	15	5078,4	1,77E+05	5,91E+04	30	5,91E+05	1,08E+05	**16,3**	**6,2**
14	45	25	8464	5,32E+05	7,93E+04	138	1,63E+06	1,39E+05	**17,7**	**3,0**
15	7	25	8464	8,27E+04	3,13E+04	30	3,54E+05	6,47E+04	**12,7**	**5,3**
16	11	20	6771,2	1,62E+05	4,90E+04	36	5,32E+05	8,86E+04	**16,6**	**5,7**

SN1= 211 **SN2=** 732

CO54	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	16	104954	211	2,01E+05	732	6,97E+05	**15,6**	**1,2**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = **98%**

Echant.:	**CO55**	**Microscope:**	Leitz-biomed	réseau	25 carreaux
Irrad.:	97-8	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**	8464
Nd	11388				
ρd	3,59E+05	**Oculaire:**	10		
ζ	303				
λ	1,55E-10				
g	0,5				
n	18				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	10	16	5416,96	1,85E+05	5,84E+04	37	6,83E+05	1,12E+05	**14,7**	**5,2**
2	11	12	4062,72	2,71E+05	8,16E+04	48	1,18E+06	1,71E+05	**12,4**	**4,2**
3	48	20	6771,2	7,09E+05	1,02E+05	140	2,07E+06	1,75E+05	**18,6**	**3,1**
4	11	15	5078,4	2,17E+05	6,53E+04	36	7,09E+05	1,18E+05	**16,6**	**5,7**
5	18	9	3047,04	5,91E+05	1,39E+05	60	1,97E+06	2,54E+05	**16,3**	**4,4**
6	10	12	4062,72	2,46E+05	7,78E+04	31	7,63E+05	1,37E+05	**17,5**	**6,4**
7	29	16	5416,96	5,35E+05	9,94E+04	120	2,22E+06	2,02E+05	**13,1**	**2,7**
8	14	9	3047,04	4,59E+05	1,23E+05	48	1,58E+06	2,27E+05	**15,8**	**4,8**
9	12	25	8464	1,42E+05	4,09E+04	43	5,08E+05	7,75E+04	**15,2**	**4,9**
10	10	16	5416,96	1,85E+05	5,84E+04	43	7,94E+05	1,21E+05	**12,6**	**4,4**
11	24	9	3047,04	7,88E+05	1,61E+05	76	2,49E+06	2,86E+05	**17,1**	**4,0**
12	10	9	3047,04	3,28E+05	1,04E+05	35	1,15E+06	1,94E+05	**15,5**	**5,6**
13	8	10	3385,6	2,36E+05	8,35E+04	28	8,27E+05	1,56E+05	**15,5**	**6,2**
14	17	15	5078,4	3,35E+05	8,12E+04	54	1,06E+06	1,45E+05	**17,1**	**4,8**
15	37	25	8464	4,37E+05	7,19E+04	124	1,47E+06	1,32E+05	**16,2**	**3,0**
16	38	20	6771,2	5,61E+05	9,10E+04	111	1,64E+06	1,56E+05	**18,6**	**3,5**
17	20	15	5078,4	3,94E+05	8,81E+04	57	1,12E+06	1,49E+05	**19,0**	**5,0**
18	28	16	5416,96	5,17E+05	9,77E+04	106	1,96E+06	1,90E+05	**14,3**	**3,1**

SN1= 355 **SN2=** 1197

CO55	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	18	91072,64	355	3,90E+05	1197	1,31E+06	**16,1**	**1,0**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 99,9%

Echant.:	**CO56**	**Microscope:**	Leitz-biomed	réseau	25 carreaux
Irrad.:	97-8	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**	8464
Nd	11388				
ρd	3,588E+05	**Oculaire:**	10		
ζ	303				
λ	1,55E-10				
g	0,5				
n	22				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	31	25	8464	3,66E+05	6,58E+04	140	1,65E+06	1,40E+05	**12,0**	**2,4**
2	12	25	8464	1,42E+05	4,09E+04	61	7,21E+05	9,23E+04	**10,7**	**3,4**
3	22	25	8464	2,60E+05	5,54E+04	118	1,39E+06	1,28E+05	**10,1**	**2,4**
4	20	16	5416,96	3,69E+05	8,26E+04	88	1,62E+06	1,73E+05	**12,3**	**3,1**
5	12	20	6771,2	1,77E+05	5,12E+04	66	9,75E+05	1,20E+05	**9,9**	**3,1**
6	14	15	5078,4	2,76E+05	7,37E+04	79	1,56E+06	1,75E+05	**9,6**	**2,8**
7	11	25	8464	1,30E+05	3,92E+04	64	7,56E+05	9,45E+04	**9,3**	**3,0**
8	10	25	8464	1,18E+05	3,74E+04	49	5,79E+05	8,27E+04	**11,1**	**3,8**
9	18	25	8464	2,13E+05	5,01E+04	69	8,15E+05	9,81E+04	**14,2**	**3,8**
10	19	16	5416,96	3,51E+05	8,05E+04	99	1,83E+06	1,84E+05	**10,4**	**2,6**
11	13	25	8464	1,54E+05	4,26E+04	114	1,35E+06	1,26E+05	**6,2**	**1,8**
12	24	15	5078,4	4,73E+05	9,65E+04	111	2,19E+06	2,07E+05	**11,7**	**2,6**
13	12	20	6771,2	1,77E+05	5,12E+04	65	9,60E+05	1,19E+05	**10,0**	**3,2**
14	19	20	6771,2	2,81E+05	6,44E+04	105	1,55E+06	1,51E+05	**9,8**	**2,5**
15	8	12	4062,72	1,97E+05	6,96E+04	44	1,08E+06	1,63E+05	**9,9**	**3,8**
16	20	25	8464	2,36E+05	5,28E+04	103	1,22E+06	1,20E+05	**10,5**	**2,6**
17	19	25	8464	2,24E+05	5,15E+04	106	1,25E+06	1,22E+05	**9,7**	**2,4**
18	19	25	8464	2,24E+05	5,15E+04	96	1,13E+06	1,16E+05	**10,7**	**2,7**
19	20	20	6771,2	2,95E+05	6,60E+04	99	1,46E+06	1,47E+05	**11,0**	**2,7**
20	19	20	6771,2	2,81E+05	6,44E+04	95	1,40E+06	1,44E+05	**10,9**	**2,7**
21	11	20	6771,2	1,62E+05	4,90E+04	59	8,71E+05	1,13E+05	**10,1**	**3,3**
22	13	20	6771,2	1,92E+05	5,32E+04	65	9,60E+05	1,19E+05	**10,9**	**3,3**

SN1= 366 **SN2=** 1895

CO56	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	22	157092	366	2,33E+05	1895	1,21E+06	**10,5**	**0,6**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 99,9%

Echant.:	**CO58**	**Microscope:**	Leitz-biomed	réseau	25 carreaux
Irrad.:	97-8	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**	8464
Nd	11388				
ρd	3,59E+05	**Oculaire:**	10		
ζ	303				
λ	1,55E-10				
g	0,5				
n	16				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	14	25	8464	1,65E+05	4,42E+04	39	4,61E+05	7,38E+04	**19,5**	**6,1**
2	24	25	8464	2,84E+05	5,79E+04	38	4,49E+05	7,28E+04	**34,3**	**8,9**
3	25	25	8464	2,95E+05	5,91E+04	48	5,67E+05	8,19E+04	**28,3**	**7,0**
4	21	25	8464	2,48E+05	5,41E+04	46	5,43E+05	8,01E+04	**24,8**	**6,5**
5	17	25	8464	2,01E+05	4,87E+04	37	4,37E+05	7,19E+04	**24,9**	**7,3**
6	16	25	8464	1,89E+05	4,73E+04	37	4,37E+05	7,19E+04	**23,5**	**7,0**
7	12	25	8464	1,42E+05	4,09E+04	32	3,78E+05	6,68E+04	**20,4**	**6,9**
8	20	25	8464	2,36E+05	5,28E+04	27	3,19E+05	6,14E+04	**40,2**	**11,9**
9	17	25	8464	2,01E+05	4,87E+04	38	4,49E+05	7,28E+04	**24,3**	**7,1**
10	23	25	8464	2,72E+05	5,67E+04	39	4,61E+05	7,38E+04	**32,0**	**8,4**
11	20	25	8464	2,36E+05	5,28E+04	50	5,91E+05	8,35E+04	**21,7**	**5,7**
12	16	25	8464	1,89E+05	4,73E+04	44	5,20E+05	7,84E+04	**19,7**	**5,8**
13	18	25	8464	2,13E+05	5,01E+04	46	5,43E+05	8,01E+04	**21,2**	**5,9**
14	18	25	8464	2,13E+05	5,01E+04	33	3,90E+05	6,79E+04	**29,6**	**8,7**
15	14	25	8464	1,65E+05	4,42E+04	34	4,02E+05	6,89E+04	**22,4**	**7,1**
16	25	25	8464	2,95E+05	5,91E+04	38	4,49E+05	7,28E+04	**35,7**	**9,2**

SN1= 300 **SN2=** 626

CO58	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	16	135424	300	2,22E+05	626	4,62E+05	**26,0**	**1,8**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 84,7%

Echant.:	**CO59**	**Microscope:**	Leitz-biomed	réseau	25 carreaux
Irrad.:	97-8	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**	8464
Nd	11388				
ρd	3,59E+05	**Oculaire:**	10		
ζ	303				
λ	1,55E-10				
g	0,5				
n	20				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	25	20	6771,2	3,69E+05	7,38E+04	26	3,84E+05	7,53E+04	**52,1**	**14,6**
2	23	25	8464	2,72E+05	5,67E+04	27	3,19E+05	6,14E+04	**46,1**	**13,1**
3	30	20	6771,2	4,43E+05	8,09E+04	40	5,91E+05	9,34E+04	**40,6**	**9,8**
4	22	20	6771,2	3,25E+05	6,93E+04	25	3,69E+05	7,38E+04	**47,7**	**13,9**
5	17	20	6771,2	2,51E+05	6,09E+04	22	3,25E+05	6,93E+04	**41,9**	**13,5**
6	36	20	6771,2	5,32E+05	8,86E+04	42	6,20E+05	9,57E+04	**46,4**	**10,6**
7	38	25	8464	4,49E+05	7,28E+04	42	4,96E+05	7,66E+04	**49,0**	**11,0**
8	48	25	8464	5,67E+05	8,19E+04	54	6,38E+05	8,68E+04	**48,1**	**9,6**
9	50	25	8464	5,91E+05	8,35E+04	49	5,79E+05	8,27E+04	**55,2**	**11,1**
10	24	20	6771,2	3,54E+05	7,24E+04	25	3,69E+05	7,38E+04	**52,0**	**14,9**
11	34	20	6771,2	5,02E+05	8,61E+04	42	6,20E+05	9,57E+04	**43,9**	**10,1**
12	25	20	6771,2	3,69E+05	7,38E+04	24	3,54E+05	7,24E+04	**56,4**	**16,1**
13	25	20	6771,2	3,69E+05	7,38E+04	27	3,99E+05	7,67E+04	**50,1**	**13,9**
14	32	20	6771,2	4,73E+05	8,35E+04	35	5,17E+05	8,74E+04	**49,5**	**12,1**
15	48	20	6771,2	7,09E+05	1,02E+05	67	9,89E+05	1,21E+05	**38,8**	**7,4**
16	33	20	6771,2	4,87E+05	8,48E+04	31	4,58E+05	8,22E+04	**57,6**	**14,4**
17	41	20	6771,2	6,06E+05	9,46E+04	44	6,50E+05	9,80E+04	**50,5**	**11,0**
18	28	20	6771,2	4,14E+05	7,81E+04	44	6,50E+05	9,80E+04	**34,5**	**8,3**
19	76	20	6771,2	1,12E+06	1,29E+05	86	1,27E+06	1,37E+05	**47,9**	**7,5**
20	30	25	8464	3,54E+05	6,47E+04	43	5,08E+05	7,75E+04	**37,8**	**9,0**

SN1= 685 **SN2=** 795

CO59	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	20	143888	685	4,76E+05	795	5,53E+05	**46,7**	**2,5**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 99,7%

Echant.:	**CO60**	**Microscope**	Leitz-biomed	réseau	25 carreaux
Irrad.:	97-8	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**	8464
Nd	10938				
ρd	3,56E+05	**Oculaire:**	10		
ζ	303				
λ	1,55E-10				
g	0,5				
n	17				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	116	25	8464	1,37E+06	1,27E+05	142	1,68E+06	1,41E+05	**43,9**	**5,5**
2	51	25	8464	6,03E+05	8,44E+04	44	5,20E+05	7,84E+04	**62,2**	**12,8**
3	92	25	8464	1,09E+06	1,13E+05	104	1,23E+06	1,20E+05	**47,5**	**6,8**
4	53	25	8464	6,26E+05	8,60E+04	41	4,84E+05	7,57E+04	**69,3**	**14,4**
5	40	25	8464	4,73E+05	7,47E+04	42	4,96E+05	7,66E+04	**51,1**	**11,3**
6	30	25	8464	3,54E+05	6,47E+04	26	3,07E+05	6,02E+04	**61,9**	**16,6**
7	27	25	8464	3,19E+05	6,14E+04	39	4,61E+05	7,38E+04	**37,2**	**9,3**
8	67	25	8464	7,92E+05	9,67E+04	67	7,92E+05	9,67E+04	**53,7**	**9,3**
9	15	25	8464	1,77E+05	4,58E+04	23	2,72E+05	5,67E+04	**35,1**	**11,6**
10	41	20	6771,2	6,06E+05	9,46E+04	52	7,68E+05	1,06E+05	**42,4**	**8,9**
11	29	20	6771,2	4,28E+05	7,95E+04	29	4,28E+05	7,95E+04	**53,7**	**14,1**
12	40	25	8464	4,73E+05	7,47E+04	44	5,20E+05	7,84E+04	**48,8**	**10,7**
13	50	20	6771,2	7,38E+05	1,04E+05	53	7,83E+05	1,08E+05	**50,7**	**10,0**
14	49	25	8464	5,79E+05	8,27E+04	36	4,25E+05	7,09E+04	**73,0**	**16,0**
15	57	20	6771,2	8,42E+05	1,11E+05	51	7,53E+05	1,05E+05	**60,0**	**11,6**
16	42	25	8464	4,96E+05	7,66E+04	47	5,55E+05	8,10E+04	**48,0**	**10,2**
17	60	20	6771,2	8,86E+05	1,14E+05	58	8,57E+05	1,12E+05	**55,5**	**10,2**
18	27	25	8464	3,19E+05	6,14E+04	35	4,14E+05	6,99E+04	**41,4**	**10,6**

SN1= 886 **SN2=** 933

CO60	n	rface tota	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	17	143888	886	6,16E+05	933	6,48E+05	**51,0**	**2,4**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 62,5%

Echant.:	**CO61**	**Microscope:**	Leitz-biomed	réseau	25 carreaux
Irrad.:	97-8	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**	8464
Nd	11388				
ρd	3,588E+05	**Oculaire:**	10		
ζ	303				
λ	1,55E-10				
g	0,5				
n	12				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	23	20	6771,2	3,40E+05	7,08E+04	33	4,87E+05	8,48E+04	**37,8**	**10,3**
2	14	16	5416,96	2,58E+05	6,91E+04	29	5,35E+05	9,94E+04	**26,2**	**8,5**
3	10	12	4062,72	2,46E+05	7,78E+04	29	7,14E+05	1,33E+05	**18,7**	**6,9**
4	25	12	4062,72	6,15E+05	1,23E+05	46	1,13E+06	1,67E+05	**29,5**	**7,3**
5	13	15	5078,4	2,56E+05	7,10E+04	25	4,92E+05	9,85E+04	**28,2**	**9,6**
6	42	20	6771,2	6,20E+05	9,57E+04	58	8,57E+05	1,12E+05	**39,2**	**8,0**
7	16	12	4062,72	3,94E+05	9,85E+04	30	7,38E+05	1,35E+05	**28,9**	**9,0**
8	12	12	4062,72	2,95E+05	8,53E+04	27	6,65E+05	1,28E+05	**24,1**	**8,4**
9	26	20	6771,2	3,84E+05	7,53E+04	52	7,68E+05	1,06E+05	**27,1**	**6,5**
10	11	15	5078,4	2,17E+05	6,53E+04	16	3,15E+05	7,88E+04	**37,3**	**14,6**
11	11	20	6771,2	1,62E+05	4,90E+04	20	2,95E+05	6,60E+04	**29,8**	**11,2**
12	18	3	1015,68	1,77E+06	4,18E+05	30	2,95E+06	5,39E+05	**32,5**	**9,7**

SN1= 221 **SN2=** 395

CO61	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	12	59925,1	221	3,69E+05	395	6,59E+05	**30,3**	**2,6**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 91,3%

Echant.:	**CO62**	**Microscope**	Leitz-biomed	réseau	25	carreaux
Irrad.:	97-8	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**		8464
Nd	11388					
ρd	3,588E+05	**Oculaire:**	10			
ζ	303					
λ	1,55E-10					
g	0,5					
n	6					

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	24	25	8464	2,84E+05	5,79E+04	42	4,96E+05	7,66E+04	**31,0**	**7,9**
2	45	20	6771,2	6,65E+05	9,91E+04	73	1,08E+06	1,26E+05	**33,4**	**6,3**
3	10	20	6771,2	1,48E+05	4,67E+04	24	3,54E+05	7,24E+04	**22,6**	**8,5**
4	33	20	6771,2	4,87E+05	8,48E+04	52	7,68E+05	1,06E+05	**34,4**	**7,7**
5	24	20	6771,2	3,54E+05	7,24E+04	33	4,87E+05	8,48E+04	**39,4**	**10,6**
6	37	25	8464	4,37E+05	7,19E+04	49	5,79E+05	8,27E+04	**40,9**	**8,9**

SN1= 173 **SN2=** 273

CO62	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	6	44012,8	173	3,93E+05	273	6,20E+05	**34,4**	**3,4**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 79,8%

Echant.:	**CO63**	**Microscope:**	Leitz-biomed	réseau	25	carreaux
Irrad.:	97-8	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**		8464
Nd	11388					
ρd	3,59E+05	**Oculaire:**	10			
ζ	303					
λ	1,55E-10					
g	0,5					
n	19					

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	49	25	8464	5,79E+05	8,27E+04	77	9,10E+05	1,04E+05	**34,5**	**6,3**
2	159	50	16928	9,39E+05	7,45E+04	200	1,18E+06	8,35E+04	**43,1**	**4,6**
3	37	25	8464	4,37E+05	7,19E+04	68	8,03E+05	9,74E+04	**29,5**	**6,0**
4	52	20	6771,2	7,68E+05	1,06E+05	85	1,26E+06	1,36E+05	**33,2**	**5,8**
5	103	25	8464	1,22E+06	1,20E+05	129	1,52E+06	1,34E+05	**43,3**	**5,7**
6	35	20	6771,2	5,17E+05	8,74E+04	72	1,06E+06	1,25E+05	**26,4**	**5,4**
7	125	40	13542	9,23E+05	8,26E+04	206	1,52E+06	1,06E+05	**32,9**	**3,7**
8	38	20	6771,2	5,61E+05	9,10E+04	90	1,33E+06	1,40E+05	**22,9**	**4,4**
9	42	20	6771,2	6,20E+05	9,57E+04	54	7,97E+05	1,09E+05	**42,1**	**8,7**
10	69	25	8464	8,15E+05	9,81E+04	101	1,19E+06	1,19E+05	**37,0**	**5,8**
11	37	25	8464	4,37E+05	7,19E+04	92	1,09E+06	1,13E+05	**21,8**	**4,3**
12	113	25	8464	1,34E+06	1,26E+05	194	2,29E+06	1,65E+05	**31,6**	**3,7**
13	68	25	8464	8,03E+05	9,74E+04	131	1,55E+06	1,35E+05	**28,2**	**4,2**
14	56	20	6771,2	8,27E+05	1,11E+05	97	1,43E+06	1,45E+05	**31,3**	**5,3**
15	54	15	5078,4	1,06E+06	1,45E+05	90	1,77E+06	1,87E+05	**32,5**	**5,6**
16	48	25	8464	5,67E+05	8,19E+04	70	8,27E+05	9,88E+04	**37,2**	**7,0**
17	33	20	6771,2	4,87E+05	8,48E+04	54	7,97E+05	1,09E+05	**33,1**	**7,3**
18	38	25	8464	4,49E+05	7,28E+04	56	6,62E+05	8,84E+04	**36,8**	**7,7**
19	63	20	6771,2	9,30E+05	1,17E+05	104	1,54E+06	1,51E+05	**32,8**	**5,3**

SN1= 1219 **SN2=** 1970

CO63	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	19	159123	1219	7,66E+05	1970	1,24E+06	**33,5**	**1,3**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 15,2%

Echant.:	**CO65**	**Microscope:**	Leitz-biomed	réseau	25	carreaux
Irrad.:	97-8	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**		8464
Nd	11388					
ρd	3,59E+05	**Oculaire:**	10			
ζ	303					
λ	1,55E-10					
g	0,5					
n	21					

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	8	25	8464	9,45E+04	3,34E+04	32	3,78E+05	6,68E+04	**13,6**	**5,4**
2	33	25	8464	3,90E+05	6,79E+04	91	1,08E+06	1,13E+05	**19,7**	**4,0**
3	52	25	8464	6,14E+05	8,52E+04	130	1,54E+06	1,35E+05	**21,7**	**3,6**
4	31	25	8464	3,66E+05	6,58E+04	72	8,51E+05	1,00E+05	**23,4**	**5,0**
5	8	25	8464	9,45E+04	3,34E+04	29	3,43E+05	6,36E+04	**15,0**	**6,0**
6	28	25	8464	3,31E+05	6,25E+04	62	7,33E+05	9,30E+04	**24,5**	**5,6**
7	7	25	8464	8,27E+04	3,13E+04	22	2,60E+05	5,54E+04	**17,3**	**7,5**
8	12	25	8464	1,42E+05	4,09E+04	32	3,78E+05	6,68E+04	**20,4**	**6,9**
9	35	20	6771,2	5,17E+05	8,74E+04	96	1,42E+06	1,45E+05	**19,8**	**3,9**
10	23	20	6771,2	3,40E+05	7,08E+04	59	8,71E+05	1,13E+05	**21,2**	**5,2**
11	12	25	8464	1,42E+05	4,09E+04	36	4,25E+05	7,09E+04	**18,1**	**6,0**
12	21	25	8464	2,48E+05	5,41E+04	49	5,79E+05	8,27E+04	**23,3**	**6,1**
13	14	20	6771,2	2,07E+05	5,53E+04	30	4,43E+05	8,09E+04	**25,3**	**8,2**
14	10	25	8464	1,18E+05	3,74E+04	30	3,54E+05	6,47E+04	**18,1**	**6,6**
15	17	25	8464	2,01E+05	4,87E+04	63	7,44E+05	9,38E+04	**14,7**	**4,0**
16	24	25	8464	2,84E+05	5,79E+04	43	5,08E+05	7,75E+04	**30,3**	**7,7**
17	26	12	4062,72	6,40E+05	1,26E+05	68	1,67E+06	2,03E+05	**20,8**	**4,8**
18	21	20	6771,2	3,10E+05	6,77E+04	62	9,16E+05	1,16E+05	**18,4**	**4,6**
19	22	20	6771,2	3,25E+05	6,93E+04	51	7,53E+05	1,05E+05	**23,4**	**6,0**
20	20	25	8464	2,36E+05	5,28E+04	56	6,62E+05	8,84E+04	**19,4**	**5,1**
21	28	20	6771,2	4,14E+05	7,81E+04	73	1,08E+06	1,26E+05	**20,8**	**4,6**

SN1= 452 **SN2=** 1186

CO65	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	21	163186	452	2,77E+05	1186	7,27E+05	**20,7**	**1,2**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 98,9%

Echant.:	**CO67**	**Microscope:**	Leitz-biomed	réseau	25	carreaux
Irrad.:	97-8	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**		8464
Nd	11388					
ρd	3,588E+05	**Oculaire:**	10			
ζ	303					
λ	1,55E-10					
g	0,5					
n	20					

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	17	25	8464	2,01E+05	4,87E+04	38	4,49E+05	7,28E+04	**24,3**	**7,1**
2	24	25	8464	2,84E+05	5,79E+04	65	7,68E+05	9,53E+04	**20,0**	**4,8**
3	9	25	8464	1,06E+05	3,54E+04	27	3,19E+05	6,14E+04	**18,1**	**7,0**
4	7	25	8464	8,27E+04	3,13E+04	18	2,13E+05	5,01E+04	**21,1**	**9,4**
5	18	25	8464	2,13E+05	5,01E+04	39	4,61E+05	7,38E+04	**25,0**	**7,1**
6	16	25	8464	1,89E+05	4,73E+04	43	5,08E+05	7,75E+04	**20,2**	**5,9**
7	16	25	8464	1,89E+05	4,73E+04	28	3,31E+05	6,25E+04	**31,0**	**9,7**
8	10	25	8464	1,18E+05	3,74E+04	26	3,07E+05	6,02E+04	**20,9**	**7,8**
9	11	20	6771,2	1,62E+05	4,90E+04	47	6,94E+05	1,01E+05	**12,7**	**4,3**
10	16	25	8464	1,89E+05	4,73E+04	31	3,66E+05	6,58E+04	**28,0**	**8,6**
11	4	25	8464	4,73E+04	2,36E+04	23	2,72E+05	5,67E+04	**9,4**	**5,1**
12	15	25	8464	1,77E+05	4,58E+04	50	5,91E+05	8,35E+04	**16,3**	**4,8**
13	10	25	8464	1,18E+05	3,74E+04	31	3,66E+05	6,58E+04	**17,5**	**6,4**
14	11	25	8464	1,30E+05	3,92E+04	31	3,66E+05	6,58E+04	**19,3**	**6,8**
15	17	25	8464	2,01E+05	4,87E+04	40	4,73E+05	7,47E+04	**23,1**	**6,7**
16	15	20	6771,2	2,22E+05	5,72E+04	44	6,50E+05	9,80E+04	**18,5**	**5,5**
17	17	25	8464	2,01E+05	4,87E+04	51	6,03E+05	8,44E+04	**18,1**	**5,1**
18	7	25	8464	8,27E+04	3,13E+04	20	2,36E+05	5,28E+04	**19,0**	**8,3**
19	18	25	8464	2,13E+05	5,01E+04	40	4,73E+05	7,47E+04	**24,4**	**6,9**
20	25	25	8464	2,95E+05	5,91E+04	60	7,09E+05	9,15E+04	**22,6**	**5,4**

SN1= 283 **SN2=** 752

CO67	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age(Ma)	±1σ
	20	165894	283	1,71E+05	752	4,53E+05	**20,4**	**1,4**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 95,5%

Echant.:	**CO68**	**Microscope**	Leitz-biomed	réseau	25 carreaux
Irrad.:	97-9	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**	8464
Nd	10938				
ρd	3,45E+05	**Oculaire:**	10		
ζ	303				
λ	1,55E-10				
g	0,5				
n	17				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	16	15	5078,4	3,15E+05	7,88E+04	83	1,63E+06	1,79E+05	**10,1**	**2,7**
2	10	15	5078,4	1,97E+05	6,23E+04	44	8,66E+05	1,31E+05	**11,9**	**4,2**
3	7	16	5416,96	1,29E+05	4,88E+04	26	4,80E+05	9,41E+04	**14,0**	**6,0**
4	11	15	5078,4	2,17E+05	6,53E+04	56	1,10E+06	1,47E+05	**10,2**	**3,4**
5	16	25	8464	1,89E+05	4,73E+04	55	6,50E+05	8,76E+04	**15,2**	**4,3**
6	16	25	8464	1,89E+05	4,73E+04	53	6,26E+05	8,60E+04	**15,7**	**4,5**
7	8	16	5416,96	1,48E+05	5,22E+04	36	6,65E+05	1,11E+05	**11,6**	**4,5**
8	14	25	8464	1,65E+05	4,42E+04	82	9,69E+05	1,07E+05	**8,9**	**2,6**
9	11	25	8464	1,30E+05	3,92E+04	64	7,56E+05	9,45E+04	**9,0**	**2,9**
10	9	25	8464	1,06E+05	3,54E+04	47	5,55E+05	8,10E+04	**10,0**	**3,6**
11	5	25	8464	5,91E+04	2,64E+04	40	4,73E+05	7,47E+04	**6,5**	**3,1**
12	7	25	8464	8,27E+04	3,13E+04	49	5,79E+05	8,27E+04	**7,5**	**3,0**
13	12	25	8464	1,42E+05	4,09E+04	59	6,97E+05	9,08E+04	**10,6**	**3,4**
14	8	25	8464	9,45E+04	3,34E+04	52	6,14E+05	8,52E+04	**8,0**	**3,0**
15	11	25	8464	1,30E+05	3,92E+04	46	5,43E+05	8,01E+04	**12,5**	**4,2**
16	12	20	6771,2	1,77E+05	5,12E+04	53	7,83E+05	1,08E+05	**11,8**	**3,8**
17	7	20	6771,2	1,03E+05	3,91E+04	36	5,32E+05	8,86E+04	**10,1**	**4,2**

SN1= 180 **SN2=** 881

CO68	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	17	124251,5	180	1,45E+05	881	7,09E+05	**10,7**	**0,9**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 96,1%

Echant.:	**CO69**	**Microscope**	Leitz-biomed	réseau	25 carreaux
Irrad.:	97-6	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**	8464
Nd	8876				
ρd	3,356E+05	**Oculaire:**	10		
ζ	303				
λ	1,55E-10				
g	0,5				
n	13				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	16	20	6771,2	2,36E+05	5,91E+04	98	1,45E+06	1,46E+05	**8,3**	**2,2**
2	8	15	5078,4	1,58E+05	5,57E+04	32	6,30E+05	1,11E+05	**12,7**	**5,0**
3	13	12	4062,72	3,20E+05	8,87E+04	33	8,12E+05	1,41E+05	**20,0**	**6,6**
4	7	15	5078,4	1,38E+05	5,21E+04	53	1,04E+06	1,43E+05	**6,7**	**2,7**
5	8	15	5078,4	1,58E+05	5,57E+04	26	5,12E+05	1,00E+05	**15,6**	**6,3**
6	5	12	4062,72	1,23E+05	5,50E+04	21	5,17E+05	1,13E+05	**12,1**	**6,0**
7	6	15	5078,4	1,18E+05	4,82E+04	35	6,89E+05	1,16E+05	**8,7**	**3,8**
8	7	15	5078,4	1,38E+05	5,21E+04	44	8,66E+05	1,31E+05	**8,1**	**3,3**
9	11	10	3385,6	3,25E+05	9,80E+04	40	1,18E+06	1,87E+05	**14,0**	**4,8**
10	10	15	5078,4	1,97E+05	6,23E+04	31	6,10E+05	1,10E+05	**16,4**	**6,0**
11	4	9	3047,04	1,31E+05	6,56E+04	18	5,91E+05	1,39E+05	**11,3**	**6,2**
12	10	20	6771,2	1,48E+05	4,67E+04	26	3,84E+05	7,53E+04	**19,5**	**7,3**
13	9	20	6771,2	1,33E+05	4,43E+04	37	5,46E+05	8,98E+04	**12,4**	**4,6**

SN1= 114 **SN2=** 494

CO69	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	13	65342,08	114	1,74E+05	494	7,56E+05	**11,7**	**1,2**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 50,3%

Echant.:	**CO74**	**Microscope:**	Leitz-biomed	réseau	25 carreaux
Irrad.:	97-6	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**	8464
Nd	8876				
ρd	3,356E+05	**Oculaire:**	10		
ζ	303				
λ	1,55E-10				
g	0,5				
n	10				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	21	20	6771,2	3,10E+05	6,77E+04	78	1,15E+06	1,30E+05	**13,7**	**3,4**
2	41	25	8464	4,84E+05	7,57E+04	149	1,76E+06	1,44E+05	**14,0**	**2,5**
3	20	25	8464	2,36E+05	5,28E+04	75	8,86E+05	1,02E+05	**13,5**	**3,4**
4	21	15	5078,4	4,14E+05	9,02E+04	94	1,85E+06	1,91E+05	**11,3**	**2,7**
5	30	15	5078,4	5,91E+05	1,08E+05	126	2,48E+06	2,21E+05	**12,1**	**2,5**
6	4	16	5416,96	7,38E+04	3,69E+04	14	2,58E+05	6,91E+04	**14,5**	**8,2**
7	11	16	5416,96	2,03E+05	6,12E+04	40	7,38E+05	1,17E+05	**14,0**	**4,8**
8	12	20	6771,2	1,77E+05	5,12E+04	46	6,79E+05	1,00E+05	**13,2**	**4,3**
9	11	20	6771,2	1,62E+05	4,90E+04	40	5,91E+05	9,34E+04	**14,0**	**4,8**
10	9	25	8464	1,06E+05	3,54E+04	41	4,84E+05	7,57E+04	**11,2**	**4,1**

SN1= 180 **SN2=** 703

CO74	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	10	66696,32	180	2,70E+05	703	1,05E+06	**13,0**	**1,1**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 99,9%

Echant.:	**CO75**	**Microscope:**	Leitz-biomed	réseau	25 carreaux
Irrad.:	97-9	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**	8464
Nd	10938				
ρd	3,446E+05	**Oculaire:**	10		
ζ	303				
λ	1,55E-10				
g	0,5				
n	8				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	29	16	5416,96	5,35E+05	9,94E+04	41	7,57E+05	1,18E+05	**36,8**	**8,9**
2	25	16	5416,96	4,62E+05	9,23E+04	39	7,20E+05	1,15E+05	**33,4**	**8,6**
3	20	15	5078,4	3,94E+05	8,81E+04	31	6,10E+05	1,10E+05	**33,6**	**9,6**
4	35	16	5416,96	6,46E+05	1,09E+05	56	1,03E+06	1,38E+05	**32,5**	**7,0**
5	28	15	5078,4	5,51E+05	1,04E+05	38	7,48E+05	1,21E+05	**38,4**	**9,6**
6	28	10	3385,6	8,27E+05	1,56E+05	33	9,75E+05	1,70E+05	**44,1**	**11,4**
7	18	10	3385,6	5,32E+05	1,25E+05	23	6,79E+05	1,42E+05	**40,7**	**12,8**
8	20	15	5078,4	3,94E+05	8,81E+04	33	6,50E+05	1,13E+05	**31,6**	**8,9**

SN1= 203 **SN2=** 294

CO75	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	8	38257,28	203	5,31E+05	294	7,68E+05	**35,9**	**3,3**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 98,4%

Echant.:	**CO76**	**Microscope:**	Leitz-Biomed	réseau	25 carreaux
Irrad.:	97-9	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**	8464
Nd	10938				
ρd	3,446E+05	**Oculaire:**	10		
ζ	303				
λ	1,55E-10				
g	0,5				
n	20				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	64	25	8464	7,56E+05	9,45E+04	224	2,65E+06	1,77E+05	**14,9**	**2,1**
2	54	25	8464	6,38E+05	8,68E+04	230	2,72E+06	1,79E+05	**12,2**	**1,9**
3	38	20	6771,2	5,61E+05	9,10E+04	152	2,24E+06	1,82E+05	**13,0**	**2,4**
4	27	20	6771,2	3,99E+05	7,67E+04	146	2,16E+06	1,78E+05	**9,6**	**2,0**
5	28	15	5078,4	5,51E+05	1,04E+05	155	3,05E+06	2,45E+05	**9,4**	**1,9**
6	49	20	6771,2	7,24E+05	1,03E+05	195	2,88E+06	2,06E+05	**13,1**	**2,1**
7	22	20	6771,2	3,25E+05	6,93E+04	86	1,27E+06	1,37E+05	**13,3**	**3,2**
8	47	25	8464	5,55E+05	8,10E+04	206	2,43E+06	1,70E+05	**11,9**	**1,9**
9	44	25	8464	5,20E+05	7,84E+04	179	2,11E+06	1,58E+05	**12,8**	**2,2**
10	59	25	8464	6,97E+05	9,08E+04	237	2,80E+06	1,82E+05	**13,0**	**1,9**
11	42	20	6771,2	6,20E+05	9,57E+04	189	2,79E+06	2,03E+05	**11,6**	**2,0**
12	18	16	5417	3,32E+05	7,83E+04	96	1,77E+06	1,81E+05	**9,8**	**2,5**
13	36	20	6771,2	5,32E+05	8,86E+04	182	2,69E+06	1,99E+05	**10,3**	**1,9**
14	29	15	5078,4	5,71E+05	1,06E+05	122	2,40E+06	2,17E+05	**12,4**	**2,6**
15	62	20	6771,2	9,16E+05	1,16E+05	218	3,22E+06	2,18E+05	**14,8**	**2,1**
16	33	20	6771,2	4,87E+05	8,48E+04	177	2,61E+06	1,96E+05	**9,7**	**1,8**
17	21	15	5078,4	4,14E+05	9,02E+04	105	2,07E+06	2,02E+05	**10,4**	**2,5**
18	16	20	6771,2	2,36E+05	5,91E+04	86	1,27E+06	1,37E+05	**9,7**	**2,6**
19	37	15	5078,4	7,29E+05	1,20E+05	143	2,82E+06	2,35E+05	**13,5**	**2,5**
20	38	16	5417	7,02E+05	1,14E+05	145	2,68E+06	2,22E+05	**13,7**	**2,5**

SN1= 764 **SN2=** 3273

CO76	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	20	134408	764	5,68E+05	3273	2,44E+06	**12,2**	**0,5**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 86,6%

Echant.:	**CO79**	**Microscope:**	Leitz-Biomed	réseau	25 carreaux
Irrad.:	97-9	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**	8464
Nd	10938				
ρd	3,45E+05	**Oculaire:**	10		
ζ	303				
λ	1,55E-10				
g	0,5				
n	18				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	23	25	8464	2,72E+05	5,67E+04	75	8,86E+05	1,02E+05	**16,0**	**3,8**
2	44	20	6771,2	6,50E+05	9,80E+04	123	1,82E+06	1,64E+05	**18,6**	**3,3**
3	18	6	2031,36	8,86E+05	2,09E+05	59	2,90E+06	3,78E+05	**15,9**	**4,3**
4	8	6	2031,36	3,94E+05	1,39E+05	24	1,18E+06	2,41E+05	**17,4**	**7,1**
5	13	8	2708,48	4,80E+05	1,33E+05	47	1,74E+06	2,53E+05	**14,4**	**4,5**
6	13	9	3047,04	4,27E+05	1,18E+05	54	1,77E+06	2,41E+05	**12,6**	**3,9**
7	23	12	4062,72	5,66E+05	1,18E+05	99	2,44E+06	2,45E+05	**12,1**	**2,8**
8	5	9	3047,04	1,64E+05	7,34E+04	23	7,55E+05	1,57E+05	**11,3**	**5,6**
9	24	9	3047,04	7,88E+05	1,61E+05	83	2,72E+06	2,99E+05	**15,1**	**3,5**
10	16	8	2708,48	5,91E+05	1,48E+05	61	2,25E+06	2,88E+05	**13,7**	**3,8**
11	18	12	4062,72	4,43E+05	1,04E+05	72	1,77E+06	2,09E+05	**13,0**	**3,4**
12	18	6	2031,36	8,86E+05	2,09E+05	78	3,84E+06	4,35E+05	**12,0**	**3,1**
13	12	6	2031,36	5,91E+05	1,71E+05	56	2,76E+06	3,68E+05	**11,2**	**3,6**
14	16	12	4062,72	3,94E+05	9,85E+04	80	1,97E+06	2,20E+05	**10,4**	**2,9**
15	14	9	3047,04	4,59E+05	1,23E+05	57	1,87E+06	2,48E+05	**12,8**	**3,8**
16	20	12	4062,72	4,92E+05	1,10E+05	63	1,55E+06	1,95E+05	**16,6**	**4,3**
17	23	15	5078,4	4,53E+05	9,44E+04	97	1,91E+06	1,94E+05	**12,4**	**2,9**
18	15	9	3047,04	4,92E+05	1,27E+05	51	1,67E+06	2,34E+05	**15,3**	**4,5**

SN1= 323 **SN2=** 1202

CO79	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	18	65342,08	323	4,94E+05	1202	1,84E+06	**14,0**	**0,9**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 97,9%

Echant.:	**CO80**	**Microscope:**	Leitz-Biomed	réseau	25 carreaux
Irrad.:	99-8	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**	8464
Nd	17265				
ρd	7,460E+05	**Oculaire:**	10		
ζ	303				
λ	1,55E-10				
g	0,5				
n	11				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	5	12	4062,7	1,23E+05	5,50E+04	40	9,85E+05	1,56E+05	**14,1**	**6,7**
2	3	16	5417	5,54E+04	3,20E+04	23	4,25E+05	8,85E+04	**14,7**	**9,0**
3	4	20	6771,2	5,91E+04	2,95E+04	28	4,14E+05	7,81E+04	**16,1**	**8,6**
4	3	15	5078,4	5,91E+04	3,41E+04	23	4,53E+05	9,44E+04	**14,7**	**9,0**
5	7	16	5417	1,29E+05	4,88E+04	50	9,23E+05	1,31E+05	**15,8**	**6,4**
6	5	15	5078,4	9,85E+04	4,40E+04	41	8,07E+05	1,26E+05	**13,8**	**6,5**
7	10	10	3385,6	2,95E+05	9,34E+04	61	1,80E+06	2,31E+05	**18,5**	**6,3**
8	7	15	5078,4	1,38E+05	5,21E+04	52	1,02E+06	1,42E+05	**15,2**	**6,1**
9	8	25	8464	9,45E+04	3,34E+04	60	7,09E+05	9,15E+04	**15,1**	**5,7**
10	11	20	6771,2	1,62E+05	4,90E+04	68	1,00E+06	1,22E+05	**18,3**	**5,9**
11	6	16	5417	1,11E+05	4,52E+04	41	7,57E+05	1,18E+05	**16,5**	**7,2**

SN1= 69 **SN2=** 487

CO80	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	11	60941	69	1,13E+05	487	7,99E+05	**16,0**	**2,1**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 100%

Echant.:	**CO81**	**Microscope**	Leitz-Biomed	réseau	25 carreaux
Irrad.:	97-9	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**	8464
Nd	10938				
ρd	3,446E+05	**Oculaire:**	10		
ζ	303				
λ	1,55E-10				
g	0,5				
n	16				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	6	25	8464	7,09E+04	2,89E+04	16	1,89E+05	4,73E+04	**19,5**	**9,4**
2	5	25	8464	5,91E+04	2,64E+04	16	1,89E+05	4,73E+04	**16,3**	**8,3**
3	8	25	8464	9,45E+04	3,34E+04	20	2,36E+05	5,28E+04	**20,8**	**8,7**
4	6	20	6771,2	8,86E+04	3,62E+04	19	2,81E+05	6,44E+04	**16,5**	**7,7**
5	7	25	8464	8,27E+04	3,13E+04	18	2,13E+05	5,01E+04	**20,3**	**9,0**
6	7	25	8464	8,27E+04	3,13E+04	25	2,95E+05	5,91E+04	**14,6**	**6,2**
7	6	20	6771,2	8,86E+04	3,62E+04	19	2,81E+05	6,44E+04	**16,5**	**7,7**
8	15	20	6771,2	2,22E+05	5,72E+04	54	7,97E+05	1,09E+05	**14,5**	**4,2**
9	5	20	6771,2	7,38E+04	3,30E+04	19	2,81E+05	6,44E+04	**13,7**	**6,9**
10	8	25	8464	9,45E+04	3,34E+04	24	2,84E+05	5,79E+04	**17,4**	**7,1**
11	4	25	8464	4,73E+04	2,36E+04	16	1,89E+05	4,73E+04	**13,0**	**7,3**
12	8	20	6771,2	1,18E+05	4,18E+04	19	2,81E+05	6,44E+04	**21,9**	**9,3**
13	4	20	6771,2	5,91E+04	2,95E+04	16	2,36E+05	5,91E+04	**13,0**	**7,3**
14	10	25	8464	1,18E+05	3,74E+04	33	3,90E+05	6,79E+04	**15,8**	**5,7**
15	14	20	6771,2	2,07E+05	5,53E+04	46	6,79E+05	1,00E+05	**15,9**	**4,8**
16	8	25	8464	9,45E+04	3,34E+04	22	2,60E+05	5,54E+04	**19,0**	**7,8**

SN1= 121 **SN2=** 382

CO81	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	16	123574	121	9,79E+04	382	3,09E+05	**16,5**	**1,7**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 100%

Echant.:	**DR-02-1**	**Microscope:**	Leitz-Biomed	réseau	25	carreaux
Irrad.:	96-1	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**		8464
Nd	10196					
ρd	3,855E+05	**Oculaire:**	10			
ζ	342					
λ	1,55E-10					
g	0,5					
n	32					

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	38	25	8464	4,49E+05	7,28E+04	164	1,94E+06	1,51E+05	**15,3**	**2,8**
2	37	25	8464	4,37E+05	7,19E+04	141	1,67E+06	1,40E+05	**17,3**	**3,2**
3	14	20	6771,2	2,07E+05	5,53E+04	47	6,94E+05	1,01E+05	**19,6**	**6,0**
4	39	25	8464	4,61E+05	7,38E+04	168	1,98E+06	1,53E+05	**15,3**	**2,7**
5	30	25	8464	3,54E+05	6,47E+04	136	1,61E+06	1,38E+05	**14,5**	**2,9**
6	18	25	8464	2,13E+05	5,01E+04	78	9,22E+05	1,04E+05	**15,2**	**4,0**
7	39	20	6771,2	5,76E+05	9,22E+04	148	2,19E+06	1,80E+05	**17,3**	**3,1**
8	44	25	8464	5,20E+05	7,84E+04	162	1,91E+06	1,50E+05	**17,9**	**3,0**
9	45	25	8464	5,32E+05	7,93E+04	130	1,54E+06	1,35E+05	**22,8**	**3,9**
10	25	25	8464	2,95E+05	5,91E+04	82	9,69E+05	1,07E+05	**20,1**	**4,6**
11	45	25	8464	5,32E+05	7,93E+04	166	1,96E+06	1,52E+05	**17,8**	**3,0**
12	31	25	8464	3,66E+05	6,58E+04	141	1,67E+06	1,40E+05	**14,5**	**2,9**
13	34	25	8464	4,02E+05	6,89E+04	148	1,75E+06	1,44E+05	**15,1**	**2,9**
14	36	25	8464	4,25E+05	7,09E+04	121	1,43E+06	1,30E+05	**19,6**	**3,7**
15	35	25	8464	4,14E+05	6,99E+04	156	1,84E+06	1,48E+05	**14,8**	**2,8**
16	48	25	8464	5,67E+05	8,19E+04	142	1,68E+06	1,41E+05	**22,2**	**3,7**
17	40	25	8464	4,73E+05	7,47E+04	132	1,56E+06	1,36E+05	**19,9**	**3,6**
18	24	25	8464	2,84E+05	5,79E+04	72	8,51E+05	1,00E+05	**21,9**	**5,2**
19	22	25	8464	2,60E+05	5,54E+04	75	8,86E+05	1,02E+05	**19,3**	**4,7**
20	43	25	8464	5,08E+05	7,75E+04	143	1,69E+06	1,41E+05	**19,8**	**3,4**
21	18	25	8464	2,13E+05	5,01E+04	71	8,39E+05	9,96E+04	**16,7**	**4,4**
22	41	25	8464	4,84E+05	7,57E+04	150	1,77E+06	1,45E+05	**18,0**	**3,2**
23	51	25	8464	6,03E+05	8,44E+04	165	1,95E+06	1,52E+05	**20,3**	**3,3**
24	40	25	8464	4,73E+05	7,47E+04	120	1,42E+06	1,29E+05	**21,9**	**4,0**
25	36	25	8464	4,25E+05	7,09E+04	153	1,81E+06	1,46E+05	**15,5**	**2,9**
26	36	25	8464	4,25E+05	7,09E+04	141	1,67E+06	1,40E+05	**16,8**	**3,1**
27	50	25	8464	5,91E+05	8,35E+04	159	1,88E+06	1,49E+05	**20,7**	**3,4**
28	44	25	8464	5,20E+05	7,84E+04	156	1,84E+06	1,48E+05	**18,6**	**3,2**
29	39	25	8464	4,61E+05	7,38E+04	143	1,69E+06	1,41E+05	**18,0**	**3,2**
30	38	25	8464	4,49E+05	7,28E+04	142	1,68E+06	1,41E+05	**17,6**	**3,2**
31	44	25	8464	5,20E+05	7,84E+04	138	1,63E+06	1,39E+05	**21,0**	**3,6**
32	40	25	8464	4,73E+05	7,47E+04	137	1,62E+06	1,38E+05	**19,2**	**3,5**

SN1= 1164 **SN2=** 4227

DR-02-1	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	32	267462,4	1164	4,35E+05	4227	1,58E+06	**18,1**	**0,6**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 98,7%

Echant.:	**DR-10-02**	**Microscope:**	Leitz-Biomed	réseau	25	carreaux
Irrad.:	96-1	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**		8464
Nd	10196					
ρd	3,855E+05	**Oculaire:**	10			
ζ	342					
λ	1,55E-10					
g	0,5					
n	14					

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	17	20	6771,2	2,51E+05	6,09E+04	33	4,87E+05	8,48E+04	**33,9**	**10,1**
2	7	20	6771,2	1,03E+05	3,91E+04	15	2,22E+05	5,72E+04	**30,7**	**14,1**
3	8	20	6771,2	1,18E+05	4,18E+04	18	2,66E+05	6,27E+04	**29,2**	**12,4**
4	20	20	6771,2	2,95E+05	6,60E+04	39	5,76E+05	9,22E+04	**33,7**	**9,3**
5	15	20	6771,2	2,22E+05	5,72E+04	32	4,73E+05	8,35E+04	**30,8**	**9,7**
6	13	20	6771,2	1,92E+05	5,32E+04	26	3,84E+05	7,53E+04	**32,9**	**11,2**
7	13	15	5078,4	2,56E+05	7,10E+04	27	5,32E+05	1,02E+05	**31,7**	**10,7**
8	14	20	6771,2	2,07E+05	5,53E+04	30	4,43E+05	8,09E+04	**30,7**	**9,9**
9	13	15	5078,4	2,56E+05	7,10E+04	30	5,91E+05	1,08E+05	**28,5**	**9,5**
10	7	15	5078,4	1,38E+05	5,21E+04	14	2,76E+05	7,37E+04	**32,9**	**15,2**
11	8	15	5078,4	1,58E+05	5,57E+04	15	2,95E+05	7,63E+04	**35,1**	**15,4**
12	14	20	6771,2	2,07E+05	5,53E+04	27	3,99E+05	7,67E+04	**34,1**	**11,2**
13	11	15	5078,4	2,17E+05	6,53E+04	20	3,94E+05	8,81E+04	**36,2**	**13,6**
14	13	15	5078,4	2,56E+05	7,10E+04	25	4,92E+05	9,85E+04	**34,2**	**11,7**

SN1= 173 **SN2=** 351

DR-10-02	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	14	84640	173	2,04E+05	351	4,15E+05	**32,4**	**3,0**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 100%

Echant.:	**DR-10-06**	**Microscope:**	Leitz-Biomed	réseau	25	carreaux
Irrad.:	96-1	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**		8464
Nd	10196					
ρd	3,855E+05	**Oculaire:**	10			
ζ	342					
λ	1,55E-10					
g	0,5					
n	10					

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	4	12	4062,72	9,85E+04	4,92E+04	12	2,95E+05	8,53E+04	**21,9**	**12,7**
2	15	15	5078,4	2,95E+05	7,63E+04	30	5,91E+05	1,08E+05	**32,9**	**10,4**
3	5	8	2708,48	1,85E+05	8,26E+04	9	3,32E+05	1,11E+05	**36,5**	**20,4**
4	6	15	5078,4	1,18E+05	4,82E+04	13	2,56E+05	7,10E+04	**30,4**	**15,0**
5	7	6	2031,36	3,45E+05	1,30E+05	13	6,40E+05	1,77E+05	**35,4**	**16,6**
6	10	8	2708,48	3,69E+05	1,17E+05	20	7,38E+05	1,65E+05	**32,9**	**12,7**
7	10	8	2708,48	3,69E+05	1,17E+05	20	7,38E+05	1,65E+05	**32,9**	**12,7**
8	24	12	4062,72	5,91E+05	1,21E+05	49	1,21E+06	1,72E+05	**32,2**	**8,0**
9	14	10	3385,6	4,14E+05	1,11E+05	26	7,68E+05	1,51E+05	**35,4**	**11,7**
10	10	10	3385,6	2,95E+05	9,34E+04	21	6,20E+05	1,35E+05	**31,3**	**12,0**

SN1= 105 **SN2=** 213

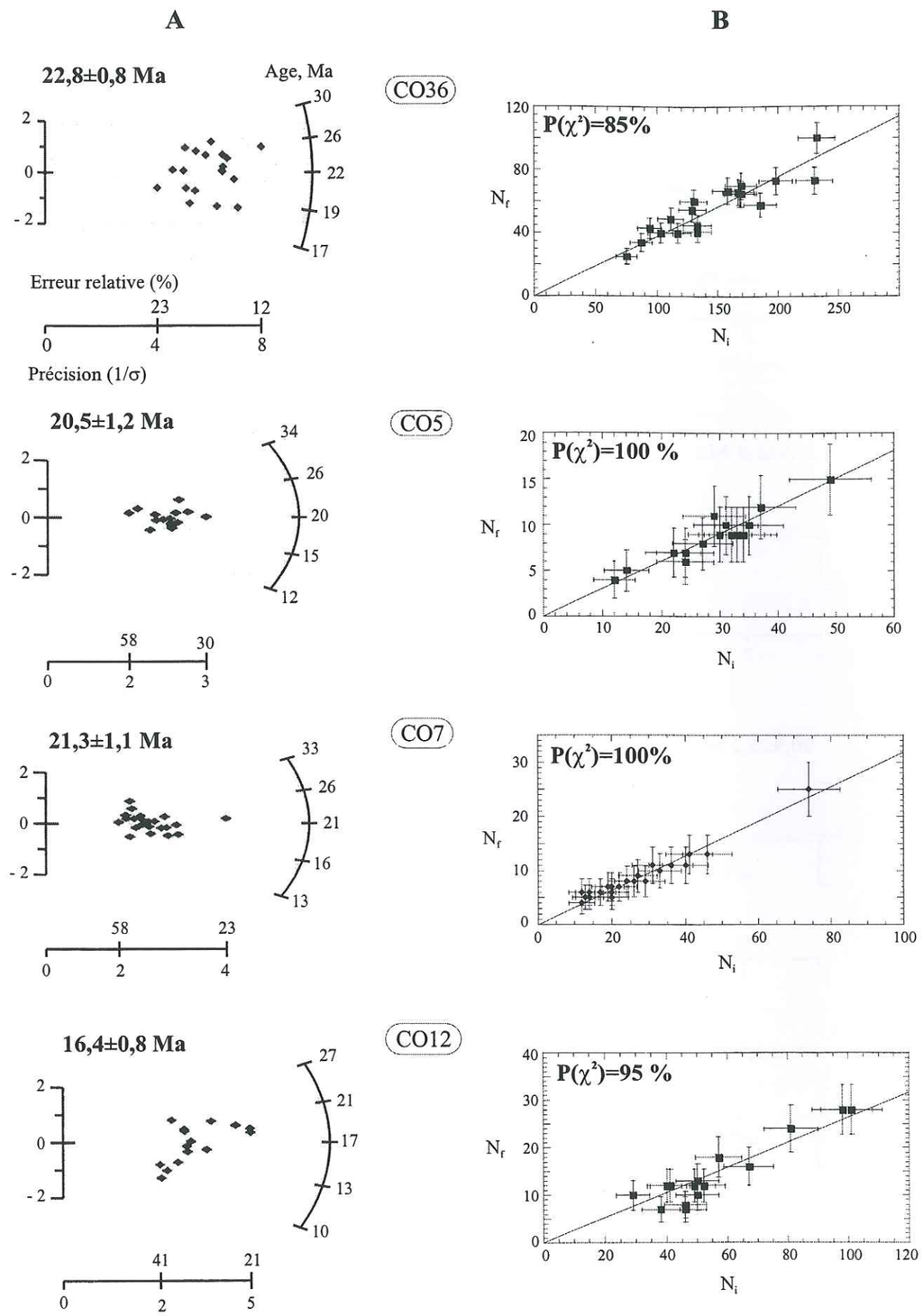
DR-10-06	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	10	35210,24	105	2,98E+05	213	6,05E+05	**32,4**	**3,9**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 99,9%

ANNEXE II

DIAGRAMMES RADIAUX ET ISOCHRONES, CORSE

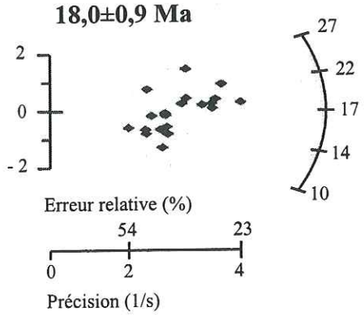


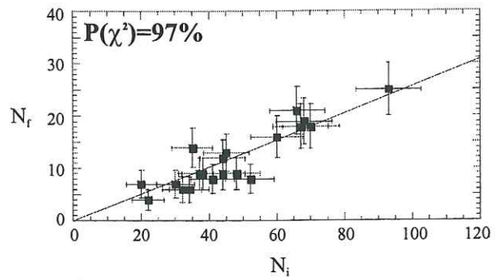
Résultats des datations par TF obtenus sur le profil Ile Rousse-Bastia.
A : diagrammes radiaux ;
B : diagrammes isochrones.

A B

CO13

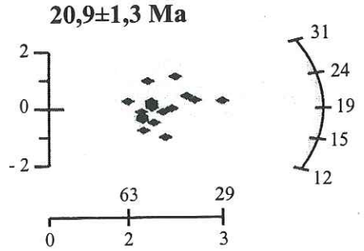
18,0±0,9 Ma

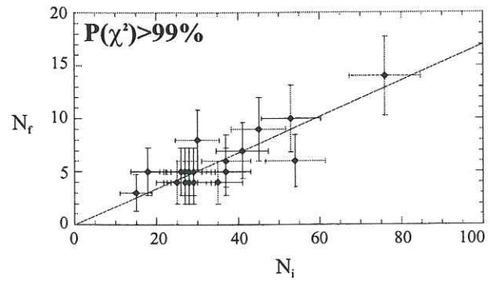




CO14

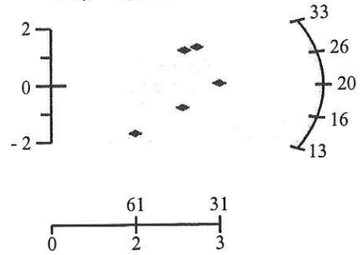
20,9±1,3 Ma

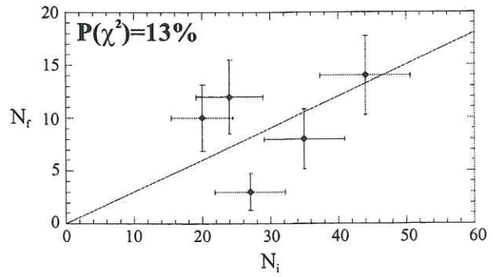




CO16

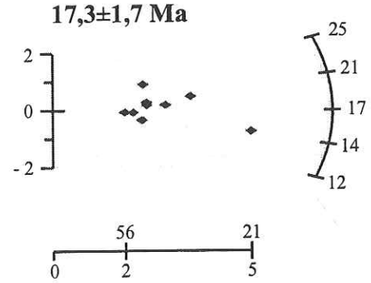
20,9±3,2 Ma

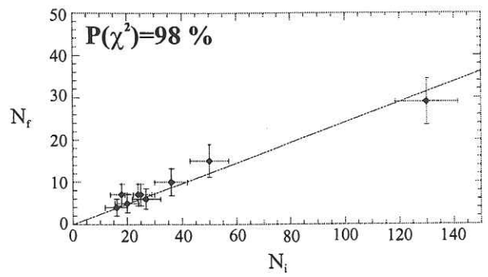




CO18

17,3±1,7 Ma



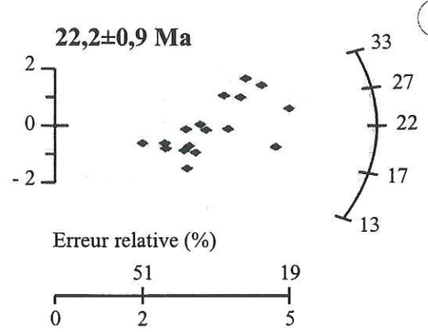


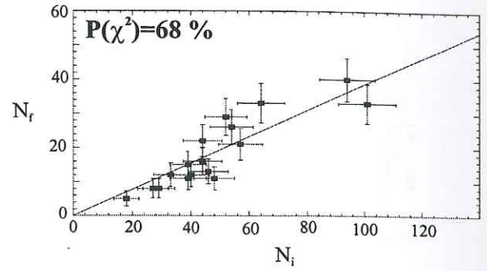
Résultats des datations par TF obtenus sur le profil Ile Rousse-Bastia (suite).
A : diagrammes radiaux ;
B : diagrammes isochrones.

A B

CO42

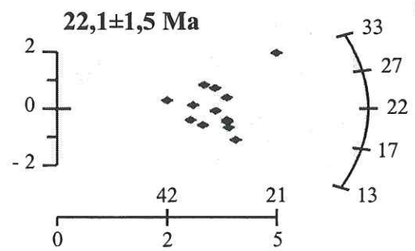
22,2±0,9 Ma

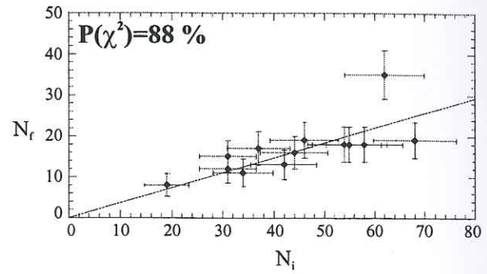




CO43

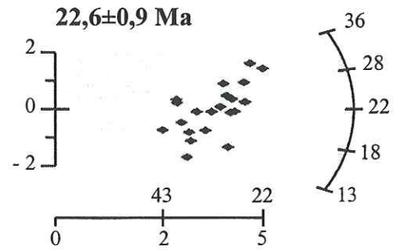
22,1±1,5 Ma

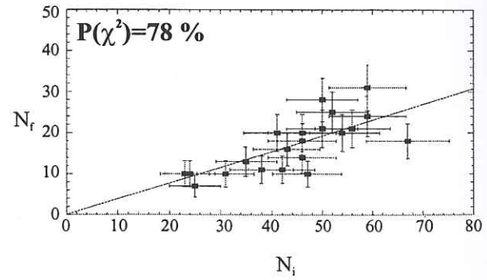




CO44

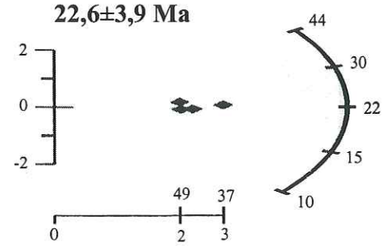
22,6±0,9 Ma

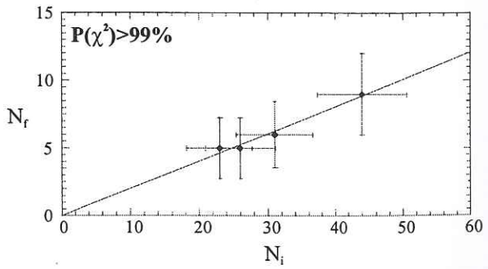




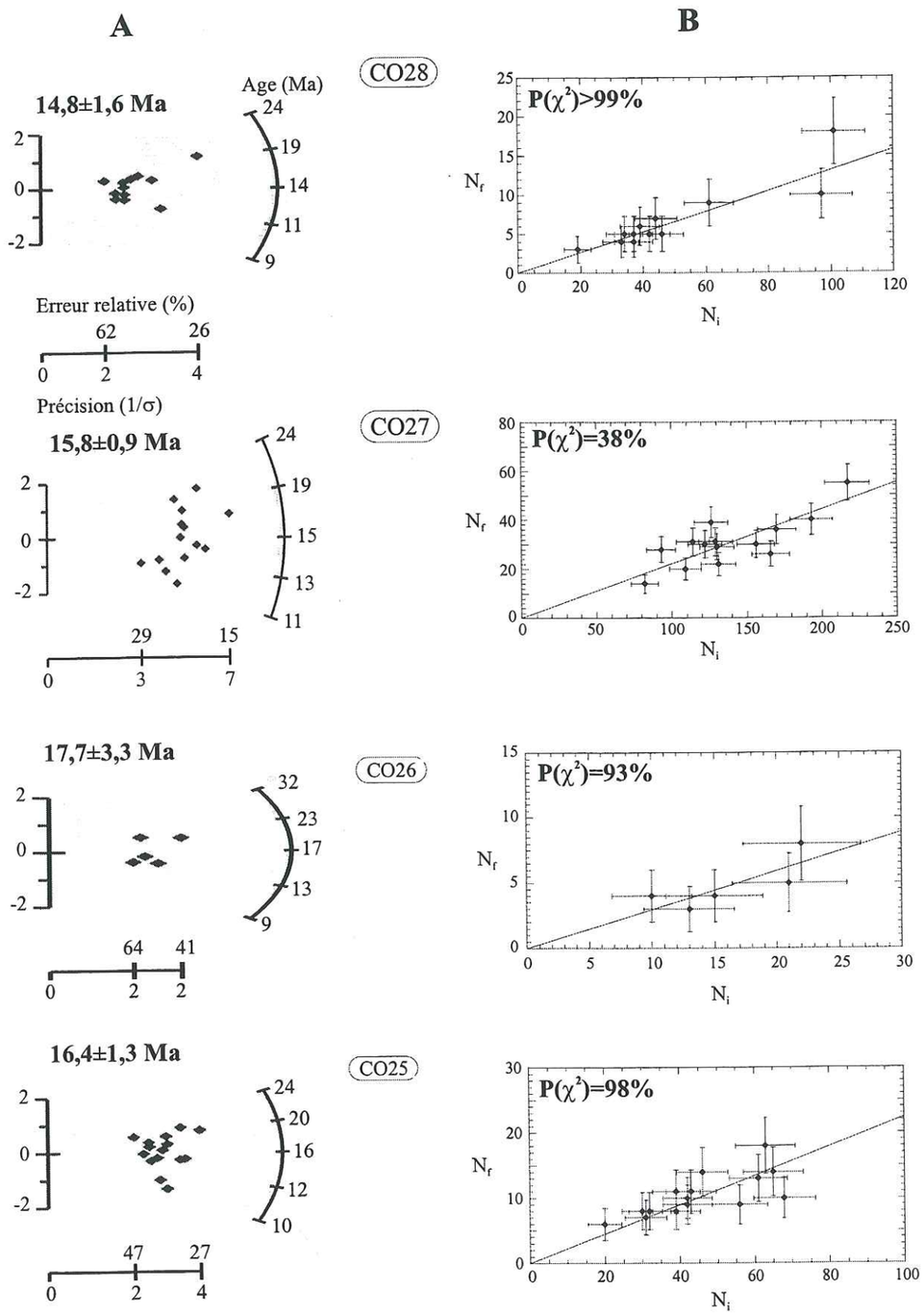
CO31

22,6±3,9 Ma

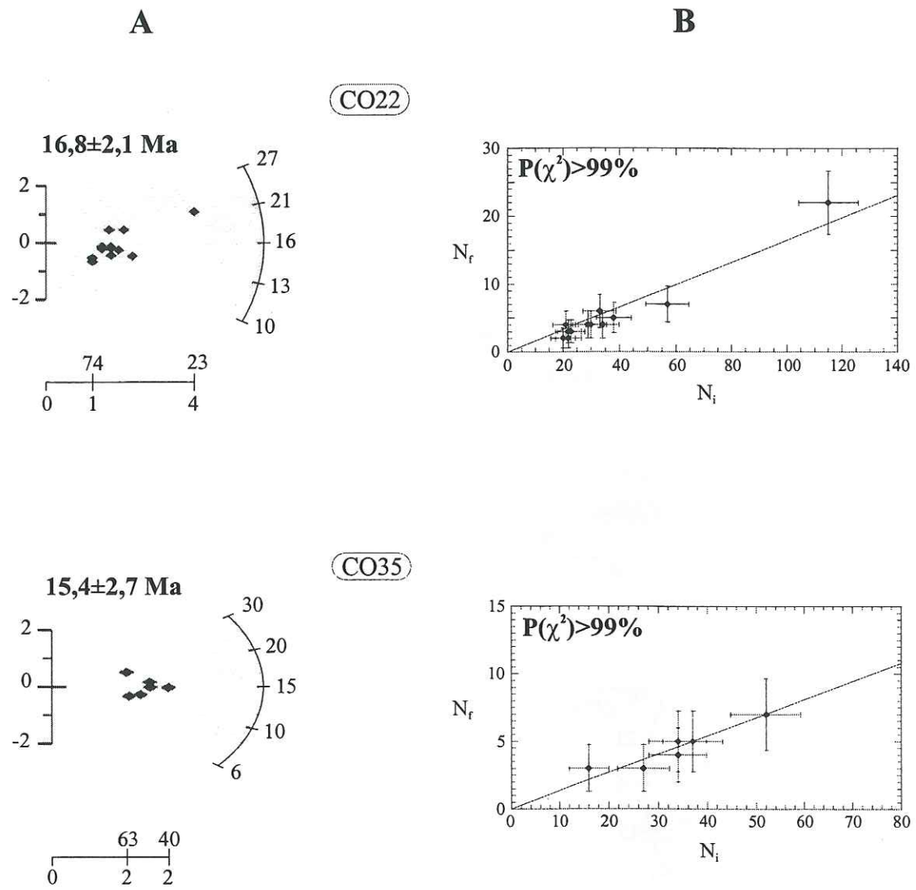




Résultats des datations par TF obtenus sur le profil Porto_Ponte-Leccia.
A : diagrammes radiaux ;
B : diagrammes isochrones.



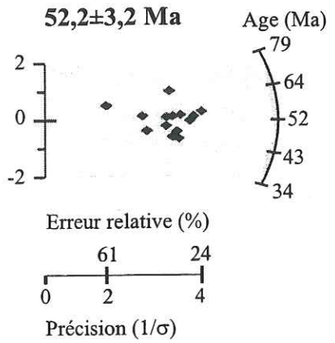
Résultats des datations par TF obtenus sur le profil Porto_Ponte-Leccia (suite).
A : diagrammes radiaux ;
B : diagrammes isochrones.

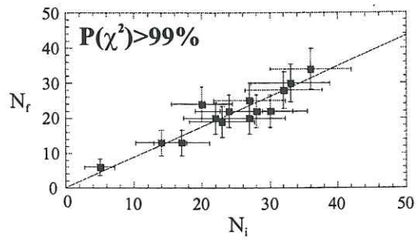


Résultats des datations par TF obtenus sur le profil Porto_Ponte-Leccia (suite).
A : diagrammes radiaux ;
B : diagrammes isochrones.

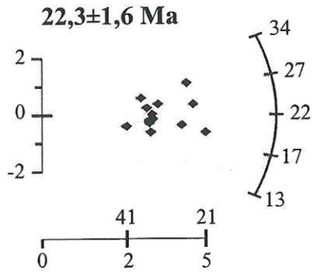
A B

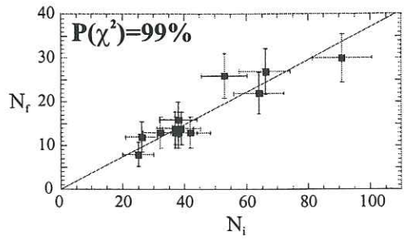
CO48



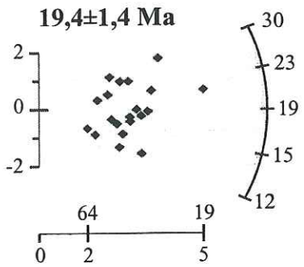


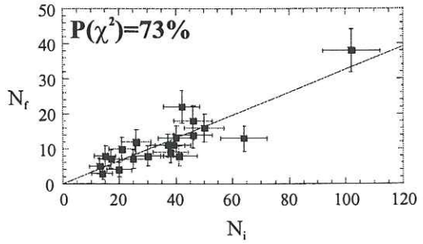
CO50



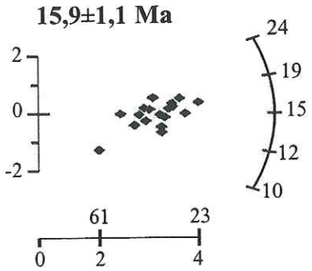


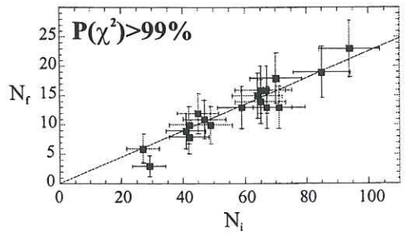
CO51





CO52

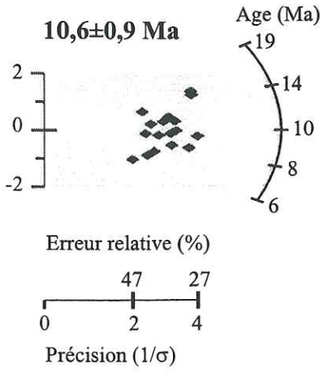


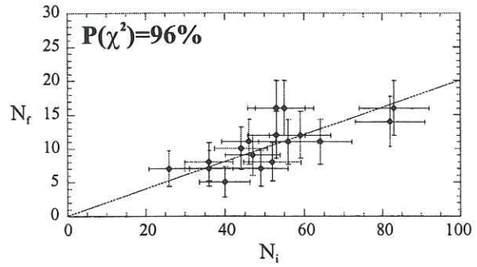


Résultats des datations par TF obtenus sur le profil Ajaccio-Strettes.
A : diagrammes radiaux ;
B : diagrammes isochrones.

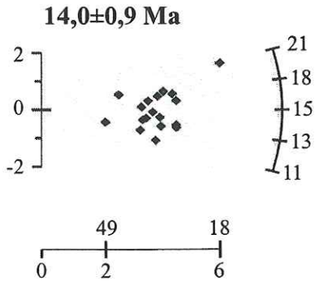
A B

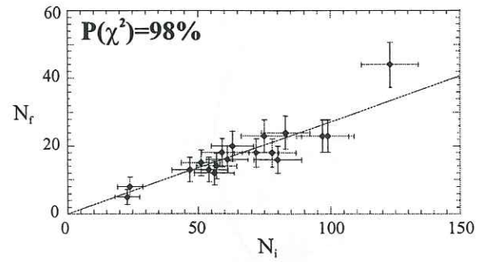
CO68



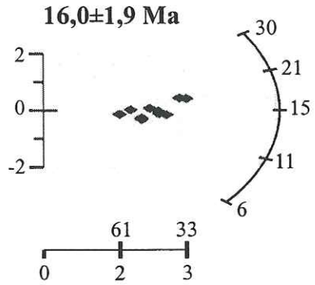


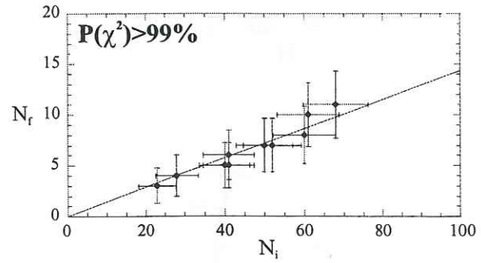
CO79



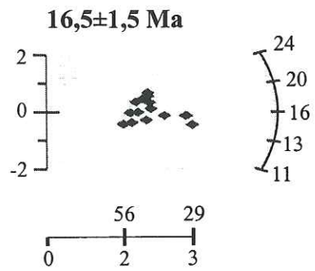


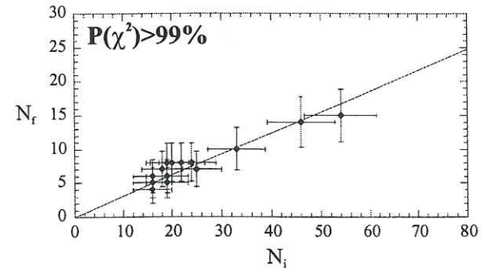
CO80





CO81

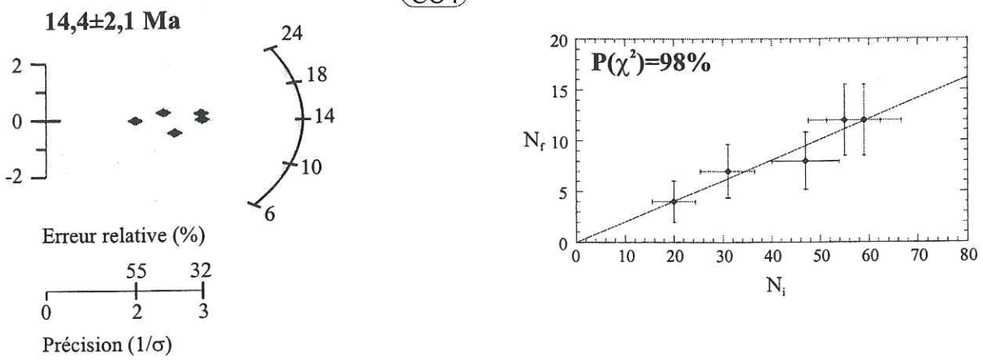




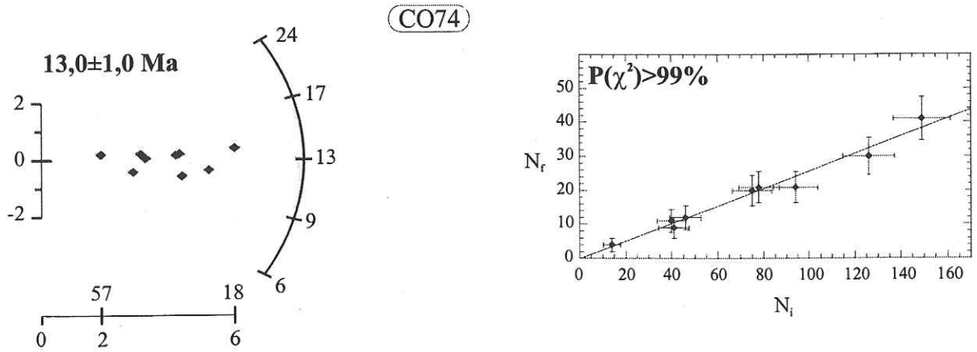
Résultats des datations par TF obtenus sur le profil Ajaccio-Strettes (suite).
A : diagrammes radiaux ;
B : diagrammes isochrones.

A B

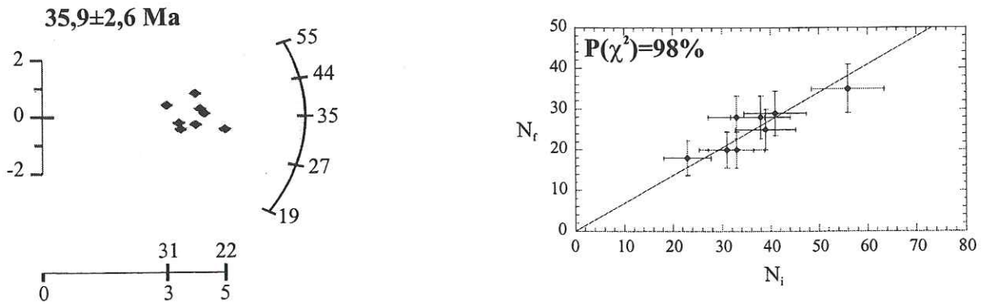
CO4



CO74



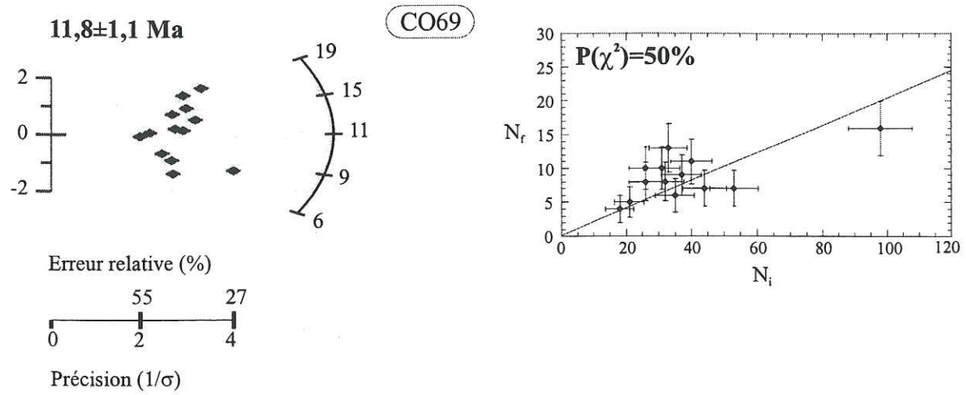
CO75



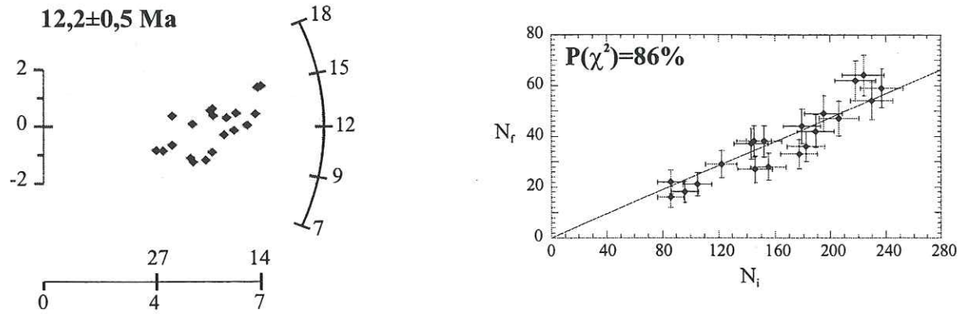
Résultats des datations par TF obtenus au niveau du Cap Corse.
A : diagrammes radiaux ;
B : diagrammes isochrones.

A B

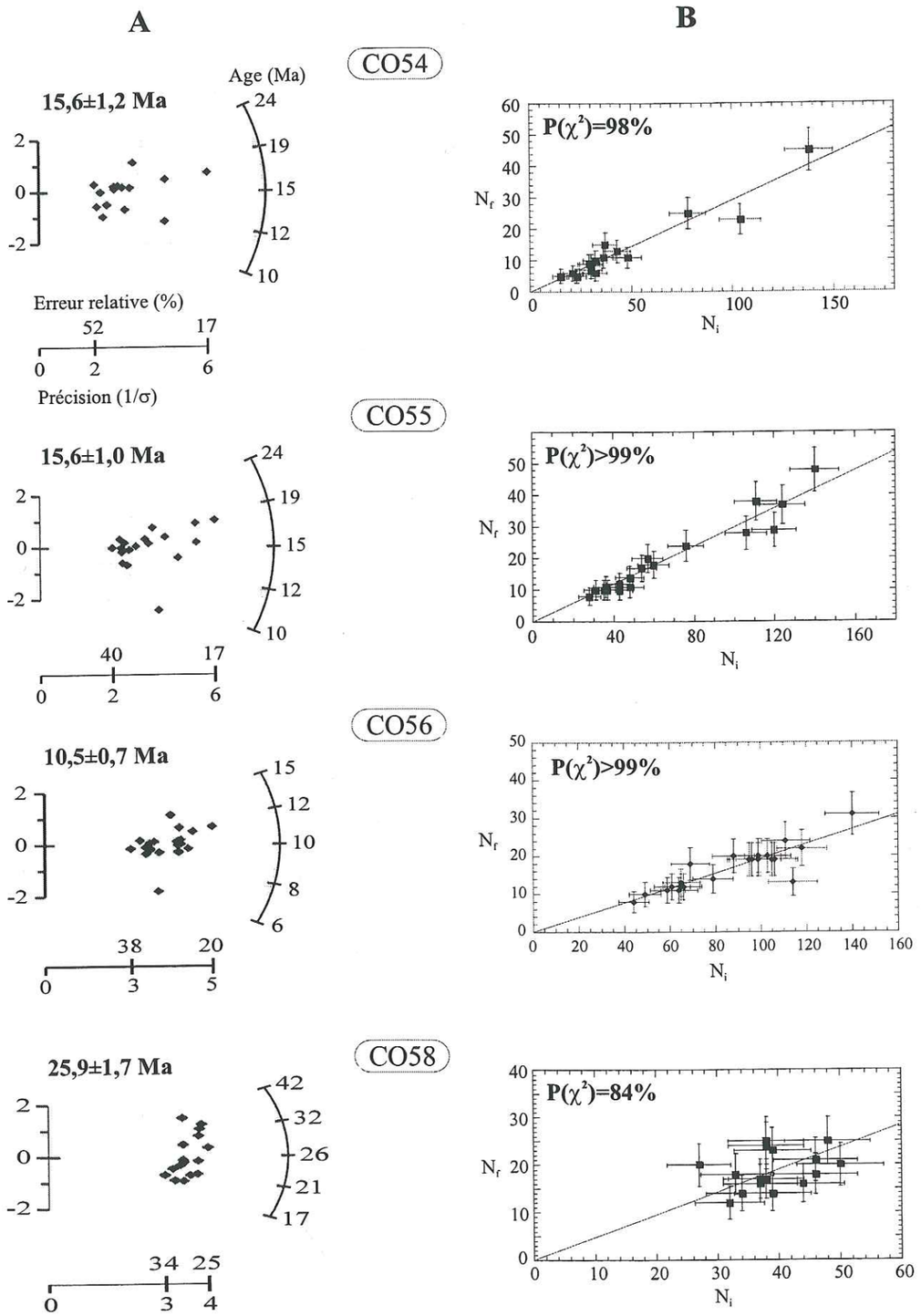
CO69



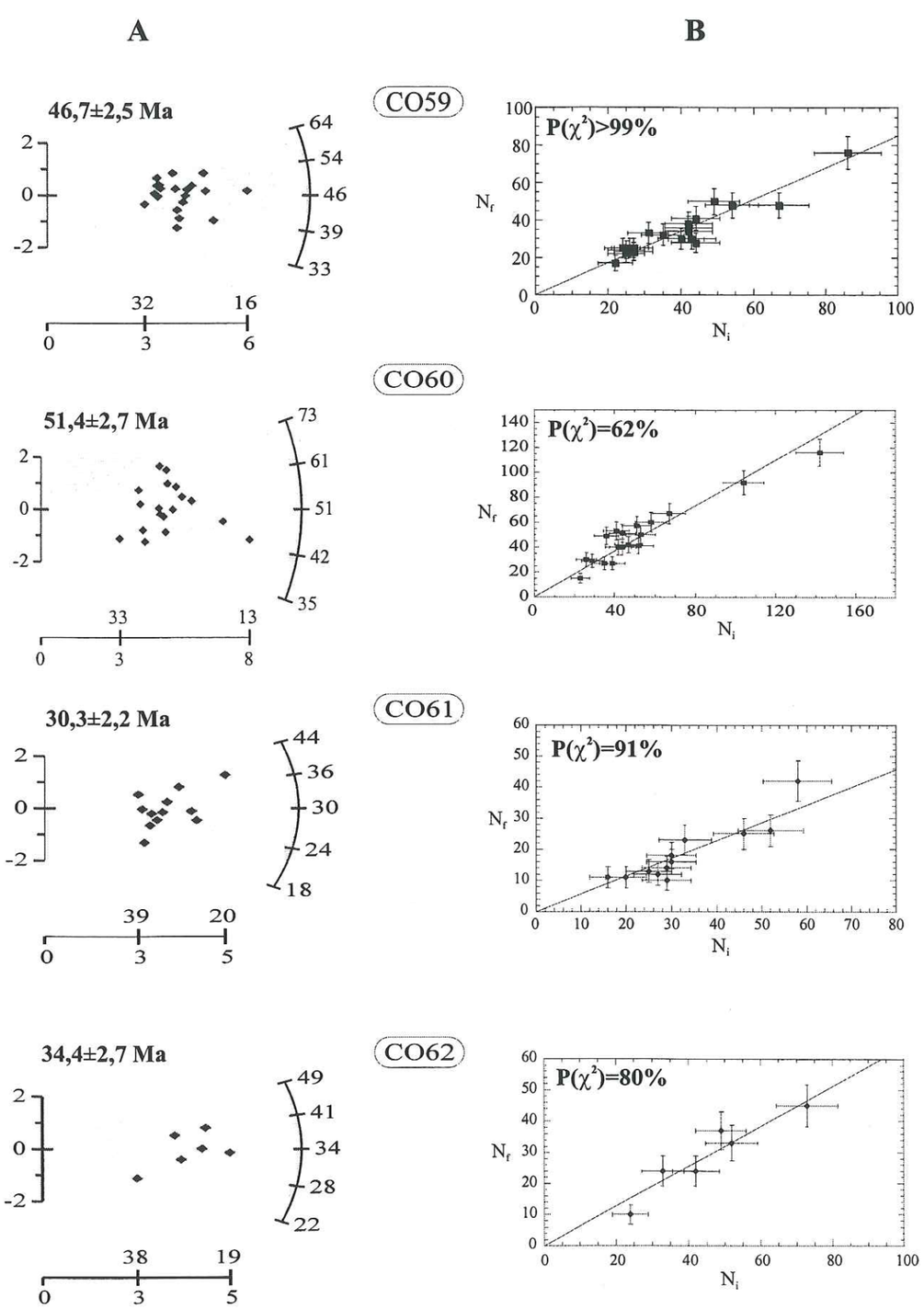
CO76



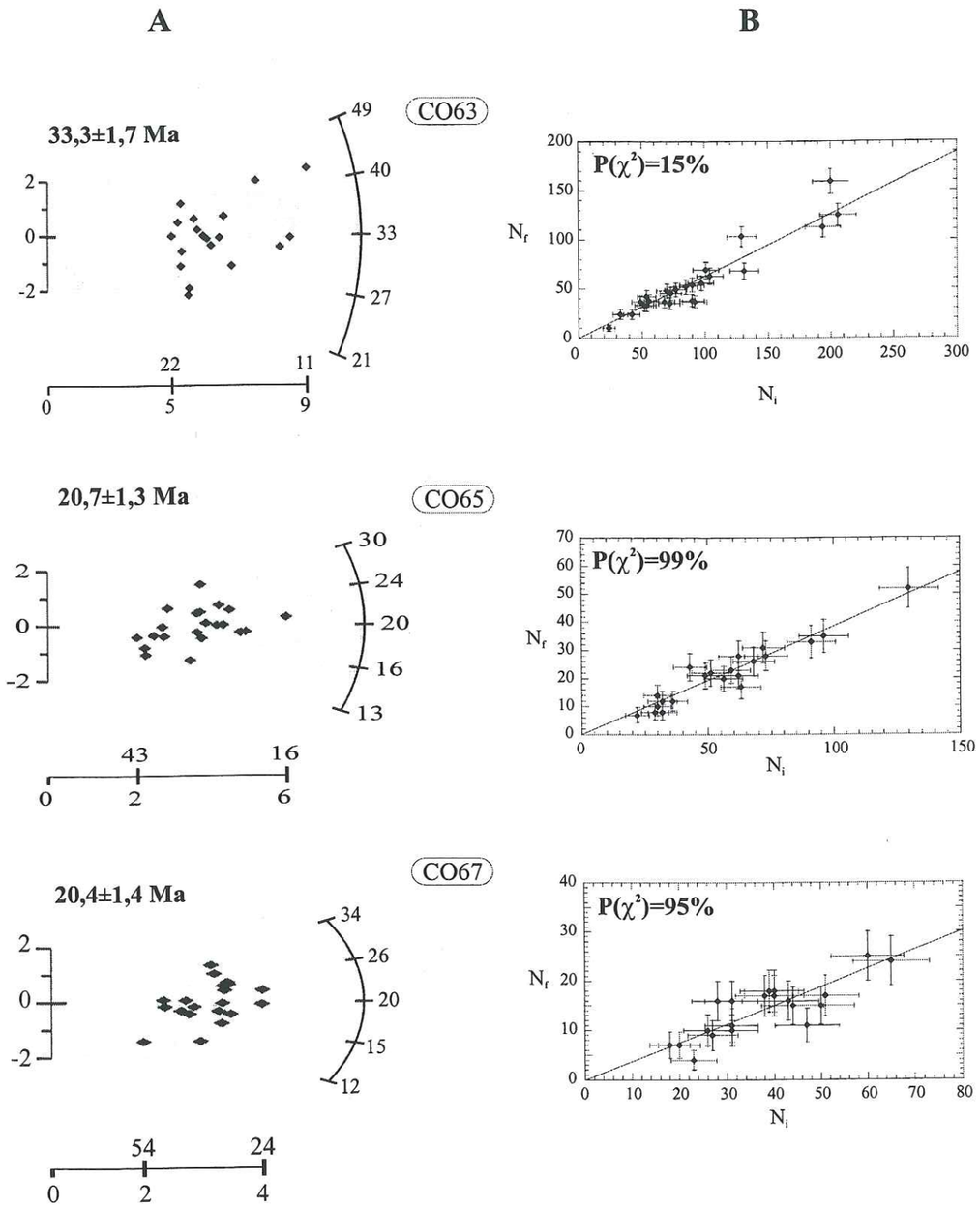
Résultats des datations par TF obtenus au niveau de la zone de contact entre la Corse hercynienne et la Corse alpine.
A : diagrammes radiaux ;
B : diagrammes isochrones.



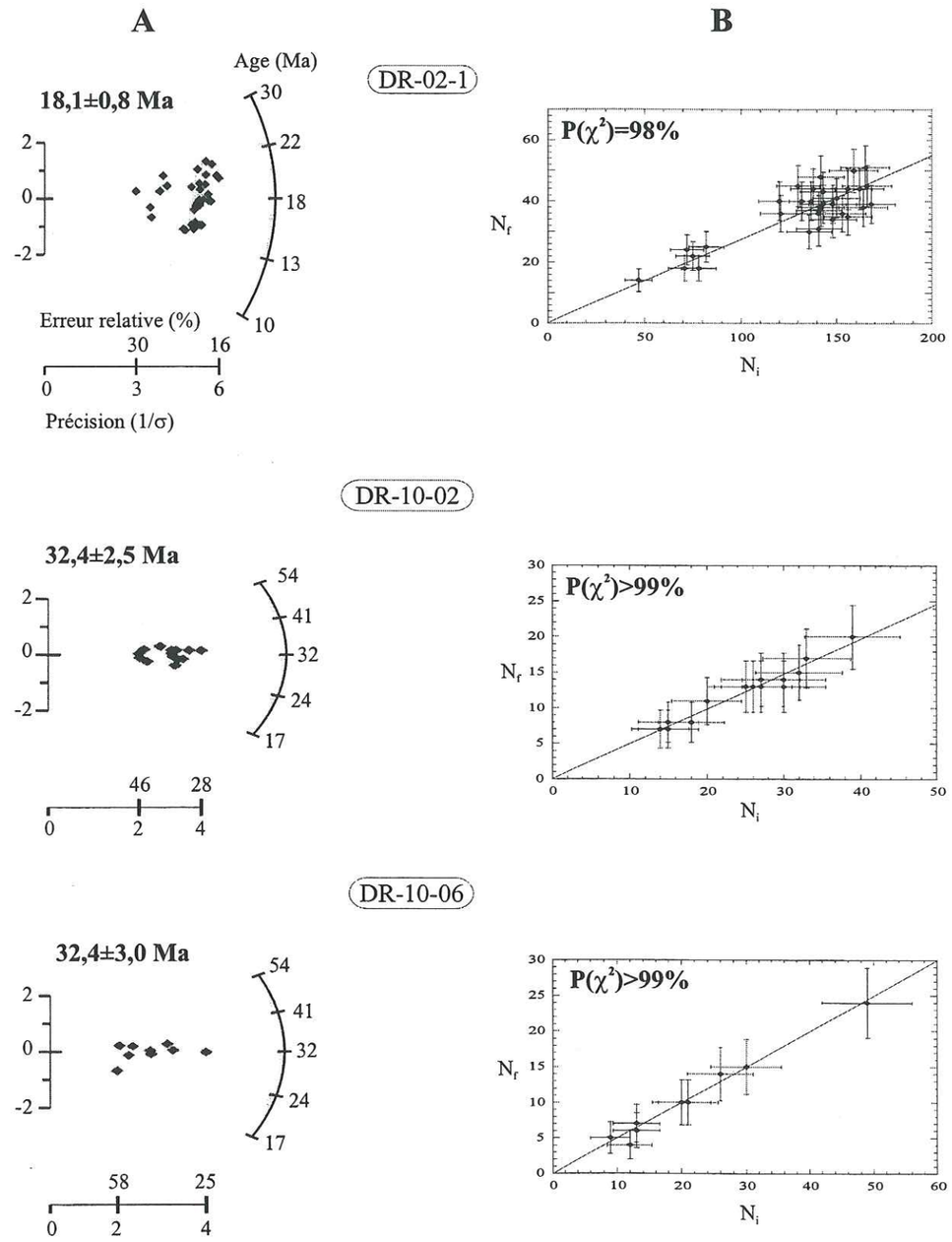
Résultats des datations par TF obtenus en sud Corse.
A : diagrammes radiaux ;
B : diagrammes isochrones.



Résultats des datations par TF obtenus en sud Corse (suite).
A : diagrammes radiaux ;
B : diagrammes isochrones.



Résultats des datations par TF obtenus en sud Corse (suite).
A : diagrammes radiaux ;
B : diagrammes isochrones.



Résultats des datations par TF obtenus sur les échantillons draguées sur la marge ouest-corse.
A : diagrammes radiaux ;
B : diagrammes isochrones.

ANNEXE III

RESULTATS ANALYTIQUES DANS LES MASSIFS DES MAURES ET DU TANNERON

Echant.:	**93MO18**	**Microscope:**	Leitz-Biomed	réseau	25 carreaux
Irrad.:	94-9	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**	8464
Nd	13188				
ρd	3,324E+05	**Oculaire:**	10		
ζ	342				
λ	1,55E-10				
g	0,5				
n	6				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	42	25	8464	4,96E+05	7,66E+04	95	1,12E+06	1,15E+05	**25,1**	**4,7**
2	39	25	8464	4,61E+05	7,38E+04	102	1,21E+06	1,19E+05	**21,7**	**4,1**
3	40	25	8464	4,73E+05	7,47E+04	90	1,06E+06	1,12E+05	**25,2**	**4,8**
4	16	25	8464	1,89E+05	4,73E+04	53	6,26E+05	8,60E+04	**17,1**	**4,9**
5	31	25	8464	3,66E+05	6,58E+04	75	8,86E+05	1,02E+05	**23,5**	**5,0**
6	40	25	8464	4,73E+05	7,47E+04	96	1,13E+06	1,16E+05	**23,6**	**4,5**

SN1= 208 **SN2=** 511

93MO18	**n**	**surface**	**Ns**	ρs	**Ni**	ρi	**Age (Ma)**	**±1σ**
	6	50784	208	4,10E+05	511	1,01E+06	**23,1**	**1,9**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 89,5%

Echant.:	**93MO21**	**Microscope:** Leitz-Biomed	réseau	25	carreaux
Irrad.:	94-9	**Objectif I:** 100	**Surface réseau (μm^2):**		8464
Nd	13188				
ρd	3,324E+05	**Oculaire:** 10			
ζ	342				
λ	1,55E-10				
g	0,5				
n	6				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	14	25	8464	1,65E+05	4,42E+04	26	3,07E+05	6,02E+04	**30,5**	**10,1**
2	13	25	8464	1,54E+05	4,26E+04	22	2,60E+05	5,54E+04	**33,5**	**11,7**
3	20	25	8464	2,36E+05	5,28E+04	34	4,02E+05	6,89E+04	**33,3**	**9,4**
4	14	25	8464	1,65E+05	4,42E+04	23	2,72E+05	5,67E+04	**34,5**	**11,7**
5	18	25	8464	2,13E+05	5,01E+04	32	3,78E+05	6,68E+04	**31,9**	**9,4**
6	12	25	8464	1,42E+05	4,09E+04	30	3,54E+05	6,47E+04	**22,7**	**7,8**
SN1=	91				**SN2=**	167				

93MO21	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	6	50784	91	1,79E+05	167	3,29E+05	**30,9**	**4,0**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 95,6%

Echant.:	**95MO11**	**Microscope:** Leitz-Biomed	réseau	25	carreaux
Irrad.:	96-1	**Objectif I:** 100	**Surface réseau (μm^2):**		8464
Nd	10196				
ρd	3,855E+05	**Oculaire:** 10			
ζ	342				
λ	1,55E-10				
g	0,5				
n	6				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	5	25	8464	5,91E+04	2,64E+04	14	1,65E+05	4,42E+04	**23,5**	**12,2**
2	2	25	8464	2,36E+04	1,67E+04	12	1,42E+05	4,09E+04	**11,0**	**8,4**
3	2	25	8464	2,36E+04	1,67E+04	5	5,91E+04	2,64E+04	**26,3**	**22,0**
4	2	6	2031,36	9,85E+04	6,96E+04	3	1,48E+05	8,53E+04	**43,8**	**40,0**
5	2	12	4062,72	4,92E+04	3,48E+04	5	1,23E+05	5,50E+04	**26,3**	**22,0**
6	2	9	3047,04	6,56E+04	4,64E+04	5	1,64E+05	7,34E+04	**26,3**	**22,0**
SN1=	15				**SN2=**	44				

95mo11	n	urface tota	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	6	34533,12	15	4,34E+04	44	1,27E+05	**22,4**	**6,7**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 90,2%

Echant.:	**MF2**	**Microscope:**	Leitz-Biomed	réseau	25 carreaux
Irrad.:	93-2	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**	8464
Nd	15700				
ρd	6,088E+05	**Oculaire:**	10		
ζ	342				
λ	1,55E-10				
g	0,5				
n	6				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	29	25	8464	3,43E+05	6,36E+04	170	2,01E+06	1,54E+05	**17,7**	**3,6**
2	43	25	8464	5,08E+05	7,75E+04	160	1,89E+06	1,49E+05	**27,9**	**4,8**
3	39	25	8464	4,61E+05	7,38E+04	148	1,75E+06	1,44E+05	**27,4**	**4,9**
4	41	25	8464	4,84E+05	7,57E+04	168	1,98E+06	1,53E+05	**25,4**	**4,4**
5	44	25	8464	5,20E+05	7,84E+04	165	1,95E+06	1,52E+05	**27,7**	**4,7**
6	31	25	8464	3,66E+05	6,58E+04	182	2,15E+06	1,59E+05	**17,7**	**3,4**

SN1= 227 **SN2=** 993

MF2	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	6	50784	227	4,47E+05	993	1,96E+06	**23,8**	**1,8**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 22,6%

Echant.:	**MF3**	**Microscope:**	Leitz-Biomed	réseau	25 carreaux
Irrad.:	93-2	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**	8464
Nd	15700				
ρd	6,088E+05	**Oculaire:**	10		
ζ	342				
λ	1,55E-10				
g	0,5				
n	5				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	4	25	8464	4,73E+04	2,36E+04	14	1,65E+05	4,42E+04	**29,7**	**16,8**
2	9	40	13542,4	6,65E+04	2,22E+04	67	4,95E+05	6,04E+04	**14,0**	**5,0**
3	32	20	6771,2	4,73E+05	8,35E+04	96	1,42E+06	1,45E+05	**34,6**	**7,1**
4	30	25	8464	3,54E+05	6,47E+04	105	1,24E+06	1,21E+05	**29,7**	**6,1**
5	54	25	8464	6,38E+05	8,68E+04	168	1,98E+06	1,53E+05	**33,4**	**5,2**

SN1= 129 **SN2=** 450

MF3	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	5	45705,6	129	2,82E+05	450	9,85E+05	**29,8**	**3,0**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 20,9%

Echant.:	**MF9**	**Microscope:**	Leitz-Biomed	réseau	25 carreaux
Irrad.:	93-3	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**	8464
Nd	10371				
ρd	9,802E+05	**Oculaire:**	10		
ζ	342				
λ	1,55E-10				
g	0,5				
n	7				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	15	25	8464	1,77E+05	4,58E+04	121	1,43E+06	1,30E+05	**20,7**	**5,7**
2	32	25	8464	3,78E+05	6,68E+04	294	3,47E+06	2,03E+05	**18,2**	**3,4**
3	45	25	8464	5,32E+05	7,93E+04	337	3,98E+06	2,17E+05	**22,3**	**3,6**
4	16	25	8464	1,89E+05	4,73E+04	131	1,55E+06	1,35E+05	**20,4**	**5,4**
5	23	25	8464	2,72E+05	5,67E+04	194	2,29E+06	1,65E+05	**19,8**	**4,4**
6	46	25	8464	5,43E+05	8,01E+04	296	3,50E+06	2,03E+05	**26,0**	**4,1**
7	29	20	6771,2	4,28E+05	7,95E+04	220	3,25E+06	2,19E+05	**22,1**	**4,4**

SN1= 206 **SN2=** 1593

MF9	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	7	57555,2	206	3,58E+05	1593	2,77E+06	**21,6**	**1,6**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 87%

Echant.:	**MS-10-97**	**Microscope**	Leitz-Biomed	réseau	25 carreaux
Irrad.:	97-6	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**	8464
Nd	8876				
ρd	3,356E+05	**Oculaire:**	10		
ζ	303				
λ	1,55E-10				
g	0,5				
n	9				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	57	25	8464	6,73E+05	8,92E+04	114	1,35E+06	1,26E+05	**25,4**	**4,1**
2	49	25	8464	5,79E+05	8,27E+04	89	1,05E+06	1,11E+05	**27,9**	**5,0**
3	73	25	8464	8,62E+05	1,01E+05	149	1,76E+06	1,44E+05	**24,9**	**3,6**
4	37	25	8464	4,37E+05	7,19E+04	58	6,85E+05	9,00E+04	**32,4**	**6,8**
5	55	25	8464	6,50E+05	8,76E+04	111	1,31E+06	1,24E+05	**25,1**	**4,2**
6	19	25	8464	2,24E+05	5,15E+04	34	4,02E+05	6,89E+04	**28,4**	**8,1**
7	48	25	8464	5,67E+05	8,19E+04	88	1,04E+06	1,11E+05	**27,7**	**5,0**
8	87	25	8464	1,03E+06	1,10E+05	211	2,49E+06	1,72E+05	**20,9**	**2,7**
9	28	25	8464	3,31E+05	6,25E+04	64	7,56E+05	9,45E+04	**22,2**	**5,0**

SN1= 453 **SN2=** 918

MS-10-97	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	9	76176	453	5,95E+05	918	1,21E+06	**25,0**	**1,5**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 79,3%

Echant.:	**MS-11-97**	**Microscope:**	Leitz-Biomed	réseau	25 carreaux
Irrad.:	97-6	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**	8464
Nd	8876				
ρd	3,356E+05	**Oculaire:**	10		
ζ	303				
λ	1,55E-10				
g	0,5				
n	12				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	8	25	8464	9,45E+04	3,34E+04	24	2,84E+05	5,79E+04	**16,9**	**6,9**
2	21	25	8464	2,48E+05	5,41E+04	48	5,67E+05	8,19E+04	**22,2**	**5,8**
3	9	25	8464	1,06E+05	3,54E+04	39	4,61E+05	7,38E+04	**11,7**	**4,3**
4	13	25	8464	1,54E+05	4,26E+04	35	4,14E+05	6,99E+04	**18,9**	**6,1**
5	11	25	8464	1,30E+05	3,92E+04	34	4,02E+05	6,89E+04	**16,4**	**5,7**
6	10	25	8464	1,18E+05	3,74E+04	23	2,72E+05	5,67E+04	**22,1**	**8,4**
7	12	25	8464	1,42E+05	4,09E+04	32	3,78E+05	6,68E+04	**19,0**	**6,4**
8	10	25	8464	1,18E+05	3,74E+04	38	4,49E+05	7,28E+04	**13,4**	**4,8**
9	11	25	8464	1,30E+05	3,92E+04	37	4,37E+05	7,19E+04	**15,1**	**5,2**
10	11	25	8464	1,30E+05	3,92E+04	34	4,02E+05	6,89E+04	**16,4**	**5,7**
11	11	25	8464	1,30E+05	3,92E+04	31	3,66E+05	6,58E+04	**18,0**	**6,3**
12	9	25	8464	1,06E+05	3,54E+04	29	3,43E+05	6,36E+04	**15,8**	**6,0**

SN1= 136 **SN2=** 404

MS-11-97	n	rface tot	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	12	101568	136	1,34E+05	404	3,98E+05	**17,1**	**1,7**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 93,3%

Echant.:	**MS-12-97**	**Microscope:**	Leitz-Biomed	réseau	25 carreaux
Irrad.:	97-6	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**	8464
Nd	8876				
ρd	3,356E+05	**Oculaire:**	10		
ζ	303				
λ	1,55E-10				
g	0,5				
n	6				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	104	15	5078,4	2,05E+06	2,01E+05	80	1,58E+06	1,76E+05	**65,8**	**9,8**
2	134	9	3047,04	4,40E+06	3,80E+05	111	3,64E+06	3,46E+05	**61,1**	**7,9**
3	75	12	4062,72	1,85E+06	2,13E+05	60	1,48E+06	1,91E+05	**63,2**	**11,0**
4	51	25	8464	6,03E+05	8,44E+04	41	4,84E+05	7,57E+04	**62,9**	**13,2**
5	187	25	8464	2,21E+06	1,62E+05	155	1,83E+06	1,47E+05	**61,1**	**6,7**
6	43	15	5078,4	8,47E+05	1,29E+05	34	6,70E+05	1,15E+05	**64,0**	**14,7**

SN1= 594 **SN2=** 481

MS-12-97	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	6	34194,6	594	1,74E+06	481	1,41E+06	**62,5**	**3,9**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 99,9%

Echant.:	**MS-13-97**	**Microscope:**	Leitz-Biomed	réseau	25 carreaux
Irrad.:	97-6	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**	8464
Nd	8876				
ρd	3,356E+05	**Oculaire:**	10		
ζ	303				
λ	1,55E-10				
g	0,5				
n	18				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	99	25	8464	1,17E+06	1,18E+05	72	8,51E+05	1,00E+05	**69,5**	**10,8**
2	77	25	8464	9,10E+05	1,04E+05	54	6,38E+05	8,68E+04	**72,1**	**12,8**
3	28	25	8464	3,31E+05	6,25E+04	25	2,95E+05	5,91E+04	**56,7**	**15,6**
4	23	25	8464	2,72E+05	5,67E+04	18	2,13E+05	5,01E+04	**64,6**	**20,4**
5	17	25	8464	2,01E+05	4,87E+04	14	1,65E+05	4,42E+04	**61,4**	**22,2**
6	14	15	5078,4	2,76E+05	7,37E+04	10	1,97E+05	6,23E+04	**70,8**	**29,3**
7	130	20	6771,2	1,92E+06	1,68E+05	110	1,62E+06	1,55E+05	**59,8**	**7,8**
8	28	20	6771,2	4,14E+05	7,81E+04	24	3,54E+05	7,24E+04	**59,0**	**16,4**
9	22	15	5078,4	4,33E+05	9,24E+04	15	2,95E+05	7,63E+04	**74,1**	**24,8**
10	115	25	8464	1,36E+06	1,27E+05	91	1,08E+06	1,13E+05	**63,9**	**9,0**
11	74	20	6771,2	1,09E+06	1,27E+05	60	8,86E+05	1,14E+05	**62,4**	**10,9**
12	20	20	6771,2	2,95E+05	6,60E+04	15	2,22E+05	5,72E+04	**67,4**	**23,0**
13	84	15	5078,4	1,65E+06	1,80E+05	67	1,32E+06	1,61E+05	**63,4**	**10,4**
14	60	16	5416,96	1,11E+06	1,43E+05	46	8,49E+05	1,25E+05	**66,0**	**12,9**
15	128	12	4062,72	3,15E+06	2,78E+05	103	2,54E+06	2,50E+05	**62,9**	**8,3**
16	46	12	4062,72	1,13E+06	1,67E+05	39	9,60E+05	1,54E+05	**59,7**	**13,0**
17	38	15	5078,4	7,48E+05	1,21E+05	30	5,91E+05	1,08E+05	**64,1**	**15,7**
18	25	100	33856	7,38E+04	1,48E+04	20	5,91E+04	1,32E+04	**63,2**	**19,0**

SN1= 1028 **SN2=** 813

MS-13-97	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	18	145580,8	1028	7,06E+05	813	5,58E+05	**64,0**	**3,1**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 100%

Echant.:	**95MO12**	**Microscope:**	Leitz-Biomed	réseau	25 carreaux
Irrad.:	96-1	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**	8464
Nd	10196				
ρd	3,855E+05	**Oculaire:**	10		
ζ	342				
λ	1,55E-10				
g	0,5				
n	10				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	57	25	8464	6,73E+05	8,92E+04	31	3,66E+05	6,58E+04	**120,1**	**26,8**
2	160	25	8464	1,89E+06	1,49E+05	87	1,03E+06	1,10E+05	**120,1**	**16,0**
3	53	16	5416,96	9,78E+05	1,34E+05	37	6,83E+05	1,12E+05	**93,7**	**20,1**
4	55	25	8464	6,50E+05	8,76E+04	47	5,55E+05	8,10E+04	**76,7**	**15,3**
5	234	20	6771,2	3,46E+06	2,26E+05	143	2,11E+06	1,77E+05	**107,0**	**11,4**
6	222	25	8464	2,62E+06	1,76E+05	168	1,98E+06	1,53E+05	**86,5**	**8,9**
7	16	20	6771,2	2,36E+05	5,91E+04	16	2,36E+05	5,91E+04	**65,6**	**23,2**
8	39	25	8464	4,61E+05	7,38E+04	30	3,54E+05	6,47E+04	**85,1**	**20,7**
9	243	25	8464	2,87E+06	1,84E+05	155	1,83E+06	1,47E+05	**102,5**	**10,6**
10	53	25	8464	6,26E+05	8,60E+04	50	5,91E+05	8,35E+04	**69,5**	**13,7**

SN1= 1132 **SN2=** 764

95MO12	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	10	78207,36	1132	1,45E+06	764	9,77E+05	**96,9**	**4,6**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 21,8%

Echant.:	**MS-15-97**	**Microscope:**	Leitz-Biomed	réseau	100 carreaux
Irrad.:	97-6	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**	8464
Nd	8876				
ρd	3,356E+05	**Oculaire:**	10		
ζ	303				
λ	1,55E-10				
g	0,5				
n	12				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	292	100	8464	3,45E+06	2,02E+05	109	1,29E+06	1,23E+05	**134,8**	**15,2**
2	216	100	8464	2,55E+06	1,74E+05	74	8,74E+05	1,02E+05	**146,7**	**19,8**
3	336	100	8464	3,97E+06	2,17E+05	108	1,28E+06	1,23E+05	**156,3**	**17,4**
4	209	100	8464	2,47E+06	1,71E+05	83	9,81E+05	1,08E+05	**126,8**	**16,5**
5	199	100	8464	2,35E+06	1,67E+05	80	9,45E+05	1,06E+05	**125,2**	**16,6**
6	172	100	8464	2,03E+06	1,55E+05	60	7,09E+05	9,15E+04	**144,1**	**21,7**
7	403	100	8464	4,76E+06	2,37E+05	142	1,68E+06	1,41E+05	**142,7**	**14,0**
8	382	100	8464	4,51E+06	2,31E+05	126	1,49E+06	1,33E+05	**152,3**	**15,7**
9	218	100	8464	2,58E+06	1,74E+05	78	9,22E+05	1,04E+05	**140,6**	**18,6**
10	328	100	8464	3,88E+06	2,14E+05	110	1,30E+06	1,24E+05	**149,9**	**16,6**
11	171	100	8464	2,02E+06	1,54E+05	71	8,39E+05	9,96E+04	**121,3**	**17,2**
12	210	100	8464	2,48E+06	1,71E+05	67	7,92E+05	9,67E+04	**157,4**	**22,2**

SN1= 3136 **SN2=** 1108

MS-15-97	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	12	101568	3136	3,09E+06	1108	1,09E+06	**142,3**	**5,2**

Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 91,48

Echant.:	**MS-16-97**	**Microscope:**	Leitz-Biomed	réseau	100 carreaux
Irrad.:	97-6	**Objectif I:**	100	**Surface réseau (μm^2):**	8464
Nd	8876				
ρd	3,356E+05	**Oculaire:**	10		
ζ	303				
λ	1,55E-10				
g	0,5				
n	14				

N° grain	Ns	N	surface	ρs	±1σ	Ni	ρi	±1σ	Age	±1σ
1	148	100	8464	1,75E+06	1,44E+05	48	5,67E+05	8,19E+04	**154,9**	**25,8**
2	249	100	8464	2,94E+06	1,86E+05	110	1,30E+06	1,24E+05	**114,1**	**13,1**
3	211	100	8464	2,49E+06	1,72E+05	84	9,92E+05	1,08E+05	**126,5**	**16,4**
4	337	100	8464	3,98E+06	2,17E+05	130	1,54E+06	1,35E+05	**130,5**	**13,5**
5	303	100	8464	3,58E+06	2,06E+05	94	1,11E+06	1,15E+05	**161,8**	**19,2**
6	202	100	8464	2,39E+06	1,68E+05	59	6,97E+05	9,08E+04	**171,8**	**25,5**
7	317	100	8464	3,75E+06	2,10E+05	110	1,30E+06	1,24E+05	**144,9**	**16,1**
8	327	100	8464	3,86E+06	2,14E+05	124	1,47E+06	1,32E+05	**132,7**	**14,1**
9	263	100	8464	3,11E+06	1,92E+05	75	8,86E+05	1,02E+05	**175,9**	**23,1**
10	215	100	8464	2,54E+06	1,73E+05	79	9,33E+05	1,05E+05	**136,9**	**18,1**
11	242	100	8464	2,86E+06	1,84E+05	90	1,06E+06	1,12E+05	**135,3**	**16,8**
12	218	100	8464	2,58E+06	1,74E+05	81	9,57E+05	1,06E+05	**135,4**	**17,7**
13	200	100	8464	2,36E+06	1,67E+05	69	8,15E+05	9,81E+04	**145,7**	**20,4**
14	236	100	8464	2,79E+06	1,82E+05	83	9,81E+05	1,08E+05	**143,0**	**18,3**

SN1= 3468 **SN2=** 1236

MS-16-97	n	surface	Ns	ρs	Ni	ρi	Age (Ma)	±1σ
	14	118496	3468	2,93E+06	1236	1,04E+06	**141,1**	**4,9**

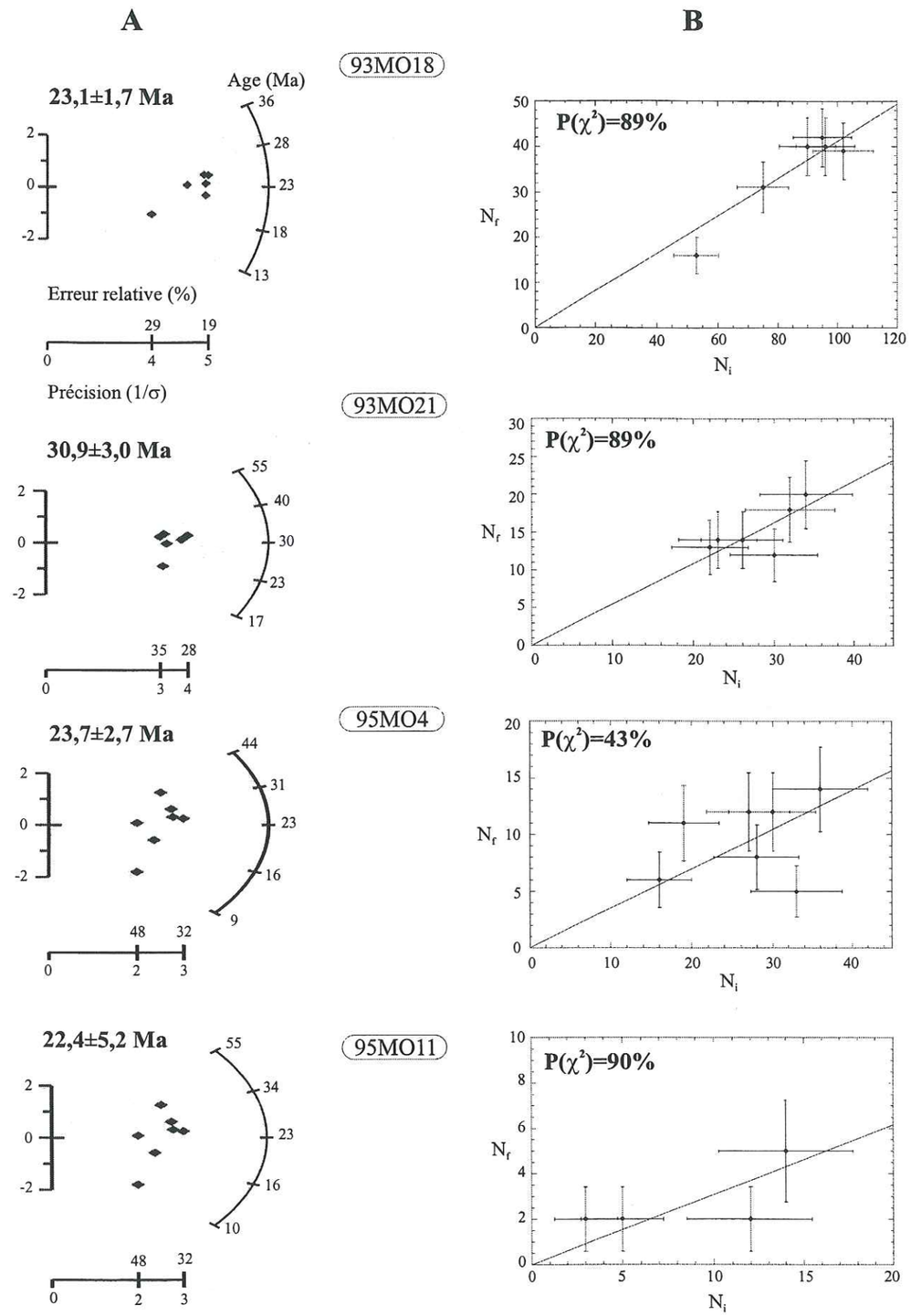
Test de Khi-deux accepté

$P(\chi^2)$ = 52,48%

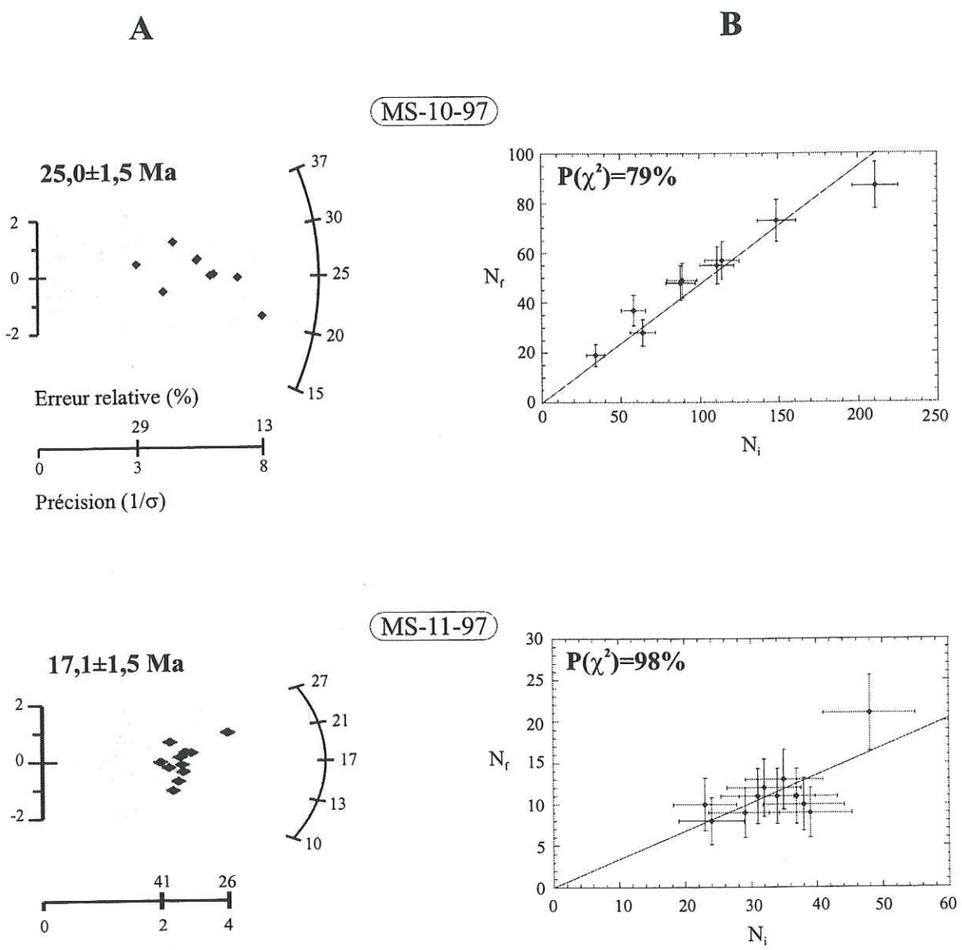
ANNEXE IV

DIAGRAMMES RADIAUX ET ISOCHRONES,

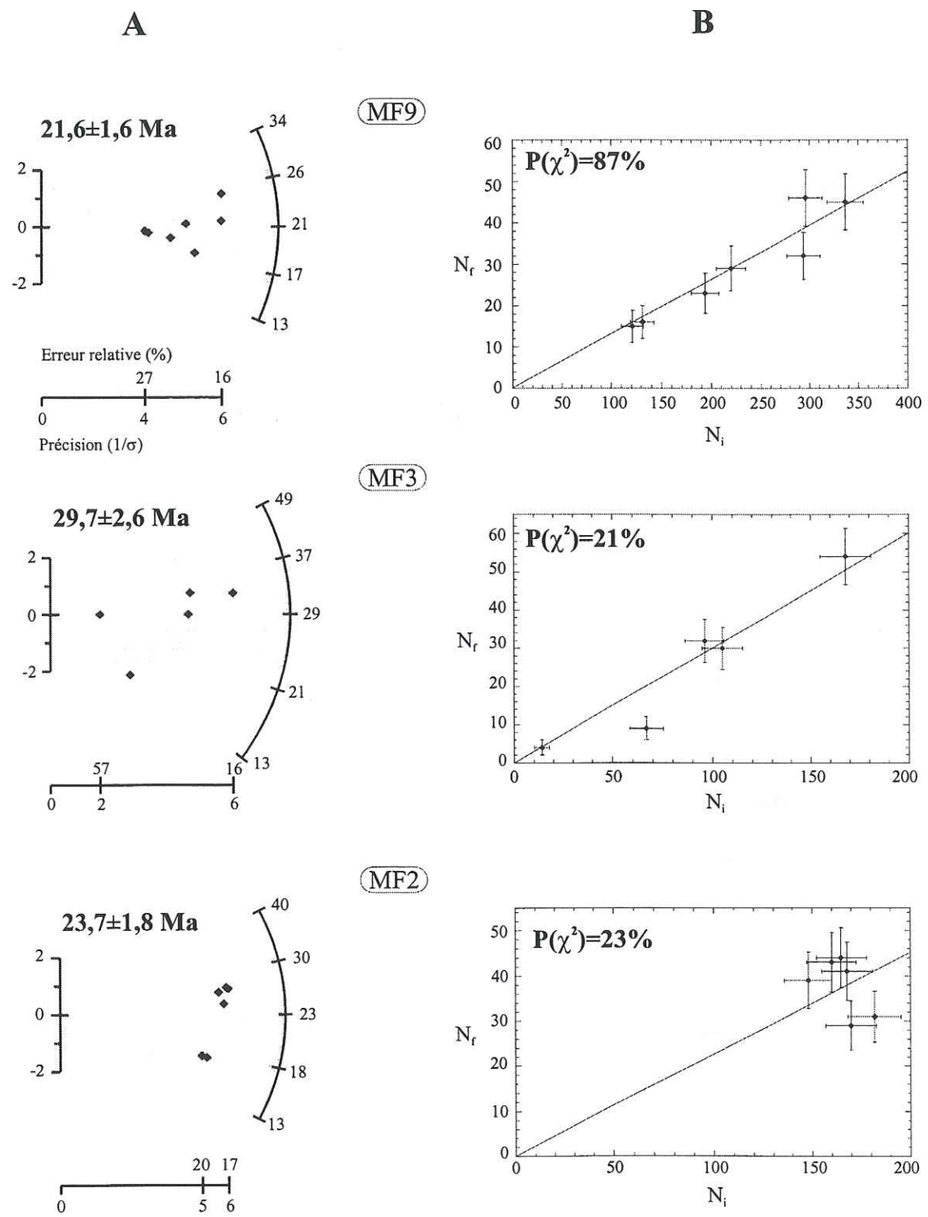
MASSIFS DES MAURES ET DU TANNERON



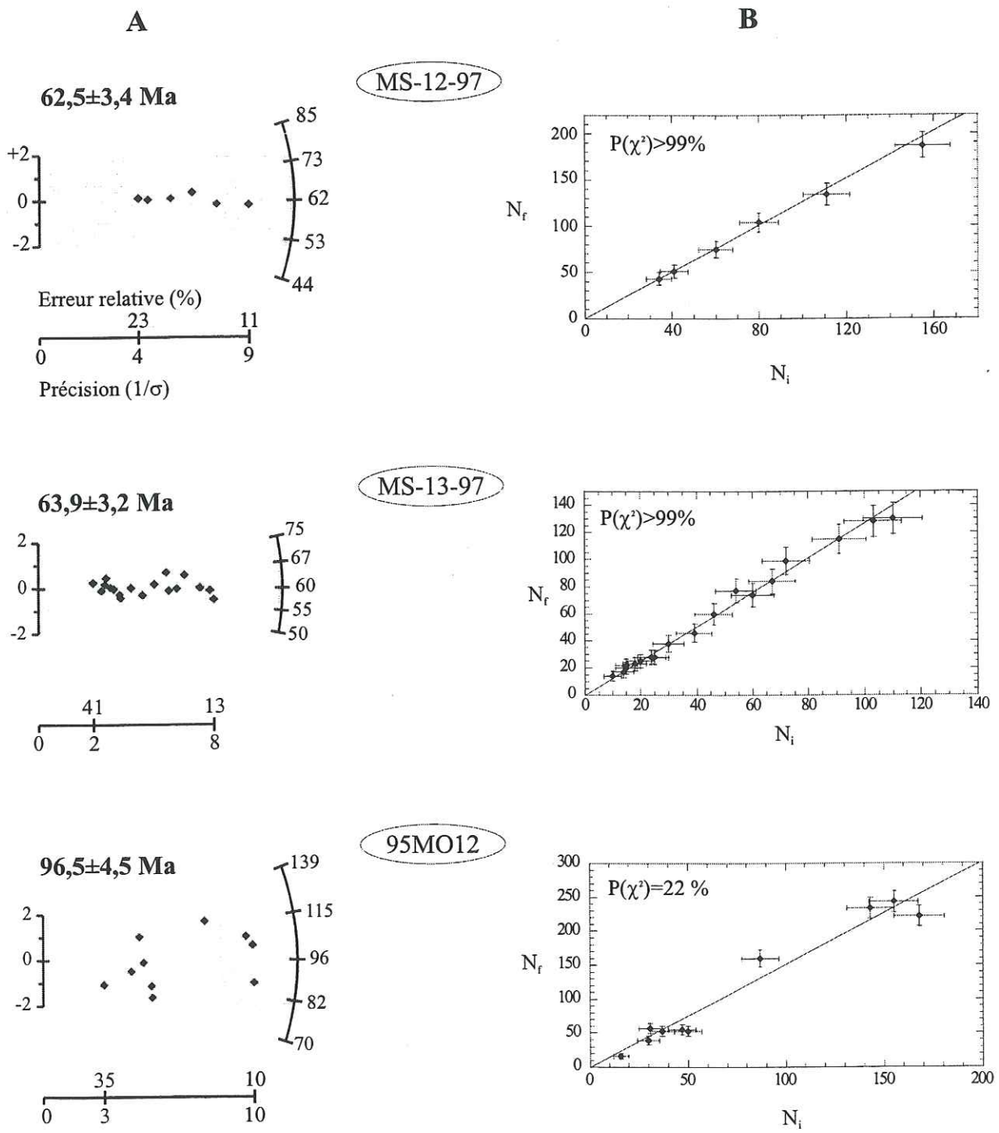
Résultats des datations par TF obtenus dans le massif des Maures.
A : diagrammes radiaux ;
B : diagrammes isochrones.



Résultats des datations par TF obtenus dans le massif des Maures (suite).
A : diagrammes radiaux ;
B : diagrammes isochrones.

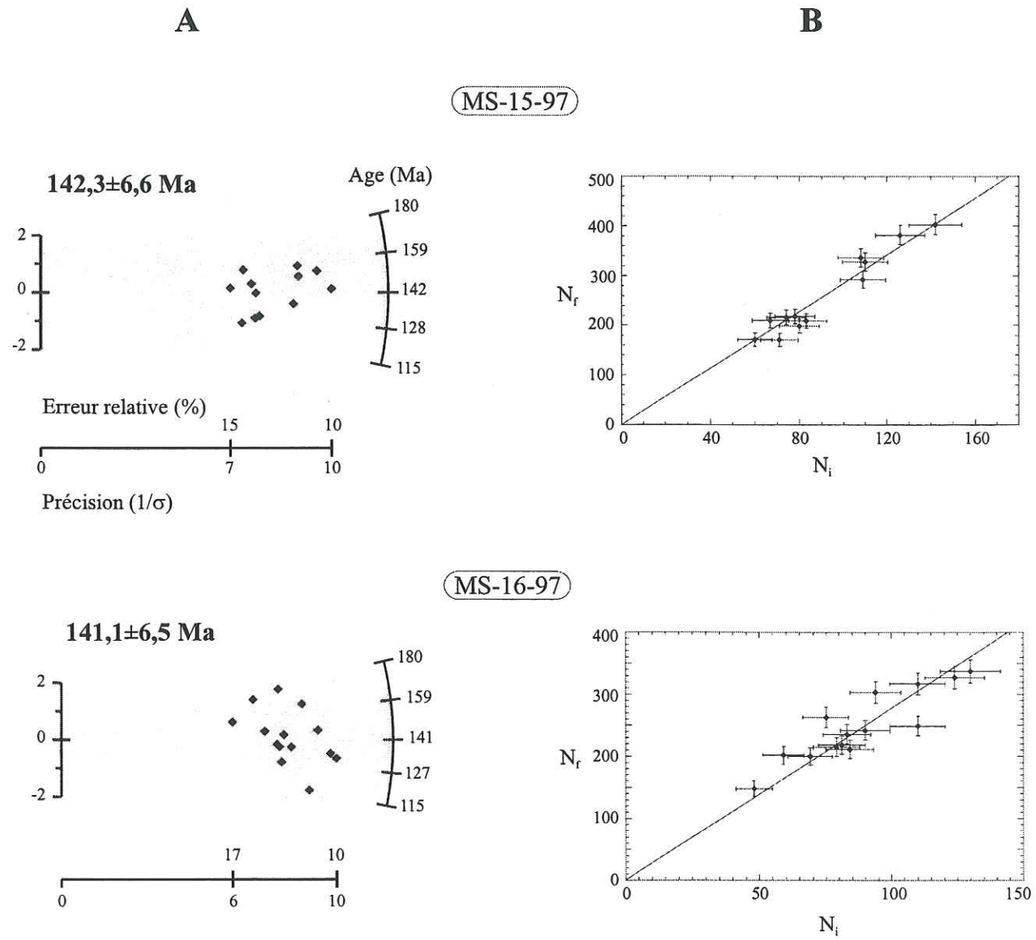


Résultats des datations par TF obtenus dans le massif des Maures (suite).
A : diagrammes radiaux ;
B : diagrammes isochrones.



Résultats des datations par TF obtenus dans la région de Saint-Tropez (données B. Jakni).

A : diagrammes radiaux ;
B : diagrammes isochrones.



Résultats des datations par TF obtenus sur le massif du Tanneron.

A : diagrammes radiaux ;
B : diagrammes isochrones.

ANNEXE V

RESULTATS DE L'ANALYSE A LA MICROSONDE DE L'ECHANTILLON MF3

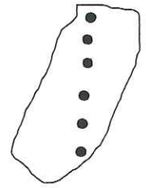
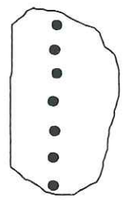
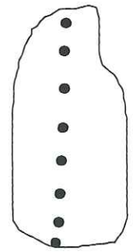
Grain analysé	Cl (%)	F (%)	Cl/F	Age (Ma) ± 1σ
	0,0141	1,3853	0,0101783	15,5±5,5
	0,0203	1,3179	0,01540329	
	0,0089	1,3341	0,00667116	
	0,0164	1,2336	0,01329442	
	0,0102	1,2435	0,00820265	29,7±8,7
	0,0198	1,1966	0,01654688	
	0,0173	1,2851	0,01346199	
	0	1,497	0	22,1±8,1
	0,0006	1,3253	0,00045273	
	0,0066	1,404	0,00470085	
	0,1253	1,1888	0,1054004	30,1±5,2
	0,1172	1,2236	0,09578294	
	0,1409	1,1895	0,11845313	
	0,1295	1,2308	0,10521612	
	0,1133	1,2819	0,08838443	
	0,1146	1,2867	0,08906505	
	0,0139	1,6466	0,00844164	32,4±5,5
	0,0204	1,5547	0,0131215	
	0,0186	1,5106	0,01231299	
	0,0204	1,6619	0,01227511	
	0,0256	1,435	0,01783972	
	0,0104	1,4212	0,00731776	
	0,0053	1,4746	0,0035942	22,1±8,1
	0,0048	1,2751	0,00376441	
	0,0134	1,417	0,0094566	
	0,0076	1,4408	0,00527485	
	0,0091	1,4628	0,00622095	
	0,0178	1,2323	0,01444453	
	0,0202	1,3256	0,01523838	
	0	1,6072	0	

Tableau V.1 : Résultats de l'analyse à la microsonde des grains d'apatites de l'échantillon MF3. Notez l'hétérogénéité du rapport Cl/F intrinsèque mais aussi entre les garins d'âges différents.

LISTE DES FIGURES

Chapitre 1

Fig. I.1 : Distribution en masse des fragments de fission dans la fission spontanée de ^{252}Cf et la fission induite de ^{235}U par des neutrons thermiques (Nervik, 1960).....10

Fig. I.2 : Illustration schématique du processus de formation d'une trace de fission. Cette vision réductrice est celle du modèle du pic d'explosion ionique (Fleischer *et al.,* 1965).....13

Fig. I.3 : Variation de la morphologie des traces dans les minéraux, les verres et les plastiques.....15

Fig. I.4 : Illustration schématique des principales méthodes de datation par traces de fission (Gleadow, 1981).....26

Fig. I.5 : Illustration schématique de l'analyse des traces de fission par la technique du détecteur externe (Naeser et Naeser, 1984).....27

Fig. I.6 : Illustration schématique de l'analyse des traces de fission par la technique des populations (Naeser et Naeser, 1984).....30

Fig. I.7 : Représentation des résultats pour visualiser la distribution et la précision des âges apparents des différents cristaux d'un même échantillon, dans la technique du détecteur externe.....35

Fig. I.8 : Répartition des différentes zones de stabilité de traces de fission dans l'apatite en fonction de la température.....37

Fig. I.9 : Différents types de traces et leurs longueurs.....39

Fig. I.10 : Distribution des longueurs de traces confinées pour les apatites, correspondant à trois exemples types d'histoire de refroidissement (Dumitru, 1989).....40

Fig. I.11 : Définition de la température de fermeture (Dodson, 1979).....42

Fig. I.12 : Résultats des modélisation pour l'échantillon CO76.....45

Fig. I.13 : Du montage à la datation pour la technique du détecteur externe.....47

Fig. I.14 : Montage et préparation des zircons.....49

Fig. I.15 : Protocole expérimental pour la détermination du facteur de géométrie g, à partir d'un échantillon standard d'apatite (Durango).....51

Fig. I.16 : Diagramme montrant la bonne concordance entre les âges apparents obtenus par différents expérimentateurs.....55

Chapitre 2

Fig. II.1 : Localisation du bloc corso-sarde au sein de la Méditerranée occidentale.....66

Fig. II.2 : Cinématique de l'Europe occidentale durant la période allant du Lias à l'Eocène (Lagabrielle, 1987).....68

Fig. II.3A : Résorption de l'océan téthysien et naissance de la chaîne alpine de Méditerranée (Tapponier, 1977).....69

Fig. II.3B : Enchaînement des déformations tectoniques en Méditerranée (Tapponier, 1977).....70

Fig. II.4 : Schéma structural de la Corse (Caron et Bonin, 1980).....71

Fig. II.5 : Localisation des principaux affleurements de formations antébatholithiques (Rossi, 1986).....73

Fig. II.6 : Structure de la Corse alpine.....77

Fig. II.7 : Reconstitution théorique de la marge corse au Crétacé supérieur (Magné et Durand-Delga, 1984).....79

Fig. II.8 : Modèle géodynamique de la Corse alpine (Mattauer et Proust, 1976).....83

Fig. II.9 : Modèle géodynamique de la Corse alpine (Caron, 1977).....85

Fig. II.10 : Modèle d'évolution de la Corse alpine (Malavieille *et al.,* 1998).....86

Fig. II.11 : Modèle géodynamique de Carmignani *et al.* (1995).....88

Fig. II.12 : Evolution schématique de la zone nord appennine de l'Aquitanien à l'actuel (Carmignani *et al.,* 1995).....89

Fig. II.13 : Carte paléogéographique du système alpin de Méditerranée occidental au Crétacé supérieur.....91

Fig. II.14 : Modèle d'évolution géodynamique proposé pour la transversale Corse-Apulie (Lahondère, 1996).....92

Fig. II.15 : Evolution tectonique de la mise en place des Apennins et de la mer tyrrhénienne de l'Oligocène terminal à l'actuel (Jolivet *et al.,* 1999).....93

Fig. II.16 : Coupe à l'échelle crustale mettant en évidence l'évolution et la variation du pendage du plan de subduction (Brunet *et al.,* 1999).....95

Fig. II.17 : Schéma structural du bassin liguro-provençal (Gueguen, 1995).....96

Fig. II.18 : Principales structures autour de la mer tyrrhénienne (Jolivet, 1995).....99

Fig. II.19 : Carte géologique et structurale des massifs des Maures et du Tanneron

(Morillon *et al.,* 1999).....102

Fig. II.20 : Carte structurale du massif des Maures.....105

Chapitre 3

Fig. III.1 : Carte des iso-âges TF sur apatites du socle cristallin du sud-est australien (Dumitru *et al.,* 1991).....129

Fig. III.2A : SE australien : distribution des longueurs de traces confinées dans les apatites du groupe d'âges les plus anciens (Moore *et al.,* 1986).....131

Fig. III.2B : SE australien : distribution des longueurs de traces confinées dans les apatites du groupe des âges intermédiaires (en grisé) et celui des âges les plus jeunes (en gris claire) (Moore *et al.*, 1986).....132

Fig. III.3 : Carte géologique simplifiée du massif du Tenda.....134

Fig. III.4 : Carte des âges TF/apatites de Lucazeau et Mailhé (1986).....135

Fig. III.5 : Compilation des données TF en Corse.....139

Fig. III.6 : Diagrammes isochrones des données TF/zircons corses (Mailhé, 1982).....141

Fig. III.7 : Enveloppes des différentes courbes de refroidissement proposées pour la partie sud du Tende (Mailhé *et al.,* 1986).....143

Fig. III.8 : Carte de localisation des échantillons datés par TF/apatites dans le massif des Maures.....146

Fig. III.9 : Diagrammes isochrones des apatites de trois échantillons du massif des Maures datés par Morillon (1997).....150

Chapitre 4

Fig. IV.1 : Carte d'échantillonnage en Corse.....167

Fig. IV.2 : Vue microscopique de grains de zircons montrant une distribution d'uranium hétérogène.....170

Fig. IV.3 : Vue microscopique de grains d'apatites montrant une distribution d'uranium hétérogène (A) et la présence d'artefact (B) rendant la mesure difficile.....177

Fig. IV.4 : Répartition géographique des âges apparents TF en Corse.....179

Fig. IV.5 : Diagrammes radiaux représentatifs rencontrés en Corse.....180

Fig. IV.6 : Carte d'échantillonnage du massif des Maures-Tanneron.....184

Fig. IV.7 : Ages TF/apatites obtenus au massif des Maures et au Tanneron.....187

Fig. IV.8 : Diagrammes radiaux représentatifs rencontrés dans les Maures.....188

Chapitre 5

Fig. V.1 : Distribution des âges TF obtenus dans ce travail en fonction de l'altitude d'échantillonnage, pour la Corse....198
Fig. V.2 : Corrélation positive âge TF/ altitude dans les Alpes....199
Fig. V.3 : Répartition géographique des âges apparents TF en Corse....201
Fig. V.4 : Distribution des longueurs de traces confinées du groupe d'âge intermédiaire (20<t<26)....202
Fig. V.5 : Distribution des longueurs de traces confinées du groupe d'âge le plus jeune (10<t<18)....205
Fig. V.6 : Distribution des longueurs de traces confinées du groupe d'âge le plus ancien (t>26)....206
Fig. V.7 : Carte de répartition des âges TF obtenus au massif des Maures et au Tanneron....208
Fig. V.8 : Distribution des longueurs de traces confinées dans le massif des Maures-Tanneron....209
Fig. V.9 : Résultats de l'optimisation de Gallagher pour l'échantillon CO50....210
Fig. V.10 : Résultats de l'optimisation de Gallagher pour l'échantillon MF2....211
Fig. V.11 : Résultats de l'optimisation de Gallagher pour l'échantillon MF9....212
Fig. V.12 : Résultats de l'optimisation de Gallagher pour l'échantillon CO36....213
Fig. V.13 : Résultats de l'optimisation de Gallagher pour l'échantillon CO44....214
Fig. V.14 : Résultats de l'optimisation de Gallagher pour l'échantillon MF3....215
Fig. V.15 : Résultats de l'optimisation de Gallagher pour l'échantillon CO27....217
Fig. V.16 : Résultats de l'optimisation de Gallagher pour l'échantillon CO56....218
Fig. V.17 : Résultats de l'optimisation de Gallagher pour l'échantillon CO76....219
Fig. V.18 : Résultats de l'optimisation de Gallagher pour l'échantillon CO28....220
Fig. V.19 : Résultats de l'optimisation de Gallagher pour l'échantillon MS-16-97....223
Fig. V.20 : Résultats de l'optimisation de Gallagher pour l'échantillon CO62....225
Fig. V.21 : Résultats de l'optimisation de Gallagher pour l'échantillon CO63....226
Fig. V.22 : Localisation des bassins miocènes corse (Ferrandini *et al.*, 1998)....229
Fig. V.23 : Blocs-diagrammes suggérant une ouverture du bassin liguro-provençal par rifting progerssif (Guieu et Roussel, 1988)....230
Fig. V.24 : Synthèse des résultats des optimisations de Gallagher obtenus pour les échantillons corse....232
Fig. V.25 : Variation des âges TF/apatites le long de la coupe géologique Ile Rousse-Bastia....233
Fig. V.26 : Schéma synthétique expliquant la mise en place du bassin de Saint-Florent....236
Fig. V.27 : Synthèse des résultats des optimisations de Gallagher des échantillons du massif des Maures-Tabberon....239
Fig. V.28 : Synthèse du contexte géodynamique des marges ligures....242

LISTE DES TABLEAUX

Chapitre 1

Tableau I.1 : Principales sources de traces nucléaires dans les minéraux terrestres (Fleischer *et al.*, 1975)....14
Tableau I.2 : Réactifs et conditions d'attaque usuels utilisés pour la révélation des traces de fission....17
Tableau I.3 : Influence des facteurs physico-chimiques de l'environnement sur la stabilité des traces de fission....18
Tableau I.4 : Températures de fermeture isotopiques déterminées pour divers chronomètres....43
Tableau I.5 : Ages de références K/Ar et $^{40}Ar/^{39}Ar$ des trois standards géologiques utilisés pour la datation par traces de fission des apatites et des zircons....52
Tableau I.6 : Détermination de la valeur du paramètre zéta pour les apatites (verres moniteurs CN5 et 962)....53
Tableau I.7 : Détermination de la valeur du paramètre zéta pour les zircons (verres moniteurs 962)....54
Tableau I.8 : Tableau comparatif des valeurs du paramètre zéta déterminées à Grenoble pour le dosimètre 962 du NIST....54

Chapitre 3

Tableau III.1 : Premières observations de la corrélation entre âges TF sur apatites et âges du rifting sur les marges passives observées....128

Tableau III.2 : Premières données TF sur la Corse (1979-1980)....137

Tableau III.3 : Ages TF/apatites de Lucazeau et Mailhé (1986) pour la Corse....138

Tableau III.4 : Ages TF/apatites du massif des Maures et de l'Estérel de Lucazeau et Mailhé (1986)....147

Tableau III.5 : Ages TF/apatites du massif des Maures (Morillon, 1994)....148

Tableau III.6 : Résultats des datations par TF/apatites pour le massif des Maures par Morillon (1997)....149

Chapitre 4

Tableau IV.1 : Coordonnées Lambert, altitude et nature pétrographique des échantillons de la Corse hercynienne....165

Tableau IV.2 : Coordonnées Lambert, altitude et nature pétrographique des échantillons de la Corse alpine....166

Tableau IV.3 : Coordonnées Lambert, altitude et nature pétrographique des échantillons dragués sur la marge ouest et sud-ouest de la Corse....168

Tableau IV.4 : Résultats des datations par TF/apatites obtenues sur le profil Ile Rousse-Bastia....172

Tableau IV.5 : Résultats des datations par TF/apatites obtenues sur le profil Porto-Ponte-Leccia....173

Tableau IV.6 : Résultats des datations par TF/apatites obtenues sur le profil Ajaccio-Strettes....174

Tableau IV.7 : Résultats des datations par TF/apatites obtenues en sud Corse....175

Tableau IV.8 : Résultats des datations par TF/apatites obtenues au niveau du Cap Corse, de la zone de contact Corse alpine-Corse hercynienne, du volcanisme et au niveau de sa marge ouest....176

Tableau IV.9 : Longueurs moyennes des traces confinées mesurées dans les apatites des différents échantillons corses....181

Tableau IV.10 : Altitude et nature pétrographique des échantillons du massif des Maures et du Tanneron....183

Tableau IV.11 : Résultats des datations par TF/apatites obtenues sur le massif des Maures et du Tanneron....186

Tableau IV.12 : Longueurs moyennes des traces confinées mesurées dans les apatites des Maures-Tanneron....189