



HAL
open science

La transition raccourcissement-extension Oligocène dans l'édifice de nappes de l'Arc Calabro-Péloritain (Italie méridionale). Nouvelles données structurales, métamorphiques et géochronologiques sur le Massif de l'Aspromonte.

Thomas F. Heymes

► **To cite this version:**

Thomas F. Heymes. La transition raccourcissement-extension Oligocène dans l'édifice de nappes de l'Arc Calabro-Péloritain (Italie méridionale). Nouvelles données structurales, métamorphiques et géochronologiques sur le Massif de l'Aspromonte.. Géologie appliquée. Université Joseph-Fourier - Grenoble I; Università degli studi di Torino, 2008. Français. NNT : . tel-00283165

HAL Id: tel-00283165

<https://theses.hal.science/tel-00283165>

Submitted on 29 May 2008

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.



THÈSE DE DOCTORAT

Thomas HEYMES

La transition raccourcissement-extension Oligocène dans l'édifice de nappes de l'Arc Calabro-Péloritain (Italie méridionale)

**Nouvelles données structurales, métamorphiques et
géochronologiques sur le Massif de l'Aspromonte**

Soutenue publiquement le 28 Avril 2008, devant le jury composé de:

Glauco BONARDI
Jean-Marc LARDEAUX
Vincenzo PERRONE
Patrick MONIÉ
Roberto COMPAGNONI
Jean-Pierre BOUILLIN
Arnaud PÊCHER

Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Directeur
Directeur
Directeur

Remerciements

Je n'ai pas mené cette thèse à son terme tout seul ! Ces quelques paragraphes sont là pour remercier tous ceux qui, à un moment ou à un autre durant ces 3 années et demie, ont contribué à ce qu'elle aboutisse.

Merci tout d'abord aux membres du jury (Glauco Bonardi, Jean-Marc Lardeaux, Vincenzo Perrone et Patrick Monié) pour avoir pris le temps d'évaluer ce travail.

Ensuite, un peu dans l'ordre des choses et de mes souvenirs, je veux commencer par remercier mes directeurs. Merci donc à Jean-Pierre Bouillin et Arnaud Pêcher d'avoir encadré ce travail, de m'avoir soutenu et aidé, chacun à sa manière, sur le terrain, au labo, et au moment de la rédaction. Merci également à Roberto Compagnoni qui malgré la distance et son emploi du temps très chargé s'est toujours rendu disponible pour m'accueillir à Turin, discuter Calabre et regarder mes lames minces avec son regard immensément plus expérimenté que le mien.

Merci à Pascal Barrier pour la première série de lames et pour les bons moments passés sur le terrain la première année, en compagnie de Francis Kézirian et des étudiants de l'IGAL. Un grand merci à Patrick Monié et Nicolas Arnaud de Montpellier, pour leur bonne humeur, et surtout pour l'énorme travail qu'ils ont fait pour le volet datation, et enfin pour l'aide qu'ils m'ont apporté dans l'interprétation des résultats. Sans eux, cette thèse aurait beaucoup moins d'intérêt ! Je remercie également Chiara Groppo de Turin qui m'a très gentiment « coaché » pour les manips au MEB-EDS, et Gilles Montagnac de l'ENS-Lyon pour toutes ses explications pendant les manips de microspectroscopie Raman.

Un merci spécial à Manu Martelat et à ses étudiantes pour les analyses de dernière minute. Un merci super spécial à Vince pour son gros coup de main avec les « chl-phg », et ses nombreux encouragements. Un grand merci aussi à Francis Cœur, François Senebier, Daniel Arnaud à Grenoble et Chantal Perrache à St Etienne. Merci également à Claudie Senebier et Claudine Meugniot, Rodolphe Pinon et Mathieu Corazzi. Ils sont tous indispensables, faudrait pas l'oublier ! Je remercie aussi Georges Mascle ainsi que Pascale Talour pour les judicieuses suggestions de lecture. Merci enfin à tous les membres du LGCA, permanents ou de passage, rencontrés au cours des années.

Bon bien sûr une thèse ce n'est pas que le travail. (Ah bon ?) En trois ans, il y en a des rencontres, des discussions, des rigolades ! Au labo, sur le terrain, mais aussi en dehors du boulot ! Ça en fait des gens ! Je tiens à les remercier très sincèrement ici !

Au pied de l'Aspromonte, en Italie, Pasquale et Cristina si accueillants chaque année au camping Doccita à Palizzi Marina! Ils ont la belle vie là-bas au bord l'eau ! J'y ai aussi fait la connaissance de Nunzia et Giulia deux infatigables chasseuses de nids de tortues Caretta-Caretta, prêtes à arpenter chaque jour ces magnifiques plages désertes, sous un soleil de plomb. A leurs côtés j'ai également rencontré Giacomo et Francesca, incollables sur les loups qui « grouillent » tout au long de l'Apennin. Grâce à eux j'ai pu assister à la naissance de 3 petites tartarughe, sous les étoiles et avec le feu de l'Etna sur l'horizon... Un moment magique !! Merci encore à Nunzia alias la reine de la gastronomie italienne « toute bête » et de l'Olio di Olive ! Je tiens aussi à remercier Gaël qui m'a accompagné lors de la seconde mission, dans les gorges de La Verde et jusque dans les brumes de l'Etna.

En France, j'ai été plutôt bien entouré ces dernières années ! Je voudrais remercier tout ce joli petit monde qui a partagé avec moi les bons et les moins bons moments, au labo et (surtout) en dehors pour les sorties, les apéros, les congrès, les balades, les anniversaires surprises, les bamboulas, la grimpette, le skirando, le parapente, etc... Pour ne pas faire de jaloux, je ne cite que les meilleurs : merci donc en vrac à Marion C, Jonat P, Ben LB, Shas L, Jé VM (mention spécial co-bureau), Jé P et Jé N, Riccardo T, Romain D, Baptiste C, Lucille T, Bobby D, François C et François C, Caro L, Seb B, Cath G, Gwladys N, Mag R et Mag S, Manu M et Manu M, Charlotte LR, Kévin R et Julia D, Pierre V, Marie D, Antoine V, Amandine R., Cyril C, Vaness C, Anne So S, Thomas (Pierre) S, Val LCB, Looping T, Hélène D, Claire B, Raph M, Vince DA.

Merci beaucoup enfin à Jacqueline et Elise d'être venues assister au Grand Show final !! Ça m'a fait très plaisir ! Merci aussi à tous ceux qui n'ont pas pu venir (je suis sûr qu'ils en mouraient d'envie !) et mille excuses à tous ceux que j'oublie !

Résumé

L'évolution géodynamique des régions méditerranéennes est caractérisée par la succession de phases de convergence et de phases d'extension qui se marquent par l'ouverture de bassins sédimentaires et océaniques au niveau de zones initialement épaissies. L'Arc Calabro-Péloritain (ACP) situé à cheval sur la pointe sud de l'Italie continentale et sur la pointe nord-est de la Sicile, correspond à un fragment de l'ancienne marge active sud-européenne. Cette région à laquelle appartenaient également les massifs Kabyles, le Rif et les Cordillères Bétiques, a été impliquée successivement dans des épisodes de tectonique en raccourcissement, associés à la subduction de la lithosphère océanique téthysienne, et dans des épisodes de tectonique en extension pendant l'ouverture des bassins de la Méditerranée Occidentale. L'ACP est constitué d'une pile de nappes tectoniques impliquant des unités ophiolitifères alpines et des unités cristallophyliennes hercyniennes. Cet ensemble a été charrié sur la marge sédimentaire apulienne, et a été intégré dans l'édifice tectonique de la chaîne apenninique au cours de l'ouverture récente du bassin Tyrrhénien. Les travaux menés au cours de cette thèse se sont focalisés sur la partie sud de l'ACP, dans la région du Massif de l'Aspromonte. Ils visaient à préciser la géométrie et l'évolution tectonométamorphique des unités qui constituent la partie supérieure de l'édifice de nappes, afin de mieux comprendre les modalités de la transition convergence - extension, et la cinématique de l'évolution du domaine méditerranéen à l'Oligocène. Cette étude s'est appuyée sur une approche pluridisciplinaire impliquant la géologie structurale, l'étude pétrographique et microstructurale des roches échantillonnées, les estimations thermobarométriques des conditions des épisodes métamorphiques successifs et leur datation par la méthode $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$.

Les principaux résultats obtenus mettent en évidence, hormis les indices d'une évolution hercynienne assez mal contrainte, une évolution alpine impliquant deux étapes successives. La première correspond à l'empilement des unités tectoniques, la seconde à la reprise en extension de l'édifice de nappes. Les contraintes métamorphiques et géochronologiques suggèrent que l'empilement était déjà initié à l'Eocène moyen (~ 45 Ma), tandis que l'extension a probablement débuté à l'Oligocène inférieur (à partir de 33 Ma) et s'est prolongée au moins jusqu'à l'Oligocène moyen (27 Ma) avec les mêmes caractéristiques cinématiques. Cette seconde déformation entraîne l'exhumation des unités profondes, contrôlée en partie par une importante dénudation tectonique. Les directions cinématiques de cette évolution structurale replacées dans leur position et leur orientation initiales, avant la formation de l'ACP, impliquent une direction de raccourcissement en accord avec la direction de convergence Afrique-Eurasie reconstituée pour l'Eocène. En revanche l'âge de la phase d'extension indique que l'amincissement tectonique généralisé en Méditerranée Occidentale s'est initié au moins dès l'Oligocène inférieur. En outre la localisation et l'orientation de cette extension suggèrent qu'elle peut-être reliée à l'ouverture du Bassin Nord-Algérien, antérieurement à l'ouverture du Bassin Liguro-Provençal et au retrait de la zone de subduction vers le SE.

Abstract

The geodynamic evolution of the Mediterranean area is characterized by the superimposition of convergence and extensional tectonic phases marked by the opening of sedimentary and oceanic basins onto a former thickened crust. The Calabro-Peloritan Arc (CPA) located astride the southern end of continental Italy and the northeastern Sicily corresponds to a segment of the former south-European active margin. This area, together with the Kabylean and Betico-Rifan massifs, was involved successively in shortening tectonics, associated to the subduction of the Tethyan oceanic lithosphere, and in extensional tectonics during the opening of the western Mediterranean basins. The CPA is a nappes-pile made of Alpine oceanic-derived units tectonically overlain by Hercynian metamorphics. This tectonic edifice was then transported onto the Apennine chain during the opening of the Tyrrhenian basin. The study presented here focused on the Aspromonte Massif which corresponds to the southern part of the CPA. The main purposes were to precise the geometry and the tectonometamorphic evolution of the units forming the uppermost part of the nappes-pile in order to better understand the conditions of the shortening to extension transition and the Oligocene Mediterranean kinematics. A multidisciplinary approach was used implying structural geology, microstructural and petrographic analysis of sampled rocks, thermobarometric estimates of the successive metamorphic phases and their dating by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology.

Except for the evidences of a rather poorly constrained Hercynian evolution, the main results obtained show, a two steps Alpine evolution. The first step corresponds to a stacking phase; the second one corresponds to an extensional reworking of the entire nappes-pile. Metamorphic and geochronological data suggest that the piling was initiated in the middle of Eocene (~45 Ma) or earlier, while extension started probably in the lower Oligocene (since 33 Ma) and lasted until the middle Oligocene (27 Ma) without change in orientation. This second deformation phase leads to the progressive exhumation of the deepest units, partly controlled by a strong tectonic denudation. The kinematic directions of this reconstituted structural evolution, replaced in their initial position and orientation, before the CPA formation, imply a shortening direction in agreement with the bulk convergence direction between African and European plates at Eocene times. In the contrary, the age of the extensional phase indicates that the western Mediterranean tectonic thinning started probably at least in Lower Oligocene. In addition, its location and orientation suggest that it could be related to the opening of the North-Algerian basin, previously to the opening of the Liguro-Provencal basin and the associated SE-directed Tethyan slab retreat.

Riassunto

Il Mediterraneo è un'area geologicamente molto complessa dove zone in convergenza sono strettamente associate a zone in estensione. Questa caratteristica risulta da un'evoluzione geodinamica complessa controllata, dal Cretacico superiore, dalla convergenza tra l'Africa e l'Eurasia, contemporanea alla chiusura dell'oceano della Tetide. A causa della complessa geometria dei margini continentali che circondavano la Tetide, i fenomeni di subduzione oceano - continente e successivamente di collisione continente - continente non furono contemporanei nei vari settori. Quindi si osservano settori di convergenza lenta, come nelle Alpi, dove la collisione è conclusa, e settori in convergenza rapida, come la zona di subduzione ellenica, dove ancora oggi scompaiono gradualmente gli ultimi segmenti della litosfera oceanica della Tetide. Nel Mediterraneo occidentale, la convergenza è meno importante; una fase d'estensione generalizzata si sovrappone, con l'apertura, a partire dall'Oligocenico superiore, di bacini epicontinentali con crosta continentale assottigliata e la comparsa di litosfera oceanica, al retro della zona di sutura tra le due placche Africana e Eurasiatica (cf. Fig. I-2, p. 10).

L'Arco Calabro-Peloritano (ACP - Italia meridionale) è situato all'estremità sudorientale del mar Tirreno. L'ACP costituisce il collegamento tra le catene dell'Appennino meridionale sviluppato in senso NW-SE e delle Maghrebidi siciliane con direzione E-W. L'ACP è costituito da una successione di unità tettoniche che comprendono ofioliti mesozoiche e diverse falde cristalline metamorfiche erciniche della crosta continentale europea con la loro copertura sedimentaria mesozoica. Durante l'apertura del bacino tirrenico, l'intero edificio tettonico è stato trasportato sul margine sedimentario africano-apulino. In questo modello, l'Arco Calabro-Peloritano viene interpretato come un frammento di catena alpina, sovrascorso sulla catena appenninico-maghrebide. Tale evoluzione geodinamica richiede che episodi tettonici in compressione siano seguiti da episodi tettonici in estensione, le cui caratteristiche non sono ancora ben conosciute. La maggior parte degli Autori concorda su un modello di evoluzione caratterizzato da una fase di ispessimento nel prisma tettonico situato al fronte della zona di sutura, seguita da una fase d'assottigliamento generalizzato controllato dall'arretramento progressivo della zona di subduzione prima verso est e successivamente, durante il Neogene, verso SE.

L'obiettivo principale di questa tesi è di portare nuovi dati tettonico-metamorfici e geocronologici utili per spiegare l'evoluzione dell'ACP, in particolare per precisare la cronologia e le direzioni cinematiche registrate dai vari settori. Il lavoro di tesi si è svolto nella parte meridionale dell'Arco Calabro-Peloritano, ed in particolare nel massiccio dell'Aspromonte, dove Platt & Compagnoni (1990) hanno messo in evidenza una fase di deformazione estensionale della pila tettonica supposta alpina, e dove lavori recenti (J.-P. Bouillin, dati inediti) hanno messo in

evidenza il carattere estensionale di uno dei principali contatti tettonici. Il lavoro è stato svolto con un approccio multidisciplinare che include la geologia strutturale, lo studio petrografico e microstrutturale dei campioni raccolti, la stima delle condizioni geotermobarometriche degli successivi episodi metamorfici e la loro datazione radiometrica con il metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Il lavoro effettuato nel massiccio dell'Aspromonte ha sensibilmente modificato i limite tra le tre unità tettonico-metamorfiche definite da Bonardi et al. (1979) (cf. Fig. II-3, p. 39). Infatti, l'unità inferiore, inizialmente limitata ai settori di Africo Vecchio e di Cardeto, comprende verso nord-est anche grande parte dell'unità mediana, come già suggerito da Pezzino et al. (1990). Di conseguenza viene definita un'unità inferiore, detta "unità di Africo-Polsi", distinta dall'unità mediana detta "unità dell'Aspromonte". Queste due unità presentano litologie e gradi metamorfici assai diversi. L'unità di Africo-Polsi è costituita soprattutto da una serie di rocce vulcano-detritiche, con rari livelli di scisti carboniosi e di carbonati, localmente iniettate da filoni leucogranitici. Queste rocce, di origine prevalentemente sedimentaria, presentano un grado metamorfico eterogeneo, caratterizzato da paragenesi tipiche della facies anfibolitica a nord-ovest, e della facies scisti verdi a sud-est (cf. Fig. III-2, p. 69). L'unità dell'Aspromonte è soprattutto costituita da gneiss con importanti volumi di graniti leucocrati. Tutta l'unità presenta un grado metamorfico omogeneo tipico della facies anfibolitica. La relazione geometrica tra le due unità implica che il contatto tettonico quasi orizzontale che li divide sia una faglia di ricoprimento. I rari indicatori cinematici osservati suggeriscono che la falda dell'Aspromonte si sia messa in posto sopra l'unità di Africo-Polsi da nord-ovest verso sud-est (cf. Fig. III-3, p. 70).

La falda dell'Aspromonte è costituita dalla sovrapposizione dell'unità dell'Aspromonte e di quella di Stilo. Nella parte meridionale le due unità sono chiaramente separate da un contatto tettonico, come indicato dalle caratteristiche litologiche e metamorfiche molto diverse delle rocce ai due lati del contatto. Al contrario, verso Nord, queste differenze sono meno chiare ed il limite proposto da Bonardi et al. (1979) non è tettonico (cf. Fig. II-17, p. 56): piuttosto, sembra che l'unità di Stilo e l'unità dell'Aspromonte formino a nord un unico sistema litostrutturale costituito da metamorfici, stratigraficamente ricoperto verso Sud da una copertura paleozoica debolmente metamorfica, e da una meso-cenozoica non metamorfica. Le nuove osservazioni conducono a modificare il tracciato del limite tra le due unità. La natura del contatto che separa queste due unità tettoniche è stata recentemente reinterpretata da J.-P. Bouillin che suggerisce trattarsi di una faglia estensionale. Infatti, nella parte sud, si osserva un importante salto metamorfico tra le rocce affioranti ai due lati del contatto tettonico, suggerendo che una parte della serie litostrutturale sia mancante (cf. Fig. III-4, p. 71). Questo contrasto diminuisce gradualmente verso Nord, mentre la faglia si approfondisce nella serie. Questa geometria richiede che la porzione superiore sia stata trasportata verso Nord durante una deformazione estensionale. Questa direzione di trasporto viene confermata dall'orientazione delle microstrutture che si osservano nella parte nord, dove le

condizioni duttili permettono una registrazione più netta della deformazione associata (cf. Fig. III-12, p. 80).

Gli stessi indicatori di una deformazione di taglio verso nord-est si osservano in tutta la pila tettonica, e cioè a livello di piani di taglio di potenza da metrica a decimetrica che attraversano l'unità dell'Aspromonte, a livello del riattivato contatto basale con l'unità di Africo-Polsi, e, in modo più diffuso, all'interno di quest'ultima. La lineazione minerale osservata in questi piani di taglio è sistematicamente orientata attorno ad una direzione media NE-SW; le microstrutture associate indicano che la porzione superiore è stata trasportata verso NE durante questa deformazione (cf. Fig. III-13, p. 80, e Fig. III-14, p. 81).

Le due deformazioni sovrapposte, che sono messe in evidenza nel corso di questo studio, presentano quindi direzioni nettamente distinte. La prima (D1) corrisponde ad un episodio di convergenza tettonica che ha prodotto la sovrapposizione della falda dell'Aspromonte sull'unità di Africo-Polsi, da NW verso SE. La seconda (D2) corrisponde ad una ripresa in estensione dell'intero edificio dell'Aspromonte, con, in particolare, una delaminazione tettonica segnata dal trasporto delle unità superiori di SW verso NE.

Dal punto di vista metamorfico, le unità del massiccio dell'Aspromonte presentano un'evoluzione polifasica. I dati geocronologici disponibili (per. es. Bonardi et al., 1987) indicano che una parte soltanto di questa evoluzione è di età ercinica, mentre la maggior parte è avvenuta durante la deformazione alpina. Gli studi geocronologici $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ effettuati nel corso di questo lavoro hanno confermato tali risultati ed hanno inoltre permesso di precisare l'età delle due deformazioni sopraccitate. Le determinazioni delle condizioni geotermobarometriche effettuata sull'unità di Africo-Polsi sono state confrontate con i dati disponibili sull'evoluzione metamorfica della falda dell'Aspromonte (unità dell'Aspromonte ed unità di Stilo). Questi dati suggeriscono che nel corso degli eventi ercinici questi due settori non fossero ancora giustapposti (cf. Fig. VI-2, p. 199). Riguardando all'evoluzione metamorfica alpina, i dati mostrano che le rocce dell'unità di Africo-Polsi hanno raggiunto profondità maggiori nella parte nord che in quella sud (cf. Fig. VI-3, p. 201). Questa fase compressiva corrisponde alla deformazione D1 e si accompagna alla riesumazione progressiva delle rocce dell'unità dell'Aspromonte a partire da 45 Ma (Eocene medio) (cf. Fig. VI-4, p. 203). Le traiettorie retrograde Pressione-Temperatura ottenute per le rocce dell'unità di Africo-Polsi suggeriscono che la riesumazione sia stata controllata in parte da una importante denudazione tettonica, molto probabilmente legata alla fase d'estensione e d'assottigliamento D2 (cf. Fig. VI-3, p. 201). I dati geocronologici ottenuti suggeriscono che questa riesumazione fosse già attiva a partire da 36 Ma, anche se l'età del movimento principale legato alla faglia di estensione superiore e alle zone di taglio associate nella parte inferiore dell'edificio sia situata tra 33 e 27 Ma (Oligocene medio a superiore).

L'evoluzione riconosciuta nel massiccio dell'Aspromonte può anche essere osservata nelle altre parti dell'Arco Calabro-Peloritano. Nei Monti Peloritani in Sicilia, la pila di falde è sensibilmente più complicata, ma la sua struttura globale indica un impilamento delle unità da nord verso sud durante gli episodi alpini come suggerito dall'implicazione di lembi di copertura mesozoica sotto la falda principale. Evidenze di una ripresa in estensione con direzione nord-sud sono state anche descritte da Somma et al. (2005). In Calabria, nel massiccio delle Serre, Langone et al. (2006) descrivono indicatori cinematici di taglio che suggeriscono che in questo settore l'impilamento delle unità si sia effettuato del NW verso SE. L'età di questa deformazione sarebbe questa volta vicina a 43 Ma (Schenk, 1980). In Calabria settentrionale, Rossetti et al. (2001; 2004) descrivono due deformazioni sovrapposte e di senso opposto in unità situate alla base delle falde cristalline, ed in serie meta-ofiolitiche mesozoiche. Il primo episodio corrisponde allo sprofondamento ed all'impilamento delle unità da ovest verso est, nel corso di una deformazione datata almeno a 38 Ma. Il secondo episodio corrisponde, come nel massiccio dell'Aspromonte, ad una riattivazione dell'insieme dell'edificio nel corso di una deformazione da SE verso NW attorno ai 30 Ma (cf. Fig. VI-6, p. 208).

Quest'evoluzione polifasica alpina, caratterizzata dalla successione di una fase compressiva d'impilamento e di una fase d'estensione, appare una caratteristica comune all'insieme dell'Arco Calabro-Peloritano, tuttavia con direzioni cinematiche diverse da un settore all'altro. Però, rimettendo i vari settori dell'Arco Calabro-Peloritano con la posizione e l'orientamento che avevano al momento dei due episodi di deformazione, cioè annullando le rotazioni e gli spostamenti associati all'apertura dei bacini del Mediterraneo occidentale, si osserva che queste direzioni cinematiche sono omogenee per tutto il blocco che forma attualmente l'Arco Calabro-Peloritano (cf. Fig. VI-7, p. 212). La direzione dell'accatastamento D1 è parallela alla direzione di convergenza; e quindi probabilmente associata a tale convergenza. Al contrario, la fase di distensione D2 presenta una direzione NE-SW, chiaramente diversa rispetto alla direzione supposta per l'arretramento del piano di subduzione (verso il SE). Quindi, non sembra possibile collegare direttamente questa fase di deformazione con quella che accompagna l'apertura dal bacino Ligure-Provenzale. Questa direzione di estensione potrebbe meglio accordarsi con gli effetti dell'apertura di un bacino precoce, attualmente situato nella posizione del bacino Nord-Algerian, apertosi a partire dall'Oligocene medio secondo una direzione N-S (cf. Fig. VI-8, p. 214). Altre indagini saranno tuttavia necessarie per poter interpretare in modo più completo i nuovi dati.

Table des matières

Introduction.....	1
 Chapitre I - L'Arc Calabro-Péloritain au cœur du domaine orogénique méditerranéen	
1/ Structure et dynamique actuelle du domaine méditerranéen.....	9
1.1/ Des zones en subduction.....	9
1.2/ Des zones en collision.....	11
1.3/ Des zones en extension.....	12
1.4/ Le moteur de l'extension: le retrait de la zone de subduction.....	13
2/ L'Arc Calabro-Péloritain.....	16
2.1/ Généralités.....	16
2.2/ Une pile de nappes alpines.....	17
2.2.1/ Le substratum apulien, les unités de plate-forme mésozoïque.....	17
2.2.2/ Le «Complexe Liguride», les lambeaux de l'océan téthysien.....	19
2.2.3/ Le «Complexe Calabride», des nappes cristallines et leur couverture.....	21
2.3/ La couverture post-nappes.....	22
2.4/ Cinématique et chronologie.....	23
2.4.1/ Cinématique de la mise en place des nappes.....	23
2.4.2/ Âge des principaux épisodes tectonométamorphiques.....	25
2.4.3/ Origine paléogéographique des différents ensembles tectoniques.....	27
2.4.4/ Déplacements des différents ensembles : apports du paléomagnétisme.....	29
2.5/ Conclusions.....	30
 Chapitre II - Cartographie et lithologie des unités du Massif de l'Aspromonte	
1/ Généralités.....	35
2/ La pile tectonométamorphique du massif de l'Aspromonte.....	35
2.1/ Introduction.....	35
2.2/ L'unité d'Africo-Polsi.....	37
2.2.1/ Caractéristiques générales.....	37
2.2.2/ Lithologie de l'unité d'Africo-Polsi.....	38
2.2.3/ La fenêtre de Cardeto : un jalon occidental de l'unité d'Africo-Polsi ?.....	47
2.3/ L'unité de l'Aspromonte.....	48
2.3.1/ Caractéristiques générales.....	48
2.3.2/ Lithologie de l'unité de l'Aspromonte.....	48

2.4/ Le contact tectonique séparant les unités d'Africo-Polsi et de l'Aspromonte	50
2.5/ L'unité de Stilo.....	51
2.5.1/ Caractéristiques générales.....	51
2.5.2/ Lithologie de l'unité de Stilo	51
2.6/ La limite septentrionale entre les unités de Stilo et de l'Aspromonte	54
2.7/ Le contact tectonique entre les unités de Stilo et d'Aspromonte.....	59
3/ Conclusions	62

Chapitre III - Evolution structurale du Massif de l'Aspromonte et nature des contacts tectoniques

1/ L'évolution structurale du massif de l'Aspromonte.....	67
1.1/ L'épaississement et la mise en place de la nappe de l'Aspromonte	67
1.2/ La reprise en extension de la pile de nappes du massif de l'Aspromonte.....	70
1.2.1/ Le contact Stilo / Aspromonte : un faille de détachement	70
1.2.2/ Une déformation localisée au niveau du détachement.....	71
1.2.3/ Bréchification et relation avec la localisation du détachement	73
1.2.4/ Une déformation pénétrative au sein de la pile de nappes	76
1.3/ Les directions cinématiques de la déformation en extension	78
1.3.1/ Au niveau du détachement.....	78
1.3.2/ Au niveau des bandes de cisaillement plus profondes.....	80
2/ Les contraintes lithostratigraphiques sur l'âge de D1.....	82
3/ L'âge de D2 et le problème de la transgression Oligo-Miocène.....	83
3.1/ Les sédiments transportés les plus jeunes.....	83
3.2/ La Formation de Stilo - Capo d'Orlando.....	83
3.2.1/ Lithostratigraphie et âge de la série sédimentaire	84
3.2.2/ Relation avec la déformation D2 en extension	86
4/ Conclusions	88

Chapitre IV - Apports de l'étude des roches métamorphiques du Massif de l'Aspromonte

1/ L'évolution métamorphique du Massif de l'Aspromonte.....	95
2/ Description pétrographique	97
2.1/ Les paragenèses métamorphiques de l'unité d'Africo-Polsi.....	97
2.1.1/ Secteur de Cardeto	97
2.1.2/ Secteur de la fiumara Bonamico.....	101
2.1.3/ Secteur de la fiumara La Verde.....	107
2.2/ Les paragenèses métamorphiques de l'unité de l'Aspromonte.....	110
2.2.1/ Les gneiss de l'Aspromonte	110
2.2.2/ Recristallisation dans les zones de cisaillement D2	110
2.3/ Les paragenèses métamorphiques de l'unité de Stilo	113
2.4/ Relation entre stades métamorphiques et stades de déformation.....	113
3/ Caractérisation chimique des minéraux	117
3.1/ Acquisition des données.....	117
3.2/ Calcul des formules structurales.....	117
3.3/ Variabilité chimique des minéraux métamorphiques	118
3.3.1/ Secteur de Cardeto	118
3.3.2/ Secteur de la fiumara Bonamico.....	121
3.3.3/ Secteur de la fiumara La Verde.....	127

3.3.4/ Variabilité chimique des phengites de l'unité d'Africo-Polsi.....	128
3.3.5/ Les phengites des zones de cisaillement ductile D2.....	128
4/ Estimations pression – température : méthodologie.....	129
4.1/ Méthodes d'estimations des conditions pression – température	129
4.1.1/ La notion d'équilibre minéralogique.....	129
4.1.2/ Géothermomètres et géobaromètres utilisés.....	130
4.1.3/ Thermométrie par microspectroscopie Raman de la Matière Organique.....	135
4.1.4/ Méthodes des multi-équilibres chlorite - phengite.....	138
5/ Estimations pression - température : résultats.....	139
5.1/ Les conditions de l'épisode métamorphique anté-alpin M_H	140
5.2/ Les conditions des épisodes métamorphiques alpins M_{A1} et M_{A2}	142
5.2.1/ Secteur de la fiumara Bonamico.....	142
5.2.2/ Secteur de Cardeto	144
5.2.3/ Secteur de la fiumara La Verde.....	146
5.3/ Les conditions de M_{A2} dans les zones de cisaillement D2.....	147
6/ Bilans de l'étude des roches métamorphiques du Massif de l'Aspromonte.....	149

Chapitre V - Apports des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ à la reconstitution de la chronologie de l'évolution tectonométamorphique du Massif de l'Aspromonte

1/ Introduction.....	157
2/ La géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: méthodologie	158
2.1/ Principe de la méthode.....	158
2.2/ Protocole, représentation des données	160
2.2.1/ Séparation, irradiation.....	160
2.2.2/ Extraction, purification, analyse.....	160
2.2.3/ Représentation des données.....	162
2.3/ Signification des âges.....	164
2.3.1/ Diffusion de l'argon et température de fermeture.....	164
2.3.2/ Perte et excès d'argon	165
2.3.3/ Le cas des roches métamorphiques	166
3/ Objectifs et stratégie d'étude.....	167
4/ Principaux résultats de l'étude géochronologique.....	168
4.1/ Âge des épisodes métamorphiques identifiés dans l'unité d'Africo-Polsi.....	169
4.1.1/ Secteur de la fiumara La Verde.....	169
4.1.2/ Secteur de la fiumara Bonamico.....	170
4.1.3/ Secteur de Cardeto	175
4.2/ Âge du fonctionnement des bandes de cisaillement D2	175
4.3/ Âge de l'exhumation de l'unité de l'Aspromonte	179
5/ Bilan de l'étude géochronologique	184
5.1/ L'âge des épisodes M_H , M_{A1} et M_{A2} et des déformations D1 et D2.....	184
5.2/ L'âge de l'exhumation de l'unité de l'Aspromonte.....	187

Chapitre VI - L'évolution géodynamique du Massif de l'Aspromonte et de l'Arc Calabro-Péloritain dans le cadre de la Méditerranée Occidentale

1/ L'évolution tectonométamorphique du Massif de l'Aspromonte	195
1.1/ Le massif de l'Aspromonte, une pile de trois unités contrastées	195
1.2/ L'évolution PT-temps anté-alpine du Massif de l'Aspromonte	198
1.3/ L'évolution PT alpine du Massif de l'Aspromonte	200

1.4/ Les contraintes géochronologiques sur l'évolution alpine et sur l'exhumation du Massif de l'Aspromonte	202
2/ L'évolution alpine précoce dans l'ensemble de l'Arc Calabro-Péloritain	205
2.1/ Comparaison des directions cinématiques associées à D1 et D2.....	205
2.2/ Relation entre tectonique et sédimentation.....	209
2.3/ La position initiale des unités de l'Arc Calabro-Péloritain	211
2.4/ Rotations des blocs et orientation initiale des déformations D1 et D2	212
3/ Les Massifs de l'Arc Calabro-Péloritain dans le cadre de l'évolution géodynamique de la Méditerranée Occidentale	213
3.1/ Reconstitution cinématique	213
3.2/ Hypothèses pour expliquer la direction de l'extension observée en Calabre	216
Conclusion.....	219
Références bibliographiques.....	223
Annexes.....	247
Localisation des échantillons.....	249
Analyses MEB-EDS.....	253
Analyses microspectroscopie Raman.....	266
Analyses géochronologiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	271
Article publié à Tectonics.....	280
Résumés de congrès.....	306

Introduction

L'évolution de chaînes de montagnes comme les Alpes ou l'Himalaya est le résultat de la compétition entre des processus antagonistes mais contemporains. La convergence des plaques aboutit au rapprochement et à la collision de domaines initialement distants. Le raccourcissement horizontal induit par cette convergence s'exprime par l'épaississement de la lithosphère, et implique des segments issus de la croûte continentale et des domaines océaniques qui séparaient auparavant les plaques. Cet épaississement se fait généralement par l'intermédiaire de plis et de chevauchements et entraîne la formation de reliefs qui sont immédiatement soumis aux processus érosifs qui tendent à maintenir l'équilibre des forces de volume et la stabilité de l'orogène, en accommodant l'exhumation des roches profondes. Toutefois, dans certains cas, ces processus externes ne parviennent pas à maintenir cet équilibre, et cet épaississement s'accompagne alors de processus d'extension tectonique. L'exemple le plus spectaculaire est celui l'extrusion de la chaîne himalayenne, vers l'est, qui correspond dans ce cas à un bord latéral libre, une limite passive. On peut également citer l'exemple du plateau du Tibet qui correspond à une zone effondrée au cœur d'un système en convergence.

En Méditerranée, l'extension se fait au contraire au niveau d'une limite active. L'exemple le mieux étudié est celui de la mer Egée, qui s'ouvre en arrière d'une zone de convergence active et entraîne en outre l'amincissement généralisé de la partie est de la plaque Anatolie. Le modèle du retrait de la zone de subduction est invoqué depuis quelques années pour expliquer cette dynamique. Les modalités de cette extension syn-convergence restent cependant débattues. La coexistence, sur un même profil perpendiculaire à la zone de subduction, de zones en raccourcissement (épaississement) et de zones en extension (amincissement) pose des problèmes.

L'Arc Calabro-Péloritain, situé dans la partie centrale du domaine méditerranéen, présente de nombreuses analogies avec le domaine égéen. D'une part, ce domaine est connu pour être une pile d'écailles tectoniques superposées pendant la convergence et la construction du prisme d'accrétion téthysien. Sa position actuelle et sa forme arquée ont été acquises au devant de l'une des zones de retrait de la subduction les plus actives de la Méditerranée, en en faisant un secteur

préférentiel pour étudier les modalités de la transition convergence - extension. D'autre part des indices d'extension y ont été récemment décrits (Rossetti et al., 2001 ; 2004 ; Somma et al., 2006), et des observations inédites laissent penser qu'en Calabre méridionale certains contacts plats interprétés comme des contacts additifs (nappes) sont en réalité des contacts soustractifs (détachements). Enfin, du fait de l'absence de collision effective, c'est une zone où la croûte n'a sans doute jamais été très épaisse, et où de ce fait les reliefs n'ont sans doute jamais été très élevés. Par conséquent l'amincissement crustal sous l'effet de forces de volumes est probablement à exclure, et il faut en rechercher les causes dans d'autres processus.

Dans cette thèse, je me propose de décrire les modalités d'un type d'évolution raccourcissement - extension particulier, marquée par la formation d'une pile de nappes de socle suivi du délaminage de l'ensemble de la pile tectonométamorphique. Le changement de dynamique étant relativement rapide, il implique l'activation de mécanismes dont l'origine reste encore mal connue. Afin de caractériser cette évolution, je m'appuierai essentiellement sur deux approches complémentaires. D'une part l'acquisition et l'exploitation de nouvelles observations cartographiques et structurales, de l'échelle du terrain (géométrie des contacts, cartographie des marqueurs de déformation et des marqueurs cinématiques) à l'échelle de la lame-mince (microstructures de cisaillement). D'autre part l'évaluation des conditions pression-température enregistrées pendant les événements tectonométamorphiques couplée avec leur datation et l'étude de l'exhumation des unités par la méthode de géochronologie Ar/Ar.

La thèse est organisée en 6 chapitres dont voici le contenu succinctement résumé :

Le **chapitre I** présente le cadre géologique. La structure et la dynamique actuelle du domaine méditerranéen sont rappelées. Les différents contextes sont passés en revue de manière à mettre l'accent sur la complexité de la dynamique actuelle de cet objet géologique. L'évolution tectonométamorphique de l'Arc Calabro-Péloritain est ensuite décrite plus en détails en réunissant les données lithologiques, structurales et chronologiques (radiométriques et stratigraphiques) disponibles dans la littérature.

Les chapitres suivants correspondent aux contributions propres à cette étude. Les méthodes utilisées sont présentées, en veillant à souligner leurs limites et les précautions requises quant à l'interprétation des données. Les résultats obtenus sont ensuite présentés et discutés.

Le **chapitre II** a pour objectif de décrire les trois unités tectoniques qui ont été étudiées au cours de cette thèse dans le Massif de l'Aspromonte qui occupe la zone sud de l'Arc Calabro-Péloritain. Sur la base d'un travail de terrain impliquant la cartographie et l'observation des

lithologies et des marqueurs structuraux, nous proposons une redéfinition partielle des limites des différentes unités et de la nature des contacts tectoniques qui les séparent.

Le **chapitre III** présente les observations structurales effectuées au cours de cette thèse, ainsi que les conclusions qu'elles suggèrent pour la structuration du Massif de l'Aspromonte. Deux déformations successives ont été identifiées. Un premier épisode de raccourcissement tectonique entraîne l'empilement d'unités tectoniques issues de domaines auparavant distants, suivi d'un second épisode d'amincissement crustal qui affecte l'ensemble de la pile tectonique. Les directions cinématiques radicalement différentes associées à ces deux déformations éliminent l'hypothèse de leur contemporanéité et nécessite d'invoquer deux épisodes tectoniques antagonistes successifs.

Le **chapitre IV** rapporte la synthèse des principaux résultats de l'étude thermobarométrique qui a été mise en œuvre sur les roches métamorphiques du Massif de l'Aspromonte. Les données pression-température suggèrent une histoire tectonométamorphique polyphasée avec en particulier une évolution hercynienne distincte pour les différentes unités, et, à l'inverse une évolution alpine commune à l'ensemble de la pile tectonique qui est probablement associée aux phases de déformations décrites auparavant.

Le **chapitre V** présente les résultats de l'étude géochronologique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Les données obtenues permettent de préciser l'âge des différentes étapes de l'évolution structurale du Massif de l'Aspromonte, et également de caractériser les modalités de son exhumation depuis les parties profondes jusqu'à proximité de la surface. L'interprétation de ces données nécessite cependant de nombreuses précautions qui seront évoquées.

Le **chapitre VI** s'appuie sur les principaux résultats obtenus au cours de cette thèse et sur les données disponibles dans la littérature pour proposer un modèle d'évolution géodynamique à l'échelle de l'Arc Calabro-Péloritain. Une évolution alpine commune est ainsi mise en évidence, avec des directions cinématiques cohérentes d'un secteur à l'autre. Cette évolution est ensuite intégrée dans le contexte plus général du domaine méditerranéen et permet de mettre en évidence que l'extension syn-convergence observée dans l'Arc Calabro-Péloritain présente une direction originale, pour laquelle une ébauche de modèle interprétatif est proposée.

La nature et la position des échantillons utilisés, les données analytiques, une copie de l'article publié à *Tectonics* ainsi que les résumés des présentations en congrès sont reportées en annexe.

Chapitre I

L'Arc Calabro-Péloritain au cœur du domaine orogénique méditerranéen

Sommaire

1/ Structure et dynamique actuelle du domaine méditerranéen.....	9
1.1/ Des zones en subduction.....	9
1.2/ Des zones en collision.....	11
1.3/ Des zones en extension.....	12
1.4/ Le moteur de l'extension: le retrait de la zone de subduction.....	13
2/ L'Arc Calabro-Péloritain.....	16
2.1/ Généralités.....	16
2.2/ Une pile de nappes alpines.....	17
2.2.1/ Le substratum apulien, les unités de plate-forme mésozoïque.....	17
2.2.2/ Le «Complexe Liguride», les lambeaux de l'océan téthysien.....	19
2.2.3/ Le «Complexe Calabride», des nappes cristallines et leur couverture.....	21
2.3/ La couverture post-nappes.....	22
2.4/ Cinématique et chronologie.....	23
2.4.1/ Cinématique de la mise en place des nappes.....	23
2.4.2/ Âge des principaux épisodes tectonométamorphiques.....	25
2.4.3/ Origine paléogéographique des différents ensembles tectoniques.....	27
2.4.4/ Déplacements des différents ensembles : apports du paléomagnétisme.....	29
2.5/ Conclusions.....	30

1/ Structure et dynamique actuelle du domaine méditerranéen

Le domaine méditerranéen actuel est caractérisé par la juxtaposition de zones en raccourcissement et de zones en extension fonctionnent simultanément dans le cadre de la convergence globale des plaques Afrique et Eurasie. La rotation antihoraire de la plaque africaine autour d'un pôle situé dans la région des Iles Canaries se traduit actuellement en Méditerranée par une direction de convergence globalement NW-SE. La vitesse de convergence actuelle augmente régulièrement d'Ouest en Est depuis 0,2 à 0,5 cm/an dans la zone de Gibraltar jusqu'à 0,3 à 1,1 cm/an dans la région de Chypre selon les modèles (Nocquet & Calais, 2004).

L'histoire du domaine méditerranéen débute avec le rifting téthysien qui a induit une fragmentation complexe du continent gondwanien avec en particulier l'individualisation de la plaque Apulie, promontoire africain. La fermeture de l'aire océanique qui s'est formée alors entre les plaques eurasiatique et africaine depuis le Jurassique inférieur n'a pas atteint partout le même état d'avancement, délimitant ainsi des zones soumises à des régimes tectoniques très différents. Des segments sont encore en subduction tandis que d'autres sont déjà en collision voire déjà en extension post-collisionnelle (Fig. I-2). La convergence globale y est donc absorbée selon des directions et des vitesses très variables.

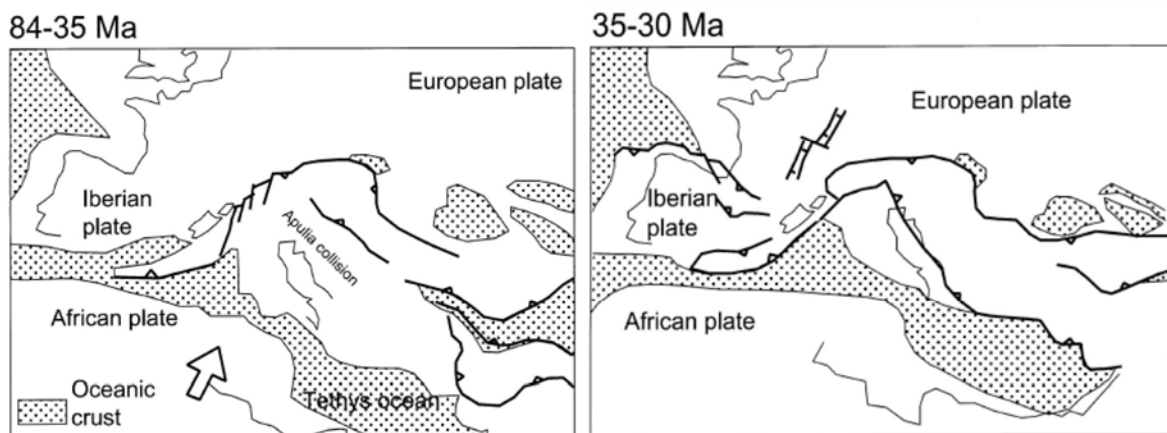


Figure I-1 : Deux étapes de la reconstruction paléogéographique de l'évolution du domaine méditerranéen illustrant la complexité du découpage des blocs tectoniques. La première étape correspond à la fermeture de l'espace océanique téthysien qui aboutit à la collision dans les Alpes. La seconde correspond à la situation avant l'initiation de l'ouverture des bassins de Méditerranée Occidentale. D'après Ricou (1994), Jolivet & Faccenna, (2000) & Gelabert et al. (2002).

1.1/ Des zones en subduction

Dans la partie orientale du domaine méditerranéen, la convergence rapide de l'ordre de 4 à 4,5 cm/an (Armijo et al., 1999) correspond au déplacement relatif de la plaque Afrique, augmenté par l'extrusion vers le SW de la plaque Anatolie (Le Pichon et al., 1995 ; McClusky et al., 2000 ;

Reilinger et al., 2006). Ces déplacements convergents sont en partie accommodés au niveau de la zone de subduction hellénique qui contribue, avec la subduction de l'Arc de Calabre à faire disparaître les ultimes reliques de la lithosphère océanique téthysienne. Les données de tomographie sismique ont mis en évidence en profondeur une zone de vitesse élevée interprétée comme le marqueur de la présence d'un panneau de lithosphère océanique téthysienne subduit (Bijwaard & Spakman, 2000 ; Piromallo & Morelli, 2003). Le report sur ces documents des hypocentres des séismes intermédiaires et profonds confirme également cette géométrie en dessinant une surface de Wadati-Benioff plongeant vers le N sous l'Arc Hellénique et vers le WNW sous l'Arc de Calabre (Wortel & Spakman, 2000 ; Lucente et al., 2006) (Fig. I-3).

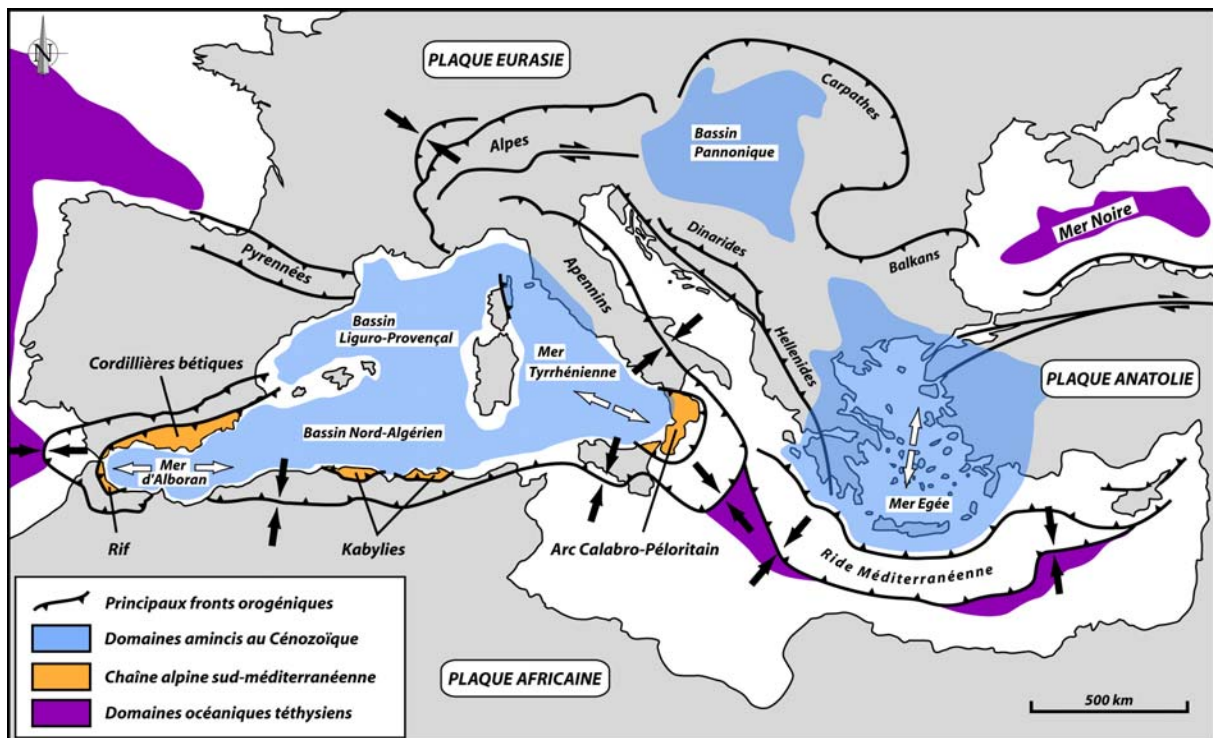


Figure I-2 : Carte synthétique des grands ensembles morphologiques et structuraux du domaine méditerranéen actuel. Noter la position des zones d'amincissement cénozoïques en arrière des fronts orogéniques. Les flèches convergentes (noires) et divergentes (blanches) correspondent respectivement aux principales zones de convergence et d'extension actives.

En surface, le raccourcissement est marqué par la formation du prisme ionien et surtout de la Ride Méditerranéenne, un imposant prisme d'accrétion sédimentaire de près de 200 km de large et épais de plusieurs milliers de mètres dans sa partie centrale, dont le front méridional actuel commence à chevaucher vers le sud le pied de la marge libyenne (Huguen et al., 2006). En parallèle de l'activité sismique au niveau de ces zones de subduction, une activité magmatique est décrite en arrière de la fosse. Elle se marque en particulier par la mise en place d'un volcanisme calco-alcalin typique assez localisé au niveau des îles de Milos, Santorin ou Kos en Mer Egée et,

en bordure de la Mer Tyrrhénienne, au niveau de l'arc formé par les îles Eoliennes et les provinces volcaniques italiennes (Vésuve, Champs Phlégréens). Ces zones de subduction constituent les derniers témoins du régime de subduction océan-continent qui a probablement dominé en Méditerranée depuis 70 Ma sous l'effet du déplacement relatif de la plaque Afrique vers le nord.

Vers l'ouest ces zones de subduction passent latéralement à un segment en collision continentale dans la chaîne des Maghrébides. Depuis la Sicile jusqu'au Rif marocain, de rares unités ophiolitiques sont les seuls témoins de l'Océan Téthysien qui réapparaîtrait sous la forme d'une étroite gouttière plongeant vers l'est sous la Mer d'Alboran (Gutscher et al. 2002) (Fig. I-3).

1.2/ Des zones en collision

Dans les Alpes, la vitesse de convergence très faible (de l'ordre du mm/an) est probablement due au blocage du système induit par la collision continent-continent. L'essentiel des mouvements actuels semble contrôlé par la rotation antihoraire de la plaque Adriatique, indépendamment du rapprochement Afrique-Eurasie (Nocquet & Calais, 2004). Le front orogénique actuel situé dans les zones externes (Jura) est peu actif (Walpersdorf et al., 2006). L'activité sismo-tectonique, plutôt en régime extensif est concentrée dans les zones internes avec une forte composante parallèle à l'arc (Calais et al., 2002 ; Champagnac et al., 2004) et se marque en particulier par l'inversion des anciennes structures compressives majeures comme le front Pennique (Tricart et al, 2001). Cette configuration met en évidence le fait que l'édifice alpin est en cours de changement de régime tectonique, depuis la collision vers l'extension post-collisionnelle marquée par l'étalement de la chaîne.

Vers le SE, l'axe orogénique alpin se prolonge dans la chaîne des Apennins qui est constituée d'écaillés tectoniques découpées dans la marge sédimentaire occidentale de la plaque Adriatique et empilées selon une vergence est, opposée à celle décrite dans les Alpes. La déformation instantanée actuelle semble répartie sur les chevauchements du prisme tectonique et accommode le déplacement vers le NE du bloc Adria (Nocquet & Calais, 2004) avec cependant des vitesses plus grandes pour la partie sud (Oldow et al., 2002). Cette dynamique se marque également par une sismicité active tout au long de la chaîne des Apennins et jusqu'en Sicile. L'essentiel des mécanismes au foyer indiquant une direction de raccourcissement normale à la chaîne selon la position par rapport aux fronts tectoniques actuels : NE-SW dans les Apennins, NS en Sicile et dans les Maghrébides, mais plus complexe dans l'Arc de Calabre où une composante décrochante intervient souvent (Goes, 2004 ; Pondrelli et al., 2006).

1.3/ Des zones en extension

Au cœur du domaine méditerranéen en cours de fermeture, plusieurs bassins constituent des zones en extension formées pendant la convergence. Au Nord de la zone de subduction hellénique, les mesures géodésiques, l'analyse des mécanismes au foyer des séismes récents ainsi que les observations structurales (par exemple dans le Golfe de Corinthe) indiquent que l'espace occupé par la Mer Egée est en cours d'extension selon une direction globalement NS (McClusky et al., 2000 ; Doutsos & Kokkalas, 2001). Les mesures de flux de chaleur indiquant que la croûte y est fortement amincie (Cianetti et al., 2001) sont confirmées par la faible profondeur du Moho mise en évidence par les données de tomographie sismique (e. g. Tiberi et al., 2000 ; Sodoudi et al., 2006).

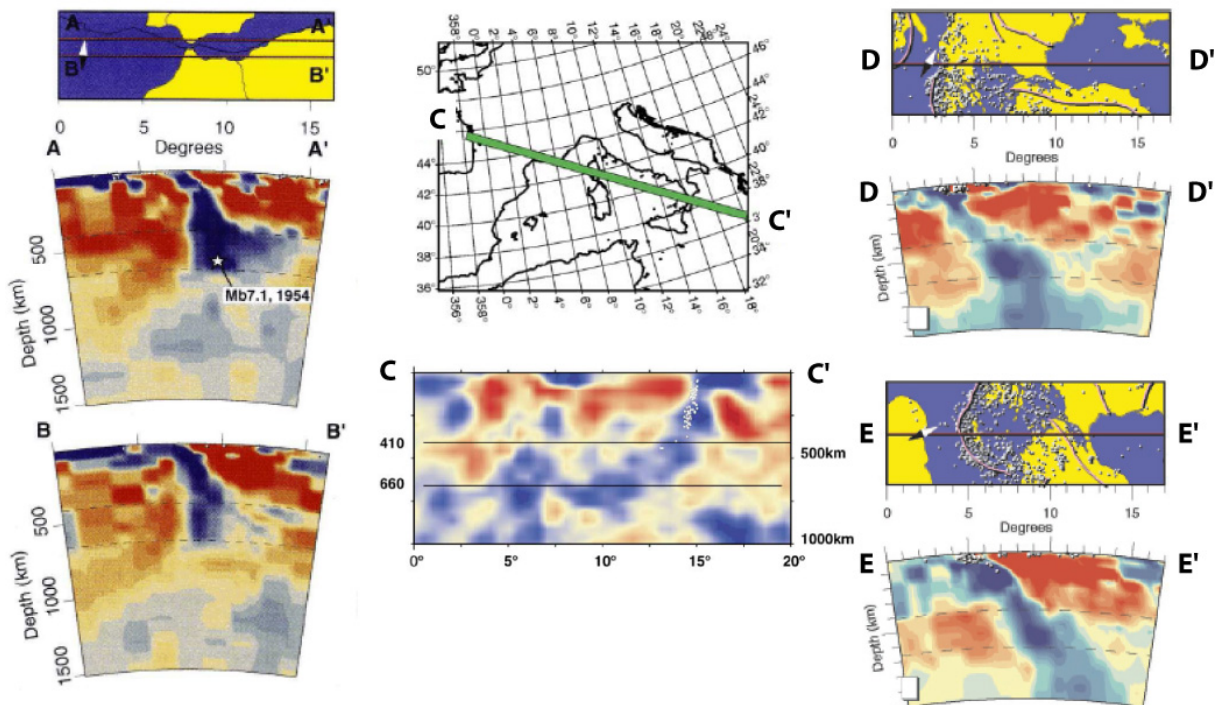


Figure I-3 : Images tomographiques des zones de subduction de la Méditerranée : AA' et BB' : Arc de Gibraltar d'après Gutscher et al. (2002) ; CC' : Arc de Calabre d'après Lucente et al. (2006) ; DD' et EE' : Arc Hellénique d'après Wortel & Spakman (2000).

En Méditerranée occidentale l'espace marin bordé de zones en convergence est subdivisé en plusieurs bassins: on distingue le bassin Liguro-Provençal, le bassin Tyrrhénien et le bassin Nord-Algérien, prolongé vers l'ouest par la mer d'Alboran. Les données bathymétriques ont permis d'imager un fond particulièrement plat dans le bassin Liguro-Provençal qui contraste fortement avec le relief sous-marin accidenté du bassin Tyrrhénien. De la même manière qu'en Mer Egée, les données géophysiques mettent en évidence la faible profondeur du Moho traduisant le fort amincissement de la croûte (voir Jolivet et al., 1998a ; Schettino et Turco, 2006, Cella et al., 2006). Des dragages et des forages en Mer Tyrrhénienne (Bassin de Marsili) ont permis d'échantillonner

des roches d'une croûte océanique d'âge Pliocène à actuel (Kastens et al., 1988). Les données d'anomalies magnétiques ne permettent cependant pas de mettre en évidence de réelles zones d'accrétion symétriques caractéristiques des segments de dorsale, sauf dans la partie sud du bassin Tyrrhénien (Bassin de Marsili, Nicolosi et al., 2006).

Dans la région de l'Arc de Gibraltar, la très lente convergence Afrique-Eurasie mesurée par les méthodes géodésiques est orientée selon une direction NNW-SSE (Nocquet & Calais, 2004). La composante de raccourcissement NS est absorbée au niveau des reliefs bético-rifains le long d'accidents décrochants ou chevauchants (Fadil & Mc Clusky, 2006) traduisant le début de l'inversion de la marge passive nord-algérienne (Domzig et al., 2006 ; Mauffret, 2007). L'essentiel de cette dynamique se traduit par l'extrusion et la subsidence du domaine Alboran à l'est de l'Arc de Gibraltar et par la formation d'un prisme d'accrétion à vergence ouest dans le golfe de Cadix (Gutscher et al., 2002).

A la lumière de cette rapide revue des principales zones tectoniques de la région, la Méditerranée se présente comme un objet géologique complexe dans lequel des zones en convergence et des zones en extension fonctionnent simultanément dans un espace restreint, dans le cadre de la convergence globale des plaques Afrique et Eurasie.

1.4/ Le moteur de l'extension: le retrait de la zone de subduction

L'amincissement crustal qui aboutit à l'ouverture des bassins de la Méditerranée Occidentale débute autour de 30 Ma, âge des premiers dépôts sédimentaires discordants sur les nappes que l'on observe actuellement émergés dans les Cordillères Bétiques (Durand-Delga et al., 1993), les Kabylies (Bouillin et al., 1973) et jusque dans le sud de la Calabre (Amodio-Morelli et al., 1976 ; Bonardi, et al., 1980, 2003) ; et que l'on identifie en sismique-réflexion sur les profils de la marge provençale (Réhault et al., 1984 ; Seranne et al., 1995). Il s'agit de conglomérats et de sédiments terrigènes, montrant des structures de chenaux, et dont les premiers niveaux datés fournissent un âge oligo-miocène pour la base, plus ou moins précis selon les secteurs: 29 Ma dans le Golfe du Lion (Viallard & Gorini, 1994; Séranne, 1999), 30 Ma sur la marge ouest de la Sardaigne (Cherchi & Montadert, 1982), 28 Ma dans le Bassin de Valence (Geel, 1995), et plus généralement Oligocène supérieur dans les Cordillères Bétiques (Durand-Delga et al., 1993) en Kabylies (Gelard et al., 1973) et en Calabre (Weltje, 1992) où cet âge a cependant été récemment remis en question (Bonardi et al., 2003).

Cet amincissement se marque également par la mise en place dès ~32 Ma en Sardaigne et en Corse, d'un volcanisme calco-alcalin, caractéristique des zones de subduction (Lecca et al., 1997). Les centres magmatiques sont ensuite de plus en plus jeunes vers l'est, illustrant le fait que la zone

source des magmas s'est probablement déplacée vers l'est ou le sud-est depuis 30 Ma (Lonergan & White, 1997 ; Faccenna et al., 2004 ; Fig. I-3 et I-4). Sur une transversale entre la Corse et la région toscane, Serri et al. (1993) distinguent quatre phases majeures représentées par l'intrusion de Sisco en Corse (15-13.5 Ma), la province magmatique de l'archipel toscan, incluant le pluton granodioritique du Monte Capanne à l'île d'Elbe (7.3-6 Ma), les intrusions monzogranitiques de Porto Azurro (Ile d'Elbe) et de Giglio (4.6-2.2 Ma), et la mise en place des épanchements des provinces magmatiques toscanes et romaines (1.3-0.05 Ma). Cette évolution de l'âge des provinces magmatiques émergées est également visible au niveau du plancher basaltique des bassins tyrrhéniens Vavilov (7.3-3Ma) et Marsili (~2Ma) (Kastens et al., 1988). Les foyers actuels de magmatisme actif sont tous localisés à la bordure SE du Bassin Tyrrhénien (Région de Naples, Iles éoliennes et Mont Etna).

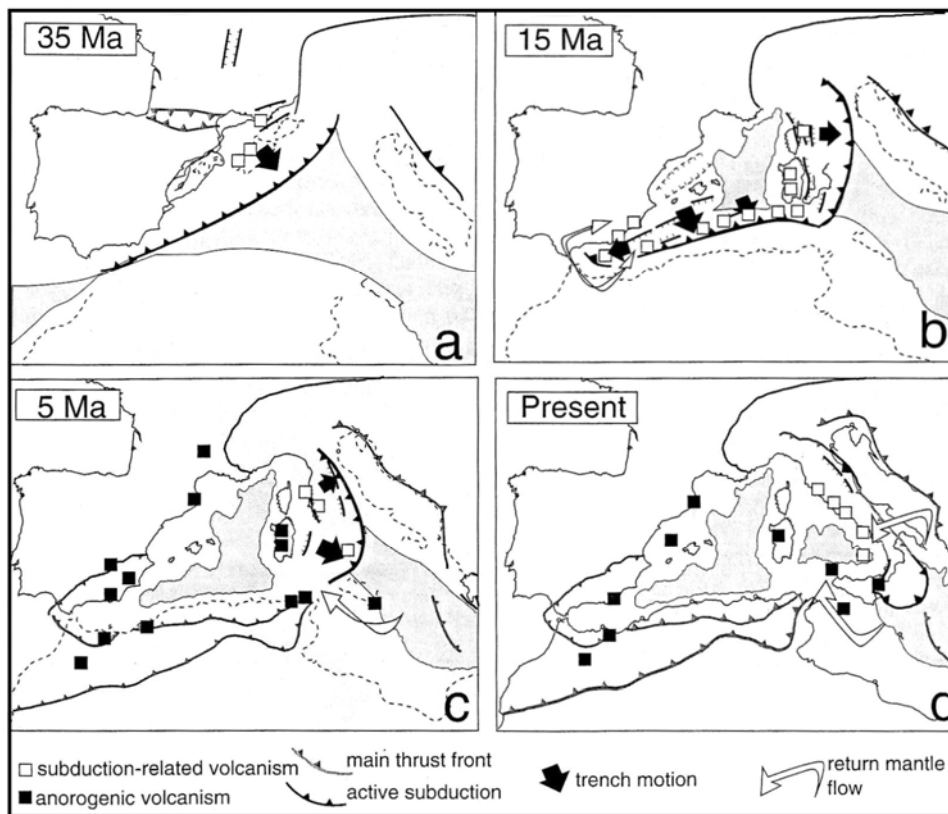


Figure I-4 : Position approximative de la zone de subduction et localisation des centres magmatiques depuis 35 Ma jusqu'à la situation actuelle. D'après Faccenna et al. (2004).

Sur une même transversale, Jolivet et al. (1998) montrent que la localisation du métamorphisme de HP-BT associé aux événements compressifs dans la zone de subduction migre vers l'est au cours du temps, en même temps que le volcanisme et les bassins sédimentaires (Fig. I-5).

Ces observations fondamentales, associées à l'imagerie par tomographie sismique d'un corps froid (vitesses sismiques élevées) plongeant vers le nord-est sous le bassin tyrrhénien (Fig. I-3) ont conduit les auteurs à proposer un modèle basé sur le retrait de la zone de subduction comme un moteur potentiel de l'amincissement crustal puis de l'ouverture océanique des bassins méditerranéens (Malinverno & Ryan, 1986 ; Kastens et al., 1988 ; Doglioni, 1999 ; Jolivet & Faccenna, 2000). La vergence de cette zone de subduction, actuellement située sous l'Arc de Calabre est toutefois opposée à celle qui est généralement admise dans les Alpes.

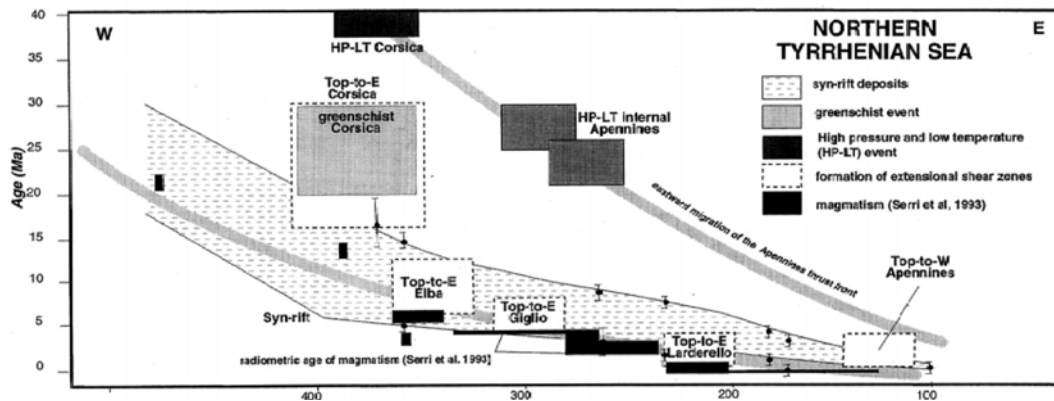


Figure I-5 : Diagramme age - distance du volcanisme, des bassins sédimentaires syn-rift et du métamorphisme HP-BT sur une transversale Corse - Toscane, d'après Jolivet et al. (1998).

Depuis 80 Ma, les plaques Europe et Afrique se déplacent vers le Nord tout en se rapprochant (Olivet et al., 1984). Cependant, à partir de 40 Ma (Savostin et al., 1986), et surtout vers 20 Ma (Dewey et al., 1989 ; Ricou, 1994), la plupart des reconstitutions cinématiques évoquent une diminution importante de la vitesse de la plaque Afrique. Une des conséquences de ce changement de régime est que dans les zones en subduction, le panneau océanique téthysien subduit qui présente une flottabilité plus faible que les panneaux continentaux, s'enfonce plus rapidement dans le manteau, qu'il ne se déplace horizontalement. Il est entraîné en profondeur sous l'effet de son propre poids. Le couplage entre les deux plaques diminue et de l'extension apparaît dans le compartiment supérieur, c'est-à-dire la plaque européenne, en même temps que la zone de subduction se retire vers le sud-est. Ce mécanisme paraît d'autant plus efficace que le slab océanique peut-être ancré dans le manteau, c'est-à-dire fixe par rapport au déplacement horizontal des plaques en surface (Uyeda & Kanamori, 1979, Faccenna et al., 2001).

Des modélisations analogiques (Fig. I-6) ont permis de reproduire au laboratoire l'évolution géométrique d'une telle cinématique (Faccenna et al., 1996 ; Becker et al., 1999 ; Faccenna et al., 2001, Martinod et al., 2005). Elles montrent en particulier que l'augmentation de la vitesse de retrait de la zone de subduction (jusqu'à 6 mm/an en mer tyrrhénienne) pourrait être liée à deux

principaux facteurs : (1) la diminution de la vitesse de convergence absolue et (2) le blocage de la base du slab au niveau de la discontinuité des 670 km du manteau. Ces deux facteurs semblent avoir contrôlé majoritairement le changement de régime en Méditerranée occidentale autour de 30 Ma.

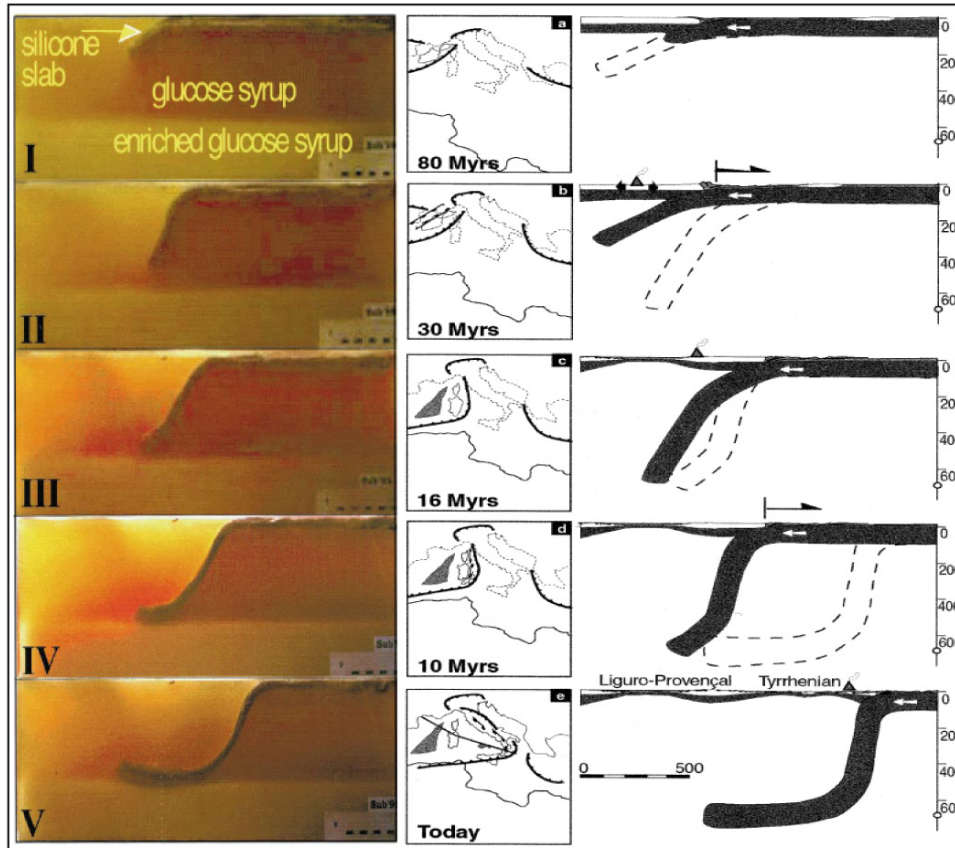


Figure I-6 : Exemple de modèle analogique du retrait de la zone de subduction, et confrontation aux reconstitutions de 5 étapes de l'évolution de la subduction et de l'extension arrière-arc en Méditerranée Occidentale, d'après Faccenna et al. (2001).

2/ L'Arc Calabro-Péloritain

2.1/ Généralités

La Méditerranée Occidentale est bordée au sud et à l'est par une chaîne de montagnes depuis le Rif jusque dans région de Gênes où elle fait le relais avec les Alpes Occidentales (Fig. I-2). L'Arc Calabro-Péloritain y occupe une position charnière, à la jonction entre l'alignement E-W des Maghrébides et celui NW-SE des Apennins, et le front orogénique actuel dessine une courbure de près de 180° (Fig. I-7). Du côté interne, en Mer Tyrrhénienne ce sont les édifices volcaniques qui s'organisent le long d'un demi-cercle, soulignant probablement les discontinuités crustales qui accompagnent l'amincissement de l'édifice tectonique calabrais.

A l'échelle de la Méditerranée, cette vaste chaîne péri-méditerranéenne est essentiellement constituée par l'empilement d'écailles tectoniques qui ont découpé l'ancienne marge sédimentaire des plaques Afrique et Apulie et se sont mises en place progressivement sur les zones externes vers l'Est dans les Apennins et vers le Sud dans les Maghrébides. Cependant, dans le Rif, les Cordillères bétiques, les Kabylies et dans l'Arc Calabro-Péloritain ce prisme tectonique superficiel est surmonté de nappes de roches ophiolitiques et « cristallines ». Ces nappes sont caractérisées par des unités minces, séparées par des contacts tectoniques subhorizontaux. L'âge et les modalités de leur empilement, ainsi que leur origine paléogéographique ne font pas réellement l'objet d'un consensus. Le principal objectif de cette thèse est d'apporter des observations et des données supplémentaires sur la partie sud de l'Arc Calabro-Péloritain, afin d'améliorer les modèles retraçant l'évolution géodynamique du domaine ouest-méditerranéen.

2.2/ Une pile de nappes alpines

Dès les travaux de Lugeon et Argand (1906) repris ensuite par Limanowski (1913), la nature allochtone du « cristallin calabrais » a été avancée. Ces nappes de roches cristallines forment les massifs de la Sila, de la Chaîne Côtière, des Serre et de l'Aspromonte, et les Monts Péloritains dans le nord-est de la Sicile.

La nature géologique « cristalline » de ces massifs Calabro-Péloritains a conduit les auteurs à les distinguer du reste de la chaîne. Ils constituent en effet avec la région des Alpes Apuanes (Toscane), les seuls ensembles de roches métamorphiques anté-triasiques d'Italie péninsulaire. Cette particularité a très tôt attiré les géologues italiens, français et allemands qui y ont réalisé un grand nombre de travaux (Cortese, Limanowski, Quitzow, Scandone, Dietrich, Lorenzoni, Afchain, Dubois, Truillet, Schenk,...) et qui ont largement contribué au tracé de la carte géologique de l'Arc Calabro-Péloritain (Amodio-Morelli et al., 1976).

Avant de s'intéresser plus particulièrement à la structure et à l'évolution géodynamique de la zone méridionale de l'Arc Calabro-Péloritain, il est nécessaire de rappeler brièvement la structure géologique régionale (Fig. I-8).

2.2.1/ Le substratum apulien, les unités de plate-forme mésozoïque

Les unités les plus profondes, qui ont valeur d'autochtone relatif pour les nappes, apparaissent dans quelques fenêtres tectoniques toutes situées en Calabre du Nord. Il s'agit essentiellement d'écailles constituées par des séries sédimentaires d'âge triasique à Miocène inférieur (Bousquet et Dubois, 1967 ; Amodio-Morelli et al., 1976 ; Iannace et al., 2005), composées de schistes et de carbonates dont les équivalents sont également présents dans l'Apennin méridional, plus au nord. Ces séries correspondent aux dépôts de la plate-forme

apulienne. On admet donc que les séries sédimentaires apuliennes visibles dans l'Apennin méridional passent sous l'édifice de nappes calabrais. Vers le sud, du fait de l'absence de telles fenêtres tectoniques, il n'y a pas de preuve que les nappes calabraises reposent sur ces unités apuliennes, leur substratum restant à ce jour inconnu. On retrouve en Sicile, au sud-ouest des Monts Péloritains, des unités sédimentaires similaires qui sont considérées comme se reliant à la plateforme africaine.

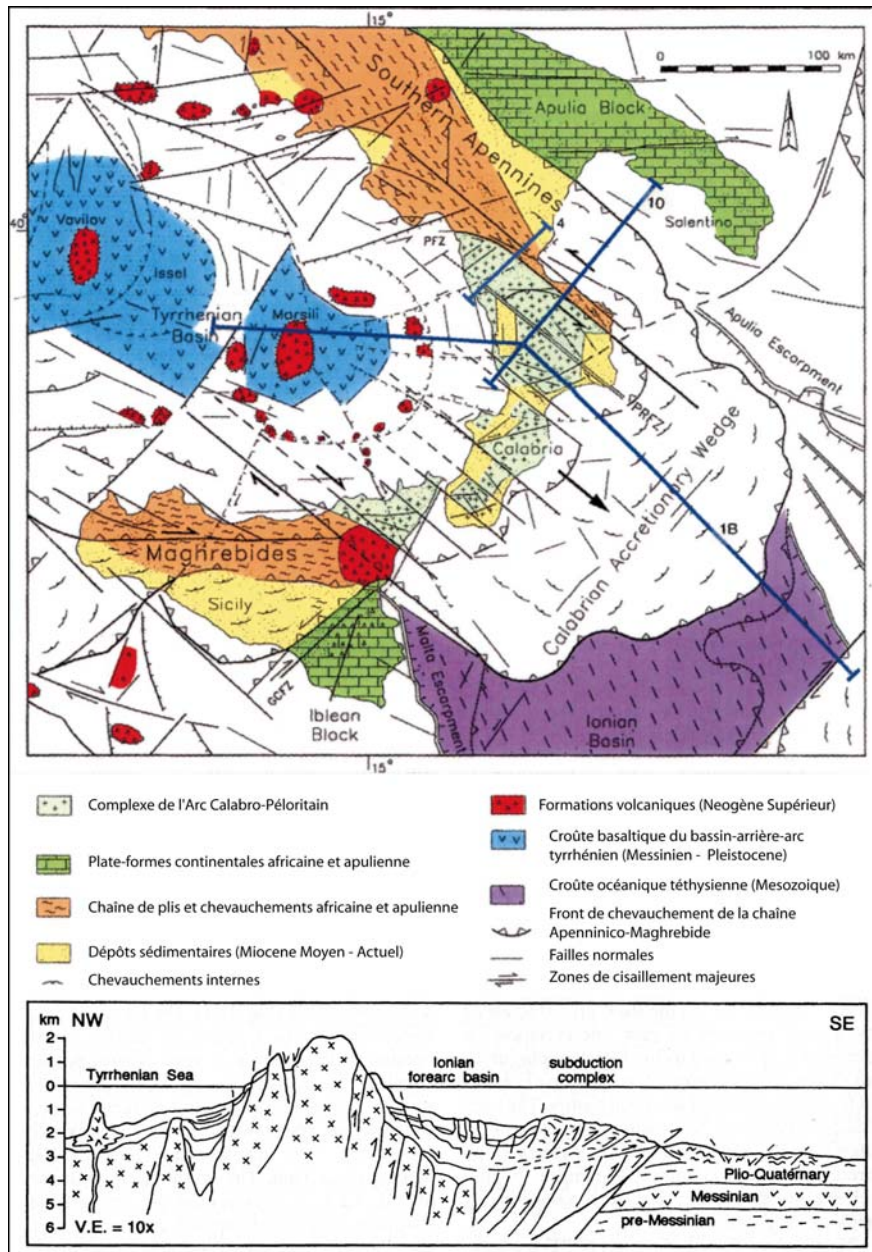


Figure I-7 : Les différents ensembles géologiques constituant l'Arc Calabro-Péloritain, d'après Van Dijk, et al. (2000). Coupe au travers de l'arc d'après Bonardi et al. (2001). Les croix sur la coupe indiquent les unités cristallines indifférenciées, leur structure, objet de cette thèse n'est pas représentée. Les intrusions figurées en mer tyrrhénienne correspondent aux édifices volcaniques calco-alcalins des îles éoliennes.

Malgré ces incertitudes, il n'est pas certain qu'il existe une connexion des marges apulienne et africaine sous les nappes calabraises. Les reconstitutions paléogéographiques placent au contraire un segment de lithosphère océanique entre les plaques Apulie et Afrique.

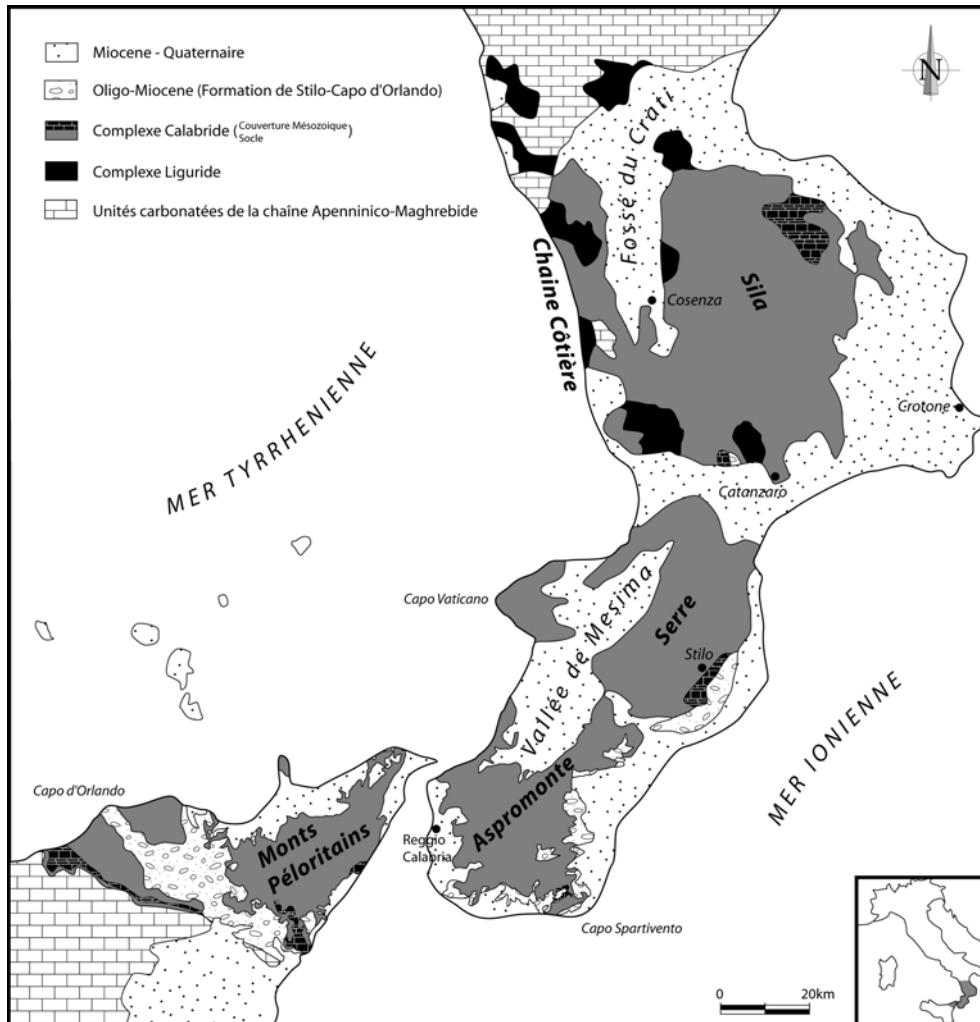


Figure I-8 : Schéma structural simplifié de l'Arc Calabro-Péloritain, modifié d'après Amodio-Morelli et al. (1976)

2.2.2/ Le «Complexe Liguride», les lambeaux de l'océan téthysien

Cette dénomination de l'ensemble ophiolitique calabrais a été introduite par Ogniben (1973). Elle désigne des roches variées qui sont interprétées comme issues de la lithosphère océanique liguro-piémontaise. Il s'agit de roches basiques et ultrabasiques (basaltes généralement sous forme de pillow-lavas, gabbros et serpentines) et sédimentaires (radiolarites, flysch) correspondant à des éléments de la croûte océanique et de sa couverture. L'ensemble forme un complexe où ces lithologies sont très intriquées et plus ou moins métamorphisées. L'essentiel des affleurements est situé en Calabre du Nord. Vers le sud ils disparaissent sous la nappe supérieure cristalline.

Dans la région située à la bordure nord du massif de la Sila, les fenêtres montrent des pillow-lavas localement bien préservés, associés à des metabasites massives ou localement schistosées, et surmontés d'une couverture de radiolarites, de schistes et de calcschistes (Afchain, 1961 ; Dietrich et al., 1977), l'ensemble ne dépassant probablement pas 200 m d'épaisseur (Amodio-Morelli et al., 1976). Les radiolarites ont été datées à la limite Dogger/Malm (Marcucci et al., 1987). Dans la partie sud du massif de la Sila, à proximité de la ville de Catanzaro, on observe essentiellement des péridotites serpentinisées recouvertes stratigraphiquement par une couverture sédimentaire carbonatée et détritique. Vers le nord-est, à proximité de Cosenza, on observe des pillow-lavas déformés avec leur matrice volcano-sédimentaire et immédiatement chevauchés par la nappe supérieure de Calabre.

Sur la base d'observations pétrographiques et géochimiques, une évolution métamorphique polyphasée a été décrite au sein du Complexe Liguride (De Roever, 1972 ; Dubois, 1976). Elle est marquée par une évolution prograde des conditions de pression-température jusqu'au faciès des Schistes Bleus. La présence d'amphibole sodique, de pyroxène sodique dans les faciès metabasiques, ainsi que de chloritoïde, de carpholite et de phengite dans les faciès métapélitiques a permis d'estimer des conditions d'environ 9 à 13 kbar et 350°C pour le pic de métamorphisme (Rossetti et al., 2001 ; 2004 ; Liberi et al., 2006) (Fig. I-9).

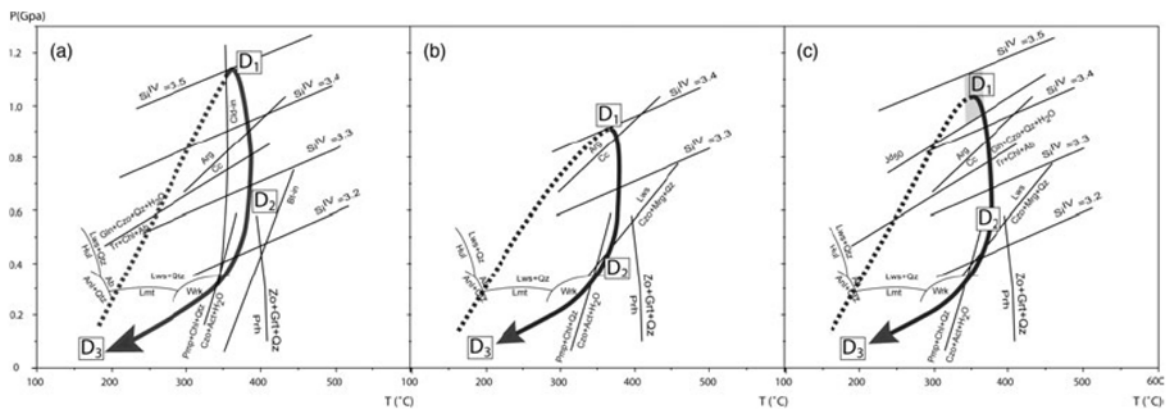


Figure I-9 : Exemples de trajets pression-température pour les unités ophiolitiques du complexe Liguride. D'après Liberi et al. (2006).

Cependant pour Rossetti et al. (2004), la définition du Complexe Liguride basé sur des critères lithologiques doit être modifiée. Selon eux, seule l'Unité Ophiolitique Inférieure qu'ils définissent sur la base d'études tectonométamorphiques dans la région sud-ouest de la Sila a subi le métamorphisme HP/BT. D'autres parties des unités ophiolitiques ont enregistré une évolution tectonométamorphique différente et doivent être considérées séparément. La juxtaposition tectonique postérieure des deux ensembles serait à relier à un épisode de déformation extensive au sein des nappes, contemporaine de la rétro-morphose dans le faciès des Schistes Verts.

2.2.3/ Le «*Complexe Calabride*», des nappes cristallines et leur couverture

Ce complexe (Ogniben, 1973) constitue l'essentiel du relief qui forme l'axe de la chaîne. Il repose tectoniquement sur les unités inférieures, soit sur le complexe Liguride, soit directement sur les unités sédimentaires du substratum. Il s'agit d'un ensemble de roches cristallines et métamorphiques formant de vastes nappes d'épaisseur réduite (inférieure à 3 km) et qui transportent des portions de couverture sédimentaire mésozoïque. Dans la partie septentrionale de l'Arc, trois nappes sont distinguées depuis les travaux de Dubois (1970) (cf. Fig. I-10 et description sommaire ci-dessous), tandis qu'Amodio-Morelli et al. (1976) proposent un découpage plus complexe.

La nappe inférieure, ou «*unité phylladique*» (Dubois, 1970) comporte essentiellement des micaschistes séricito-chloriteux, alternant avec quelques horizons de quartzites micacées, d'amphibolites et de formations volcano-sédimentaires (porphyroïdes). Ces roches sont marquées par une déformation synmétamorphique pénétrative et polyphasée.

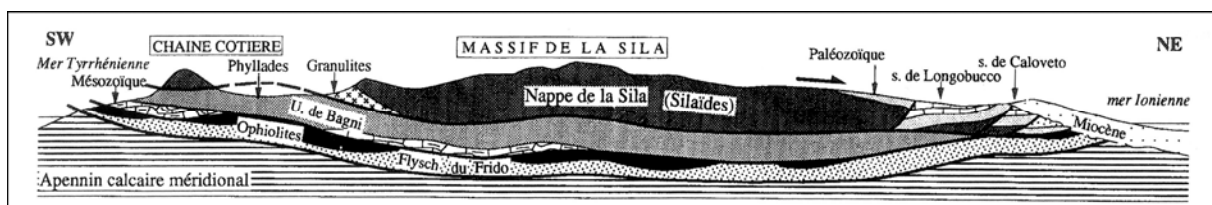


Figure I-10 : Illustration simplifiée de la géométrie des nappes dans le massif de la Sila d'après Bouillin, 1991.

La nappe intermédiaire, ou unité de Castagna (Dubois, 1970), un peu plus épaisse, est essentiellement constituée par une lame d'orthogneiss ocellés plus ou moins déformés et associés à des lambeaux de granodiorites hercyniennes faiblement déformées. Ce socle métamorphique supporte une couverture sédimentaire d'âge jurassique qui ne s'observe que très difficilement du fait de sa dislocation au cours des épisodes de déformation successifs. La région de Tiriolo dans le sud du massif de la Sila fournit les affleurements les plus continus. Des calcaires à clypéines indiquent un âge Jurassique terminal pour ces niveaux (Dubois, 1970).

La nappe supérieure représente la majeure partie du complexe Calabride. On l'observe depuis le massif de la Sila, jusque dans les Monts Péloritains. Il s'agit d'une section de croûte continentale hercynienne (Schenk, 1980). Elle est composée dans sa partie inférieure de gneiss granulitiques. Les gneiss de la partie médiane sont intrudés par une lame de granitoïdes hercyniens, et surmontés par des roches métamorphiques de moyen à bas degré. L'épisode métamorphique principal, responsable de la migmatisation, et contemporain des intrusions, correspond aux derniers stades de l'orogénèse hercynienne (environ 300 Ma, cf. Graessner et al., 2000). Cette nappe transporte sa couverture mésozoïque visible dans la partie Est et formant

l'unité de Longobucco (Amodio-Morelli et al., 1976). Cette série débute à la limite Trias - Jurassique et se poursuit jusque dans l'Eocène avec les dépôts discordants du flysch de Paludi (Zuffa & De Rosa, 1980). Des séries néogènes similaires affleurent à la bordure sud des Monts Péloritains en Sicile, dans la région comprise entre les villes de Longi et Taormina (Formation de Frazzano), et sur la bordure Est du massif de Serre (Formation de Pignolo) (Fig. I-7 et I-9). Leur âge Eocène est toutefois controversé car Bonardi et al. (2003) proposent qu'il s'agisse de dépôts du Miocène inférieur.

2.3/ La couverture post-nappes

Les premiers sédiments discordants sur les contacts de nappes correspondent à la Formation de Stilo Capo-d'Orlando définie par Bonardi et al. (1980). Ses affleurements sont limités à la partie sud de l'arc (Fig. I-7), depuis les Monts Péloritains jusqu'à la bordure sud du Massif de la Sila (région de Tiriolo). Il s'agit de dépôts terrigènes, conglomératiques, comportant souvent une brèche à éléments rubéfiés à la base, et passant vers le haut à des niveaux de plus en plus fins, puis à des alternances argilo-calcaires traduisant un approfondissement du milieu de dépôt et une position plus distale par rapport à l'origine des apports. Vers le sommet de la série, des niveaux de silexites et de tuffites sont datés du Burdigalien (Lorenz, 1984). Sur la base d'arguments micropaléontologiques, Weltje (1992) considère que les premiers niveaux datent du Rupélien supérieur (Oligocène moyen, environ 28 Ma), tandis que Bonardi et al. (2003) proposent un âge Aquitanien, en faisant appel au remaniement des microfossiles les plus anciens.

La Formation de Stilo-Capo d'Orlando est surmontée par les « Argille Scagliose Varicolori ». Cette formation est constituée de sédiments argileux rouges et verts, à texture écailleuse contenant des lambeaux de terrains variés (calcaires à radiolaires, schistes bitumineux, grès roux) correspondant à différents flyschs datés du Crétacé-Paléogène et au flysch Numidien Oligocène supérieur. Ce flysch a été remobilisé tectoniquement ou gravitairement au Burdigalien en formant un vaste olistostrome glissé dans le bassin oligo-miocène en cours d'approfondissement. Cette remobilisation tectono-sédimentaire implique un soulèvement relatif important de la zone dans laquelle ces flyschs se sont mis en place.

Après l'interruption liée à la mise en place des « Argille Scagliose Varicolori », la sédimentation reprend à partir du Langhien avec la formation des Calcarénites de Floresta (Carmisciano et al., 1981). D'après Barrier et al. (1987) les conditions de dépôts de cette série semblent avoir évolué au cours du temps depuis des profondeurs assez faibles jusqu'à l'émergence au Serravallien comme l'indique la présence d'un « hardground » au toit de la série (Barrier, 1984).

Cette évolution sédimentaire met en évidence une immersion de la pile tectonique de l'Arc Calabro-Péloritain, suivi d'un approfondissement régulier des conditions de dépôts traduisant (hormis les variations eustatiques) le fait que la région était alors probablement soumise à un

régime d'amincissement crustal. Les données chronostratigraphiques suggèrent que cette évolution sédimentaire post-orogénique a débuté à l'Oligocène supérieur ou au Miocène inférieur dans la région où était situé l'édifice tectonique correspondant maintenant à l'Arc Calabro-Péloritain.

2.4/ Cinématique et chronologie

Les questions qui se posent lorsqu'il s'agit de reconstituer l'évolution géodynamique de l'Arc Calabro-Péloritain sont nombreuses. Quand et comment se sont empilées les nappes ? Selon quelle direction et quel sens ? Quelles étaient initialement leurs positions relatives dans l'espace téthysien en cours de fermeture ? De quelle manière les différents blocs se sont-ils déplacés les uns par rapport aux autres, y a-t-il eu des rotations ? Combien d'étapes de déformation alpine ont-ils subi ? Dans quel environnement métamorphique les différentes unités ont-elles été transportées ?

Depuis plusieurs décennies, les travaux pluridisciplinaires menés dans l'ensemble de l'Arc Calabro-Péloritain apportent des réponses partielles à ces questions. Une rapide synthèse est proposée dans les paragraphes suivants.

2.4.1/ Cinématique de la mise en place des nappes

Les nombreuses études structurales des différentes régions de l'Arc Calabro-Péloritain mettent en évidence une déformation polyphasée qui se traduit par la superposition de marqueurs tectoniques et métamorphiques. L'objectif principal de ces études est de déterminer le sens et les modalités de la mise en place des nappes. Dans les tentatives de reconstitution de l'évolution cinématique tertiaire, il est indispensable de distinguer les déformations hercyniennes et les déformations alpines. Cependant, il n'est pas toujours aisé d'attribuer tel ou tel marqueur à une étape de déformation, et on verra que dans la partie sud de l'Arc, des ambiguïtés existent. Cette distinction est toutefois facilitée, au moins dans la partie septentrionale de l'Arc, par le fait que seules les déformations alpines ont affecté les unités ophiolitiques du complexe Liguride. Il en est de même pour les séries de couverture mésozoïque. De plus, en prenant certaines précautions, il est possible d'utiliser comme référence la déformation des granitoïdes tardi-hercyniens mis en place au sein du Complexe Calabride autour de 300 Ma : toutes les déformations que l'on peut y observer seraient *a priori* alpines (Dubois, 1976 ; Faure, 1980). Ce point est cependant remis en cause par des travaux récents de Caggianelli et al. (2000) et Festa et al. (2006) pour lesquels une partie de la déformation de ces granitoïdes est contemporaine de leur mise en place tardi-hercynienne.

Dans la partie nord de l'arc, les unités du Complexe Liguride sont affectées par une déformation cisailante pénétrative et symmétamorphique. Les travaux de Knott (1987 ; 1994) puis ceux de Rossetti et al. (2001 ; 2004), reprenant en partie les observations de Dubois (1976) suggèrent deux étapes de déformation cisailante. La première (D1) est marquée par le développement d'une foliation qui a valeur de plan axial pour les plis isoclinaux associés. Les microstructures de cisaillement associées indiquent généralement un sens de transport du haut de la pile vers l'ENE. Cette déformation est contemporaine du développement des paragenèses de HP-BT traduisant l'enfouissement de ces unités. Dans la partie inférieure du complexe Liguride, la foliation principale observable est associée à la seconde phase de déformation D2, cependant que les marqueurs de D1 s'observent localement, à la faveur de microlithons préservés. Cette seconde foliation, un peu moins pénétrative, se développe dans des conditions métamorphiques moins fortes (faciès Schistes Verts) qui se marquent par la rééquilibration partielle des paragenèses HP-BT antérieures. Elle est interprétée comme le résultat d'une exhumation tectonique des unités profondes du complexe. Des marqueurs d'un régime d'extension, depuis l'échelle cartographique, jusqu'à l'échelle du minéral, confirment cette interprétation : l'ensemble de la pile subit un amincissement général postérieur à l'empilement. Les microstructures contemporaines de D2 indiquent cette fois un transport du haut de la pile vers l'WNW (Rossetti et al., 2001 ; 2004 ; Liberi et al., 2006).

Le Complexe Calabride est découpé en plusieurs unités superposées par des contacts tectoniques subhorizontaux à l'échelle de l'Arc. La déformation alpine est visible dans l'ensemble de la pile, depuis les niveaux les plus profonds, jusqu'à la surface où ces contacts émergent en se greffant sur les anciennes failles normales de la marge sédimentaire mésozoïque (Bouillin et al., 1988). La géométrie de ces chevauchements et des plis associés dans les séries de couverture indiquent un transport du haut vers le NE dans la partie nord de l'Arc (Fig. I-11).

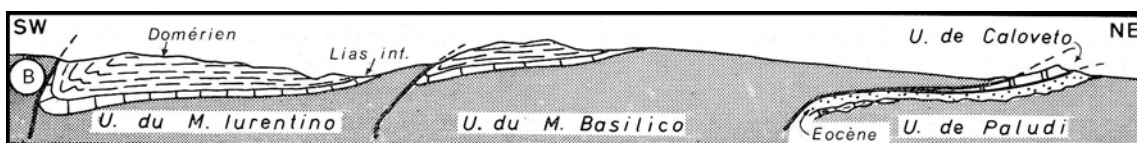


Figure I-11 : Coupe schématique des écailles de Longobucco d'après Bouillin et al. (1988).

Plus bas dans la pile, l'étude des microstructures de cisaillement des granitoïdes tardi-hercyniens ainsi que des mylonites qui marquent les contacts entre les unités principales indique une direction de transport EW, mais en revanche les auteurs ne s'accordent pas sur le sens de mouvement. Faure (1980) décrit des marqueurs cinématiques (microstructures de cisaillement) contradictoires tandis que pour Knott (1987) et Dietrich (1988), le sens de transport du haut de la pile est clairement de l'ouest vers l'est.

Plus au sud, à la bordure nord du massif des Serre, Langone et al. (2006), décrivent dans les mylonites à la base du Complexe Calabride, des indices de cisaillement du haut vers le SE. Dans les Monts Péloritains, l'organisation générale des nappes suggère un empilement vers le Sud. Les rares indices structuraux disponibles mettent en évidence une direction de raccourcissement nord-sud (Truillet, 1968 ; Atzori et al., 1994 ; Somma et al., 2005).

2.4.2/ Âge des principaux épisodes tectonométamorphiques

Les âges radiométriques les plus anciens publiés à ce jour proviennent des unités paléozoïques du Complexe Calabride dans les Monts Péloritains : des zircons issus de niveaux volcanosédimentaires ont été datés par la méthode U-Pb entre 456 et 472 Ma (Trombetta et al., 2004). Mises à part ces données, l'essentiel des âges paléozoïques correspondent à l'âge du pic du métamorphisme hercynien dans l'ensemble des unités du Complexe Calabride : depuis les gneiss granulitiques (296 +/- 2 Ma par la méthode U-Pb sur zircon d'après Schenk, 1980) des niveaux inférieurs, jusqu'aux gneiss amphibolitiques des niveaux supérieurs (293 à 295 Ma par la méthode U-Pb sur zircon d'après Graessner et al., 2000). Par ailleurs d'après ces auteurs, ce pic de métamorphisme est également synchrone de la mise en place des granitoïdes, autour de 300 Ma. Un âge assez voisin (272 +/- 18 Ma par la méthode Rb-Sr sur roche totale), mais probablement un peu perturbé avait déjà été proposé par Borsi et Dubois (1968), et dans la partie méridionale, l'âge des granitoïdes est également compris entre 282 et 291 Ma (méthode Rb-Sr sur biotites et muscovites d'après Del Moro et al., 1982). Ce métamorphisme est donc relativement jeune mais est similaire et contemporain de l'évolution décrite dans les unités du socle hercynien de Sardaigne (Carmignati et al., 1994).

Dans les Monts Péloritains, De Gregorio et al. (2003) interprètent un âge à 301 +/- 2 Ma, obtenu sur des micas blancs échantillonnés dans des mylonites du Complexe Calabride, comme l'âge de la mise en place des nappes. Tandis que des âges légèrement plus jeunes (262 à 292 Ma par la méthode Rb-Sr sur biotites et muscovites) sont associés à la mise en place des granitoïdes au sein du complexe métamorphique (Atzori et al., 1990). Cependant ces granitoïdes ne sont jamais sécants sur les contacts tectoniques.

Les autres données géochronologiques disponibles sur l'ensemble de l'Arc indiquent clairement une évolution tectonométamorphique alpine, mais ne permettent pas de vraiment préciser l'âge des principales étapes. En effet la plupart de ces données correspondent à des âges mixtes. Ces données doivent donc être considérées avec prudence en particulier pour reconstituer la chronologie des évènements.

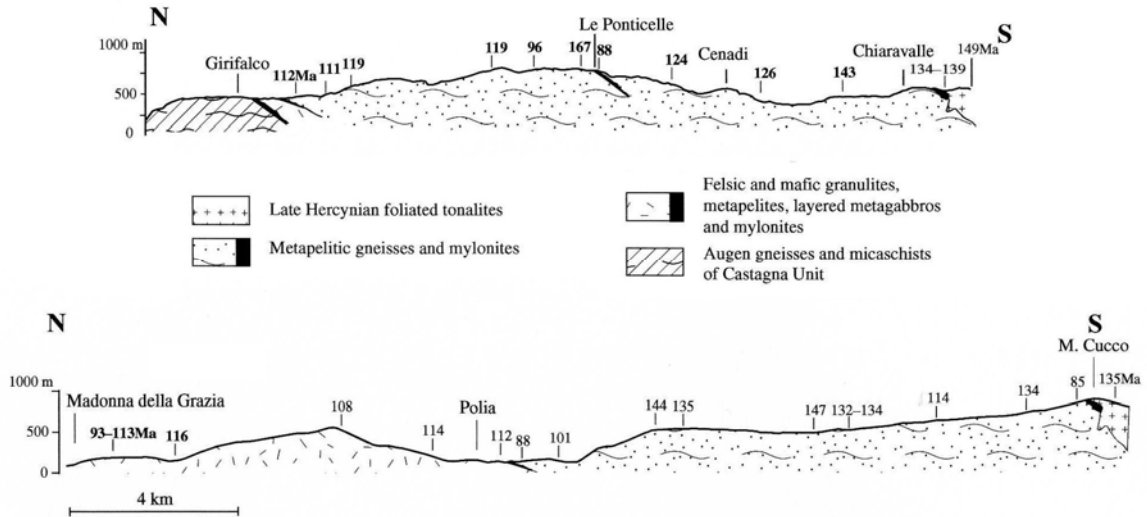


Figure I-12 : Distribution des âges Rb-Sr sur biotites le long de deux profils dans le massif des Serre. En gras les données de Del Moro et al. (2000). Les autres données sont de Schenk (1980).

Dans le massif des Serre, les données géochronologiques montrent une très forte dispersion (Fig. I-12) : les âges obtenus par Schenk (1980) puis Del Moro et al. (2000) sur des biotites extraites des granitoïdes s'échelonnent entre 85 et 181 Ma. Ces auteurs les interprètent en termes de refroidissement progressif, sous l'effet de l'érosion. Dans le même secteur, au niveau de la ligne Curinga-Girifalco, qui correspond à la zone tectonique majeure séparant les unités supérieure et intermédiaire du Complexe Calabride, un âge à 268 ± 4 Ma et un âge à 43 ± 1 Ma (méthode Rb-Sr) respectivement sur des muscovites et des biotites provenant du même échantillon de mylonites illustrent le problème de l'âge mixte (Schenk, 1980). Les deux familles de minéraux ont été partiellement rééquilibrées et/ou recristallisées au cours d'un épisode thermique dont l'âge maximal est proche de 43 Ma, bien qu'il puisse être plus jeune. Cet âge est toutefois du même ordre de grandeur que celui à 48 ± 2 Ma obtenu par Borsi et Dubois (1968) sur des muscovites du Trias du substratum métamorphique des nappes. On retrouve ce type d'âges mixtes difficilement exploitables dans les travaux de Faure (1980), de Bonardi et al. (1987) ou plus récemment dans ceux de Rossetti et al. (2001 et 2004).

Ces derniers en revanche fournissent des indications assez précises sur l'âge du métamorphisme HP-BT des unités ophiolitiques du Complexe Liguride. Les spectres $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ qu'ils ont obtenus sur phengites sont perturbés mais indiquent cependant un âge compris entre 33 et 38 Ma (Fig. I-13a). Par ailleurs leurs données indiquent également de manière assez fiable que l'exhumation tectonique à laquelle est associée la déformation extensive à vergence NW décrite plus haut était active à partir de 30 Ma et jusqu'à 15 Ma (Fig. I-13b).

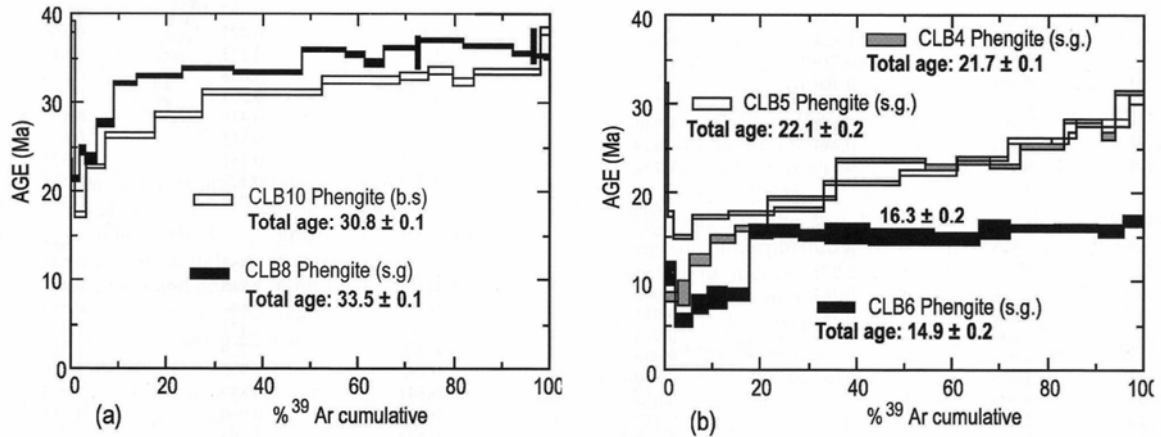


Figure I-13 : Spectres d'âges Ar-Ar sur des muscovites (a) des unités ophiolitiques du complexe Liguride, (b) des unités du Complexe Calabride, dans la région du massif de la Sila. D'après Rossetti et al. (2004).

Cette observation est également mise en évidence par les données de traces de fission sur apatite et zircon de Thomson (1994, 1998) qui montrent que les unités de socle du Complexe Calabride enregistrent une augmentation de leur vitesse d'exhumation entre 35 et 15 Ma.

En conclusion de cette rapide revue, il faut retenir que les données géochronologiques disponibles dans la région de l'Arc Calabro-Péloritain ne nous renseignent que de manière très imprécise sur l'âge des déformations alpines. Dans l'ensemble, elles suggèrent que la déformation et le métamorphisme associés à l'empilement des nappes est d'âge Eocène-Oligocène, tandis que la déformation en amincissement mise en évidence par Rossetti et al. (2004) est d'âge Oligocène supérieur - Miocène moyen.

2.4.3/ Origine paléogéographique des différents ensembles tectoniques

L'origine paléogéographique des unités du Complexe Calabride est encore sujette à débat. Selon les modèles proposés, elles étaient localisées : (1) au niveau de la marge sud-téthysienne, appartenant donc à la paléomarge continentale africaine (e.g. Amodio-Morelli et al., 1976 ; Scandone, 1979, Bonardi et al., 1982 Liberi, 2006). Le Complexe Calabride aurait alors été transporté dans un premier temps vers l'ouest sur les unités ophiolitiques, puis vers l'est, en même temps que leur substratum, sur les unités de la plate-forme carbonatée apenninique. A l'inverse, (2) d'autres auteurs (e.g. Alvarez, 1976 ; Bouillin, 1984 ; Knott, 1987 ; Dietrich, 1988 ; Seranne, 1999 ; Rossetti et al., 2001, 2004) rattachent ces unités à la marge sud-européenne, impliquée dans des chevauchements à vergence SE, au dessus des ophiolites téthysiennes, au sein d'un prisme d'accrétion dont l'évolution serait contrôlée par une subduction vers le NW. Enfin, (3) un troisième groupe d'auteurs avance une solution alternative : selon eux, le Complexe

Calabride appartiendrait à un microcontinent localisé entre deux domaines océaniques (Guerrera et al., 1993 ; Cello et al., 1996 ; Piluso et Morten, 2004 ; Guerrera et al., 2005) (Fig. I-14).

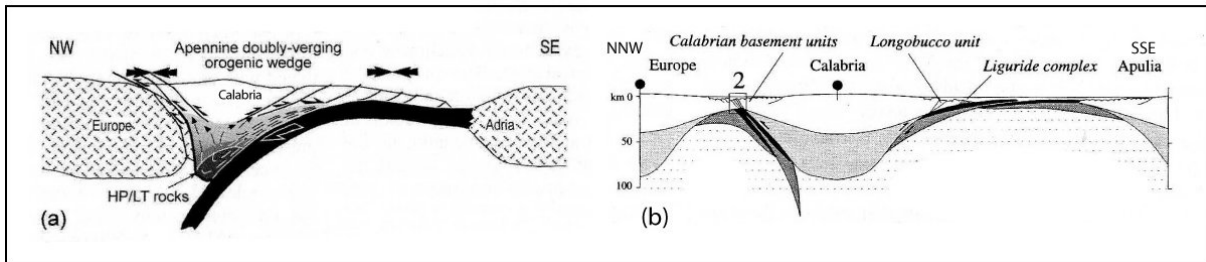


Figure I-14 : Deux interprétations de la position paléogéographique des unités du complexe Calabride au Crétacé - Paléogène. (a) : au niveau de la marge nord-téthysienne (d'après Rossetti et al., 2004) ; (b) : en position intermédiaire, entre les plaques Afrique et Europe (Cello et al., 1996).

Ces différents modèles sont souvent basés sur l'étude des marqueurs de la déformation associée à l'empilement des nappes. Toutefois, comme il a été présenté plus haut, la superposition de déformations (tant héritées des épisodes hercyniens que résultant de l'évolution polyphasée alpine) rend délicate l'usage de ces indices. Les travaux de Bouillin et al. (1988 ; 1992) tendent cependant à confirmer l'origine européenne de l'ensemble du Complexe Calabride : l'étude de l'organisation tectonosédimentaire des unités de Longobucco (Massif de la Sila) et de Taormina (Monts Péloritains) indique en effet une géométrie de paléomarge sédimentaire mésozoïque marquée par un domaine proximal du côté nord ou ouest, et un domaine plus distal du côté sud ou est (Fig. I-15). Ces observations s'accordent également avec les reconstitutions des séries sédimentaires mésozoïques que l'on retrouve impliquées dans les massifs Kabyles.

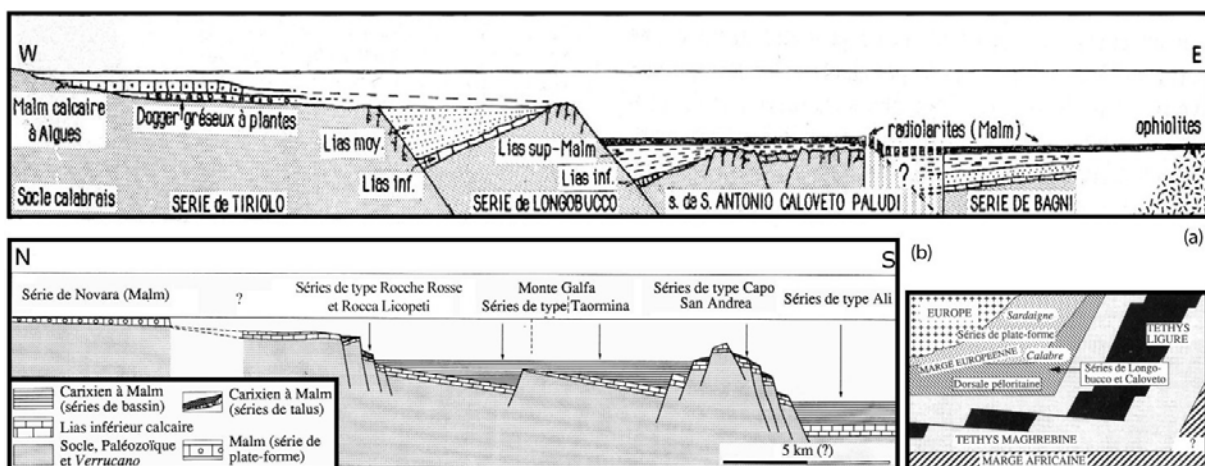


Figure I-15: Reconstitution de l'organisation de deux segments de la marge mésozoïque sud-européenne à partir de l'étude des unités tectonosédimentaires de (a) Longobucco (Sila) d'après Bouillin et al. (1988) et (b) Taormina (Dorsale Péloritaine) d'après Bouillin et al. (1992).

L'ensemble de ces observations argumente en faveur du modèle (2) décrit plus haut, impliquant une origine européenne pour les unités du Complexe Calabride. Des arguments similaires existent pour les domaines kabyles et bético-rifains (Bouillin, 1984 ; Bouillin et al., 1987). D'après Bouillin et al. (1986) ces différents domaines formaient un même ensemble dénommé AlKaPeCa (pour Alboran, Kabylies, Péloritains et Calabre), situé en bordure de la marge sud-européenne (Fig. I-16).

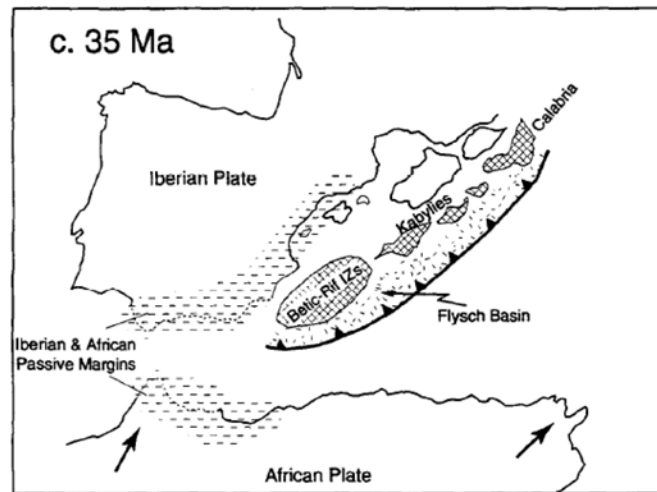


Figure I-16: Exemple de reconstitution paléogéographique de la Méditerranée occidentale à l'Oligocène inférieur. En hachuré, la position approximative des microblocs continentaux formant le domaine AlKaPeCa (Bouillin, 1986). D'après Lonergan et White (1997).

2.4.4/ Déplacements des différents ensembles : apports du paléomagnétisme

L'édifice de nappes impliqué dans l'Arc Calabro-Péloritain a été transporté dans sa position actuelle au cours de l'ouverture des bassins de la Méditerranée Occidentale. De nombreuses études paléomagnétiques ont tenté de préciser la position paléogéographique et l'orientation des différents blocs déplacés lors de ces ouvertures. En Calabre et dans les Monts Péloritains, les données disponibles ne couvrent que la période comprise entre le Tortonien et le Pléistocène (voir la synthèse de Rosenbaum et Lister, 2004). Elles montrent dans l'ensemble que, en même temps qu'il était transporté vers le SE, le microbloc Calabro-Péloritain a enregistré une rotation horaire autour d'un axe vertical d'un angle d'environ 30°, plus marquée à son extrémité Sud, accompagnant la formation de l'Arc. Ces données suggèrent en outre que les domaines nord et sud de l'Arc n'ont pas enregistré les mêmes rotations. Durant la même période, les unités apenniniques enregistreraient une rotation équivalente mais de sens opposé (Fig. I-17a).

De telles valeurs de rotation sont communes dans l'ensemble du domaine de la Méditerranée Occidentale. Dans la région de l'Arc de Gibraltar, les valeurs de rotation, de sens opposé de part et d'autre du détroit, peuvent même dépasser les 90°. Enfin, le bloc corso-sarde a également

enregistré une rotation antihoraire de 30° sous l'effet de l'ouverture du bassin Liguro-provençal, entre 32 et 16 Ma (Fig. I-17b).

La reconstitution de l'évolution structurale de l'édifice de nappes de l'Arc Calabro-Péloritain pendant la période Eocène-Miocène inférieur, correspondant à la transition entre les épisodes de raccourcissement et les épisodes d'extension, nécessite de prendre en compte ces données paléomagnétiques, afin de replacer les différents ensembles dans leur position et leur orientation initiales antérieures à l'ouverture des bassins de la Méditerranée Occidentale.

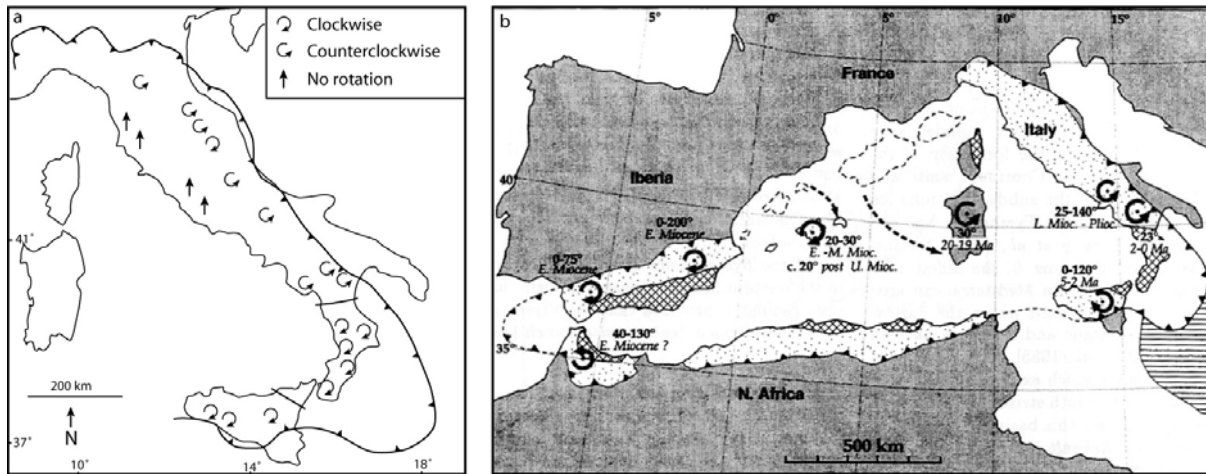


Figure I-17 : (a) : Sens de rotation des blocs impliqués dans la chaîne apenninico-maghrébide modifié d'après Rosenbaum & Lister (2004) ; (b) Compilation des données paléomagnétiques des rotations du Néogène à l'actuel pour la Méditerranée Occidentale, d'après Lonergan & White (1997).

2.5/ Conclusions

Les unités du Complexe Calabride de l'Arc Calabro-Péloritain correspondent donc à une pile de nappes tectoniques alpines qui occupent la position la plus haute dans la chaîne apenninico-maghrébide et dont elles diffèrent par leur nature cristalline et métamorphique. On y distingue plusieurs ensembles superposés, avec en particulier des restes de l'ancienne lithosphère océanique téthysienne, surmontés par des nappes de socle que nous admettons être d'origine européenne. L'empilement de ces ensembles tectoniques s'est fait au cours de la période Eocène-Oligocène. Cette structuration résulte de la formation d'un prisme d'accrétion au front de la subduction. Le microbloc Calabro-Péloritain était initialement rattaché au microbloc corso-sarde. Il formait avec les domaines kabyles et bético-rifains, un même ensemble qui a ensuite été fragmenté (domaine AlKaPeCa de Bouillin, 1986). Chacun des microblocs formés a ensuite dérivé et a été transporté dans sa position actuelle au cours de l'ouverture des bassins de la Méditerranée Occidentale, à partir de l'Oligocène moyen. Les indices d'une déformation en extension au sein de la pile de nappes calabraises sont interprétés comme le résultat de cette ouverture.

Les modalités de cette évolution sont encore imparfaitement connues. Une grande partie des observations disponibles a été faite sur les unités du Complexe Liguride. Qu'en est-il du Complexe Calabride ? Quelles sont les modalités de sa structuration ? Est-elle contemporaine des épisodes alpins ? La superposition de déformations alpines d'abord en convergence puis en extension, observée dans la partie nord s'y est elle également marquée ? L'objectif des chapitres suivants est de répondre à ces questions en apportant de nouvelles contraintes acquises sur le Massif de l'Aspromonte qui occupe la zone sud de l'Arc.

Chapitre II

Cartographie et lithologie des unités du Massif de l'Aspromonte

Sommaire

1/ Généralités	35
2/ La pile tectonométamorphique du massif de l'Aspromonte	35
2.1/ Introduction	35
2.2/ L'unité d'Africo-Polsi	37
2.2.1/ Caractéristiques générales	37
2.2.2/ Lithologie de l'unité d'Africo-Polsi	38
2.2.3/ La fenêtre de Cardeto : un jalon occidental de l'unité d'Africo-Polsi ?	47
2.3/ L'unité de l'Aspromonte	48
2.3.1/ Caractéristiques générales	48
2.3.2/ Lithologie de l'unité de l'Aspromonte	48
2.4/ Le contact tectonique séparant les unités d'Africo-Polsi et de l'Aspromonte	50
2.5/ L'unité de Stilo	51
2.5.1/ Caractéristiques générales	51
2.5.2/ Lithologie de l'unité de Stilo	51
2.6/ La limite septentrionale entre les unités de Stilo et de l'Aspromonte	54
2.7/ Le contact tectonique entre les unités de Stilo et d'Aspromonte	59
3/ Conclusions	62

L'objectif de ce chapitre est de décrire plus en détails la zone sud de l'Arc Calabro-Péloritain et plus particulièrement le Massif de l'Aspromonte, où l'on observe la partie supérieure du Complexe Calabride. Cette zone a fait l'objet d'études sur le terrain qui ont permis de tracer une carte géologique simplifiée, sensiblement différente des cartes antérieures. En particulier, l'extension cartographique et les contours des différentes unités ont été modifiés.

1/ Généralités

Le Massif de l'Aspromonte constitue l'extrémité sud de la péninsule de Calabre. Il fait face aux Monts Péloritains qui occupent la pointe nord-est de la Sicile et dont il est séparé par le Détroit de Messine. Il culmine au Montalto (1957m), et est bordé par les mers Tyrrhénienne au nord et Ionienne au sud. Au nord-est, ses crêtes sommitales se prolongent avec la chaîne des Serre. Sa morphologie est très contrastée et révèle la surrection récente d'une ancienne surface érosive. Le cœur du massif est en effet constitué de plateaux subhorizontaux perchés à 1200m d'altitude en moyenne (les *piani*). Ces surfaces planes sont recouvertes de dépôts plio-quadernaires marins, ce qui implique un soulèvement important, de l'ordre de 2 km en moins d'1 Ma. Ces plateaux sont fortement ré-incisés par des rivières aux allures d'oued (les *fiumare*). Un réseau de failles normales découpe le massif en blocs de tailles variables avec des rejets atteignant parfois plusieurs centaines de mètres.

2/ La pile tectonométamorphique du massif de l'Aspromonte

2.1/ Introduction

Jusqu'à la fin des années 1970, alors que l'Arc Calabro-Péloritain était déjà assez bien connu dans son ensemble, peu d'études géologiques du Massif de l'Aspromonte avaient été publiées. A tel point que cette partie de l'arc était qualifiée de « zone encore insuffisamment définie » dans la synthèse de Amodio-Morelli et al. (1976). De nombreuses études ont alors été mises en œuvre par les équipes des universités de Messine et Catane en Sicile et de Naples et Cosenza sur le continent. Ces travaux sont basés sur une relecture des observations effectuées pendant les levés nécessaires au tracé de la carte géologique au 1/25000 publiée à partir de 1971 dans le cadre du projet de la « Cassa per il Mezzogiorno » (Burton et al., 1971) et ont abouti à la synthèse cartographique proposée à partir de 1979 par Bonardi et ses collaborateurs (Fig. II-1).

Afchain (1968) est le premier à mettre en évidence dans le Massif de l'Aspromonte la présence de contacts anormaux qu'il qualifie alors de « décollements ». Mais ce n'est que depuis les travaux de Bonardi et al. (1979), que trois unités tectoniques principales y ont été distinguées. L'unité médiane (« unité de l'Aspromonte ») arme le massif et s'étend plus à l'ouest dans les

Monts Péloritains, où elle occupe la position la plus élevée dans la pile tectonique. En Aspromonte, elle est intercalée entre deux autres unités aux caractéristiques très différentes. L'unité supérieure est rattachée à l'unité de Stilo qui a été définie plus au nord-est à la bordure orientale du massif des Serre. L'unité inférieure (dite d'Africo) est visible dans la partie est du massif (Fig. II-1). Les travaux de Pezzino & Puglisi (1980) ou plus récemment de Ortolano et al. (2005) proposent de l'étendre vers le nord. A ce découpage s'ajoute l'unité de Cardeto qui correspond latéralement d'après Bonardi et al. (1980) à l'unité de Mandanici visible dans les Monts Péloritains.

Les observations effectuées au cours de cette thèse amènent à modifier sensiblement les limites cartographiques de ces trois unités. L'unité inférieure (dénommée ici « unité d'Africo-Polsi ») et l'unité supérieure (« unité de Stilo ») ont été étendues aux dépens de l'unité de l'Aspromonte (Fig. II-2).

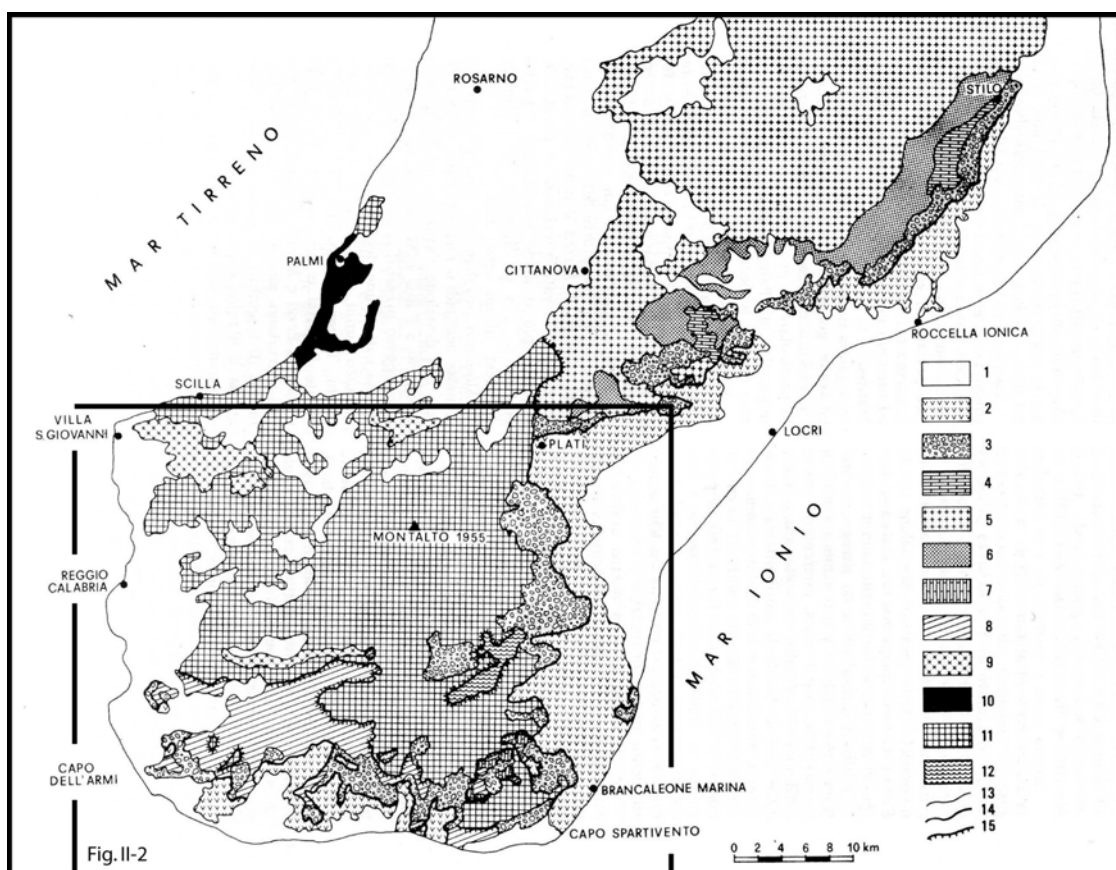


Figure II-1: Carte géologique schématique d'après les travaux de Bonardi et al. (1979). 1. Couverture sédimentaire (Miocène moyen - Actuel) ; 2. « Argille Varicolori » (Crétacé - Paléogène) ; 3. Formation de Stilo Capo-d'Orlando (Oligocène sup. - Miocène moyen) ; Unité de Stilo : 4. et 7. Couverture mésozoïque (Jurassique) ; 5. Granites de Cittanova et des Serre ; 6. et 8. Couverture paléozoïque ; Unité de l'Aspromonte : 9. granites tardi-hercyniens ; 10. Migmatites tonalitiques ; 11. Paragneiss et micaschistes à sillimanite et grenat, orthogneiss, amphibolites, marbres ; Unité d'Africo : 12. Phyllades, métarénites et metabasaltes ; 13. Limites stratigraphiques ; 14. Contact basal des « Argille varicolori » ; 15. Contact entre les unités. La zone encadrée correspond au Massif de l'Aspromonte qui a fait l'objet de cette étude.

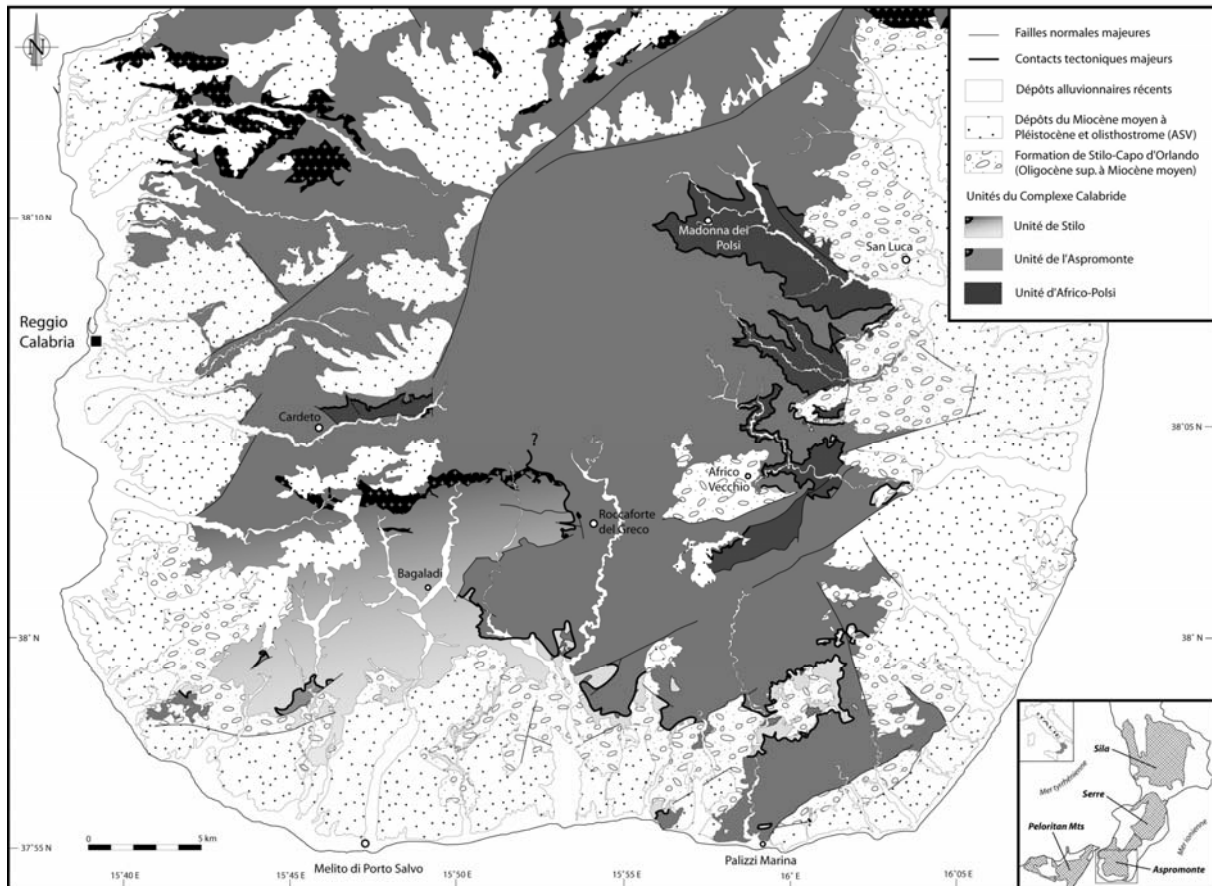


Figure II-2 : Carte simplifiée du massif de l'Aspromonte modifiée d'après Bonardi et al., (1979), Pezzino et al., (1990), Graessner & Schenk (1999), Ortolano et al., (2005), et les observations effectuées au cours de cette thèse. Le dégradé de gris utilisé pour l'unité de Stilo correspond à une zonation métamorphique qui sera décrite dans le chapitre III, d'après Graessner & Schenk (1999).

2.2/ L'unité d'Africo-Polsi

2.2.1/ Caractéristiques générales

L'unité inférieure, telle qu'elle a été définie par Bonardi et al. (1979) (Unité d'Africo), affleure dans une fenêtre tectonique allongée selon une direction NE-SW, à proximité du village d'Africo Vecchio. La fenêtre est ouverte dans l'unité de l'Aspromonte par l'incision profonde des *fiumare* La Verde et Apòscipo. La géométrie d'ensemble du contact entre l'unité inférieure et l'unité de l'Aspromonte évoque une structure antiforme dont l'axe NE-SW a la direction d'allongement de la fenêtre. Le contact est peu penté dans l'ensemble mais dans la partie orientale il est décalé par un réseau de failles normales qui abaissent le compartiment est. La meilleure coupe se situe dans les gorges que les rivières ont creusées. Elle comporte des metabasites, des métarénites, des phyllades et des carbonates métamorphiques. Une description lithostratigraphique plus détaillée de cette partie de l'unité inférieure est proposée plus loin.

Les travaux de terrain menés au cours de cette thèse montrent que cette unité inférieure se prolonge vers le nord, comme le suggèrent également Ortolano et al. (2005). À l'ouest du Monte Jofri, de part et d'autre de la crête on retrouve ses faciès caractéristiques surmontés par l'unité de l'Aspromonte. Vers le nord, l'essentiel du bassin versant de la *fiumara* di Butramo traverse le contact et incise l'unité inférieure. Enfin, selon nous, plus au nord encore, dans la vallée ouverte par la *fiumara* Bonamico, elle se relie cartographiquement à « l'unité de la Madonna dei Polsi » définie par Pezzino & Puglisi (1980). Ces auteurs voyaient déjà effectivement dans ce secteur une unité tectonique différente de l'unité de l'Aspromonte mais la relation avec l'unité d'Africo n'était pas précisée. L'ensemble couvert par ces trois vallons correspond selon nous à une seule et même unité, l'unité d'Africo-Polsi.

Des similitudes sont évidentes avec l'unité de Cardeto (Bonardi et al., 1980) visible dans la partie ouest du massif : lithologie, métamorphisme, position structurale. Cependant nos données ne permettent pas d'établir avec une réelle certitude le rattachement des séries de Cardeto à l'unité d'Africo-Polsi.

2.2.2/ Lithologie de l'unité d'Africo-Polsi

D'une manière générale, la distinction que l'on fait entre l'unité d'Africo-Polsi et l'unité de l'Aspromonte est basée sur un contraste lithologique net : alors que l'essentiel des roches de l'unité de l'Aspromonte sont de nature « cristalline » (cf. paragraphe 2.3.2), l'unité d'Africo-Polsi est constituée de roches d'apparence moins métamorphique, où la nature sédimentaire ou volcanique est encore bien reconnaissable. Du fait des déformations importantes subies par cette unité et des discontinuités d'affleurement il est difficile de tracer des contours cartographiques des lithologies rencontrées. Dans les paragraphes suivants nous allons passer en revue les principaux lithotypes observés dans l'unité inférieure, en s'appuyant sur la description de certains secteurs particuliers.

a - Observations dans le secteur de la *fiumara* La Verde

Cette rivière qui s'écoule grossièrement du cœur du massif vers l'est et la côte ionienne, prend sa source à proximité du village d'Africo Vecchio, dans les unités sédimentaires oligo-miocènes. Elle coupe ensuite le contact entre les unités de l'Aspromonte et d'Africo-Polsi, puis elle est grossie par son affluent principal la *fiumara* Apòscipo venant du nord. Elle s'écoule en aval dans une vallée étroite puis recoupe à nouveau l'unité de l'Aspromonte dans laquelle elle incise de profondes gorges. La coupe E-W en remontant vers l'amont depuis ces gorges permet d'observer une série particulière d'âge probablement paléozoïque.

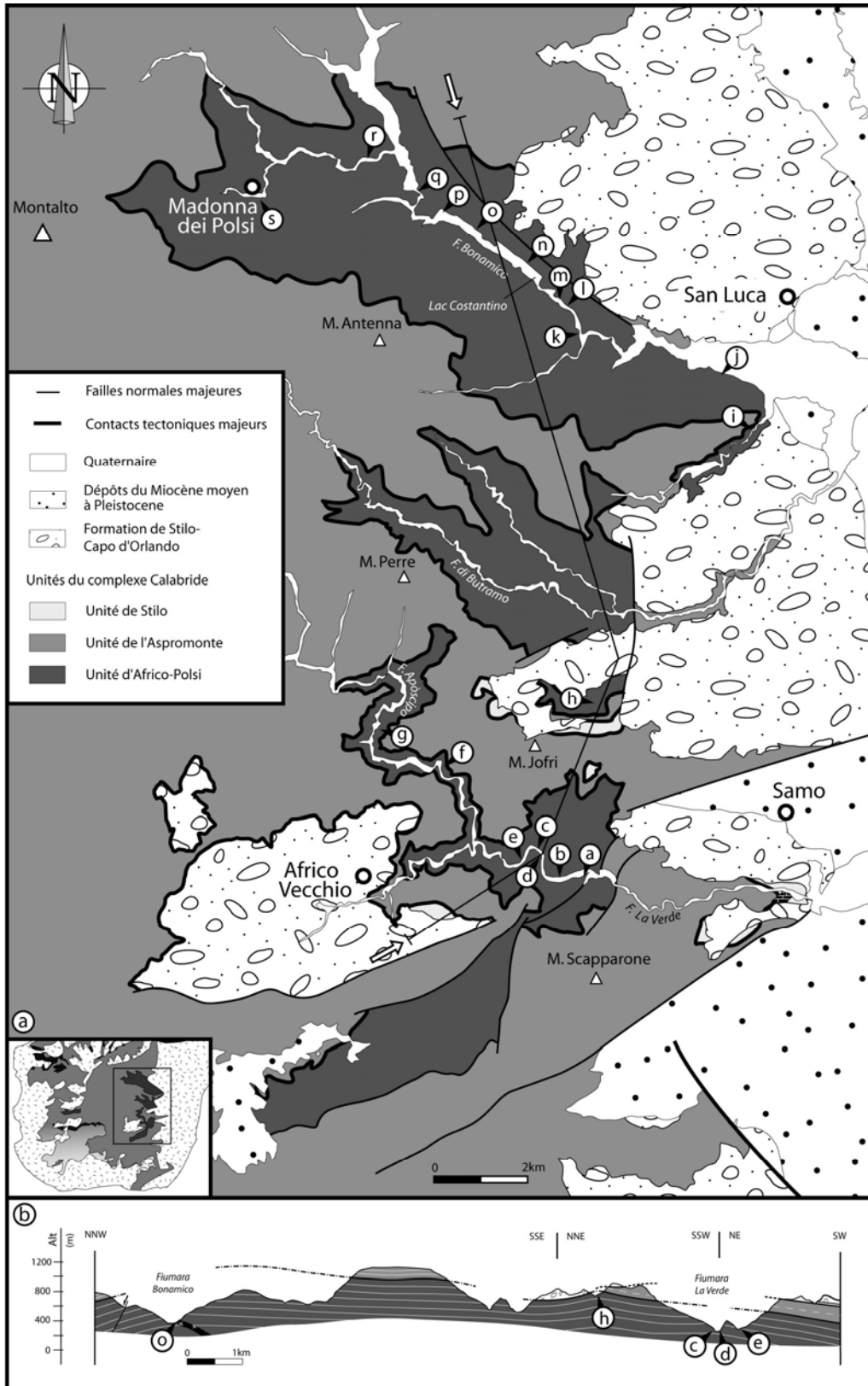


Figure II-3: (a) Carte du secteur NE du Massif de l'Aspromonte. Les contours des unités ont été tracés à partir des cartes de Bonardi et al. (1979), de Pezzino & Puglisi (1980) et de Ortolano et al. (2005), complétés ou modifiés à partir de nos observations effectuées au cours des missions sur le terrain depuis 2004. (b) Coupe simplifiée de la structure de la pile tectonique, illustrant les relations géométriques entre les 3 unités du Massif. Les étiquettes (a) à (s) correspondent aux affleurements où peuvent être observés les faciès décrits dans le texte.

. Schistes charbonneux (Fig. II-3, étiquette a)

Ce faciès est le plus bas de la série observée dans ce secteur. Son épaisseur est difficile à évaluer du fait de la déformation très pénétrative qui affecte ces matériaux ductiles et de la discontinuité des affleurements. Elle ne dépasse probablement pas 50 m. Il s'agit de schistes gris ou noirs, riches en matière organique et en soufre comme en témoigne la couleur localement jaune de l'affleurement (Fig. II-4). On y trouve également des niveaux centimétriques de quartzite noir riches en matière organique (lydienne). Quelques petits bancs décimétriques de calcaires roux sont visibles dans la partie inférieure.

. Dolomies et calcaires métamorphiques (Fig. II-3, étiquettes b et c)

Cette formation de schistes ampéliteux est recouverte vers l'amont par un petit banc métrique de grès roses riches en micas, immédiatement surmonté par un niveau de dolomie épais de plusieurs mètres d'épaisseur, puis par des bancs métriques de calcaire micritique. Ces carbonates sont traversés dans la partie supérieure par des filons volcaniques (Fig. II-4, photo c). Cette série est épaisse d'environ 75 m.

. Coulées volcaniques et série volcano-détritique (Fig. II-3, étiquette d)

Environ 10 m de roche sombre et massive surmontent les carbonates. Il s'agit probablement d'anciennes coulées comme le suggère l'organisation en bancs épais (Fig. II-4). Au dessus on observe une épaisse série de schistes gréseux et chloriteux sombre assez homogène correspondant probablement à une formation volcano-sédimentaire. De petits lits gréseux s'y intercalent irrégulièrement, surtout dans la partie supérieure. L'épaisseur de cette formation est probablement de l'ordre de 100 m.

. Lydiennes et schistes chloriteux (Fig. II-3, étiquette e)

Cette formation constitue l'essentiel de la série et elle est probablement à l'origine du nom de la rivière. Il s'agit en effet pour l'essentiel de schistes micacés plus ou moins grauwakeux, localement de couleur rouille, mais le plus souvent verts. Des niveaux de lydiennes sont visibles dans la partie inférieure. Ils permettent donc de repérer la stratification initiale, en général très plissée à l'échelle métrique. Les faciès schisteux sont plus ou moins massifs et très souvent riches en lentilles de quartz d'exsudation. Vers le nord-est en remontant le cours de la *fiumara* Apòscito, on reste en permanence dans ces faciès dont la stratification / schistosité reste à peu près horizontale.

Cette série lithostratigraphique constituée de roches métasédimentaires et métavolcaniques est schématisée sur le log de la fig. II-4. Elle n'a pas fourni de fossiles macroscopiques.

Log synthétique d'une partie de la série lithostratigraphique visible le long de la fiumara La Verde

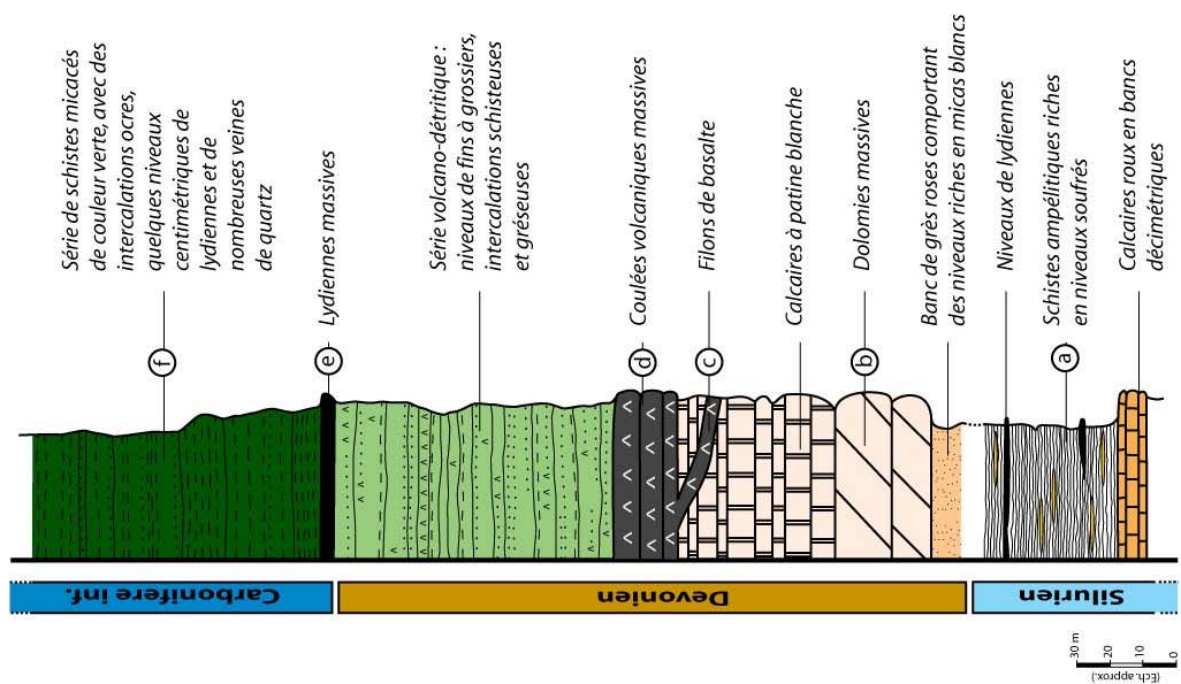


Figure II-4 : Lithostratigraphie de la série paléozoïque de la fiumara La Verde et illustration de quelques faciès caractéristiques. Les lettres renvoient aux vignettes de la figure II-3.

La succession des faciès observés permet la comparaison avec différentes séries paléozoïques d'Europe et d'Afrique du Nord. Selon J.-P. Bouillin (comm. orale), les niveaux inférieurs correspondraient au Silurien, l'ensemble formé par les carbonates, les coulées volcaniques massives et les formations volcano-sédimentaires seraient du Dévonien, tandis que les lydiennes à la base de la série des schistes micacés marqueraient le début du Carbonifère. Il faut ajouter qu'il n'existe aucune analogie avec les séries mésozoïques décrites en Calabre.

Vers l'amont, dans la *torrente* Apòscipo, on observe à plusieurs reprises des niveaux de lydiennes, sans qu'il soit possible d'affirmer qu'il s'agisse de la prolongation latérale de ceux observés en aval (étiquette d). De la même manière on retrouve également des carbonates un peu plus en amont. Toutefois le degré métamorphique étant plus élevé à cet endroit (étiquette g), il devient difficile de comparer les faciès. A cet endroit, la formation des schistes verts ne présente plus le même aspect à l'affleurement : la roche est sombre et de nombreux petits grenats et biotites millimétriques y sont clairement identifiables à l'œil nu.

Au nord du Monte Jofri, l'unité inférieure réapparaît dans une petite fenêtre non cartographiée jusqu'à présent (étiquette h). On y retrouve les faciès de schistes chloriteux et de lydiennes du haut de la série de la *fiumara* La Verde. Ces faciès se prolongent ensuite vers le nord, au travers de la vallée de la *fiumara* Butramo et de son affluent principal, comme le signalent Ortolano et al. (2005).

b - Observations dans le secteur de la *fiumara* Bonamico

Le cours principal de cette rivière descend depuis le Montalto, point culminant du massif de l'Aspromonte (1957 m), et se dirige vers l'est, d'abord dans d'étroites gorges, au niveau du sanctuaire de la Madonna dei Polsi, puis dans une vallée plus large, où s'est formé un petit lac de barrage naturel (Lac Costantino), et poursuit son cours jusque dans la plaine alluviale de la côte ionienne qui s'ouvre au niveau du village de San Luca.

Au sud de San Luca, dans un petit affluent en rive droite de la *fiumara* Bonamico (le *torrente* Ciliti), un affleurement permet d'observer des carbonates métamorphiques, des schistes chloriteux et des métavolcanites d'aspects identiques à ceux observés dans la *fiumara* La Verde (Fig. II-3, étiquette i et Fig. II-5). Les carbonates métamorphiques forment plusieurs barres d'épaisseur métrique et semblent emballés dans les schistes chloriteux. Vers l'amont de la *fiumara* Bonamico ces faciès verts évoluent de la même manière que vers l'amont de la *fiumara* La Verde : le degré métamorphique apparent augmente sensiblement, avec l'apparition de petits grenats et biotites d'abord millimétriques puis centimétriques. L'aspect général de la roche passe donc de schistes chloriteux en aval à des micaschistes à grenat et biotite assez hétérogènes vers l'amont.

Cette transition se fait de manière progressive et sans discontinuité tectonique visible. Cette observation nous conduit à proposer que les séries observées le long des *fiumare* La Verde, Butramo et Bonamico appartiennent à la même unité tectonométamorphique. Il est délicat d'essayer de reconstituer une série lithostratigraphique au sein de la partie nord de l'unité d'Africo-Polsi, du fait notamment des conditions irrégulières d'affleurement et de la déformation qui affecte ces roches. Certains faciès n'ont été observés qu'une fois tandis que d'autres semblent récurrents le long de la coupe, sans que l'on puisse pour autant les relier latéralement. De l'aval vers l'amont, c'est-à-dire de San Luca, jusqu'au sanctuaire de la Madonna dei Polsi, nous avons pu distinguer les lithologies suivantes.

. Schistes chloriteux (Fig. II-3, étiquettes i et j, et Fig. II-5)

Ce faciès est tout à fait similaire à celui observé dans la partie amont de la *fiumara* La Verde et dans le vallon de la *fiumara* Butramo. Il s'agit de schistes et de grésoschistes de couleur verte du fait de l'abondance de chlorite qui constitue avec le quartz et la muscovite le minéral principal de la roche. Les phyllosilicates définissent une foliation pénétrative principale souvent découpée et flexurée par une seconde famille de plans obliques. Cette lithologie correspond probablement à un équivalent moins métamorphique des micaschistes décrits ci-dessous.

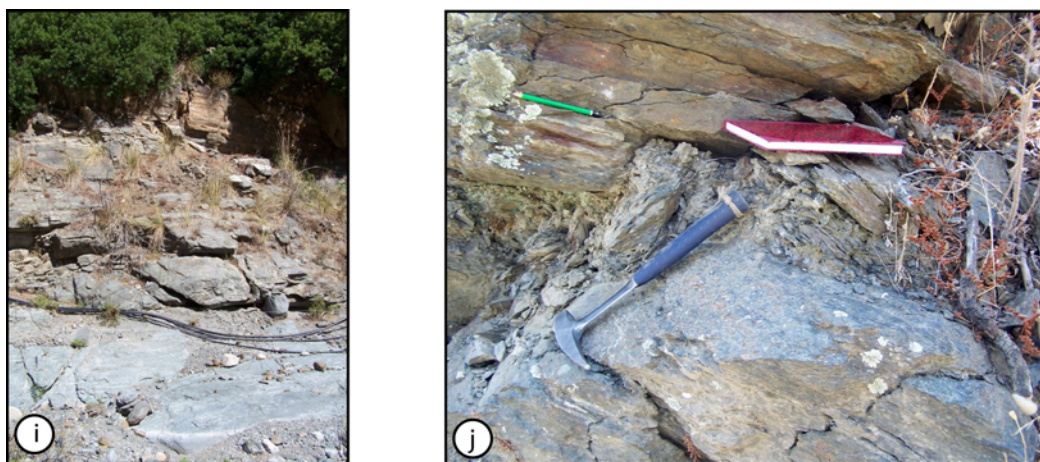


Figure II-5 : Affleurements de schistes chloriteux et de carbonates comparables à ceux de la série de la *fiumara* La Verde. Pour la localisation, les lettres renvoient aux étiquettes de la figure II-3.

. Micaschistes et schistes amphiboliques (Fig. II-3, étiquettes k, r et s, et Fig. II-6)

Ces faciès représentent l'essentiel des roches de l'unité d'Africo-Polsi observées le long de cette coupe. D'une manière générale ces micaschistes sont constitués de quartz, muscovite, grenat, amphibole, biotite, chlorite et rares plagioclases en proportions assez variables. Il s'agit de roches paradérivées ou métavolcano-détritiques hétérogènes, ce qui se traduit sur les affleurements par des couleurs et des aspects très différents. Les faciès les plus quartzo-

muscovitiques sont en général très clairs, parfois roses lorsqu'ils sont très riches en grenats. Les faciès riches en amphiboles sont en général très sombres. Ces derniers sont surtout visibles quelques kilomètres en aval du sanctuaire de la Madonna dei Polsi. Dans les faciès les plus clairs, les grenats sont fréquemment entourés d'une auréole de chlorites.

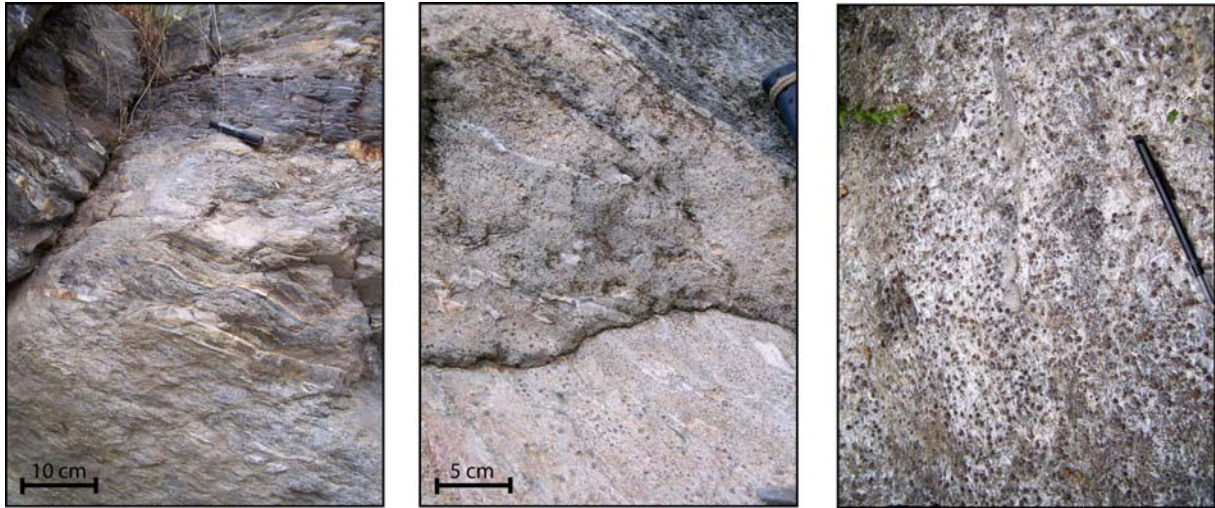


Figure II-6: Exemples de faciès de la formation des micaschistes à grenat.

. Schistes ampéliteux (Fig. II-3, étiquette l et Fig. II-7)

Ce faciès a été observé au niveau d'un unique affleurement environ 1 km en aval du lac Costantino, en rive gauche. Des blocs équivalents ont cependant été vus dans des éboulis plus en amont. Il s'agit d'une formation sombre de schistes et de grés, très riches en matière organique. Ce faciès présente des analogies avec celui décrit dans la partie aval de la coupe de la *fiumara* La Verde (cf Fig. II-3 et II-4, étiquette a) et que nous avons attribué au Silurien. Il est possible, mais non certain qu'il s'agisse du même niveau stratigraphique.



Figure II-7: Faciès des schistes ampéliteux observés le long de la *fiumara* Bonamico. Ces faciès sont analogues à ceux observés le long de la *fiumara* La Verde (cf. Fig. II-3, étiquette a et Fig. II-4)

. Marbres et dolomies (Fig. II-3 étiquettes p et q, et Fig. II-8)

Ces faciès s'observent de manière ponctuelle au sein de la série des micaschistes. Les dolomies sont rares et les affleurements sont de petite taille. Elles forment de petits niveaux centimétriques orangés ou des lentilles. Les calcaires métamorphiques en revanche s'observent sous forme de boudins de taille comprise entre la dizaine de centimètres et la dizaine de mètres. Ils présentent des alternances de niveaux millimétriques à décimétriques de couleur variable du blanc au gris bleuté. Ils sont affectés par des plis fortement anisopaques montrant des indices de fluage.

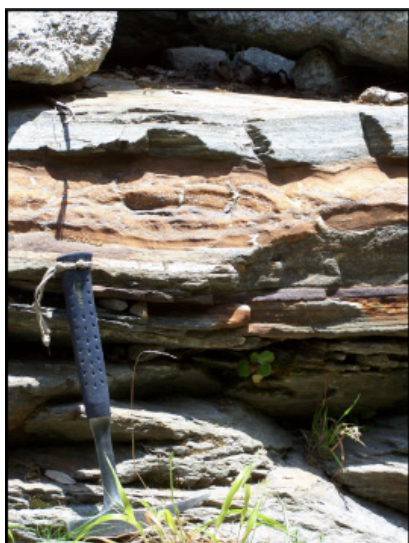


Figure II-8: Faciès en des dolomies et des marbres, dérivant de niveaux carbonates intercalés dans la série métapélitique. Les dolomies sont rares et forment de petites lentilles, tandis que les marbres peuvent former des affleurements de plusieurs dizaines de mètres.

. Amphibolites (Fig. II-3 étiquettes n, q et r, et Fig. II-9)

Ce lithotype se présente sous trois faciès différents. Le premier est exclusivement visible au niveau du Lac Costantino : la rive gauche est formée par une falaise d'amphibolites massives intrudées de filons leucocrates acides plissés. Cet ensemble a probablement valeur de substratum pour la série des micaschistes. Le second faciès se présente sous la forme de boudins décimétriques à métriques d'amphibolites sombres, correspondant probablement à d'anciennes roches basiques volcaniques intercalées dans la série sédimentaire dont dérivent les micaschistes. Le plus souvent ils présentent une texture fine et homogène formée par des amphiboles de type hornblende, associée à des plagioclases et des épidotes. On observe également des niveaux plus massifs, à texture plus grossière, formant des affleurements de plusieurs mètres d'épaisseur, intercalés sans la série. Ce dernier faciès correspond probablement à d'anciens tufs.



Figure II-9: Boudins de metabasites au sein des micaschistes ; metabasites interstratifiées à texture grossière probablement formés à partir d'anciens tufs.



Figure II-10 : Filons pegmatitiques acides sécants sur la foliation principale des amphibolites massives correspondant au substratum probable de la série des micaschistes. On observe sur la photo de droite que la texture pegmatitique fluidale est conservée au sein du filon. Des tourmalines pluricentimétriques sont visibles au niveau de l'éponte inférieure.

. Granites leucocrates et filons acides (Fig. II-3 étiquettes m et o, Fig. II-10)

La partie structurellement la plus basse de la série de la *fiumara* Bonamico est localement recoupée par des filons de roche cristalline acide. Il s'agit de lentilles subhorizontales, peu épaisses (1 à 3 mètres) et présentant une texture parfois aplitique mais le plus souvent

pegmatitique marquée par de grands cristaux pluricentimétriques de tourmaline et de muscovite. La texture magmatique est souvent bien conservée, mis à part au niveau des épontes où un début de foliation a été observé. Deux intrusions de plus grande taille sont reportées sur la carte géologique. Il s'agit de sills granitiques leucocrates, cette fois encore sans déformation intensive apparente. L'âge de ces intrusions n'est pas défini et leur relation avec la foliation principale n'est pas clairement établie : elles semblent souvent sécantes, mais présentent cependant une déformation localisée. Des datations et des observations complémentaires seraient nécessaires pour pouvoir utiliser cette observation comme un jalon de chronologie relative.

D'une manière générale, l'unité d'Africo-Polsi présente un degré métamorphique apparent croissant depuis des paragenèses dominées par la chlorite au sud-est jusqu'à des paragenèses à grenat, biotite, amphibole vers le nord-ouest. Cette organisation semble recoupée par le contact avec l'unité de l'Aspromonte. Les différentes études pétrographiques des roches de cette partie du Massif de l'Aspromonte indiquent une évolution métamorphique polyphasée, marquée en particulier par un stade prograde dans les conditions du faciès Schistes Verts suivit d'un stade rétrograde associé à une intense déformation cisailante contemporaine de l'exhumation (Bonardi et al., 1984 ; Platt et Compagnoni, 1990 ; Bonardi et al., 1990 ; Messina et al., 1992 ; Pezzino et al., 1992 ; Ortolano et al., 2005). Ces différents auteurs en revanche ne s'accordent pas sur l'extension de l'influence de ce métamorphisme, de la même manière qu'ils ne s'accordent pas sur la position cartographique du contact entre l'unité de l'Aspromonte et l'unité inférieure. Ce métamorphisme semble être d'âge alpin au sens large, les données géochronologiques disponibles ne fournissant en effet qu'une fourchette imprécise comprise entre 30 et 25 Ma (Bonardi et al., 1987).

Ces deux aspects (métamorphisme et datation) ont fait l'objet d'une étude plus détaillée dont les principaux résultats sont présentés dans les chapitres IV et V.

2.2.3/ La fenêtre de Cardeto : un jalon occidental de l'unité d'Africo-Polsi ?

Dans la partie ouest du massif (Fig. II-2), une fenêtre tectonique a été identifiée à proximité du village de Cardeto (Bonardi et al., 1980). L'essentiel des affleurements forment les pentes en rive droite de la *fiumara* di Santa Agata. En rive gauche une faille normale importante abaisse le compartiment sud de plusieurs centaines de mètres. L'unité de Cardeto décrite pour la première fois par Bonardi et al. (1980) est constituée de roches métasédimentaires variées telles que des phyllades sombres, des micaschistes gris argentés riches en grenat visibles à l'œil, avec des intercalations de quartzite et des marbres. Ces faciès contrastent avec ceux de l'unité de l'Aspromonte qui affleurent plus haut dans les flancs du thalweg. Les auteurs ont été conduits à définir une unité tectonométamorphique distincte : l'unité de Cardeto. Les similarités de faciès

avec ceux de l'unité d'Africo-Polsi nous conduisent à envisager que cette fenêtre correspond à un jalon occidental de cette unité. Certaines données analytiques et géochronologiques acquises sur cette partie du massif seront présentées dans les chapitres IV et V.

2.3/ L'unité de l'Aspromonte

2.3.1/ Caractéristiques générales

L'unité intermédiaire couvre l'essentiel du massif, depuis le nord où elle est en contact tectonique avec les unités granitiques du massif des Serre (Bonardi et al., 1979), jusqu'à la côte ionienne au niveau de Palizzi Marina au sud et, vers l'ouest jusqu'à Villa San Giovanni. Au Sud-Ouest, en revanche, elle est masquée par le corps principal de l'unité supérieure (Fig. II-1 et II-2). Elle réapparaît au niveau de petites fenêtres tectoniques, à proximité de Montebello Ionico (Afchain, 1969). Son épaisseur varie d'une partie à une autre du massif, mais peut atteindre au moins 2 km. Il faut en outre ajouter que l'unité de l'Aspromonte affleure également dans les Monts Péloritains, où elle forme l'unité structurellement la plus élevée et repose tectoniquement sur les unités inférieures (Quitow, 1935).

2.3.2/ Lithologie de l'unité de l'Aspromonte

Cette unité comporte une importante variété de roches métamorphiques de moyen degré. Les paragneiss à grenat et sillimanite, et les gneiss ocellés sont les lithologies dominantes (Fig. II-11). On y observe également des intercalations de micaschistes et de rares boudins d'amphibolite ou de marbres. Les relations entre ces différentes lithologies restent imprécises, et il est difficile de définir une série de référence, valable d'une zone à l'autre du massif.

Cet assemblage lithologique hétérogène est recoupé par des lentilles de granites leucocrates qui couvrent une grande surface dans la partie nord du massif, tandis qu'ils sont absents au sud. L'intrusion de la Punta d'Atò, au nord-ouest de Roccaforte del Greco, forme le massif granitique le plus méridional et occupe une position particulière qui sera discutée plus loin. De nombreux filons à texture pegmatitique traversent les roches encaissantes des granites dans toutes les parties du Massif. Mais nous n'avons pas observé de relations claires entre ces filons et les leucogranites. Les granites et le métamorphisme de faciès amphibolite qui affecte l'ensemble de l'unité ont été tous les deux datés à environ 300 Ma par la méthode U/Pb sur zircons (Graessner et al., 2000). Ces données indiquent donc que l'épisode métamorphique principal et la déformation associée sont tardi-hercyniens et contemporains de la mise en place des intrusions magmatiques.

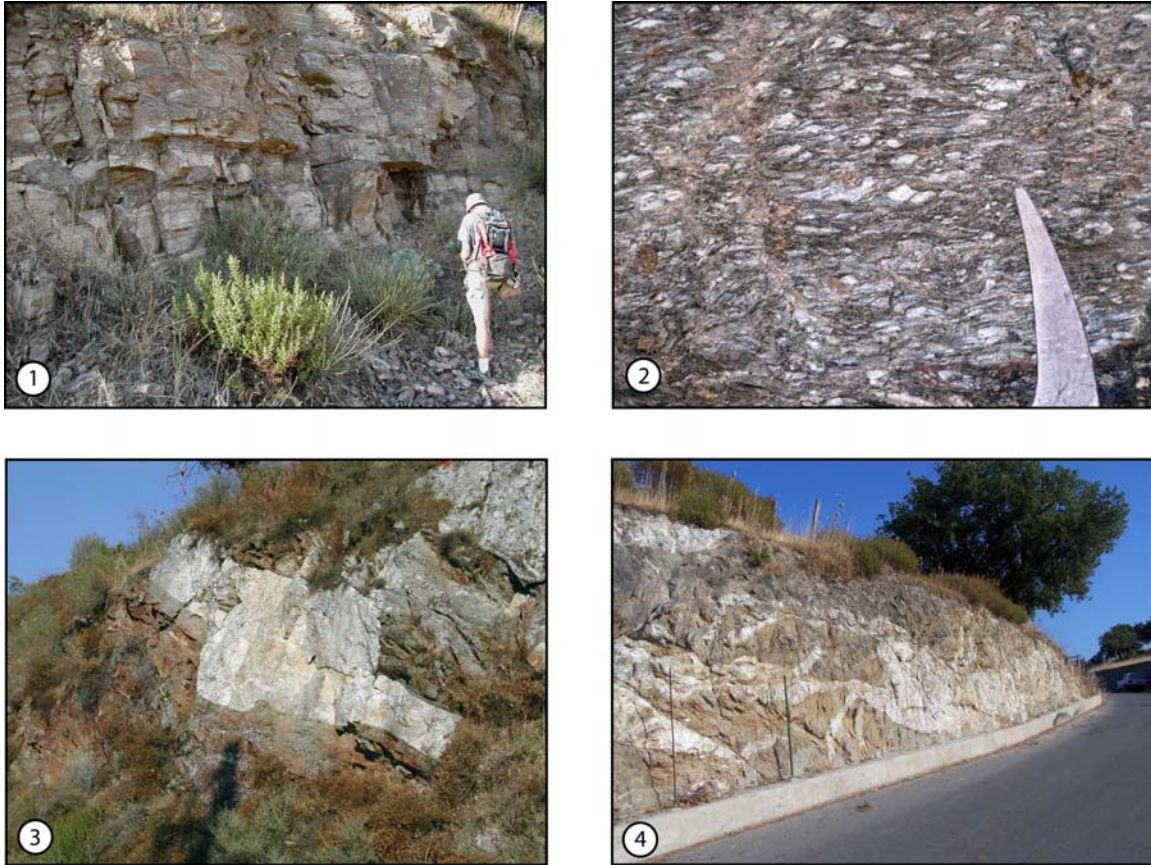


Figure II-11 : Faciès caractéristiques de l'unité de l'Aspromonte. 1: paragneiss; 2: orthogneiss; 3 et 4: paragneiss avec intrusions de filons acides le plus souvent non déformés.

Cependant, certaines parties de l'unité de l'Aspromonte présentent des indices d'une rééquilibration métamorphique dans les conditions du faciès Schistes Verts, associée à une déformation mylonitique que les auteurs considèrent comme alpine (Bonardi et al., 1984 ; Platt & Compagnoni, 1990 ; Bonardi et al., 1992 ; Messina et al., 1992.). D'après ces auteurs, l'intensité de la rééquilibration est croissante vers le nord et vers le bas de l'unité. Elle semble maximale dans la zone où Pezzino & Puglisi (1980) définissent l'unité de la Madonna dei Polsi (unité d'Africo-Polsi). Cette surimpression métamorphique alpine est marquée par une augmentation de la pression mise en évidence par l'apparition de paragenèses à disthène ou chloritoïde selon la lithologie (Bonardi et al., 1984 ; Platt & Compagnoni, 1990). D'après ces auteurs, cet épisode d'enfouissement serait suivi par une déformation cisailante développée dans des conditions moins profondes, en relation avec l'exhumation du massif. Le métamorphisme et la déformation décrits ci-dessus seraient donc en tous points semblables à ceux de l'unité d'Africo-Polsi. Mais il faut remarquer que hormis Pezzino & Puglisi (1980) et Pezzino et al. (1990 ; 1992), les auteurs cités ci-dessus n'envisageaient pas l'existence d'une unité inférieure distincte de l'unité de l'Aspromonte dans la région de la *fumara* Bonamico. Il apparaît donc que le métamorphisme

« alpin » décrit ci-dessus est commun aux deux unités. De la même manière que pour l'unité d'Africo-Polsi, ces points seront discutés plus en détails dans les chapitres suivants.

2.4/ Le contact tectonique séparant les unités d'Africo-Polsi et de l'Aspromonte

Le contact entre les deux unités, visible au niveau des fenêtres creusées par les *fumare* La Verde (Fig. II-12), Butramo et Bonamico, ainsi que dans la région de Cardeto, est clairement tectonique. Il s'agit le plus souvent d'un contact subhorizontal marqué par une déformation mylonitique bien visible dans les faciès cristallophylliens de l'unité de l'Aspromonte. Comme il vient d'être mentionné ci-dessus, l'unité de l'Aspromonte et l'unité d'Africo-Polsi présentent une histoire tectonométamorphique alpine commune. Par ailleurs, les roches métamorphiques de moyen à haut grade qui constituent l'unité de l'Aspromonte correspondent à une lame de croûte continentale, située structurellement au dessus des roches métamorphiques paradérivées de bas à moyen grade de l'unité d'Africo-Polsi. En outre les roches qui constituent l'unité de l'Aspromonte sont très probablement plus anciennes que les terrains les plus récents, probablement Carbonifère, de l'unité d'Africo-Polsi. Ainsi il apparaît clairement que l'unité de l'Aspromonte constitue une nappe sur l'unité d'Africo-Polsi.

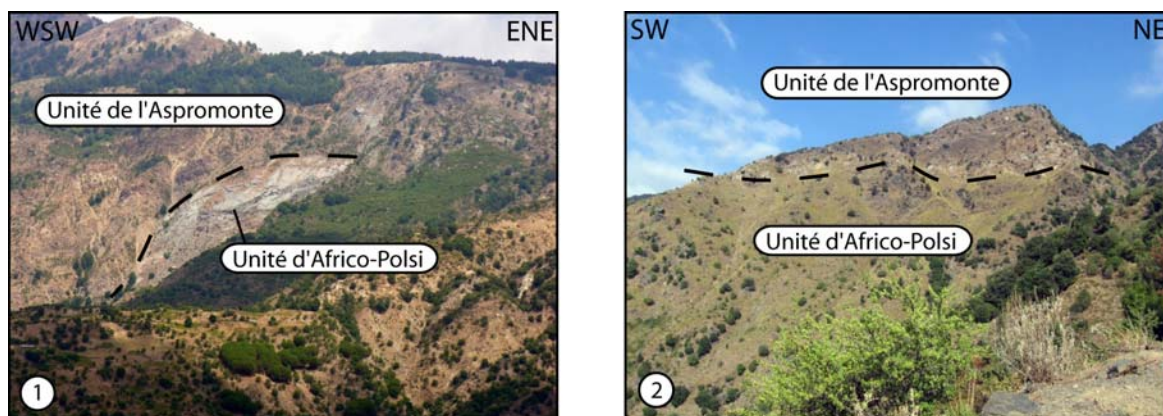


Figure II-12 : Le contact entre les unités de l'Aspromonte et d'Africo-Polsi. 1 : vu depuis la région d'Africo Vecchio. La différence de lithologie est nette, les faciès de schistes chloriteux forme des dalles structurales vertes, tandis que les faciès de l'unité de l'Aspromonte sont plus clairs ; 2 : vu depuis la région au sud du Monte Jofri. Dans ce secteur l'unité d'Africo-Polsi est représentée par des grésos-chistes chloriteux et l'unité de l'Aspromonte est traversée par des filons aplitiques de couleur claire.

Les caractéristiques ainsi que les marqueurs structuraux qui sont associés à ce contact seront détaillés dans le chapitre III, afin de déterminer les directions cinématiques associées à son fonctionnement. Les conditions métamorphiques de l'épaississement tectonique associé seront évaluées au chapitre IV et l'âge de son fonctionnement sera discuté au chapitre V.

2.5/ L'unité de Stilo

2.5.1/ Caractéristiques générales

Le corps principal de l'unité supérieure occupe la partie sud-ouest du massif. Des affleurements plus petits sont visibles dans la partie sud-est et vers le nord-est, jusqu'à proximité d'Africo Vecchio. Le plus étendu se situe dans la région de Bagaladi (cf. Fig. II-2). Un affleurement assez étendu figure également sur les cartes géologiques dans la partie sud-est, à proximité de la côte du Capo Spartivento. Cependant nos observations tendent à limiter ici son extension à des affleurements d'une petite taille dispersés au nord et à l'est de Palizzi Marina. Dans ce secteur, l'essentiel des affleurements attribués à l'unité de Stilo sont constitués de terrain qui selon nous appartiennent à l'unité de l'Aspromonte.

Sur la base de similitudes des séries de la couverture mésozoïque, l'unité supérieure du Massif de l'Aspromonte a été rattachée à l'unité de Stilo définie dans le Massif des Serre (Dietrich et al., 1976 ; Amodio-Morelli et al., 1976). Dans les Serre, l'unité de Stilo est formée d'un socle composé de roches paléozoïques intrudées par des plutons tardi-hercyniens et surmonté d'une couverture mésozoïque. D'après Bonardi et al. (1982), elle pourrait se prolonger jusqu'en Sicile, dans les Monts Péloritains, où des séries carbonatées similaires sont visibles dans la région de Novara di Sicilia et à Forza d'Agro.

2.5.2/ Lithologie de l'unité de Stilo

Dans le massif de l'Aspromonte l'unité de Stilo, telle qu'elle est définie par Bonardi et al. (1979) et Crisci et al. (1982), est dépourvue d'intrusions granitiques. Il s'agit de roches métamorphiques, paradérivées pour l'essentiel, surmontées d'une couverture carbonatée mésozoïque très réduite (Fig. II-13). Elle est limitée à sa base par un contact tectonique sur lequel nous reviendrons un peu plus loin.

C'est dans le sud-est du massif que l'on peut observer la partie supérieure de l'unité de Stilo, constituée d'une couverture carbonatée mésozoïque, limitée à quelques affleurements. On l'observe en particulier sur la côte sud à proximité de Palizzi Marina (Fig. II-13, étiquettes b et c) et de Bova Marina (Fig. II-13, étiquette d) et surtout à l'intérieur des terres dans le secteur de Palizzi Supérieur (Fig. II-13, étiquette a). Vers le nord, on retrouve quelques affleurements de faible étendue dispersés jusqu'au débouché des gorges de la *fiumara* La Verde. L'aspect discontinu des affleurements a conduit Amodio-Morelli et al. (1976) à considérer ces carbonates comme des olistolites à la base de la série sédimentaire oligo-miocène. Cependant, le contact à leur base, bien que parfois bréchiq, est le plus souvent sédimentaire, il est marqué alors par un mince niveau de paléosol. Il ne montre pas d'indices d'un quelconque remaniement. L'apparente

désorganisation des affleurements résulte alors probablement du jeu tectonique des nombreuses failles, conjugué aux effets de l'érosion et d'une paléokarstification identifiée par Bouillin (1985).

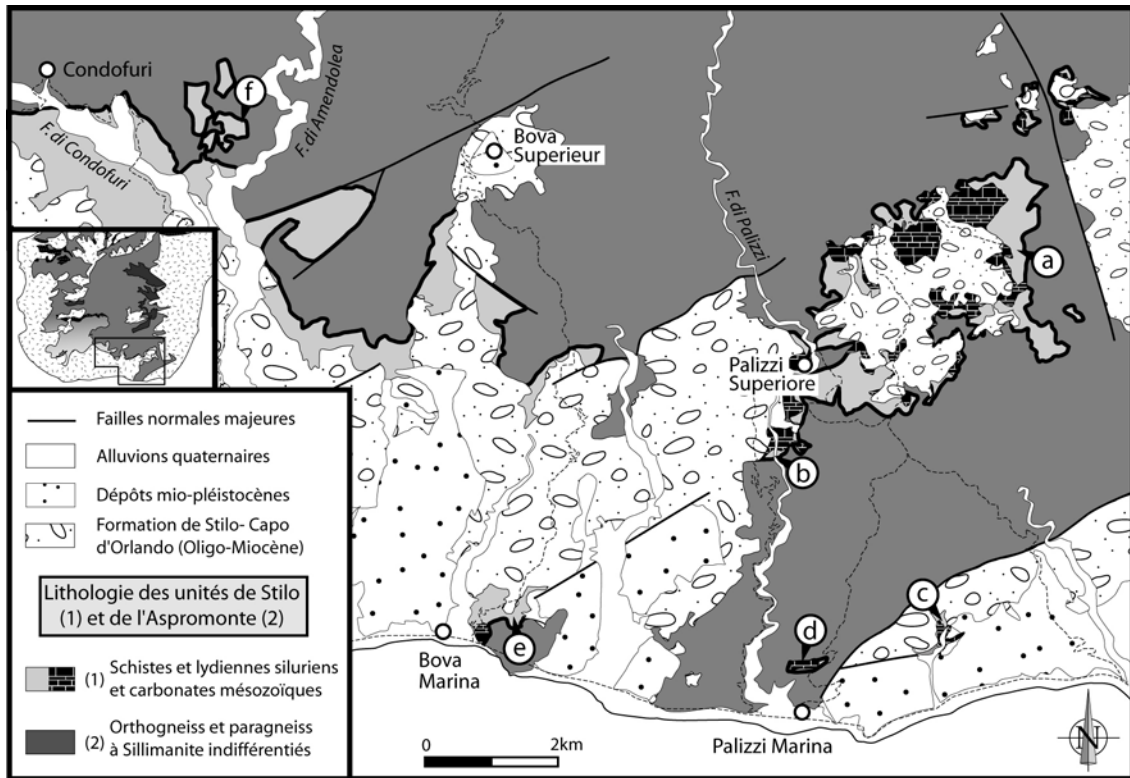


Figure II-13 : Carte de la partie sud-est du Massif de l'Aspromonte. La partie supérieure de l'unité de Stilo occupe l'essentiel de la zone, masquée en grande partie par la couverture silico-clastique post-orogénique (d'après Bonardi et al. (1979), modifié dans la partie sud à partir d'observations personnelles). Le contour épais correspond à la limite tectonique Stilo/Aspromonte. Les lettres se rapportent à des affleurements référencés dans le texte.

Cette série est constituée de carbonates massifs passant vers le haut à une brèche carbonatée composée du même matériau. Il s'agit de calcaires de plate-forme bioconstruits comportant des fossiles datés du Jurassique terminal (Roda, 1965 ; Bonardi et al., 1984). Au sommet, dans la région de Palizzi Supérieur (Fig. II-13, étiquette b), Bouillin (1985) a mis en évidence des indices d'une émergence (karst et remplissage bauxitique) recouverts en transgression par des dépôts continentaux datés de l'Oligocène inférieur (Fig. II-16). L'ensemble de cette série méso-cénozoïque ne dépasse pas les quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Aucune déformation ductile ni aucun métamorphisme n'y ont été décrits.

Ces carbonates ne sont jamais directement en contact avec les roches cristallines de l'unité de l'Aspromonte. Dans la région de Palizzi Supérieur et de Bova Marina, ils reposent systématiquement sur quelques mètres d'un ensemble très peu métamorphique de schistes sombres riches en matière carbonée, de lydiennes et de calcaires à patine rousse dont certains niveaux ont été datés du Dévonien (Gelmini et al., 1978 ; Bouillin et al., 1987). Les carbonates de

la série mésozoïque disparaissent vers l'ouest du fait de l'érosion et du basculement général du massif vers le sud. L'unité de Stilo est alors représentée par ces faciès paléozoïques visibles à proximité de Bova Marina et Condofuri (Fig. II-13, étiquettes e et f, Fig. II-14).



Figure II-14 : Faciès du Silurien de Pietrapennata, à l'est du village de Palizzi Supérieur. On distingue des blocs de calcaires roux surmontés de niveaux centimétriques lités de lydienes, emballés dans des schistes gris sombre, l'ensemble étant très désorganisé.

Vers l'ouest et vers le nord, on accède à des niveaux plus profonds de l'unité de Stilo. Les formations peu métamorphiques de la série paléozoïque surmontent une épaisse série composée de phyllades et de porphyroïdes, visibles en particulier le long de la route entre Choriò et Bagaladi (Fig. II-13, étiquette b). Les phyllades correspondent à des schistes ardoisiers et des schistes séricito-chloriteux gris-clair à gris-sombre passant parfois à des niveaux détritiques quartzo-feldspathiques plus massifs et riches en filonnets de quartz d'exsudation qui forment des talus de plusieurs dizaines de mètres de haut (Fig. II-15). Les faciès les plus schisteux des phyllades constituent l'essentiel des reliefs doux de la partie sud du massif. Les porphyroïdes sont bien visibles entre Choriò et Montebello Ionico où ils forment une bande de relief dans le paysage. L'occurrence la plus importante est le promontoire de San Lorenzo. Ils sont cependant fréquemment interstratifiés au sein des phyllades. Il s'agit de niveaux décimétriques de couleur beige ou gris sombre constitués d'une matrice fine plus ou moins schisteuse qui englobe des amygdales quartzo-feldspathiques plurimillimétriques à centimétriques, parfois rondes mais le plus souvent allongées dans le plan d'aplatissement principal. Ce type de faciès évoque d'anciens dépôts pyroclastiques acides. Ces niveaux ne constituent pas de repères stratigraphiques continus au sein de la série des phyllades, ils formeraient plutôt des sortes de lentilles de taille plurimétrique à kilométrique.

L'ensemble formé par les phyllades et les porphyroïdes présente une schistosité régionale sensiblement parallèle à l'organisation lithologique initiale de la série, pentée vers le sud d'environ 15° à 30 et affectée par des plissements de grande longueur d'onde, d'axe E-W.

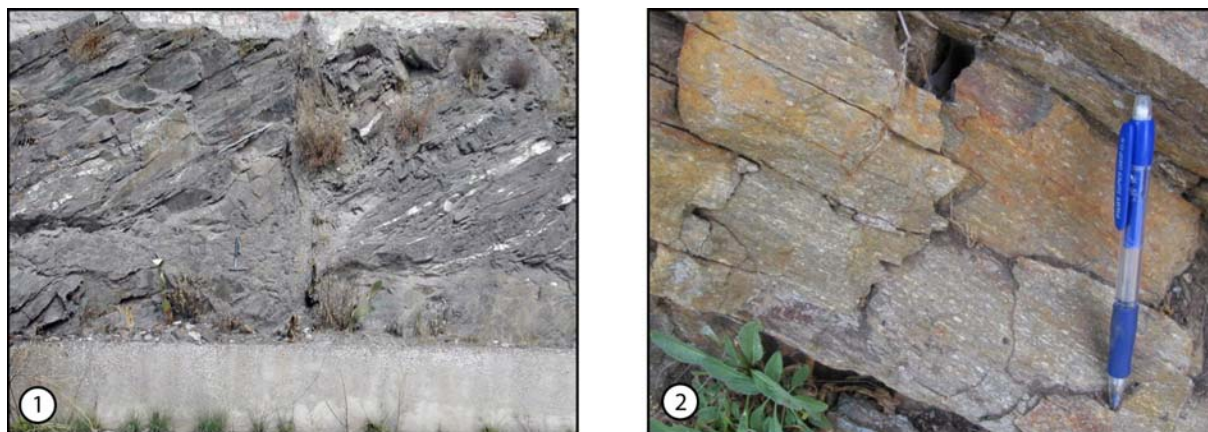


Figure II-15 : Les faciès de l'ensemble des phyllades de l'unité de Stilo. (1) : phyllades massives riches en filons de quartz d'exsudation ; (2) : faciès quartzo-feldspathiques massifs (porphyroïdes) au sein des phyllades, vue d'ensemble et détail.

2.6/ La limite septentrionale entre les unités de Stilo et de l'Aspromonte

L'unité de Stilo dans le Massif de l'Aspromonte a été identifiée à la fois sur la base des caractéristiques lithologiques évoquées ci-dessus qui tranchent nettement avec le complexe de paragneiss et d'orthogneiss de l'unité de l'Aspromonte, mais aussi par l'observation d'un contact tectonique majeur à l'interface entre ces deux ensembles (Afchain, 1967 ; Bonardi et al., 1979 ; Crisci et al., 1982). Ce contact, bien visible dans la partie sud du massif, est plus difficile à localiser vers le nord. La trace cartographique proposée par Bonardi et al. (1979) et complétée à l'issue des travaux de Crisci et al. (1982) est généralement reprise et figure depuis lors sur les cartes du massif de l'Aspromonte (Fig. II-1 et II-17). Cependant de nouvelles observations (Graessner & Schenk, 1999) ont remis en question sa position en montrant l'absence de discontinuité métamorphique entre des faciès initialement attribués à l'unité de Stilo et à l'unité de l'Aspromonte au niveau de ce contact. Nos observations nous amènent à modifier la position cartographique de la limite entre ces deux unités.

Deux coupes mettent plus particulièrement en évidence la continuité entre les séries attribuées aux unités de Stilo et de l'Aspromonte. Dans la région de Allai, une faille normale a été tracée sur la carte de Bonardi et al. (1979) (Fig. II-17). Cependant, selon nos observations sur une coupe verticale depuis la *finmara* di Valanidi vers le sud, on observe un passage graduel depuis une zone dominée par des paragneiss et des micaschistes traversés par des filons de granites leucocrates jusqu'à une zone dominée par des schistes séricito-chloriteux (Fig. II-18, coupe AA'). La foliation principale conserve la même orientation du bas de la pile vers le haut. Elle est globalement subhorizontale et aucune discontinuité tectonique majeure n'a pu être observée. L'observation de faciès phylliteux gris clair dans la partie haute de la série a probablement conduit les auteurs à étendre l'unité de Stilo jusqu'à cet endroit.

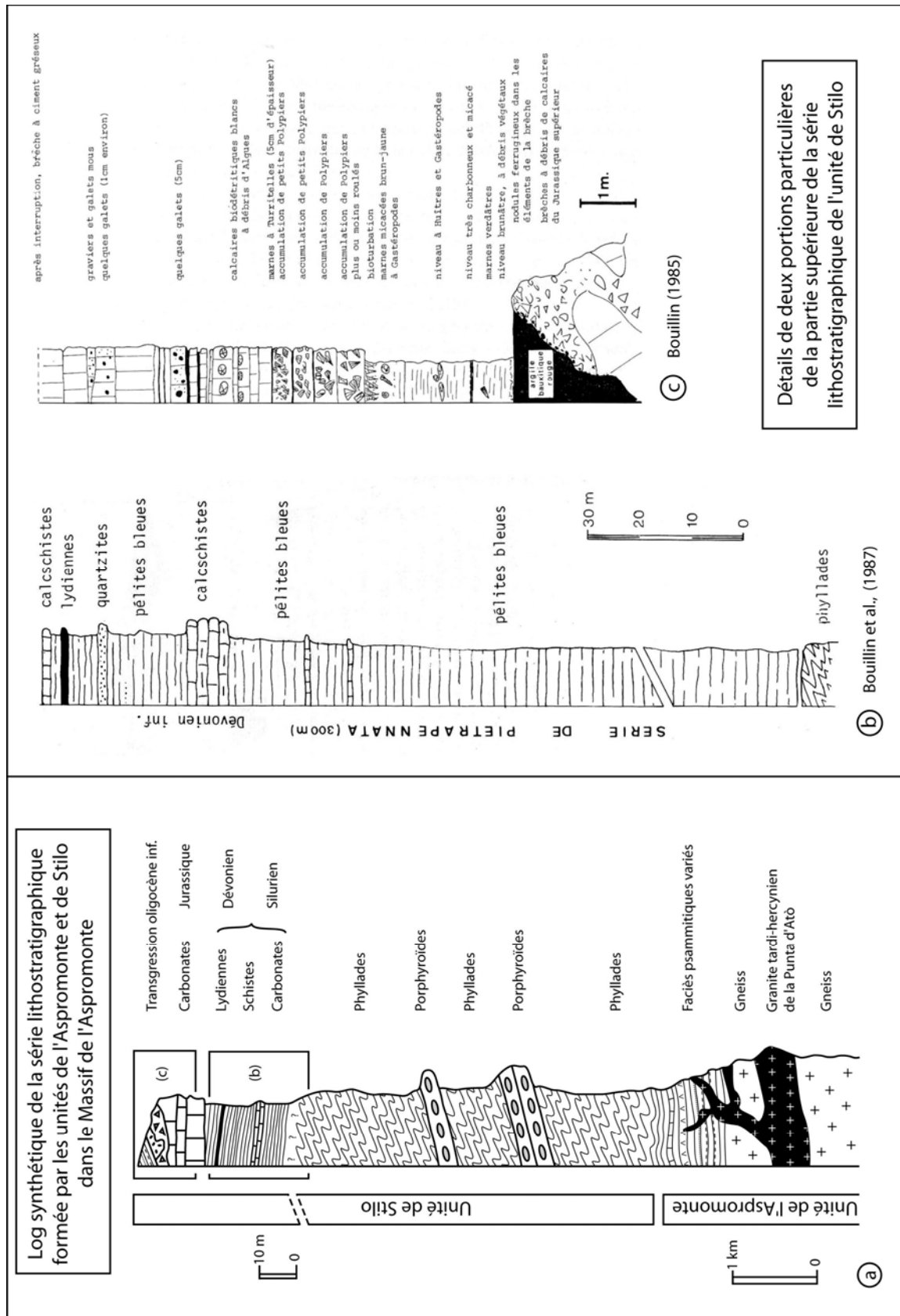


Figure II-16 : (a) Log synthétique de la série lithostratigraphique formée par les unités d'Aspromonte et de Stilo telle que l'on peut la reconstituer entre la région de Palizzi Supérieur et Bagaladi. (b) Détail de la série de Pietrapennata d'après Bouillin et al. (1987) ; (c) Détail de la série transgressive oligocène inférieure (formation de Palizzi) d'après Bouillin (1985).

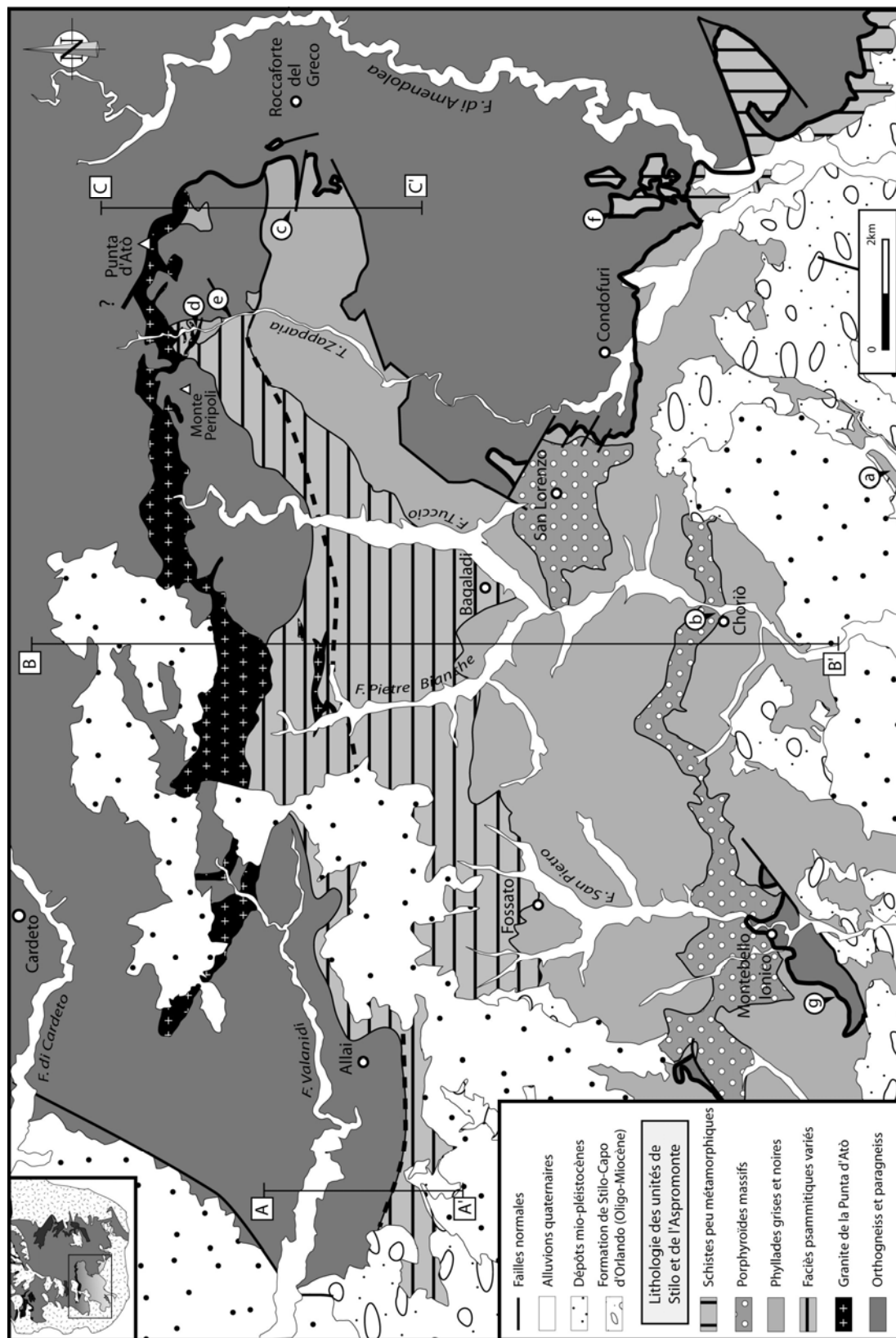


Figure II-17 : Carte lithologique de l'unité de Stilo dans la partie SW du massif de l'Aspromonte d'après Bonardi et al. (1979), Crisci et al. (1982) et Graessner et Schenk (1999). Le trait épais correspond à la limite Stilo/Aspromonte. La partie nord de ce contact a été modifiée (trait épais). Le trait épais tireté figure la position du tracé d'après Bonardi et al. (1979). Les coupes AA' et BB' sont reportées sur la figure II-18, la coupe CC' est reportée sur la figure II-22.

Toutefois, selon nous il n'existe pas dans ce secteur d'argument tectonique pour séparer les unités de Stilo et de l'Aspromonte. A l'inverse ce découpage se justifie clairement en d'autres endroits.

De la même manière, lorsque l'on lève la coupe vers le nord, depuis Bagaladi, le long des *fiumare* Pietre-Bianche ou Tuccio, on n'observe ni discontinuité tectonique majeure, ni changement lithologique brutal. La série métasédimentaire de l'unité de Stilo passe graduellement d'une lithologie dominée par des faciès de phyllades et de porphyroïdes à une lithologie dominée par des faciès d'arénites et de psammites, avec des intercalations locales de niveaux amphibolitiques et carbonatés (Fig. II-18, coupe BB').

La transition est également marquée par l'augmentation régulière du degré métamorphique qui se marque bien dans ces matériaux par l'apparition de micas blancs visibles à l'œil nu dans la foliation métamorphique. Vers l'amont, la série est traversée par des filons sub-verticaux de roches cristallines leucocrates, souvent sécants sur la foliation principale. Une seconde génération de muscovite également sécante sur la foliation apparaît dans les faciès encaissants. Elle pourrait résulter d'un effet thermique local associé aux intrusions. De part et d'autres de celles-ci la lithologie est identique. A cet endroit il n'y a pas d'arguments qui justifient la distinction de deux unités. L'apparition des filons magmatiques coïncide avec la limite nord de l'unité de Stilo proposée par Bonardi et al. (1979).

A l'est du Monte Peripoli, le long de la coupe naturelle du *torrente* Zapparìa (Fig. II-17), l'unité de Stilo est constituée par les mêmes phyllades grises observées plus en aval, vers le sud. Il s'agit d'un ensemble de schistes gris clairs à gris sombres plus ou moins riches en niveaux gréseux qui permettent alors de retrouver l'ancienne surface de stratification de la série. Des niveaux plus massifs, riches en quartz d'exsudation sont intercalés localement. L'ensemble de la série est penté vers le sud, de telle manière que l'on descend vers les niveaux structuraux inférieurs vers le nord.

Du point de vue métamorphique, ces schistes présentent une texture finement cristallisée composée selon la lithologie par des micas blancs et des chlorites et souvent tachetée de minéraux millimétriques d'andalousite et de grenat. Il ne semble pas y avoir de variation rapide du degré métamorphique même si dans l'ensemble, vers le nord, la biotite devient dominante marquant ainsi une augmentation sensible des conditions pression-température. La relation de ces schistes avec les orthogneiss de l'unité de l'Aspromonte que l'on observe au sud-est du Monte Peripoli est assez difficile à préciser, même s'il apparaît que ces deux ensembles sont intimement liés. Vers le nord les orthogneiss et les schistes sombres constituent indifféremment le matériel encaissant des filons granitiques leucocrates qui pourraient être associées à l'intrusion de la Punta d'Atò (Fig. II-19). Hormis des failles normales tardives, là non plus, il n'existe pas d'évidences d'une discontinuité tectonique majeure justifiant la distinction de deux unités tectoniques différentes.

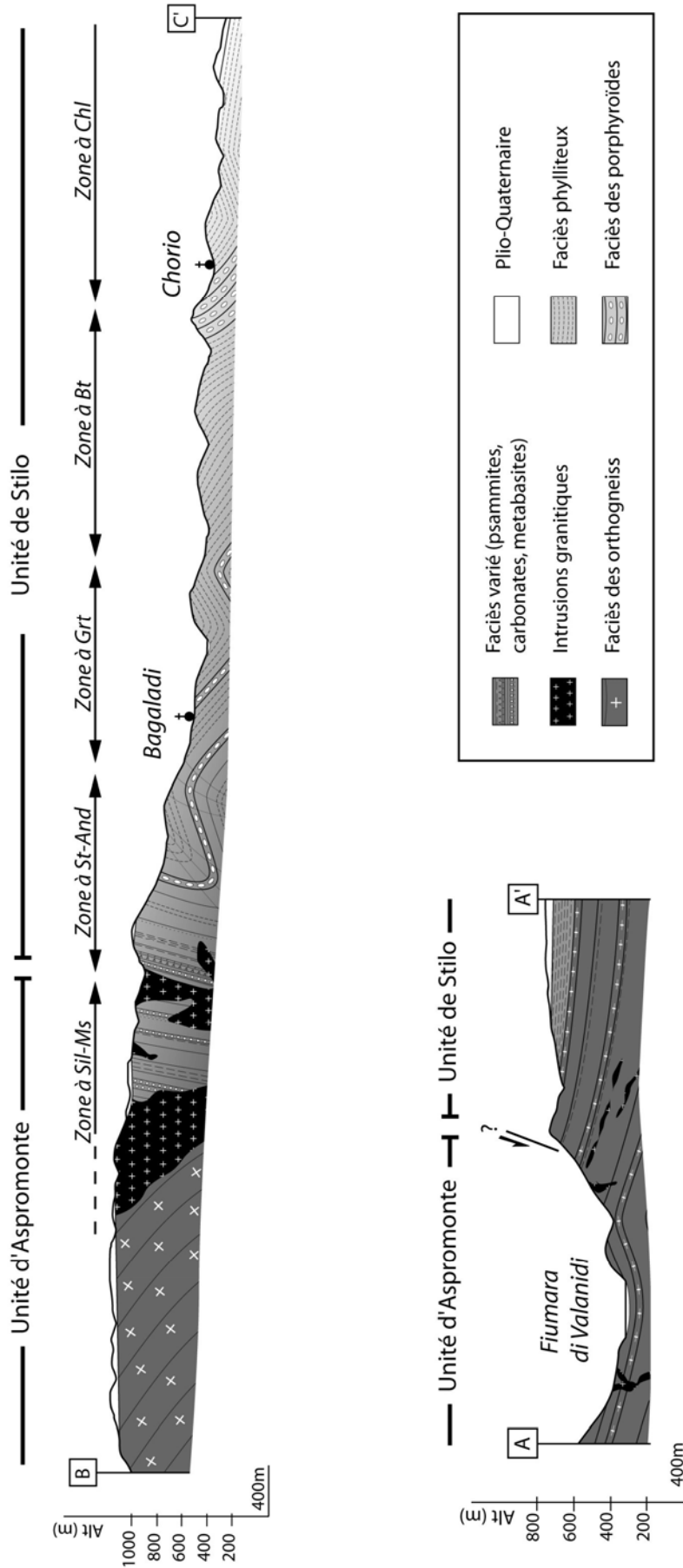


Figure II-18 : coupes simplifiées du contact entre les faciès des unités de l'Aspromonte et de Stilo dans la région d'Allai et de Bagaladi. Sur la coupe AA', la position de la faille normale dessinée par Bonardi et al. (1979) a été reportée approximativement, mais n'a pas été observée sur le terrain. Les marqueurs structuraux comme la foliation principale sont continus du bas de la pile vers le haut suggérant l'absence de contact tectonique majeur. Sur la coupe BB', La zonation métamorphique de l'unité de Stilo, représentée par le dégradé de gris et les isogrades est extraite des travaux de Graessner & Schenk (1999) complétés par des observations personnelles (cf. chapitre III). La limite entre les unités de l'Aspromonte et de Stilo est celle proposée par Bonardi et al. (1979). Localisations des coupes sur la figure II-17.

En résumé, vers le nord, il semble que la limite entre les unités de l'Aspromonte et de Stilo ne soit pas tectonique. On observe au contraire un passage graduel des faciès caractéristiques de l'unité de Stilo à ceux de l'unité de l'Aspromonte. De la même manière, les variations métamorphiques semblent continues. Par conséquent, nous proposons que les unités de Stilo et de l'Aspromonte constituent une seule unité formée d'une même série lithostratigraphique depuis des niveaux métamorphiques jusqu'à la couverture sédimentaire paléozoïque et méso-cénozoïque essentiellement visible dans la partie sud-est. La partie inférieure de cette série est recoupée par le granite tardi-hercynien de la Punta d'Atò. La définition de deux unités tectoniques devient alors caduque dans cette partie du massif, comme le suggèrent également Acquafredda et al. (1994) et Graessner & Schenk (1999).

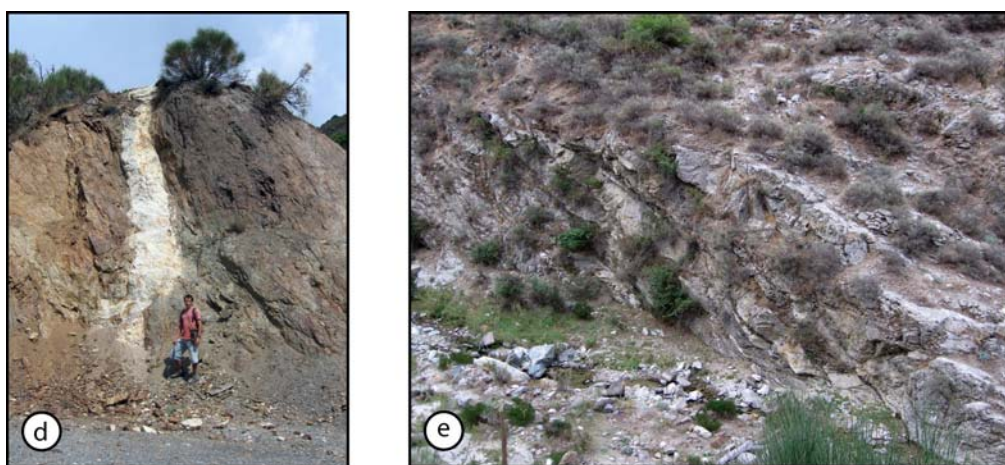


Figure II-19 : Illustration de l'intrication des faciès des unités d'Aspromonte et de Stilo : les filons granitiques associés à l'intrusion de la Punta d'Atò s'injectent indifféremment dans des phyllades (d) et des orthogneiss (e) qui forment alors une seule et même entité lithostructurale. Localisations sur la figure II-18.

2.7/ Le contact tectonique entre les unités de Stilo et d'Aspromonte

Pourtant, dans la partie sud-est (cf. Fig. II-13) la limite entre les deux unités est clairement tectonique. Elle se marque par une surface subhorizontale très plane, oblique sur la foliation principale des deux unités. On l'observe particulièrement bien lorsqu'elle sépare des lithologies très contrastées comme dans la région de Condofuri, ou encore à l'est de San Lorenzo, où les schistes paléozoïques et les phyllades peu métamorphiques de l'unité de Stilo reposent sur le toit de l'unité de l'Aspromonte constitué de roches massives qui arment le paysage. Elle est également nettement visible dans le paysage à proximité de Montebello Ionico (Fig. II-20). Afchain (1969) qui a fait la première description de cette zone avait déjà identifiée la nature tectonique du contact séparant la « formation des gneiss de l'Aspromonte » et les phyllades. On y observe une surface

plane au toit des orthogneiss qui sont silicifiés sur plusieurs dizaines de centimètres. Des cannelures et des stries y ont été gravées.

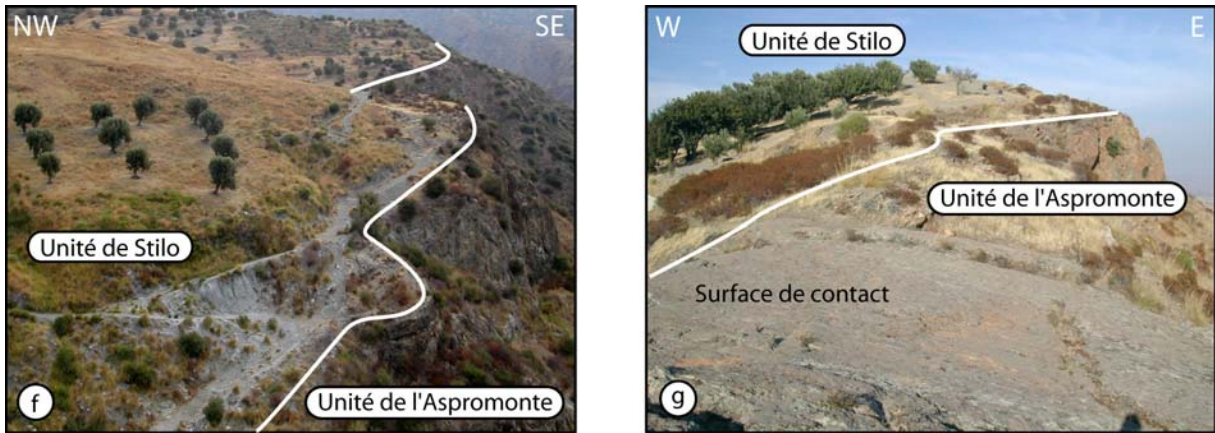


Figure II-20: Vue de la surface tectonique séparant les unités d'Aspromonte et de Stilo. (f) : secteur de Condofuri, (g) secteur de Montebello Ionico. Localisation des étiquettes sur la Fig. II-16.

D'une manière générale, une observation fondamentale (J.-P. Bouillin, inédit) concernant ce contact est que depuis la région de Palizzi Supérieur, jusqu'à la région de Roccaforte del Greco, ce sont des niveaux de plus en plus profonds de l'unité de Stilo qui reposent tectoniquement sur les gneiss de l'unité de l'Aspromonte. En effet à Palizzi Supérieur, on observe au dessus du contact quelques dizaines de mètres des faciès du Silurien, surmontés par la couverture méso-cénozoïque. Il s'agit donc de la partie supérieure de la série lithostratigraphique de l'unité de Stilo. A chaque affleurement où la base de ces carbonates a pu être observée, elle était systématiquement séparée de l'unité de l'Aspromonte par un mince niveau de schistes sombres attribués au Silurien. Vers le NW, les carbonates disparaissent. Dans le secteur de San Lorenzo, c'est la formation des phyllades et des porphyroïdes de l'unité de Stilo qui repose sur l'unité de l'Aspromonte par l'intermédiaire d'une surface plane subhorizontale au toit d'un ensemble de paragneiss et de filons pegmatitiques. Cette surface disparaît ensuite vers le nord du fait du fonctionnement d'un jeu de failles normales orientées grossièrement EW qui abaissent le compartiment nord. On la retrouve seulement au sud du village de Roccaforte del Greco. A cet endroit les phyllades en contact avec les orthogneiss présentent un aspect plus métamorphique, avec en particulier des porphyroblastes de grenat et d'andalousite. La surface est particulièrement bien visible en rive gauche du *Torrente Glicorace* car elle forme des grandes dalles structurales sur lesquelles reposent des lambeaux des schistes à andalousite de l'unité de Stilo (Fig II-21).

Au nord-ouest de Roccaforte del Greco, le contraste lithologique entre les unités de Stilo et d'Aspromonte devient difficile à observer. Le contact n'est alors plus aussi bien marqué dans le paysage. Il est cependant possible d'observer dans les flancs est de la Punta d'Atò des bandes de

cisaillement d'épaisseur plurimétrique (Fig. II-22). Ces structures grossièrement pentées de 30° vers le sud-ouest pourraient correspondre à la prolongation vers le nord du contact observé depuis Palizzi Supérieur.

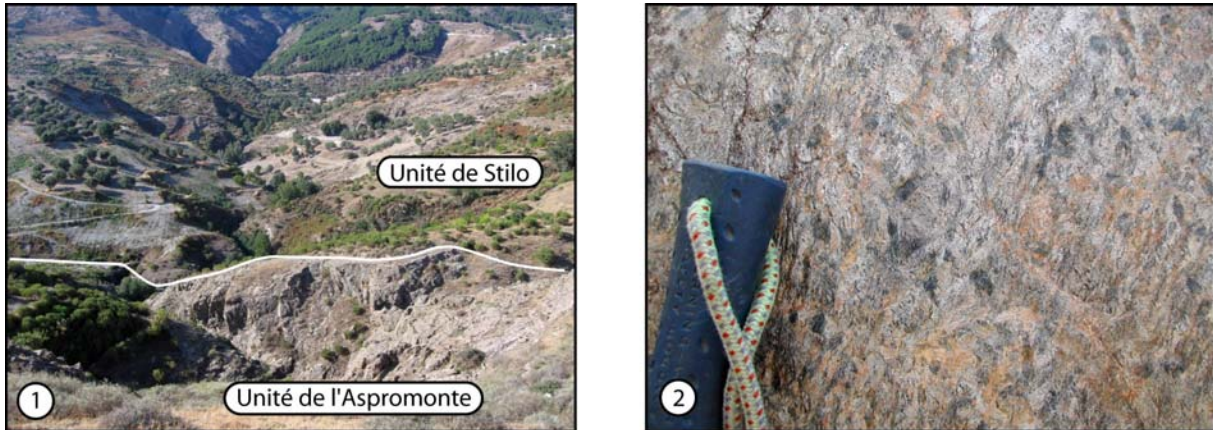


Figure II-21 : (1) Dalles tectoniques au sommet de l'unité de l'Aspromonte ; (2) Les schistes à Andaloussite de l'unité de Stilo reposant sur le contact tectonique.

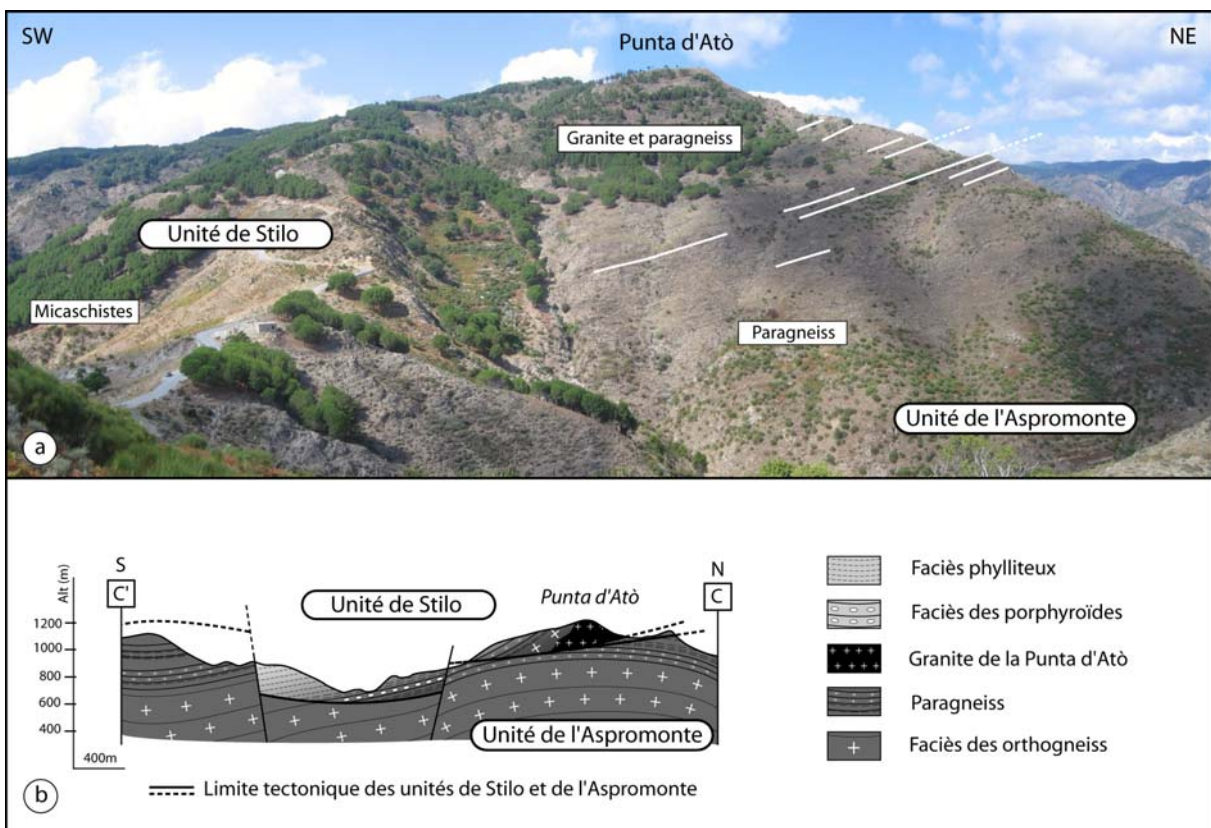


Figure II-22 : (a) : Localisation des zones de cisaillement séparant les unités de Stilo et de l'Aspromonte dans la région de Roccaforte del Greco. (b) : Coupe de la géométrie d'ensemble de la région de la Punta d'Atò. Le dégradé de gris de l'unité de Stilo illustre l'augmentation de son degré métamorphique vers le nord (cf. chapitre III). La représentation des structures de l'unité de l'Aspromonte est simplifiée. Localisation figure II-17, section CC'.

Ces bandes de cisaillement passent en dessous du corps granitique intrusif de la Punta d'Atò et affectent sa base. Elles recoupent donc des faciès initialement attribués à l'unité de l'Aspromonte. La limite tectonique Stilo - Aspromonte initialement localisée sur un contact principal bien visible se sépare en plusieurs plans. Au nord de la Punta d'Atò, les bandes de cisaillement disparaissent dans un vaste éboulement impraticable. Des recherches approfondies seraient nécessaires pour prolonger la trace cartographique de ce contact tectonique vers le nord ou le nord-ouest (cf. Fig. II-17). Cependant il est probable qu'il devienne difficile à identifier car, comme au niveau de la Punta d'Atò, il doit recouper des lithologies similaires.

Les unités de l'Aspromonte et de Stilo, initialement distinguées sur la base de critères lithologiques, sont séparées par un contact tectonique. Nous avons cependant mis en évidence ci-dessus que les unités de Stilo et de l'Aspromonte constituent une seule et même entité en continuité structurale et lithologique. Nous proposons de conserver la dénomination initiale des deux unités, en les distinguant cette fois uniquement sur un critère tectonique.

3/ Conclusions

Les observations effectuées sur le terrain au cours cette thèse ont permis de préciser les contours des unités constituant le Massif de l'Aspromonte. L'unité de l'Aspromonte arme le massif et correspond à une lame tectonique de roches issues de la croûte continentale et transportant une couverture paléozoïque et mésozoïque qui correspond à la partie supérieure de l'unité de Stilo. Une importante discontinuité tectonique recoupe cependant cette série lithostratigraphique définissant ainsi deux unités tectoniques distinctes. Ces deux unités surmontent l'unité d'Africo-Polsi dont l'extension a été modifiée. Des arguments de terrain montrent en effet que les affleurements visibles dans la région d'Africo Vecchio et ceux formant l'unité de la Madonna dei Polsi définie par Pezzino & Puglisi (1980) appartiennent à une même unité inférieure formée essentiellement de séries paradérivées, chevauchées par l'unité de l'Aspromonte. L'unité identifiée dans la région de Cardeto (Bonardi et al., 1980) montre des similitudes avec l'unité d'Africo-Polsi. Sa position structurale, sous les roches de l'unité de l'Aspromonte nous amène à suggérer que l'ensemble des ces roches paradérivées ne constitue qu'une seule et même unité inférieure, d'extension régionale.

La nature des contacts qui séparent ces trois unités ainsi que les caractéristiques cinématiques associées aux déformations qu'ils matérialisent, vont être détaillées dans le chapitre suivant. L'environnement métamorphique et l'âge de ces déformations ont fait l'objet d'une étude approfondie dont les principaux résultats font l'objet des chapitres IV et V.

Chapitre III

Evolution structurale du Massif de l'Aspromonte et nature des contacts tectoniques

Sommaire

1/ L'évolution structurale du massif de l'Aspromonte.....	67
1.1/ L'épaississement et la mise en place de la nappe de l'Aspromonte	67
1.2/ La reprise en extension de la pile de nappes du massif de l'Aspromonte	70
1.2.1/ Le contact Stilo / Aspromonte : un faille de détachement	70
1.2.2/ Une déformation localisée au niveau du détachement.....	71
1.2.3/ Bréchification et relation avec la localisation du détachement	73
1.2.4/ Une déformation pénétrative au sein de la pile de nappes.....	76
1.3/ Les directions cinématiques de la déformation en extension	78
1.3.1/ Au niveau du détachement.....	78
1.3.2/ Au niveau des bandes de cisaillement plus profondes.....	80
2/ Les contraintes lithostratigraphiques sur l'âge de D1.....	82
3/ L'âge de D2 et le problème de la transgression Oligo-Miocène.....	83
3.1/ Les sédiments transportés les plus jeunes.....	83
3.2/ La Formation de Stilo - Capo d'Orlando	83
3.2.1/ Lithostratigraphie et âge de la série sédimentaire	84
3.2.2/ Relation avec la déformation D2 en extension	86
4/ Conclusions	88

Le Massif de l'Aspromonte est constitué d'un empilement de trois unités aux caractéristiques lithologiques contrastées. Le caractère tectonique des contacts séparant ces trois unités a été mis en évidence dans le chapitre précédent et la géométrie d'ensemble indique que le contact inférieur a fonctionné en chevauchement. Les modalités cinématiques et l'âge de l'empilement ne sont pas clairement établis. En revanche, des marqueurs structuraux et métamorphiques d'une déformation cisailante associée à l'exhumation des unités profondes du massif ont été décrits dans la partie nord-est par Platt & Compagnoni (1990).

Ce chapitre présente les données structurales acquises au cours de cette thèse. Les questions auxquelles nous avons tenté de répondre sont les suivantes : selon quelle direction et dans quel sens s'est mise en place la nappe formée par les unités de l'Aspromonte et de Stilo, au dessus de l'unité d'Africo-Polsi ? La structure actuelle du massif est-elle le résultat d'une ou de plusieurs déformations superposées, et dans ce cas quelle est la chronologie relative de ces déformations ? Ce chapitre s'articule en deux parties. La première détaille et illustre par des figures des observations structurales concernant les deux déformations successives qui ont été identifiées. Ces données ont déjà été partiellement interprétées dans un article publié à *Tectonics*, dont une copie est jointe en annexe. Dans la seconde partie les contraintes chronostratigraphiques sur l'âge des deux épisodes de déformation mis en évidence seront présentées. Et l'accent sera mis sur un problème particulier qui nécessite des précisions : la relation entre la mise en place des bassins oligo-miocènes et les déformations alpines.

1/ L'évolution structurale du Massif de l'Aspromonte

1.1/ L'épaississement et la mise en place de la nappe de l'Aspromonte

Le caractère chevauchant de l'unité de l'Aspromonte par rapport à l'unité d'Africo-Polsi est mis en évidence par la superposition anormale de roches métamorphiques de degré moyen à élevé, sur des roches de degré métamorphique *a priori* plus faible. Cette nappe, correspondant à une lame de croûte continentale a donc été transportée dans sa position actuelle au cours d'un épisode tectonique en raccourcissement. L'étude des marqueurs tectoniques associés à ce déplacement devrait nous permettre de caractériser, la direction et le sens de transport de la nappe de l'Aspromonte (unités de l'Aspromonte et de Stilo) et, partant, la direction du raccourcissement. Cependant, ces marqueurs sont assez rares et la superposition ultérieure d'un second épisode de déformation rend délicate l'interprétation de ces observations structurales.

Nous avons vu au chapitre précédent que l'unité d'Africo-Polsi est en majeure partie formée par des roches paradérivées. Cette série présente une foliation métamorphique principale globalement subhorizontale et *a priori* parallèle au contact avec l'unité de l'Aspromonte. Dans la partie aval de la *fiumara* La Verde, les variations lithologiques franches entre les différents

ensembles de la série attribuée au Paléozoïque permettent de définir localement une stratification. Dans ce secteur situé à quelques dizaines de mètres sous le contact de nappe, des plis ont été observés. Ils sont en particulier visibles lorsqu'ils affectent les niveaux de lydienes de la partie supérieure de la série (Fig. III-1). Ces plis présentent une surface axiale subhorizontale correspondant à la foliation métamorphique. Dans ce matériel, cette foliation, peu pénétrative, est limitée aux surfaces axiales tandis que dans les lithologies métapélitiques environnantes, elle est beaucoup plus marquée et il est difficile d'y observer ce plissement du fait de l'absence de marqueurs stratigraphiques. La plupart du temps, le niveau stratigraphique affecté est boudiné et fragmenté. Ces plis ont des flancs longs parallèles et une dissymétrie qui suggèrent une composante de cisaillement importante au cours de la déformation dont ils dérivent (Fig. III-1). Les charnières anticlinales sont systématiquement déversées vers l'est ou le sud-est. Les axes de ces plis tels que l'on peut les mesurer au niveau des charnières préservées sont en moyenne orientés selon une direction NE-SW. On observe également par endroits une linéation d'intersection entre la stratification et la foliation métamorphique principale qui s'oriente sensiblement selon la même direction que les axes mesurés (Fig. III-3). Si l'on admet que ces plis sont cylindriques et de type « b », leur géométrie indiquerait un transport du compartiment supérieur vers l'est ou le sud-est. Cette conclusion doit cependant rester prudente car elle ne reflète pas les complications observées sur les affleurements.

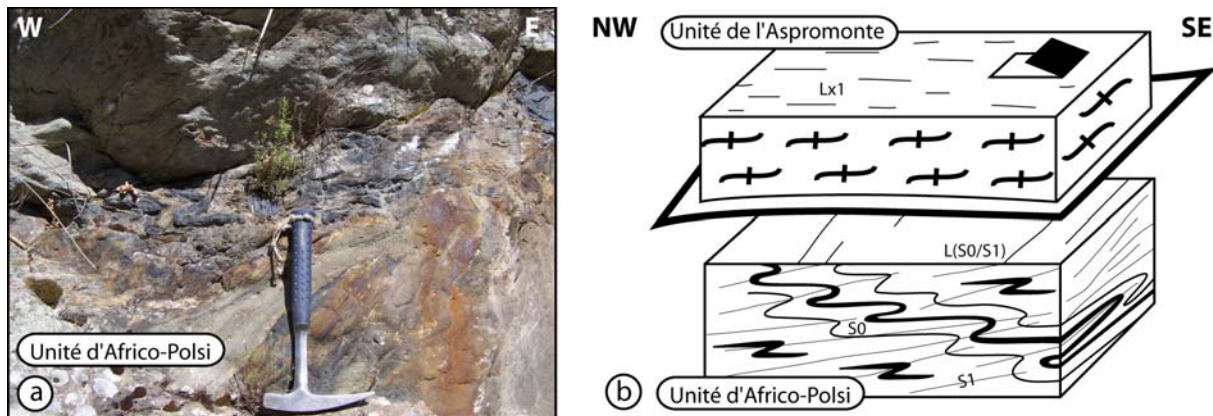


Figure III-1 : (a) Exemple de plis P1 sous le contact de nappe, au sein des lydienes de la partie supérieure de l'unité d'Africo-Polsi. (b) Schéma de la déformation associée à la mise en place de la nappe formée par l'unité de l'Aspromonte ; S0 pour stratification ; S1 pour foliation ; L(S0/S1) pour linéation d'intersection entre stratification et foliation ; Lx1 pour linéation d'étirement.

Toutefois, cette indication est confortée par l'observation à l'échelle cartographique d'un gradient métamorphique apparent au sein de l'unité d'Africo-Polsi, sous le contact de nappe. En effet, pour une même lithologie, les minéraux index des paragenèses métamorphiques de la foliation S1 principale ne sont pas identiques au nord-ouest et au sud-est. Dans la partie aval de la *fiumara* La Verde, les paragenèses observées sont dominées par la chlorite, tandis qu'en se

déplaçant vers le nord-ouest, on observe que la chlorite disparaît en même temps que le grenat et la biotite apparaissent. Cette évolution est identique à celle observée le long de la *fiumara* Bonamico (Fig. III-2). Il semble que les conditions métamorphiques soient sensiblement plus sévères au nord-ouest qu'au sud-est. Cette zonation peut s'interpréter comme le résultat d'un enfouissement tectonique plus marqué au nord-ouest qu'au sud-est. Si cette zonation métamorphique est contemporaine de la phase d'épaississement, cela pourrait indiquer que la mise en de la nappe de l'Aspromonte serait hors-séquence. Le plan de chevauchement s'enracinerait donc vers le NW et l'allure de la zonation observée pourrait suggérer que la nappe de l'Aspromonte s'est mise en place sur l'unité d'Africo-Polsi depuis le NW vers le SE. Cependant il faut ajouter que la géométrie actuelle du contact, et sa relation avec la zonation métamorphique de l'unité d'Africo-Polsi, est probablement en grande partie le résultat d'une phase de déformation ultérieure décrite plus loin.

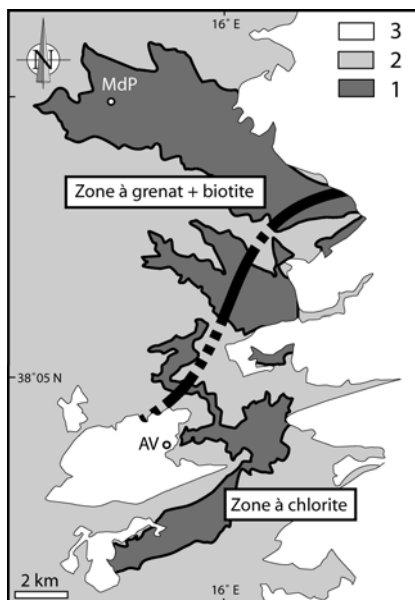


Figure III-2: Illustration schématique de la zonation métamorphique observée sur le terrain au sein de l'unité d'Africo-Polsi, sous le contact de la nappe de l'Aspromonte. La limite entre la zone où les roches présentent des assemblages à grenat + biotite, au nord, et celle où les roches présentent essentiellement de la chlorite est figurée par l'épais trait noir, dont la position est approximative. (1) : unité d'Africo-Polsi ; (2) : unité de l'Aspromonte et (3) couverture sédimentaire discordante. MdP: Madonna dei Polsi; AV: Africo Vecchio.

Comme on le verra un peu plus loin, l'essentiel des marqueurs microstructuraux visibles au niveau du contact tectonique entre les unités d'Africo-Polsi et de l'Aspromonte sont associés à une seconde déformation. Cependant, une linéation minérale apparemment contemporaine de la foliation métamorphique principale a été observée dans les orthogneiss de l'unité de l'Aspromonte à quelques dizaines de mètres environ au dessus du contact. Ces observations ont été faites dans une zone qui semble avoir été épargnée par la déformation ultérieure. Cependant il nous est impossible d'établir avec certitude que ces marqueurs sont associés à l'épisode d'empilement tectonique, l'origine et l'histoire tectonométamorphique de ces orthogneiss restant à l'heure actuelle très mal connues. La linéation observée est marquée en particulier par l'étirement des porphyroclastes de feldspaths. Elle est orientée selon une direction moyenne

N130 qui est voisine de la direction de raccourcissement et de transport de la nappe déduite de l'orientation de plis P1 observés au sein de l'unité d'Africo-Polsi sous le contact de nappe (Fig. III-3). Par conséquent, et malgré les incertitudes mentionnées plus haut, ces marqueurs pourraient être associés au transport de la nappe.

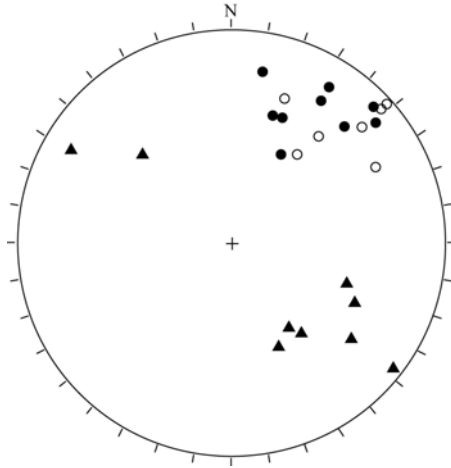


Figure III-3 : Orientation des marqueurs de la déformation associée au chevauchement de l'unité de l'Aspromonte. Les étoiles et les ronds correspondent respectivement aux axes de plis P1 et aux linéations d'intersection entre la stratification et la foliation mesurés dans l'unité d'Africo-Polsi, les triangles correspondent à la linéation d'étirement minérale mesurée à la base de l'unité de l'Aspromonte. (Canevas Wulf, hém. inf.)

Ces quelques observations bien que dispersées et assez rares, sont cohérentes et suggèrent que la mise en place de la nappe formée par les unités de l'Aspromonte et de Stilo se serait effectuée du NW vers le SE dans les coordonnées géographiques actuelles. On verra dans la suite de l'exposé que cette orientation s'accorde d'une certaine manière avec les autres données caractérisant l'empilement des nappes dans l'Arc Calabro-Péloritain.

1.2/ La reprise en extension de la pile de nappes du massif de l'Aspromonte

1.2.1/ Le contact Stilo / Aspromonte : un faille de détachement

Les unités de l'Aspromonte et de Stilo forment la partie supérieure de la pile tectonique. Elles sont juxtaposées par un contact tectonique bien visible dans la partie SE du massif. Nous avons vu au chapitre précédent que ce contact recoupe la série lithostratigraphique depuis des roches superficielles (la couverture carbonatée) jusqu'à des roches initialement plus profondes (le socle cristallophyllien). Identifié par Afchain (1968), ce contact a toujours été considéré comme un chevauchement (Bonardi et al., 1979 ; Crisci et al., 1982 ; Bonardi et al., 1984). Cependant à la différence d'un chevauchement qui par définition transporte des terrains relativement profonds sur des terrains relativement superficiels, le contact tectonique qui sépare les unités de Stilo et de l'Aspromonte juxtapose des terrains très peu métamorphiques sur des terrains plus métamorphiques. En effet, dans la partie sud-est du massif, les carbonates jurassiques sont presque directement en contact tectonique avec les roches cristallophylliennes de l'unité de l'Aspromonte. Quelques mètres de schistes et de carbonates attribués au Silurien s'intercalent mais le degré métamorphique de cet ensemble sédimentaire reste très faible voire nul. Par

conséquent, les deux compartiments que sépare le détachement présentent un contraste métamorphique très fort. Cela signifie en d'autres termes qu'une partie de la pile tectonométamorphique initiale est manquante à cet endroit. Cette lacune diminue vers le nord à mesure que le contact s'approfondit dans la série lithostratigraphique de l'unité de Stilo car à San Lorenzo ou encore à Montebello Ionico, ce sont des phyllades et des schistes à biotite qui forment le compartiment supérieur, tandis que le degré métamorphique des orthogneiss et des paragneiss du compartiment inférieur ne semble pas différent. Au niveau de Roccaforte del Greco enfin, le contact tectonique sépare cette fois deux compartiments constitués par des roches similaires (du granite, des orthogneiss et des paragneiss). A tel point qu'il est difficile de distinguer la limite entre les deux unités (cf. chapitre II).

Cette géométrie, marquée par une lacune dans la pile tectonométamorphique localisée au niveau du contact qui sépare les unités de l'Aspromonte et de Stilo, implique que ce dernier est soustractif et que par conséquent il s'agit d'une faille de détachement, associée un épisode de déformation en extension. La figure III-4 ci-dessous illustre la géométrie de cette structure formée par la superposition des unités de l'Aspromonte et de Stilo, affranchie des effets de la fracturation plus récente et de l'érosion.

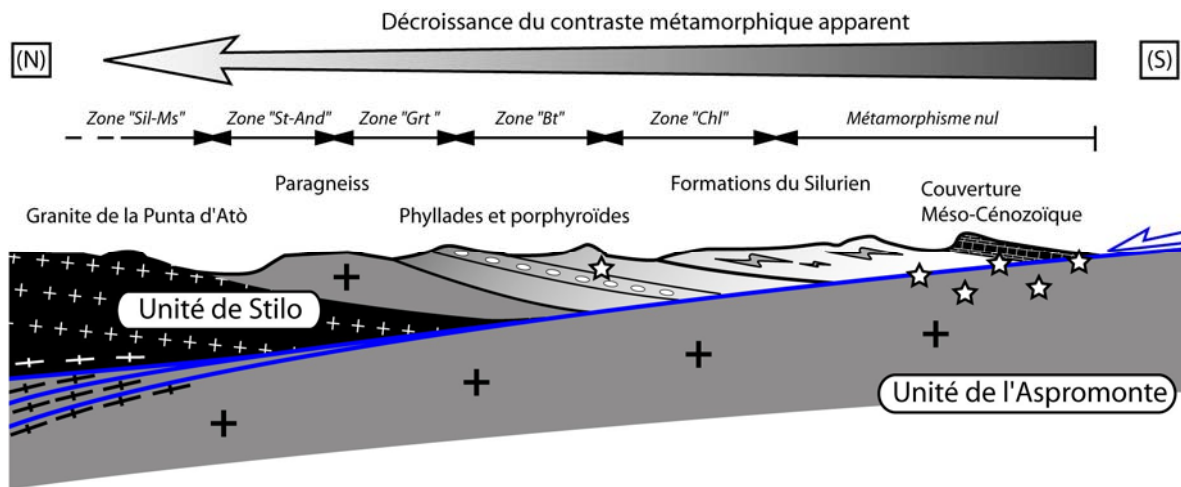


Figure III-4: Schéma interprétatif de la géométrie du contact de détachement séparant les unités de Stilo et d'Aspromonte. La partie sud est inspirée d'une figure de J.-P. Bouillin (présentée en conférence, Lausanne 2006). La zonation métamorphique de l'unité de Stilo est représentée à partir des travaux de Graessner & Schenk (1999), cf. chapitre IV. Les étoiles représentent la localisation des principales zones bréchifiées (cf. paragraphe 1.2.3).

1.2.2/ Une déformation localisée au niveau du détachement

Le contact tectonique qui sépare les unités de Stilo et de l'Aspromonte peut faire l'objet de deux observations : (1) il présente une géométrie plane et subhorizontale qu'il conserve jusqu'à

proximité de la surface, et (2) il se situe à un niveau structural relativement superficiel comme le suggère l'allure de la déformation des roches qu'il affecte.

Dans la partie sud-est, la déformation est limitée au contact même et aux quelques décimètres de part et d'autre. La surface est plane et très nette, traduisant des conditions de déformation froides. Les roches de part et d'autre du détachement présentent une silicification importante. Dans la partie nord la déformation se développe dans des conditions sensiblement plus chaudes et affecte une bande de terrain de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Au sud, le cisaillement associé à la déformation se marque par le développement de plans subhorizontaux très nets. Ces plans sont systématiquement sécants sur la foliation métamorphique antérieure lorsqu'elle est visible (cf. paragraphe 1.3.1 ci-dessous). Ces structures sont particulièrement visibles au sein du granite de la Punta d'Atò, qui est totalement isotrope en dehors de ces couloirs de déformation.

Le détachement qui sépare les unités de l'Aspromonte et de Stilo semble donc fonctionner dans des conditions plus chaudes au nord qu'au sud même si globalement la partie que l'on observe traverse un niveau structural situé dans le domaine de la croûte cassante. Sa géométrie est très comparable à celle des détachements profonds et il est probable qu'il s'enracine dans le niveau structural ductile vers le nord. Pourtant ce type de structures, généralement peu pentées dans la partie profonde, sont relayés par un réseau de failles normales lorsqu'elles se rapprochent de la surface, c'est-à-dire au niveau de la transition ductile / cassant (Fig. III-5).

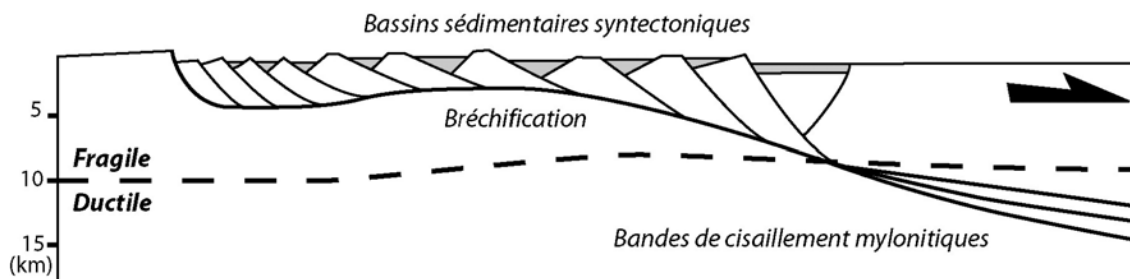


Figure III-5: Représentation schématique de la géométrie d'une faille de détachement crustale d'après Jolivet et al. (1998); Wells et al. (2000); Ring et al. (2001). La zone de cisaillement peut soit s'enraciner au niveau de la transition fragile - ductile, soit plus bas dans la croûte. Au dessus, elle se relie généralement à un réseau de failles normales qui génère l'ouverture de bassins sédimentaires syntectoniques.

A l'inverse, le détachement que nous décrivons ici se développe dans un niveau structural relativement superficiel et il conserve vers le sud la même géométrie sub-horizontale. Le réseau de failles normales que l'on pouvait s'attendre à observer dans le compartiment supérieur afin d'accommoder son déplacement et l'extension associée, n'a pas été mis en évidence. Cela peut probablement s'expliquer par la nature lithologique de l'unité de Stilo essentiellement constituée de roches schisteuses, relativement incompetentes et dans lesquelles la déformation ne doit pas se

localiser au niveau de discontinuités simples mais plutôt se répartir sur l'ensemble de la série de manière plus diffuse (cf. paragraphe 1.2.3 ci-dessous).

Une telle surface tectonique est inattendue dans ces conditions, et constitue une singularité. Il pourrait s'agir d'une ancienne surface de chevauchement - comme cela avait été initialement proposé (Afchain, 1968 ; Bonardi et al., 1979 ; Crisci et al., 1982 ; Bonardi et al., 1984) - réactivée ultérieurement en extension. Il apparaît effectivement que l'unité de Stilo présente les marqueurs d'une déformation plicative polyphasée qui implique un épisode tectonique en raccourcissement antérieur au fonctionnement du détachement. Cependant, les marqueurs cinématiques au niveau de ce dernier ne montrent aucun indice d'une déformation antérieure.

1.2.3/ Bréchification et relation avec la localisation du détachement

Une autre hypothèse peut être proposée pour expliquer la géométrie du détachement : l'adoucissement localisé préalable des matériaux de la pile tectonique. En effet, dans la partie superficielle de la pile tectonique du Massif de l'Aspromonte, on observe fréquemment mais de manière discontinue, une bréchification de la roche. Il s'agit d'une brèche cohésive où la matrice, très résistante, représentant entre 10 et 50 % du volume, est solidaire du reste de la roche (Fig. III-6). La matrice est essentiellement constituée par les produits de la bréchification recimentés. Dans l'ensemble, on observe que cette bréchification présente un aspect assez variable que l'on peut caractériser qualitativement en décrivant la forme et la rugosité des fragments rocheux d'une part et la proportion de matrice d'autre part (Fig. III-6).

On distingue ainsi deux fabriques. Une première fabrique (F1) caractérisée par des fragments anguleux de taille pluricentimétrique régulière délimités par des fractures orthogonales. Le déplacement de ces fragments est souvent limité à une simple translation de quelques centimètres et on parvient alors à suivre d'un fragment à l'autre une variation lithologique ou encore un marqueur tectonique comme une linéation. Cette géométrie suggère que la roche a éclaté sous l'effet d'une augmentation de volume probablement induite par une surpression fluide. Cette dernière peut avoir une origine double : (1) une augmentation de la pression fluide par apport de fluides d'origine métamorphique, ou (2) une diminution relative de la pression lithostatique soit par érosion, soit par dénudation tectonique de la pile structurale située au dessus.

La seconde fabrique (F2) est caractérisée par une plus grande proportion de matrice cohésive fine, des fragments lithiques de petite taille, de forme arrondie, et complètement disjoints. On considère alors que la bréchification est d'origine mécanique, c'est-à-dire contrôlée par le frottement des fragments les uns contre les autres sous l'effet par exemple du déplacement des lèvres de la fracture. Il devient alors difficile de reconstituer la structure initiale et les déplacements des fragments les uns par rapport aux autres. Il faut d'ailleurs remarquer qu'une brèche présentant une fabrique dynamique (F2) peut avoir été initiée par une surpression fluide.

Du fait des frottements ultérieurs, il devient difficile d'observer les indices texturaux de la fabrique statique initiale (F1).

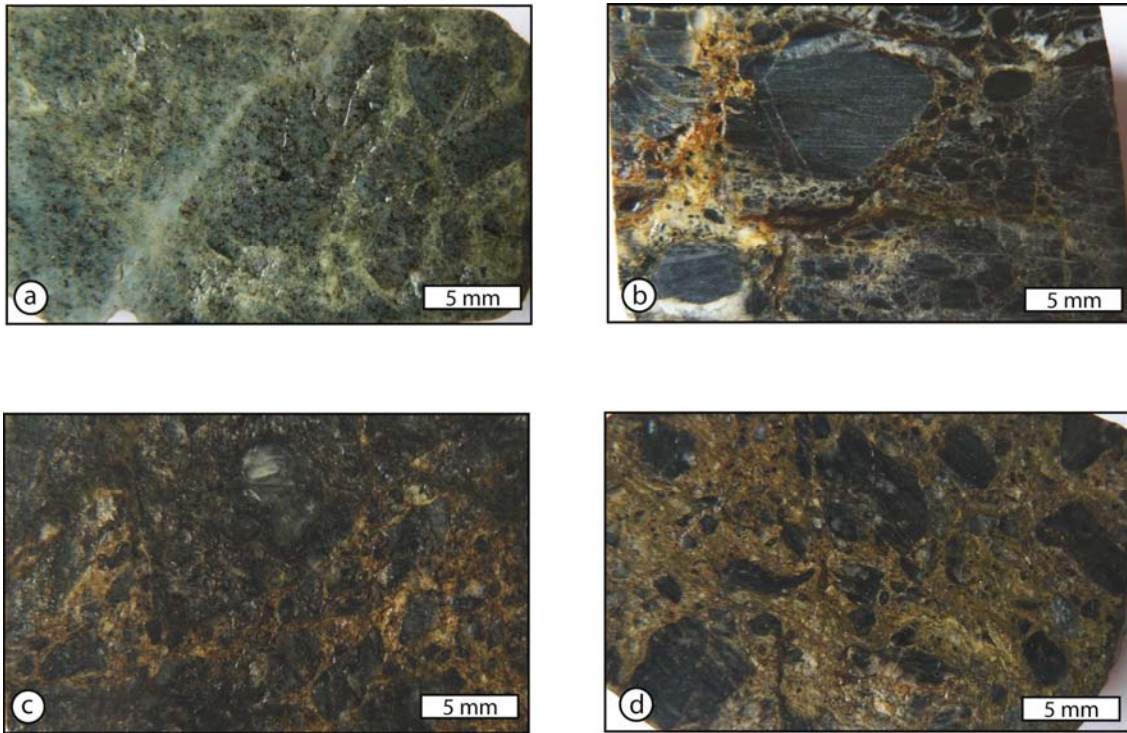


Figure III-6 : Macrographies illustrant l'évolution de l'intensité de la bréchification. (a): initiation de la bréchification hydraulique, dans la partie gauche la roche n'est pas bréchifiée; (b): brèche hydraulique au sein de les phyllades, les éléments sont anguleux et le déplacement est faible; (c) et (d): intensification de la bréchification dynamique, mise en évidence par l'augmentation de la proportion de matrice, et par la forme de plus en plus arrondie des clastes.

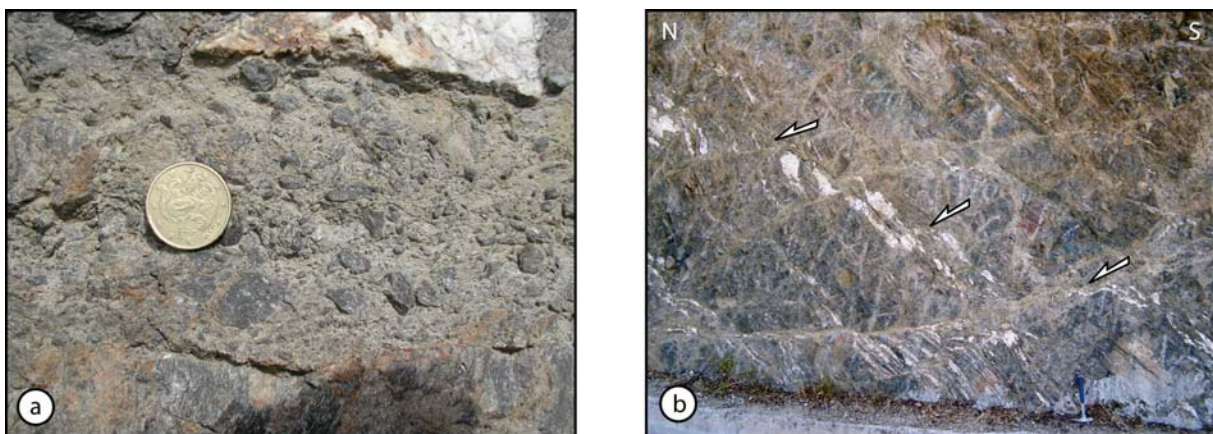


Figure III-7 : Illustration de la bréchification au dessus du détachement. (a) secteur de Choriò : détail de la brèche hydraulique dans les faciès quartzo-feldspathiques de la formation des phyllades de l'unité de Stilo. La zone bréchifiée est localisée au centre de la photo; (b) secteur de San Lorenzo, couloirs de cisaillement bréchifiés dans l'unité de Stilo. Le mouvement sur ces fractures est normal, et le rejet ne dépasse pas la dizaine de centimètres.

Dans la partie sud du Massif de l'Aspromonte, ces deux fabriques ont été observées, suggérant que les deux mécanismes évoqués ci-dessus ont contribué tour à tour à la bréchification. La localisation des principales zones bréchifiées est reportée sur la coupe schématique de la figure III-4. On les observe au sein de l'unité de Stilo, à distance du détachement, mais aussi au niveau du détachement même et surtout en dessous, au sein de l'unité de l'Aspromonte.

Dans la partie centrale de l'unité de Stilo (secteurs de Choriò et de San Lorenzo - cf. Fig. II-17 et III-3), la formation des phyllades et de porphyroïdes de la région de Chorio est affectée par une bréchification hydraulique (F1) assez hétérogène. Elle est fréquemment recoupée par des couloirs de cisaillement où la bréchification est plus marquée (F2) (Fig. III-7a). Dans ce cas, elle semble intimement liée à une déformation en extension comme l'indique la géométrie de ces failles. Le rejet est cependant très faible, il ne dépasse jamais la dizaine de centimètres lorsque l'on peut l'évaluer, comme au sud de San Lorenzo où des filonnets de quartz d'exsudation sont décalés (Fig. III-7b). On distingue également des couloirs subhorizontaux d'épaisseur centimétriques à décimétriques, et des couloirs obliques, parfois concordants avec la fabrique planaire de la roche encaissante. Les bordures de ces couloirs sont le plus souvent franches et la roche encaissante n'apparaît alors pas affectée par la bréchification mécanique.

A proximité de Palizzi Supérieur et de Bova Marina (cf. Fig. II-13 et III-3) la bréchification hydraulique affecte presque intégralement plusieurs centaines de mètres de l'unité de l'Aspromonte sous le détachement. Dans ce contexte la bréchification semble s'être développée indépendamment d'une déformation particulière sans que l'on puisse la relier à des failles ou à des couloirs de cisaillement majeurs. Il s'agit clairement d'une bréchification statique contrôlée par une surpression fluide locale, résultant probablement de la dénudation tectonique associée au transport de l'unité de Stilo sur le détachement, et entraînant une diminution relative de la pression lithostatique sous le détachement.

Au niveau du contact même, au nord-est de Palizzi Supérieur, les deux types de fabriques sont visibles et affectent les roches des deux compartiments. On observe des lentilles de roches où la bréchification d'origine hydraulique est préservée au sein de l'ensemble bréchifié mécaniquement. On peut donc en déduire que la bréchification hydraulique est antérieure au fonctionnement du détachement dans ce secteur. Or, ces roches bréchifiées correspondent à des zones de moindre résistance à la déformation, expliquant peut-être que le détachement s'initie à cet endroit. Le fonctionnement de ce contact tectonique s'est probablement ensuite accompagné de la réactivation et donc de l'intensification de la bréchification. Et la diminution de pression lithostatique consécutive au détachement de l'unité de Stilo peut expliquer la présence de brèche

hydraulique dans le compartiment inférieur, qui enregistre par conséquent une augmentation relative de la pression fluide.

La bréchification au sein du compartiment supérieur, à la fois diffuse sur l'ensemble de la roche et localisée sur des couloirs de cisaillement, ne peut pas s'expliquer par une diminution de la pression lithostatique, mais trouve probablement son origine dans l'apport de fluides drainés depuis la zone de détachement vers la surface via des fractures.

Il reste que l'origine de la surpression fluide initiale n'est pas définie à ce stade des travaux. Si elle est liée à une diminution de la pression lithostatique, c'est que le compartiment supérieur était déjà soumis à un amincissement qui était alors probablement réparti sur un réseau de failles normales, qui se sont ensuite relayées sur le détachement. En revanche la surpression fluide peut-être liée à un apport de fluides issus de réactions métamorphiques, et drainés vers le haut le long des zones de cisaillement depuis un niveau structural plus profond.

Ces réflexions ne restent pour le moment qu'à l'état d'hypothèses qu'il faudrait tester en étudiant ces brèches de manière plus détaillée. Il faudrait en particulier cartographier le type de fabrique de la brèche en fonction de la distance par rapport au détachement. Il faudrait également étudier plus spécifiquement les inclusions fluides piégées dans les minéraux de la brèche ainsi que dans des filonnets de quartz observés plus ou moins fréquemment, afin de caractériser les conditions de température et de pression de la bréchification ainsi que la nature et l'origine de ces fluides qui contribuent probablement à la composition de la matrice. Ces travaux n'ont pas été envisagés au cours de cette thèse mais devraient faire l'objet d'une étude ultérieure.

Quoiqu'il en soit la bréchification et par conséquent l'adoucissement préalable de la roche de la partie supérieure de l'édifice tectonique du Massif de l'Aspromonte apporte une explication possible à la géométrie subhorizontale de la faille de détachement observée.

1.2.4/ Une déformation pénétrative au sein de la pile de nappes

La surface de détachement qui sépare les unités de Stilo et d'Aspromonte est nettement visible dans le paysage lorsqu'elle sépare des lithologies contrastées, mais elle est plus difficile à localiser lorsqu'elle juxtapose des faciès analogues, comme au nord de Roccaforte del Greco. Au dessous de la surface de détachement, des surfaces subhorizontales d'aspect similaire ont été observées. Elles présentent les mêmes caractéristiques comme en particulier la silicification pénétrative du compartiment inférieur, la présence de cannelures et de stries, marqueurs d'une déformation en régime froid. Vers le nord, c'est-à-dire plus profondément au sein de l'unité de l'Aspromonte, des zones de cisaillement ductile, d'épaisseur métrique à kilométrique ont été décrites (Bonardi et al., 1984 ; Platt & Compagnoni, 1990). Selon nos observations, et en accord

avec celles de Pezzino & Puglisi (1980) et Pezzino et al., (1990 et 1992), la zone de cisaillement principale décrite par Bonardi et al. (1984) correspond au contact tectonique à la base de l'unité de l'Aspromonte.

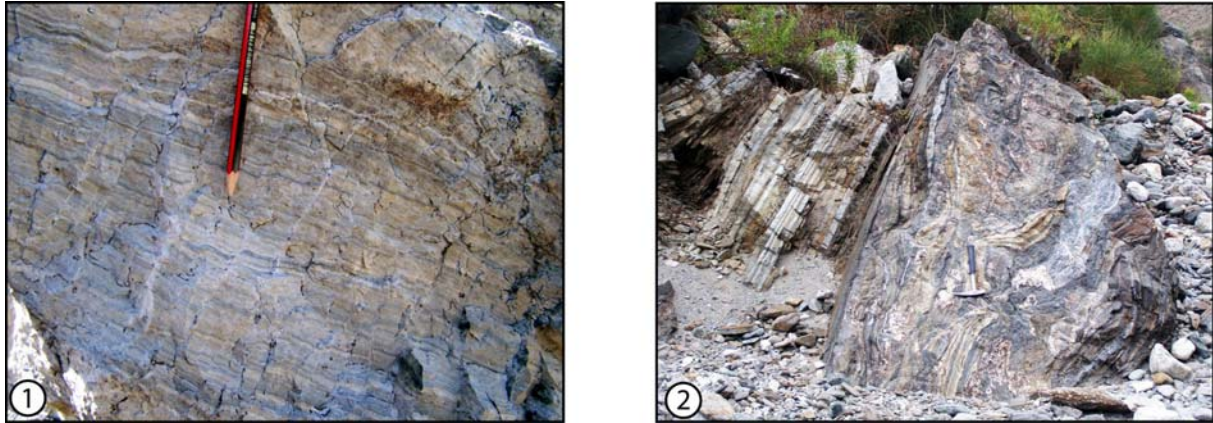


Figure III-8 : Mylonites au niveau du contact entre les unités de l'Aspromonte et d'Africo-Polsi. (1) Détail d'une bande mylonitique dans le secteur de la Madonna dei Polsi. On distingue le rubanement mylonitique subhorizontal très net marqué par les alternances de niveaux de quartz et de feldspaths. De nombreuses fractures subverticales tardives recoupent la mylonite ; (2) Le contact tectonique entre les faciès mylonitiques de l'unité de l'Aspromonte à gauche et les faciès hétérogènes et déformés de l'unité d'Africo-Polsi à droite (secteur amont de la fiumara La Verde).

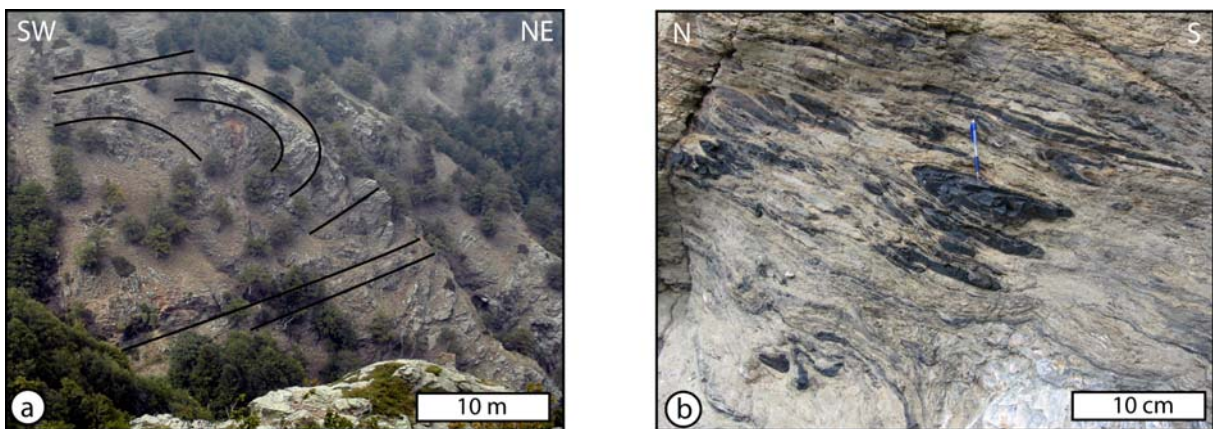


Figure III-9: Illustration des plis associées à D2. (a) : Affleurement des faciès de l'unité de l'Aspromonte, à proximité du Montalto, la foliation mylonitique plissée est soulignée en traits noirs ; (b) Plis dans le faciès des lydiennes dans la partie amont de la fiumara La Verde.

Ces zones de cisaillement plus profondes, et en particulier celle située à la base de l'unité de l'Aspromonte, sont marquées par une fabrique mylonitique plus ou moins forte selon les secteurs. Elle s'accompagne d'un rubanement localement très prononcé dans les faciès de l'unité de l'Aspromonte (Fig. III-8). Dans l'ensemble, cette déformation s'accompagne de structures de cisaillement ductiles visibles depuis l'échelle de l'affleurement jusqu'à l'échelle microscopique. Des exemples seront décrits plus loin. Localement la foliation mylonitique est elle-même replissée

au cours d'une déformation qui semble être dans la continuité du cisaillement principal. Ces plis sont visibles à toutes les échelles. A proximité du sommet du Montalto, dans la partie amont de la *fiumara* Bonamico, il s'agit de grands antifformes déversés vers le nord ou le nord-est, localisés dans la zone de cisaillement principale (Fig. III-9a). Plus bas dans la pile tectonique, au sein de l'unité d'Africo-Polsi, des structures d'orientation équivalente ont été observées (Fig. III-9b), et les plis présentent parfois une géométrie en fourreau bien marquée.

1.3/ Les directions cinématiques de la déformation en extension

1.3.1/ Au niveau du détachement

Une première observation concerne l'organisation générale du compartiment supérieur : nous avons vu auparavant qu'en se déplaçant vers le nord, on accède à des niveaux de plus en plus profonds de la série lithostratigraphique de l'unité de Stilo. Cette géométrie est également soulignée par l'orientation des isogrades du métamorphisme mis en évidence par Graessner et Schenk (1999). Sur la base d'une étude pétrographique approfondie, ces auteurs distinguent au sein de l'unité de Stilo cinq zones métamorphiques depuis la zone à chlorite dans la partie sud jusqu'à la zone à muscovite et sillimanite vers le nord. Cette zonation lithologique et métamorphique est clairement transportée sur le contact détachant. Cette organisation générale suggère que le compartiment supérieur formé par l'unité de Stilo se serait déplacé du sud vers le nord (cf. Fig. III-4).

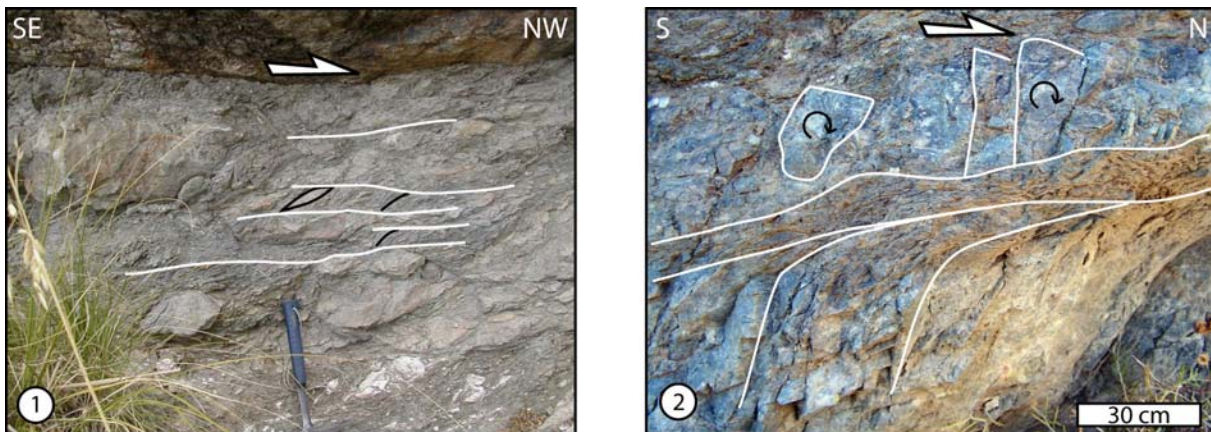


Figure III-10 : Indices de cisaillement froid au niveau du contact tectonique entre les unités de Stilo et de l'Aspromonte. (1) secteur au nord-est de Palizzi Supérieur (toit de l'unité de l'Aspromonte); (2) secteur au sud de Palizzi Supérieur (unité de l'Aspromonte). Ces indices suggèrent un mouvement du compartiment supérieur vers le nord.

D'autre part, les marqueurs cinématiques directement visibles sur le contact sont rares et souvent contradictoires, soulignant l'histoire tectonique complexe de cette surface. Dans la partie sud, c'est-à-dire dans la zone où le détachement a fonctionné dans les conditions les moins

profondes, il s'agit le plus souvent de stries et de cannelures, ainsi que de petites fentes verticales et parallèles qui n'affectent la surface que sur quelques millimètres de profondeur. L'orientation de ces structures n'est pas réellement significative d'une direction de mouvement générale. Toutefois, localement des indices d'une déformation cisailante froide sont visibles dans le compartiment inférieur. Des couloirs de cataclasite, parallèles au contact, séparent des portions de roches où la foliation antérieure est cisailée, indiquant ainsi que le sens de transport du compartiment supérieur est approximativement orienté vers le nord (Fig. III-10).

Dans la partie nord, à proximité de Roccaforte del Greco, dans la zone où le contact tectonique traverse un niveau structural sensiblement plus profond, la déformation est marquée par le développement de structures un peu plus ductiles. On observe des indices de cisaillement assez nets que nous interprétons comme marquant la prolongation du détachement vers le nord. Il s'agit d'amandes sigmoïdes d'échelle centimétrique à métrique. L'asymétrie de ces amandes indique d'une manière générale que le compartiment supérieur s'est déplacé du sud vers le nord (Fig. III-11).

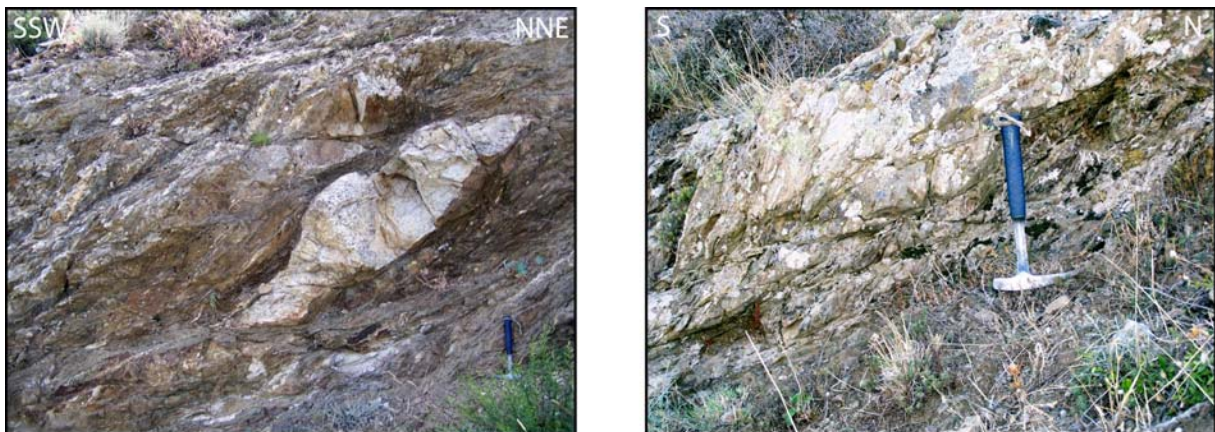


Figure III-11: Illustration des structures de cisaillement observées au nord de Roccaforte del Greco. Elles indiquent ici un mouvement du compartiment supérieur, c'est-à-dire de l'unité de Stilo, vers le nord ou le nord-est.

Les plans de cisaillement associés à cette déformation sont également visibles de part et d'autre des principales bandes déformées, de manière plus ou moins pénétrative. Ils affectent y compris l'intrusion granitique tardi-hercynienne de la Punta d'Atò, qui n'a pas subi la déformation hercynienne. Ils portent très souvent une linéation minérale marquée par l'étirement des cristaux de quartz et l'alignement des micas blancs. L'orientation de cette linéation est assez variable, mais elle se situe toujours dans le quadrant NE-SW, avec une moyenne autour de N30. Cela s'accorde assez bien avec la direction de transport que nous admettons pour le compartiment supérieur (Fig. III-12).

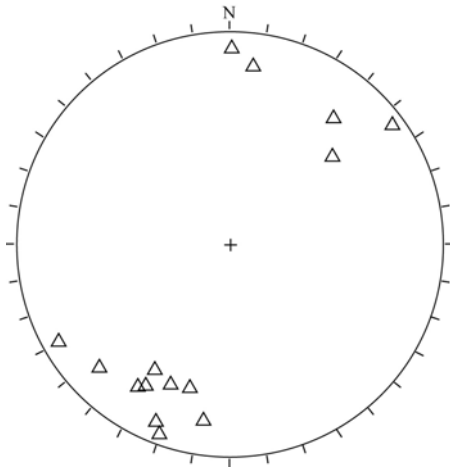


Figure III-12 :
Diagramme stéréographique (Wulf, hém. Inf.) des mesures de la linéation portée par les plans de cisaillement associés au détachement qui sépare les unités de l'Aspromonte et de Stilo. Ces mesures ont été effectuées dans le secteur de Roccaforte del Greco (15 mesures).

1.3.2/ Au niveau des bandes de cisaillement plus profondes

Au dessous du détachement principal, la pile tectonique est affectée par des couloirs de cisaillement. La foliation mylonitique visible dans ces bandes de cisaillement porte systématiquement une linéation d'étirement minérale ; elle est plus ou moins bien marquée, selon la lithologie, par le rubanement des quartz et l'alignement des micas. Cette linéation est également régulièrement visible au sein de l'unité d'Africo-Polsi, ce qui implique une transposition partielle de la fabrique S1 antérieure. Dans l'ensemble cette linéation est orientée de manière assez régulière autour d'une direction moyenne NNE-SSW (Fig. III-13a). Cette linéation témoigne de la direction d'étirement principale au moment de la déformation associée à ces bandes de cisaillement. Cette direction est différente de celle que nos observations suggèrent pour la déformation associée à l'empilement des nappes (D1).

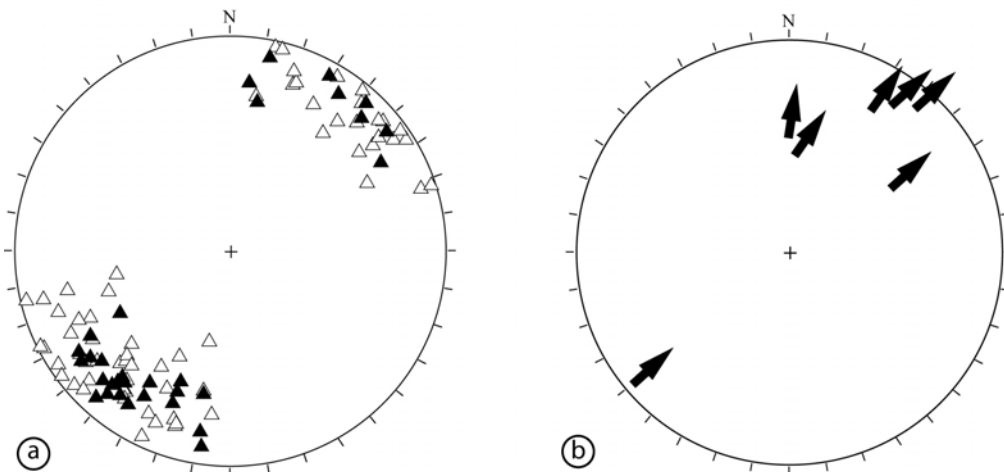


Figure III-13: Orientations des microstructures associées à la déformation D2 (Wulf, hém. inf.).
(a): Linéations d'étirement minéral (Lx) portées par la foliation mylonitique. En blanc : les mesures dans l'unité d'Africo-Polsi (68), en noir les mesures dans l'unité de l'Aspromonte (32);
(b) Les flèches noires représentent le sens de transport du compartiment supérieur, déduit de la mesure de couples de plans C/S.

La foliation mylonitique se développe *a priori* dans le plan de la foliation métamorphique antérieure car on n'observe jamais d'indices microstructuraux de deux foliations superposées. Elle se marque par une diminution importante de la taille des grains. Elle s'accompagne également de bandes de cisaillement secondaires obliques. Les relations entre ces plans de cisaillement C et C' et la foliation sont cohérentes sur l'ensemble de la zone étudiée et indiquent systématiquement que le compartiment supérieur a été transporté du SW vers le NE (Fig. III-13b). Ces marqueurs sont également visibles à l'échelle microscopique et le sens de cisaillement est confirmé par d'autres microstructures comme l'orientation préférentielle des grains de quartz, des « mica-fish » ou des rotations de porphyroclastes contournés par la foliation (Fig. III-14).

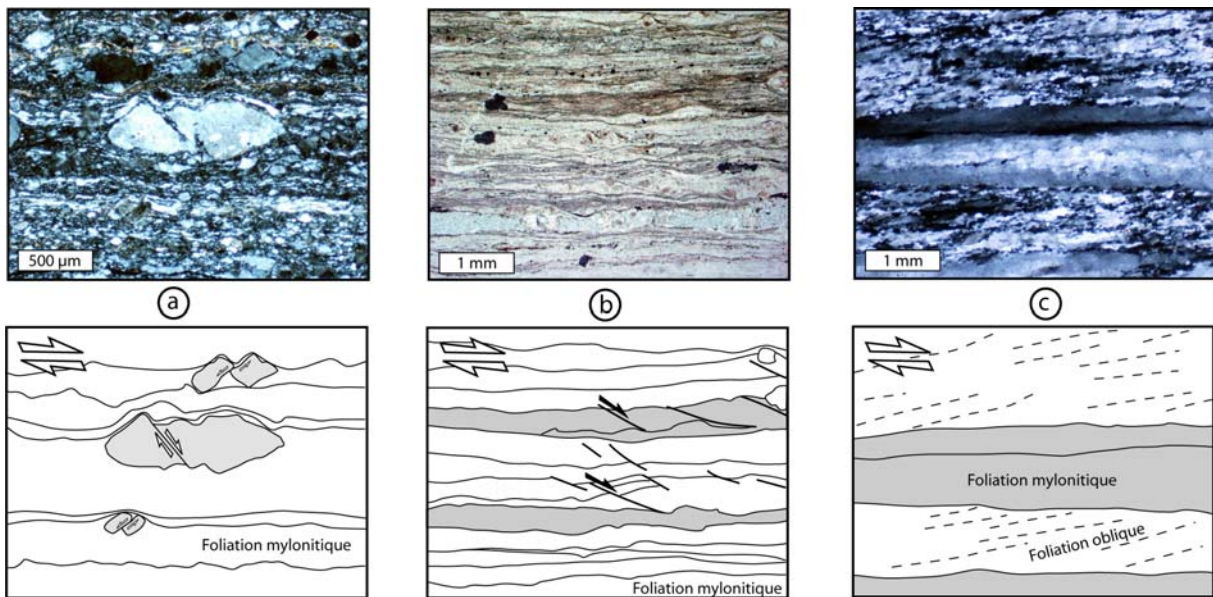


Figure III-14 : Exemples d'indices de cisaillement observés dans les bandes de mylonites à la base de l'unité de l'Aspromonte. (a) Microfracturation synthétique et antithétique de porphyroclastes de feldspath ; (b) Bandes C' dans un échantillon d'orthogneiss mylonitique de l'unité de l'Aspromonte ; (c) Orientation préférentielle des quartz, recristallisés dans un filon prélevé au sein du faciès des chloritoschistes de l'unité d'Africo-Polsi. Toutes les sections étudiées sont perpendiculaires à la foliation et parallèles à la linéation d'étirement minéral orientée NNE-SSW en moyenne.

La foliation mylonitique est fréquemment replissée dans la continuité de la déformation cisailante D2. Il s'agit en effet de plis isoclinaux bordés par des plans de cisaillement. Un exemple de ces plis a été étudié plus en détails (Fig. III-15). On observe deux plis aux flancs parallèles qui affectent un gneiss mylonitique dont la texture est soulignée par une alternance de niveaux quartzo-feldspathiques et de niveaux plus riches en micas. Ces micas s'orientent parallèlement au plan axial du pli dans les charnières, soulignant le développement d'une seconde foliation. Les flancs des plis s'agencent sur un grand cercle dont la polaire a la même orientation que les axes mesurés. Cette géométrie indique clairement que ces plis se sont formés au cours d'une déformation en raccourcissement N-S. L'orientation de la linéation d'étirement portée par les

flancs confirme cette direction. Le sens de déversement des plis vers le nord indique le sens du cisaillement associé au transport du compartiment supérieur vers le nord ou le nord-est.

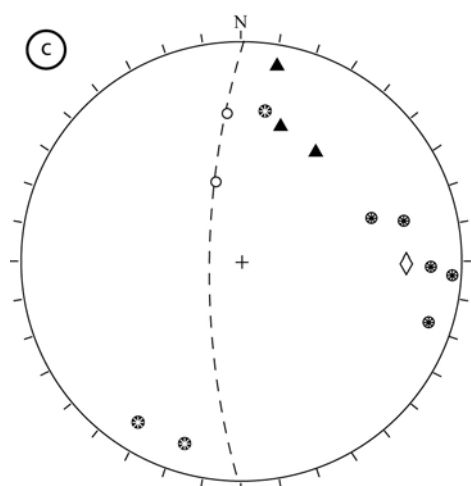


Figure III-15 - (a) Exemple de plis associés à la déformation D2 dans les faciès de l'unité de l'Aspromonte. (b) Détail : la foliation mylonitique associée au cisaillement D2 est replissée. (c) Stéréogramme (Wulff, hém. inf.) des mesures associées. Ronds vides : flancs des plis ; étoiles noires cerclées : axes des plis mesurés ; trace cyclographique et losange : meilleur grand cercle et axe du pli calculé correspondant ; triangles noirs : linéation d'étirement dans les flancs des plis ; étoiles blanches cerclées : axes des plis en fourreaux mesurés plus bas dans la pile tectonométamorphique, au sein de l'unité d'Africo-Polsi.

2/ Les contraintes lithostratigraphiques sur l'âge de D1.

Classiquement l'âge des sédiments impliqués dans la tectonique de nappe permet de fixer la limite « supérieure » de la déformation D1, c'est-à-dire l'âge maximum à partir duquel la mise en place de la nappe peut avoir eu lieu. Dans le Massif de l'Aspromonte, rappelons que l'unité inférieure est essentiellement constituée de roches paradérivées. Ces roches sont surmontées tectoniquement par la lame de croûte continentale formant l'unité de l'Aspromonte. Dans la partie sud de l'unité d'Africo-Polsi, c'est-à-dire le long de la *fumara* La Verde, nous avons reconstitué au cours de ce travail une série sédimentaire continue (cf. Chapitre II). Il n'a pas été possible de d'obtenir de contraintes biostratigraphiques précises sur l'âge de cette série, mais les comparaisons effectuées avec les autres séries paléozoïques de la région permettent de proposer

que les niveaux les plus élevés correspondent au début du Carbonifère. En aucun cas, en revanche, cette série ne présente d'affinités avec la couverture mésozoïque constituée pour l'essentiel de carbonates jurassiques et que l'on observe au sommet de l'unité de Stilo, le long de la côte ionienne.

Par conséquent, la déformation en raccourcissement D1 à l'origine de la mise en place de l'unité de l'Aspromonte sur l'unité d'Africo-Polsi n'est pas clairement datée. Elle peut aussi bien être Carbonifère supérieur, c'est-à-dire associée à la déformation tardi-hercynienne décrite dans la région, qu'alpine. Cette conclusion sera discutée plus loin, à la lumière des résultats de l'étude géochronologique effectuée sur les roches métamorphiques de l'unité d'Africo-Polsi et en considérant l'histoire géodynamique de la région.

3/ L'âge de D2 et le problème de la transgression Oligo-Miocène.

3.1/ Les sédiments transportés les plus jeunes

La déformation en amincissement D2 est postérieure à l'épaississement D1. Cependant il est impossible en considérant les seuls aspects géométriques de déterminer la période qui sépare ces deux épisodes tectoniques. En revanche, à l'inverse de la déformation D1, la série sédimentaire transportée pendant la déformation D2 est datée. En effet l'unité de Stilo comporte une série méso-cénozoïque qui a fait l'objet de datations biostratigraphiques détaillées. Rappelons ainsi que les carbonates mésozoïques de la région de Palizzi Supérieur sont équivalents à ceux de la région du Monte Mutolo (bordure sud du massif des Serre) datés du Jurassique terminal (Roda, 1965 ; Bonardi et al., 1984). Ils sont surmontés par une série discordante déposée sur une surface d'érosion karstique. Des fossiles variés ont permis de dater ces niveaux à l'Oligocène inférieur (Bouillin et al., 1985). L'extension des affleurements est très faible, mais le fait qu'ils soient limités au compartiment supérieur transporté sur le détachement, implique *a priori* qu'ils se sont déposés avant ou au début de la déformation D2.

3.2/ La Formation de Stilo - Capo d'Orlando

Les premiers niveaux sédimentaires qui viennent en transgression sur la pile de nappes tectonométamorphiques du Massif de l'Aspromonte appartiennent à la Formation de Stilo - Capo d'Orlando (Bonardi et al., 1980) que l'on peut observer depuis les Monts Péloritains en Sicile jusque dans la partie sud-est du Massif des Serre (Fig. III-16). Dans le Massif de l'Aspromonte, ses affleurements sont localisés sur la côte ionienne. Ils sont en grande partie masqués par la série des « Argille Scagliose Varicolori » et mise en place sous la forme d'un olistostrome au Miocène inférieur, ou directement par des sédiments plus récents. La Formation de Stilo-Capo d'Orlando est constituée de matériaux terrigènes issus du démantèlement des premiers reliefs alpins. Ils se

mettent en place dans de petits bassins littoraux soumis à d'importantes variations de profondeur et d'apports sédimentaires. La nature du contact basal de cette formation et sa relation avec la déformation D2 en extension introduite ci-dessus ont fait l'objet de nouvelles observations qui seront rapportées ci-dessous.

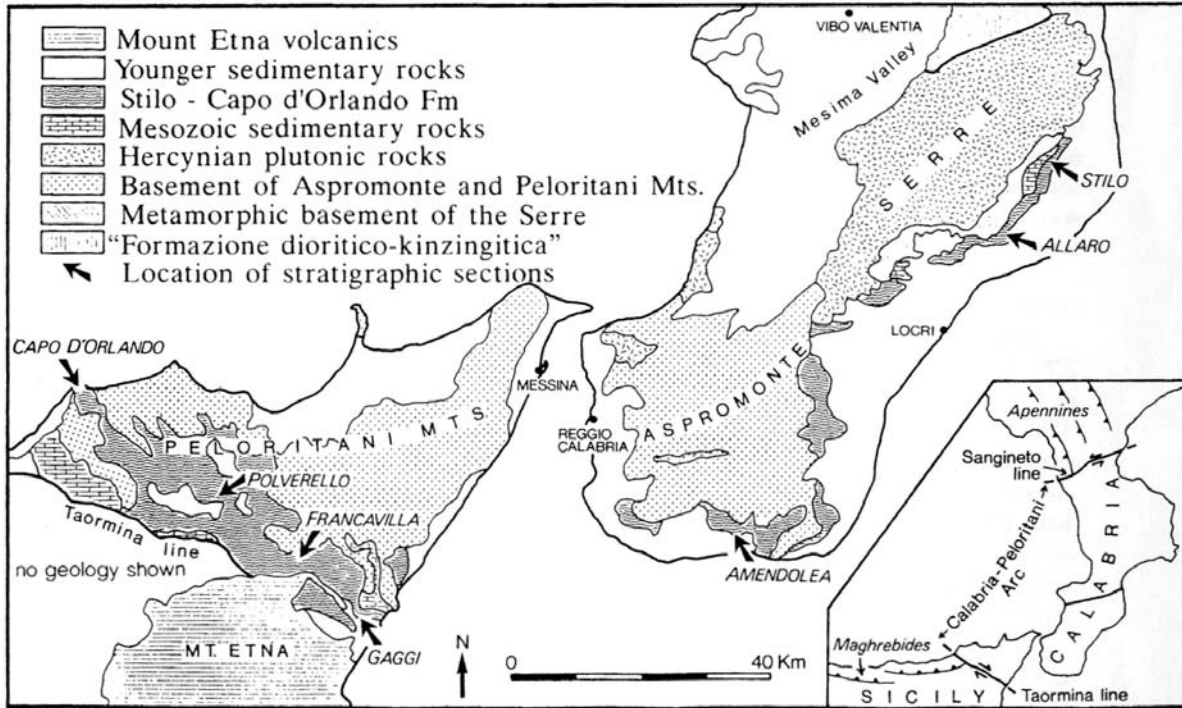


Figure III-16 : Localisation des affleurements de la Formation de Stilo - Capo d'Orlando d'après Cavazza, 1989.

3.2.1/ Lithostratigraphie et âge de la série sédimentaire

Cette formation a fait l'objet d'études détaillées (Bonardi et al., 1980 ; Cavazza, 1989 ; Weltje, 1992 ; Thomson, 1994b). Il s'agit d'une série sédimentaire détritico terrigène d'épaisseur très variable selon les secteurs, atteignant localement 750 m. Elle présente une très grande variabilité latérale, à tel point qu'il n'existe pas de série type, mais dans l'ensemble la formation présente partout les mêmes caractéristiques. Lorsque l'on parvient à observer sa base, elle débute par une brèche sédimentaire qui comporte des éléments remaniés des faciès de l'unité de Stilo (carbonates, phyllades). Cette brèche présente parfois une teinte rouge (Fig. III-17) caractéristique d'une altération aérienne. Au dessus, la série est constituée d'une épaisseur assez variable de conglomérats polygénétiques désorganisés comportant parfois des blocs de plusieurs mètres de diamètres et alternant de manière irrégulière avec des niveaux de sable moins grossier dans lesquels une stratification est visible. Dans la partie sud, les matériaux constituant les conglomérats proviennent le plus souvent d'une zone source proche des bassins : il s'agit essentiellement de blocs et de galets d'orthogneiss, de paragneiss ou de granites caractéristiques

de l'unité de l'Aspromonte. Dans les niveaux plus fins, des paléosols ont été décrits, traduisant des conditions de dépôts subaériennes. Ces conglomérats représentent le plus souvent les faciès à la base de la formation, même s'ils sont parfois très réduits. Plus haut les conglomérats sont de moins en moins fréquents et laissent place à une sédimentation plus fine et mieux organisée où des indices de chenaux sont visibles. Ce lithofaciès encore hétérogène est surmonté par une série flyschöide constituée de grès alternant avec des interbancs marneux, l'épaisseur des bancs variant d'un secteur à l'autre (Fig. III-17). La série devient ensuite à dominante marneuse vers le haut.

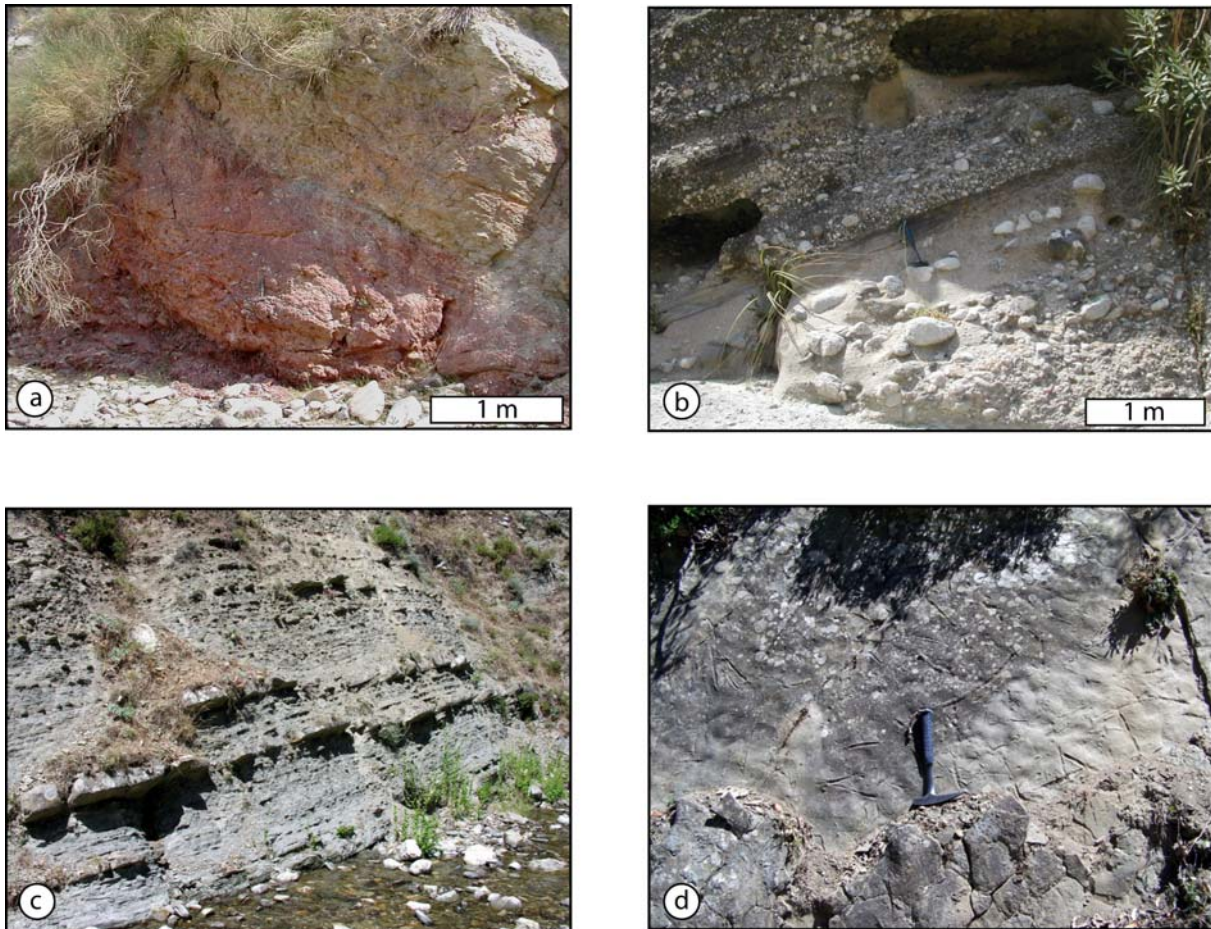


Figure III-17 : Faciès caractéristiques de la Formation de Stilo Capo-d'Orlando dans le Massif de l'Aspromonte. (a) : Brèche basale rubéfiée ; (b) : Conglomérats de la partie inférieure (c) : Faciès flyschöide de la partie supérieure (d) : Bioturbation et rides de courants sur une surface de banc de grès.

A proximité du sommet de la série, on observe fréquemment un niveau de silexites et de tuffites. Ce niveau a une extension latérale très importante puisque l'on en retrouve les équivalents sur une grande partie du pourtour méditerranéen. Les tuffites sont interprétées comme les dépôts de cendres volcaniques issues de l'explosion d'un volcan situé en Sardaigne (Wezel, 1977). Elles ont été uniformément datées au Burdigalien inférieur à moyen (e.g. Didon et al., 1969 ; Wezel, 1977 ; Lorenz, 1984), fixant ainsi approximativement l'âge de la limite

supérieure de la Formation de Stilo - Capo d'Orlando. L'âge de sa base est en revanche plus controversé. Les premières datations par microfossiles indiquaient un âge Aquitaniens-Langhien (Bonardi et al., 1980). Cet âge ne concernait alors que la partie supérieure de la série, mais Bonardi et al. (2003) considèrent à présent que l'ensemble de la série est daté de l'Aquitaniens. Cependant d'autres datations basées sur la découverte et l'identification de foraminifères benthiques et planctoniques suggèrent un âge Oligocène supérieur pour les premiers niveaux (Meulenkamp et al., 1986 ; Barrier et al., 1987 ; Courme et Mascle, 1988 ; Weltje, 1992). Les assemblages observés ne montrent pas d'indices de mélange ou de remaniement, et même s'ils sont associés localement avec d'autres spécimens datés du Crétacé ou du Paléocène-Eocène inférieur, l'âge qu'ils indiquent est considéré comme fiable par Weltje (1992). La Formation de Stilo - Capo d'Orlando se serait donc déposée dans un intervalle d'environ 12 Ma entre le Rupélien supérieur et le Burdigalien moyen (soit entre environ 30 et 18 Ma).

3.2.2/ Relation avec la déformation D2 en extension

Les travaux de Cavazza (1989, 1993) sur les séries de la Formation de Stilo - Capo d'Orlando indiquent que ces sédiments se sont déposés sous la forme de turbidites dans un réseau de chenaux. La reconstitution des paléocourants indique globalement que les sédiments ont été transportés depuis les zones démantelées au nord, vers un ou plusieurs bassins en bordure du continent au sud (Cavazza, 1989, 1993 ; Weltje, 1992). De nombreuses structures tectoniques synsédimentaires ont été observées au sein de cette formation. Des slumps sont parfois intercalés, traduisant l'instabilité du soubassement du bassin et de ses bordures au moment du dépôt. Des fractures ou des failles normales recoupent fréquemment la stratification, parfois même au travers de blocs ou de galets. Dans l'ensemble, il apparaît que l'ouverture de ces bassins est contrôlée par une déformation en extension localisée au niveau d'un réseau de failles normales orienté NE-SW.

Lorsqu'il a pu être observé directement le contact basal est sédimentaire. Dans la partie sud, la Formation de Stilo - Capo d'Orlando repose exclusivement sur l'unité de Stilo. Cartographiquement, elle ne scelle le contact qu'en de rares endroits où les observations ne permettent pas d'être catégorique. Plus au nord, comme dans le secteur d'Africo-Vecchio, lorsque la série semble être déposée directement sur l'unité de l'Aspromonte, on observe presque systématiquement un niveau de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur de brèches d'aspect tectonique constituée par des éléments de schistes carbonneux ou de phyllades le plus souvent silicifiées. Ces matériaux rappellent fortement les faciès observés à la base de l'unité de Stilo, juste au-dessus du détachement dans la partie sud. La nature tectonique de cette brèche n'est pas clairement établie, cependant son caractère monogénique est troublant. La présence de ces matériaux habituellement associés à l'unité de Stilo suggère que le dépôt de la Formation de Stilo Capo - d'Orlando serait au moins en partie directement lié au fonctionnement du détachement.

Cependant, du fait de l'absence de continuité latérale et de repères stratigraphiques précis entre les différents affleurements, il est impossible d'affirmer que la base observée à un endroit correspond toujours aux niveaux les plus bas de la série. Par conséquent l'usage de l'âge de la base de la série pour dater la fin de l'épisode de déformation D2 doit être fait prudemment. Et une étude systématique de l'âge de la base de la série observée dans certains endroits stratégiques serait bienvenue. A ce jour les travaux disponibles dans la littérature ne fournissent pas de résultats assez détaillés pour lever ces incertitudes.

Par ailleurs, à l'est du Monte Jofri (secteur de la *fiumara* La Verde), on peut à nouveau observer le contact basal. A cet endroit la Formation de Stilo – Capo d'Orlando repose sur quelques mètres de phyllades de l'unité de Stilo qui surmontent tectoniquement l'unité de l'Aspromonte représentée par des pegmatites mylonitiques. La brèche rubéfiée à la base atteste de la nature sédimentaire du contact. Cependant cette brèche est déformée de la même manière que les roches de l'unité de Stilo sous-jacentes. Cet affleurement se situe dans une zone où l'unité de Stilo est d'épaisseur très réduite (quelques dizaines de mètres), et intégralement déformée par le cisaillement que nous avons associé à D2. Les marqueurs cinématiques observés à la base de la Formation de Stilo - Capo d'Orlando indiquent grossièrement qu'il s'agit d'une déformation cisailante associée au transport du compartiment supérieur vers le NE. Par conséquent il pourrait s'agir de la même déformation D2, de son prolongement, ou bien d'une réactivation selon les mêmes directions cinématiques (Fig. III-18).

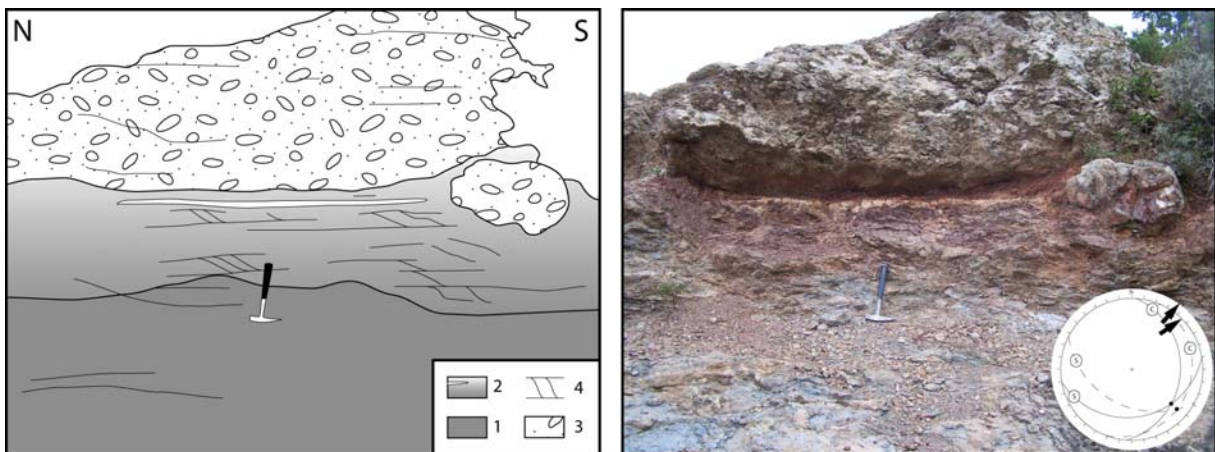


Figure III-17 : Le contact sédimentaire déformé observé à l'est du Monte Jofri. Unité de Stilo: 1 - phyllades bréchiques ; 2 - phyllades bréchiques rubéfiées, en blanc un niveau finement bréchique lessivé ; Formation de Stilo – Capo d'Orlando : 3 - conglomérats de la base de la série ; 4 - structures de cisaillement. Les mesures associées ont été reportées sur le stéréogramme (Wulff, hém. inf.). Elles indiquent un mouvement du haut de la pile vers le NE.

L'utilisation de l'âge de la base de la Formation de Stilo – Capo d'Orlando comme indicateur de l'âge de la fin de la déformation D2 reste globalement valide dans la partie sud du massif mais

doit être considérée avec prudence. Des données complémentaires sur l'âge de la base de l'unité et sur les modalités d'ouverture des bassins sédimentaires seraient essentielles.

4/ Conclusions

Le Massif de l'Aspromonte est constitué de trois unités tectonométamorphiques contrastées. La plus basse, l'unité d'Africo-Polsi est formée en grande partie d'une série volcano-sédimentaire, métamorphisée dans laquelle les termes les plus élevés seraient datés du Carbonifère. Elle est surmontée tectoniquement par une écaille de croûte continentale formée majoritairement par un complexe d'orthogneiss et de paragneiss (unité de l'Aspromonte) qui transporte une série métamorphique dont les termes les plus élevés correspondent à des niveaux de couverture sédimentaire datés du Silurien à l'Oligocène inférieur (unité de Stilo). La mise en place de cette nappe n'est pas clairement datée, elle peut aussi bien être contemporaine d'évènements hercyniens ou alpins. Les marqueurs structuraux observés au cours de ce travail suggèrent qu'elle a été transportée du NW vers le SE au dessus de l'unité d'Africo-Polsi (D1).

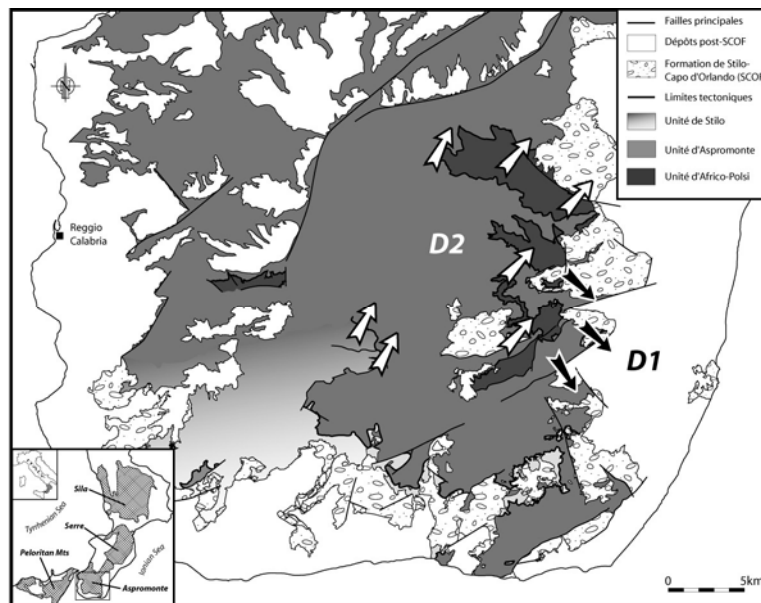


Figure III-18 : Illustrations des deux directions de transport relatives (1) à la déformation D1 associée à l'empilement des unités de l'Aspromonte et de Stilo sur l'unité d'Africo-Polsi et (2) à la déformation D2 qui affecte l'ensemble de la pile tectonique et entraîne son amincissement.

Cette pile tectonique a été ensuite reprise dans un second épisode de déformation (D2). Le caractère extensif de cette déformation a été mis en évidence par l'observation d'une faille de détachement à l'interface entre les unités de l'Aspromonte et de Stilo. Sous ce contact majeur, cette déformation est localisée au niveau de bandes de cisaillement mylonitiques d'épaisseurs variées, et le contact chevauchant à la base de l'unité de l'Aspromonte est réactivé. Les marqueurs

cinématiques associés à cette déformation, observés depuis la surface de détachement jusque dans l'unité d'Africo-Polsi, indiquent systématiquement que le compartiment supérieur a été transporté du SW vers le NE au cours de la déformation. L'âge de cet épisode d'amincissement crustal majeur est mal contraint, mais doit être compris entre l'Oligocène inférieur et l'Oligocène supérieur ou l'Aquitainien selon l'âge que l'on considère pour la base des sédiments transgressifs de la Formation de Stilo – Capo d'Orlando. Il faut cependant mentionner que cette déformation semble s'être prolongée pendant ou après le dépôt de ces sédiments.

L'ensemble des observations rapportées ici indiquent que l'architecture actuelle du Massif de l'Aspromonte est le résultat de deux déformations successives (Fig. III-18), dans deux régimes tectoniques antagonistes : le premier en raccourcissement entraîne l'empilement des unités tectoniques, le second en amincissement aboutit à l'amincissement généralisé du Massif. Les deux chapitres suivants sont consacrés à l'estimation des conditions thermobarométriques et de l'âge de ces deux déformations.

Chapitre IV

Apports de l'étude des roches métamorphiques du Massif de l'Aspromonte

Sommaire

1/ L'évolution métamorphique du Massif de l'Aspromonte.....	95
2/ Description pétrographique	97
2.1/ Les paragenèses métamorphiques de l'unité d'Africo-Polsi.....	97
2.1.1/ Secteur de Cardeto	97
2.1.2/ Secteur de la fiumara Bonamico.....	101
2.1.3/ Secteur de la fiumara La Verde.....	107
2.2/ Les paragenèses métamorphiques de l'unité de l'Aspromonte.....	110
2.2.1/ Les gneiss de l'Aspromonte	110
2.2.2/ Recristallisation dans les zones de cisaillement D2	110
2.3/ Les paragenèses métamorphiques de l'unité de Stilo.....	113
2.4/ Relation entre stades métamorphiques et stades de déformation.....	113
3/ Caractérisation chimique des minéraux	117
3.1/ Acquisition des données.....	117
3.2/ Calcul des formules structurales.....	117
3.3/ Variabilité chimique des minéraux métamorphiques	118
3.3.1/ Secteur de Cardeto	118
3.3.2/ Secteur de la fiumara Bonamico.....	121
3.3.3/ Secteur de la fiumara La Verde.....	127
3.3.4/ Variabilité chimique des phengites de l'unité d'Africo-Polsi.....	128
3.3.5/ Les phengites des zones de cisaillement ductile D2.....	128
4/ Estimations pression – température : méthodologie.....	129
4.1/ Méthodes d'estimations des conditions pression – température	129
4.1.1/ La notion d'équilibre minéralogique.....	129
4.1.2/ Géothermomètres et géobaromètres utilisés.....	130
4.1.3/ Thermométrie par microspectroscopie Raman de la Matière Organique.....	135
4.1.4/ Méthodes des multi-équilibres chlorite - phengite.....	138
5/ Estimations pression - température : résultats.....	140
5.1/ Les conditions de l'épisode métamorphique anté-alpin M_H	140
5.2/ Les conditions des épisodes métamorphiques alpins M_{A1} et M_{A2}	142
5.2.1/ Secteur de la fiumara Bonamico.....	142
5.2.2/ Secteur de Cardeto	144
5.2.3/ Secteur de la fiumara La Verde.....	146
5.3/ Les conditions de M_{A2} dans les zones de cisaillement D2	147
6/ Bilan de l'étude des roches métamorphiques du Massif de l'Aspromonte.....	149

Les chapitres précédents avaient pour objectifs de présenter la structure d'ensemble du Massif de l'Aspromonte, de discuter la nature des différentes unités identifiées et la nature des contacts tectoniques qui les séparent, et enfin de décrire les observations structurales effectuées au cours de cette thèse et ce qu'elles indiquent en terme d'évolution cinématique. Nous avons vu que le Massif de l'Aspromonte peut être découpé en trois unités tectono-métamorphiques séparées par des contacts tectoniques subhorizontaux. Nous avons mis en évidence deux phases de déformations successives : la première aboutissant à l'empilement de l'unité de l'Aspromonte et de l'unité de Stilo sur l'unité d'Africo-Polsi ; la seconde entraînant l'amincissement de l'ensemble de la pile tectonique. L'âge de cet empilement n'est pas clairement défini en regard des données structurales et lithologiques seules, tandis que l'âge de l'extension est partiellement contraint par les dépôts syn- à post-orogéniques oligo-miocènes. De nombreuses données métamorphiques existent déjà sur le Massif de l'Aspromonte. Elles révèlent une histoire métamorphique polyphasée, mais des imprécisions subsistent dans le scénario métamorphique. Les paragraphes suivants présentent une synthèse des données existantes ainsi qu'une description des données nouvellement acquises au cours cette thèse pour tenter de préciser cette évolution, en complément de l'étude géochronologique rapportée au chapitre V.

1/ L'évolution métamorphique du Massif de l'Aspromonte

La structure tectonométamorphique actuelle du Massif de l'Aspromonte est connue depuis les travaux de Bonardi et al. (1979) et de Crisci et al. (1982). Elle a été précisée par les travaux de Pezzino & Puglisi (1980), Bonardi et al. (1980), Platt & Compagnoni (1990), Pezzino et al. (1990 ; 1992), Messina et al. (1992), Graessner & Schenk (1999), Ortolano et al. (2005). Tous ces auteurs s'accordent sur une évolution polyphasée, cependant il apparaît des divergences d'interprétation. La principale divergence porte sur la définition des limites des unités tectonométamorphiques. Si la majorité des auteurs s'accordent sur l'existence de trois unités, leurs contours définis sur la base d'arguments structuraux et métamorphiques, diffèrent d'une étude à l'autre.

Les contours de la base de l'unité de Stilo ont été précisés au cours de cette étude. Nous avons montré que les unités de l'Aspromonte et de Stilo constituaient probablement un seul ensemble litho-tectonique avant le fonctionnement du détachement qui les sépare. Le détachement recoupe donc une même unité caractérisée dans son ensemble par un métamorphisme de type barrovien (Graessner & Schenk, 1999) dont le degré augmente depuis des conditions de basse température – basse pression (zone à chlorite) dans la partie la plus haute (au sud), jusqu'à des conditions de haute température – basse pression (zone à sillimanite – muscovite) dans la partie inférieure (au nord), c'est à dire lorsque l'on atteint les faciès de l'unité

de l'Aspromonte qui constitue le soubassement normal de l'unité de Stilo. Ces conclusions sont en accord avec les observations de Bonardi et al. (1979 ; 1984 ; 1992) et de Messina et al. (1992) pour lesquels l'unité de l'Aspromonte présente un degré métamorphique caractéristique du faciès amphibolite. Ce métamorphisme serait d'âge hercynien compris environ entre 330 et 290 Ma, et scellé par la mise en place des leucogranites tardi-hercyniens (Graessner et al., 2000).

Le second point de divergence est relatif à la définition de la limite cartographique de l'unité inférieure (dite unité d'Africo-Polsi dans cette étude). D'après Bonardi et ses collaborateurs seuls les affleurements observés dans les fenêtres tectoniques de Cardeto et d'Africo-Vecchio peuvent être distingués de l'unité de l'Aspromonte. Mises à part ces deux zones, ces auteurs considèrent que l'ensemble de la partie inférieure de la pile tectonique appartient à l'unité de l'Aspromonte, et est caractérisé par un métamorphisme hercynien du faciès amphibolite. Ils sont donc en désaccord avec les interprétations de Pezzino & Puglisi (1980) et de Pezzino et al. (1990 ; 1992), qui suggèrent l'existence d'une vaste demi-fenêtre tectonique le long de la *fiumara* Bonamico. Nos observations qui confirment notamment le fort contraste lithologique entre les deux unités dans ce secteur sont en accord avec Pezzino et al. (1990 ; 1992) et Ortolano et al. (2005) : il apparaît donc que l'extension de l'unité inférieure est beaucoup plus grande que ce que suggèrent Bonardi et al. (1979, 1992) (cf. chapitre III).

L'ensemble des études s'accorde sur la superposition dans la partie nord-est du massif d'une empreinte métamorphique alpine, oblitérant partiellement voir intégralement les associations hercyniennes. Le métamorphisme alpin n'affecterait pas en revanche la partie supérieure du massif et l'unité de Stilo (Graessner & Schenk, 1999). Selon Bonardi et al. (1984 ; 1987 ; 1992) et Messina et al. (1992), la rééquilibration métamorphique alpine affecte de la même manière l'ensemble de la pile tectonique dans la partie nord-est du massif. Elle se serait faite en deux phases. La première est marquée par une paragenèse à disthène + grenat + chloritoïde + amphibole + albite + zoïsite/clinozoïsite. La cristallisation a été essentiellement statique et cet assemblage témoigne de conditions maximales proches de 5 ± 1 kbar et 500 ± 30 °C (Bonardi et al., 1984). La seconde phase est accompagnée par une intense déformation ductile non-coaxiale au cours de laquelle une paragenèse à biotite + mica blanc + chlorite + albite/oligoclase se développe. Cet assemblage témoigne d'après Bonardi et al. (1984) de conditions de plus basses pressions. La déformation cisailante associée à cette seconde phase alpine est localisée sur des couloirs d'épaisseurs plurimétriques ou davantage (Platt & Compagnoni, 1990).

Pour Pezzino et ses collaborateurs, seul le métamorphisme alpin est visible dans ce qu'ils considèrent comme l'unité inférieure. Une étude récente publiée par Ortolano et al. (2005) s'est focalisée sur la partie sud de l'unité d'Africo-Polsi (secteurs des *fiumare* La Verde et Butramo exclusivement). Selon ces auteurs, seule la phase tardive associée à la déformation cisailante alpine est commune aux unités d'Aspromonte et d'Africo-Polsi. Ils proposent que la partie de

l'unité d'Africo-Polsi qu'ils ont étudiée correspond à une série sédimentaire post-hercynienne impliquée dans les déformations alpines, dont en particulier un stade métamorphique prograde atteignant presque les conditions du faciès éclogite (environ 10 à 12 kbar et 480 à 560 °C). Ce stade de relativement haute pression n'avait jamais été décrit jusqu'alors, et n'affecte pas selon Ortolano et al. (2005) l'unité de l'Aspromonte. Il serait contemporain de l'épaississement crustal associé à la convergence et à l'orogénèse alpine.

Les structures associées à la seconde phase de déformation alpine décrites par Bonardi et al. (1984, 1992) et Platt & Compagnoni (1990) correspondent aux structures relatives à la déformation D2 définie au chapitre III. Cette déformation affecte l'ensemble de l'unité de l'Aspromonte, ainsi que l'unité d'Africo-Polsi de manière hétérogène et diffuse. En particulier, le contact tectonique chevauchant à la base de l'unité de l'Aspromonte a été réactivé pendant cette déformation. Cette zone de cisaillement correspond probablement au contact proposé par Pezzino & Puglisi (1980) pour définir le toit de leur unité inférieure. Cette seconde phase de déformation est responsable de l'exhumation du massif (Platt & Compagnoni, 1990).

A la lumière de cette rapide revue bibliographique, il ressort que l'évolution métamorphique du massif de l'Aspromonte est clairement polyphasée. Il semble cependant que plusieurs points nécessitent d'être précisés. Comment expliquer que le métamorphisme alpin « HP » décrit par Ortolano et al. (2005) dans la partie sud de l'unité d'Africo-Polsi n'ait pas été observé plus au nord dans les séries métamorphiques de la *fiumara* Bonamico identifiées par Pezzino & Puglisi (1980)? Les conditions suggérées par ces auteurs sont elles réalistes ? Existe-t-il des indices clairs d'un métamorphisme anté-alpin dans les roches de l'unité d'Africo-Polsi, comme le suggèrent Bonardi et al. (1984) et Platt & Compagnoni (1990) ? En nous focalisant sur l'étude des roches des unités d'Africo-Polsi et de l'Aspromonte, nous proposons dans les paragraphes suivants des éléments de réponses partiels, qui, ainsi que nous le verrons dans le chapitre V, sont confortés par les principaux résultats de l'étude géochronologique.

2/ Description pétrographique

2.1/ Les paragenèses métamorphiques de l'unité d'Africo-Polsi

2.1.1/ Secteur de Cardeto

La fenêtre tectonique à l'est de la ville de Cardeto, permet d'observer les faciès de l'unité tectonométamorphique située sous l'unité de l'Aspromonte dans la partie la plus occidentale du Massif (Fig. IV-1). Le contact tectonique entre ces deux unités n'a pas pu être observé directement, mais la nature des roches (initialement décrites par Bonardi et al., 1980), ainsi que

leur position structurale suggèrent que cette unité correspond très probablement au prolongement latéral de l'unité d'Africo-Polsi.

La partie de l'unité que nous avons étudiée est située en rive droite de la *fiumara* de Sant'Agata. Les affleurements sont très souvent glissés et désorganisés. Il est difficile d'y reconstituer précisément la série, mais dans l'ensemble cette unité est constituée en majorité de micaschistes avec des intercalations locales de quartzites, de carbonates métamorphiques et d'amphibolites. Seuls les faciès de micaschistes et les carbonates métamorphiques ont fait l'objet d'une étude pétrographique.

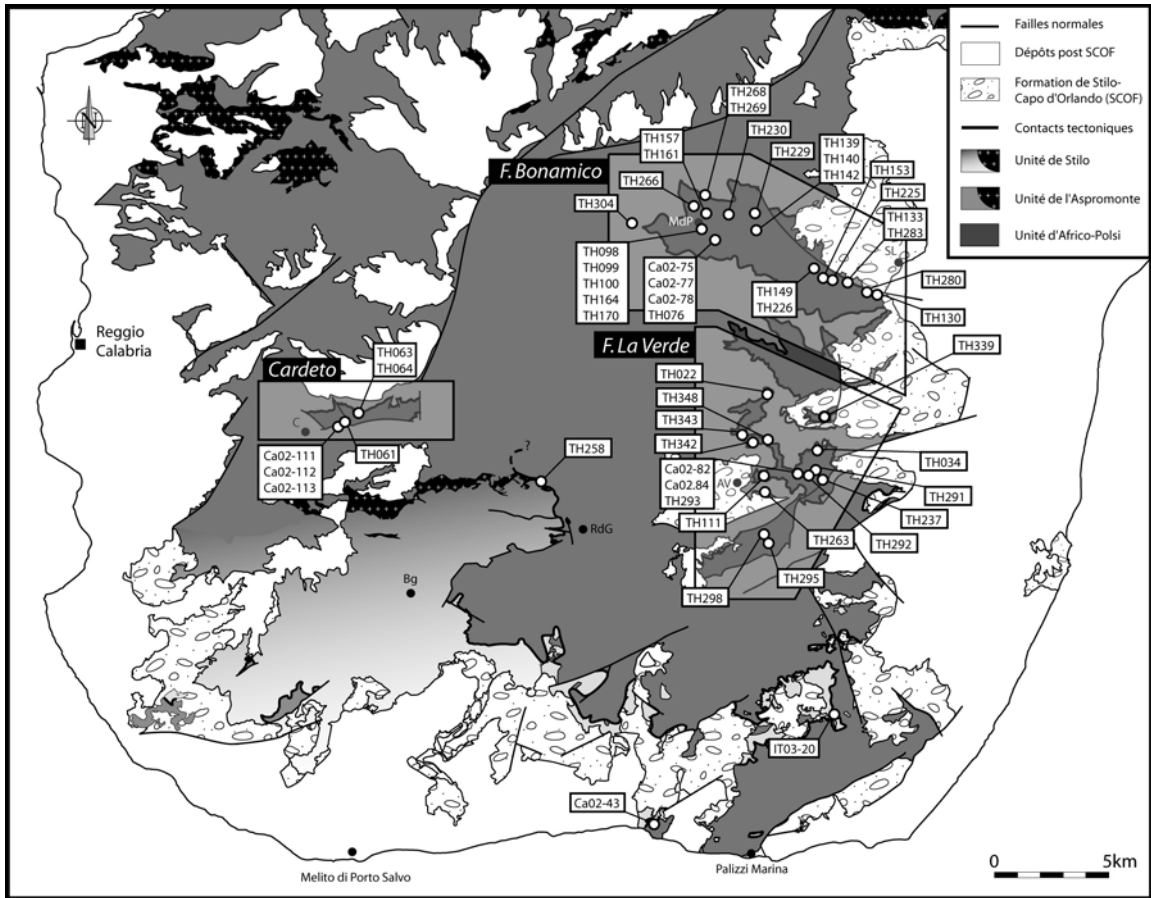


Figure IV-1 : Carte de localisation des échantillons cités dans le texte. Les trois secteurs auxquels il est fréquemment fait référence ont été encadrés. Il s'agit (1) du secteur de Cardeto ; (2) du secteur de la fiumara Bonamico ; et (3) du secteur de la fiumara la Verde. Les abréviations AV, Bg, C, MdP, RdG et SL correspondent respectivement à la position des localités d'Africo Vecchio, de Bagaladi, de Cardeto, du sanctuaire de la Madonna dei Polsi, de Roccaforte del Greco et de San Luca.

Les micaschistes (éch. Ca02.111 ; Ca02.112 ; Ca02.113 ; TH061) sont composés d'un assemblage à quartz + micas blancs + chlorite + grenat + opaques (matière organique et oxydes) +/- tourmaline. On observe généralement les indices de plusieurs épisodes de déformation successifs. La foliation principale (S1) à quartz + phengite + grenat + chlorite + opaques

contourne des grenats de taille pluri-millimétrique (Grt 1) fracturés et partiellement déstabilisés sur leur bordure. Lorsqu'ils sont complètement déstabilisés, ils forment des amas de petits grains (Grt 2) dispersés dans la foliation S1 (Fig. IV-2, cliché a – éch. Ca-02-113). Lorsqu'ils sont mieux conservés, ils présentent des alignements d'inclusions de quartz et d'opacques, parfois selon une géométrie sigmoïde correspondant à une foliation antérieure à la foliation principale S1, préservée au sein du minéral. Une déformation cisailante diffuse affecte l'ensemble des échantillons. Elle est marquée par des plans de cisaillement parallèles dans lesquels la chlorite et le quartz recristallisent en petits cristaux alignés. Ces plans délimitent des amandes sigmoïdes dans lesquelles la foliation principale S1 est plus ou moins bien préservée. Des queues de cristallisation le plus souvent à chlorite + quartz sont visibles de part et d'autre des porphyroclastes de grenat. Localement on observe également des plis dissymétriques tardifs. La recristallisation associée est peu intense et n'affecte que les niveaux de quartz qui présentent alors une orientation des cristaux parallèle aux plans axiaux des plis.

Le niveau de calcaire métamorphique intercalé dans le haut de la série de Cardeto, quelques mètres sous le contact tectonique avec l'unité de l'Aspromonte, est un marbre impur (échantillon TH064) constitué essentiellement de calcite +/- grenat +/- phengite et de rares opacques, et quelques cristaux d'épidote. On y observe également des lits pluri-millimétriques plus riches en quartz +/- plagioclases (Fig. IV-2 cliché f – éch. TH064).

L'étude des roches de ce segment occidental de l'unité d'Africo-Polsi reste encore incomplète. Les lames minces étudiées permettent cependant de suggérer l'existence d'au moins deux étapes métamorphiques successives. La plus ancienne, M0, est matérialisée par les porphyroclastes de grenats contenant en inclusions des reliques d'une foliation S0, sur laquelle la foliation actuelle est oblique. Les inclusions observées étant uniquement composées de quartz, il est difficile de préciser les conditions de M0. Le second épisode métamorphique M1 est caractérisé par la foliation S1 à quartz + phengite + chlorite. Cet épisode est marqué par une déstabilisation partielle des grenats de M0. Les petits grenats issus de la désagrégation des porphyroclastes sont peut-être en équilibre avec les minéraux de la foliation S1 sans qu'il soit possible de l'affirmer. En outre cet épisode est probablement accompagné ou prolongé par une déformation cisailante marquée par le développement de nombreux plans de cisaillement dans lesquels la chlorite et le quartz recristallisent (M2) (Fig. IV-2, clichés c – éch. TH061, d – éch. Ca02-112, e – éch. Ca02-111). Cet épisode M2 est également marqué par le plissement de la foliation principale S1 (Fig. IV-2, cliché b – éch. Ca02-113). Localement, dans les niveaux riches en quartz, ce plissement s'accompagne du développement d'une foliation de plan axial S2, identifiable dans les charnières des plis. L'orientation de ces microstructures est généralement compatible avec la déformation D2 associée au transport vers le nord-est du haut de la pile

tectonométamorphique du massif de l'Aspromonte. De plus amples investigations seraient toutefois nécessaires pour mieux préciser cette direction dans le secteur de Cardeto, où les glissements de versants sont abondants.

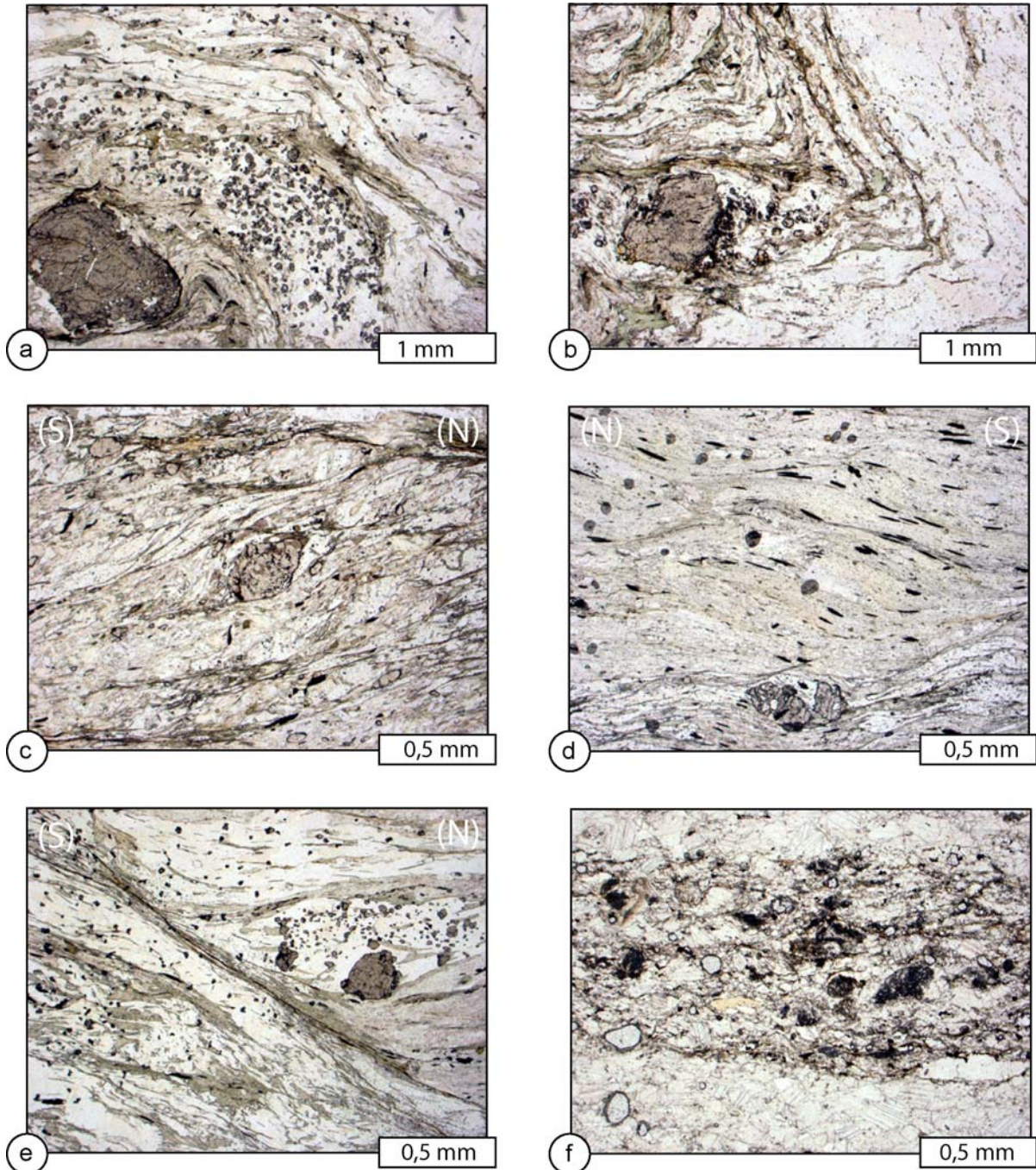


Figure IV-2 : Microphotographies des échantillons de l'unité d'Africo-Polsi dans le secteur de Cardeto. (a) : éch. Ca02-113, deux générations de grenat ; (b) éch. Ca02-113, plissement D₁ ; (c) : éch. TH061, (d) : éch. Ca02-112 et (e) : éch. Ca02-111 : structures de cisaillement D₂. Le sens de cisaillement déduit de l'orientation approximative des sections est systématiquement du haut vers le nord ; (f) : éch. TH064 : faciès des carbonates métamorphiques impurs.

2.1.2/ Secteur de la fiumara Bonamico

La série métamorphique de la *fiumara* Bonamico constitue la partie étudiée la plus septentrionale de l'unité d'Africo-Polsi (Fig. IV-1). Dans ce secteur elle est constituée essentiellement de roches paradérivées, accompagnées en faible proportion de métabasites. Elle comporte des chloritoschistes, différents micaschistes, des schistes amphibolitiques, des amphibolites massives ou sous forme de boudins au sein des micaschistes, des carbonates (marbres et dolomies) et des schistes riches en matière carbonée. Des filons acides leucocrates, parfois pegmatitiques traversent localement la série. Il est difficile de retrouver la même série d'un secteur à l'autre de l'unité. A l'échelle de la vallée de la *fiumara* Bonamico, nous avons observé une nette augmentation du degré métamorphique de l'aval (au sud de San Luca) vers l'amont. A l'est on observe des schistes ou des micaschistes de couleur verte du fait de la forte proportion de chlorite, tachetés de petits grenats millimétriques. Cette couleur s'atténue vers le nord-ouest et on passe peu à peu à des faciès bruns, dominés par des micaschistes à biotite et porphyroclastes de grenat et des schistes amphibolitiques.

Schistes chloriteux (Ech. TH280)

Cette lithologie s'observe dans la partie aval de la *fiumara* Bonamico, en rive droite, au sud de San Luca (Fig. IV-1). Elle représente également la majorité des roches observées plus au sud dans la vallée creusée par la *fiumara* di Butramo, l'affluent en rive droite de la *fiumara* Bonamico. Le faciès dominant correspond à des grésoschistes ou des micaschistes dont la foliation principale est constituée par des alternances de niveaux riches en quartz et de niveaux riches en chlorite + micas blancs. On observe aussi fréquemment des cristaux de tourmaline. Les proportions de chlorite et de micas blancs sont très variables selon les échantillons. Des grenats sont parfois présents, toujours de petite taille, et correspondent à des porphyroclastes très souvent fracturés et chloritisés. La foliation principale qui les contourne est parfois replissée. Souvent, elle est recoupée par des plans de cisaillement obliques, qui ne s'accompagnent que d'une faible recristallisation de quartz et de chlorite.

Schistes amphibolitiques, amphibolites (Ech. TH098, TH099, TH100, TH133, TH139, TH142, TH157, TH164, TH 169, TH170, TH268, TH283).

On observe cette lithologie en amont des schistes chloriteux et surtout dans le secteur du sanctuaire de la Madonna dei Polsi. Entre ces deux zones, ce sont les micaschistes à grenat qui prédominent (cf. ci-dessous). Les schistes amphibolitiques sont composés des minéraux suivants : quartz, amphiboles bleu-vert, grenat, biotite, micas blancs, chlorite +/- épidote + /- calcite. Dans beaucoup d'échantillons un litage est visible (Fig. IV-3, cliché k – éch. TH268). Il est marqué par

l'alternance de niveaux les uns riches en amphiboles les autres totalement dépourvus, qui correspond probablement à la transposition d'un ancien litage sédimentaire.

Au sein de cette série des schistes amphibolitiques, nous avons pu observer localement des niveaux plus sombres et plus massifs (éch. TH170). A l'échelle de l'affleurement il s'agit de roches tantôt à grain très fin, tantôt beaucoup plus grossier avec des cristaux d'amphibole de taille presque centimétrique (Fig. IV-3, cliché g - éch. TH169). Ces échantillons présentent souvent une structure rubanée. Les niveaux clairs sont constitués de quartz, phengite et grenat, et les niveaux sombres presque intégralement d'amphibole verte. Ceci suggère que le protolithe de ces roches est en partie sédimentaire, probablement un tuf.

Les amphibolites s'observent également sous la forme de boudins de tailles décimétriques à métriques, préservés au sein de la foliation des micaschistes ou des schistes amphibolitiques. Il s'agit alors probablement d'anciennes laves basaltiques mises en place en coulées ou en sills au sein de la série sédimentaire. La roche est constituée pour l'essentiel d'amphiboles, de plagioclases, de quelques grenats, sphènes, quartz et de rares biotites (éch. TH142 et TH266). Aucune relique de minéraux témoignant de conditions métamorphiques de haute pression n'a été observée dans ces échantillons.

Micaschistes à grenat (Ech. Ca02.75, Ca02.77, Ca02.78, TH076, TH140, TH153, TH225, TH229, TH230)

Ce faciès s'observe dans la partie centrale de la fenêtre, environ 4 km en aval du sanctuaire de la Madonna dei Polsi et jusqu'au sud-ouest de San Luca. A l'affleurement les micaschistes ont un aspect est assez homogène, généralement de couleur clair, très riche en feuillets de micas blancs et tachetés de grains de grenats rouges ou roses de tailles et de concentrations très variables. Certains faciès moins riches en micas blancs sont plus sombres. Dans l'ensemble ces roches présentent une texture lépidoblastique plus ou moins marquée selon les échantillons. La foliation est portée par un assemblage quartz + micas blancs + biotite + grenat \pm ilménite. De la chlorite est également parfois visible, mais elle semble postérieure, limitée à des queues de cristallisation ou à des couloirs de cisaillement obliques sur la foliation.

Grenats : Ils se présentent clairement avec deux habitus : de gros cristaux millimétriques à demi-centimétriques (grenats de première génération, Grt 1), très fracturés et aux bordures irrégulières contournées par la foliation principale. Ils présentent parfois une auréole interne de petits oxydes qui semblent être du rutile (Fig. IV-3, cliché d – éch. TH140). Ils sont souvent entourés d'une bordure de recristallisation qui fossilise les bordures déstabilisées antérieures (Fig. IV-3, clichés d et f – éch. TH140). Parfois cette recristallisation prend la forme d'une couronne continue de petits grains idiomorphes accolés au grenat antérieur (Fig. IV-3 clichés a – éch.

TH099 et c – éch. TH100). Ces porphyroclastes de grenats montrent parfois une schistosité interne piégée dans le minéral sous la forme d'inclusions, dessinant le plus souvent des alignements droits et parallèles mais parfois sigmoïdes. Des grenats en petits grains subautomorphes forment des amas plus ou moins dispersés dans la foliation (Fig. IV-3, cliché b – éch. TH230). Ils semblent parfois résulter de la fragmentation des grenats 1 et se confondent alors avec les grenats de deuxième génération (Grt 2) de petite taille et invisibles à l'œil nu. Ces derniers sont généralement parfaitement idiomorphes et assez peu fracturés (Fig. IV-3, cliché e – éch. TH099). Ils semblent contemporains de la foliation principale.

Amphiboles : Elles sont de couleur verte, avec un pléochroïsme marqué dans les tons bleu-vert (Fig. IV-3, clichés a et e – éch. TH099). Certaines sections sont franchement obliques par rapport à la foliation, mais elles sont le plus souvent orientées selon cette dernière. Dans ce dernier cas, elles présentent systématiquement une forme en amande (Fig. IV-3, cliché k – éch. TH268) : on reconnaît ainsi d'anciens cristaux dont les extrémités ont été déstabilisées. Cette structure suggère que ces amphiboles sont probablement des minéraux reliques antérieurs à la foliation principale. Dans quelques sections des inclusions de grenats ont été observées.

Biotites : Elles sont de couleur brun-rouge pléochroïque homogène, généralement de petite taille. Les sections sont orientées selon la foliation et s'observent notamment aux bordures et aux extrémités des amphiboles (Fig. IV-3, clichés a et e – éch. TH099, et m – éch. TH268), indiquant qu'elles se forment probablement aux dépens de ces dernières. On les observe également en bordure des porphyroclastes de grenat lorsqu'ils présentent une bordure de surcroissance, et fréquemment à proximité des petits grenats automorphes égrainés dans la foliation (Fig. IV-3, cliché d – éch. TH140). Ceci suggère que ces deux minéraux sont contemporains.

Micas blancs : Ces minéraux sont très abondants dans les micaschistes. Avec les biotites, le quartz et les grenats de seconde génération, ils constituent la foliation principale de la roche. Parfois cette texture est moins bien marquée car certains cristaux sont orientés obliquement par rapport à la foliation et déformés. Ces observations suggèrent que la croissance des micas blancs s'étale pendant tout l'épisode tectonométamorphique auquel ils sont associés ; une partie des micas blancs étant peut-être relativement anciens par rapport à la foliation observée.

Chlorites : On ne les observe en général que dans les queues de cristallisation des amphiboles et des grenats (Fig. IV-3, cliché a – éch. TH099) ainsi que dans quelques zones de cisaillement tardives (Fig. IV-3, cliché o – éch. TH099). Les relations texturales suggèrent qu'elles se développent aux dépens de la biotite et des reliques d'amphiboles (Fig. IV-3 clichés m – éch.

TH268 et n – éch. TH133). Dans certaines lames on observe une intrication importante des chlorites et des phengites, impliquant alors peut-être une croissance simultanée.

Plagioclase : De rares sections de plagioclases ont été observées. Il s'agit probablement d'albite.

Epidote : On ne les observe pas dans toutes les lames. Elles se présentent en alignements de petits grains arrondis ou de petites baguettes incolores, à fort relief. Il s'agit de pistachite.

Chloritoïde : ce minéral n'a été que très rarement observé. Il se présente sous la forme de baguettes allongées mais de petite taille, souvent disposées en rosettes (Fig. IV-3, cliché i – éch. TH161). Il pourrait s'agir de pseudomorphoses d'anciennes andalousites dont on retrouve parfois des reliques préservées au sein des agrégats de chloritoïde et phyllites (Fig. IV-3, cliché j – éch. TH161).

Calcite : Très rarement observée dans les schistes amphibolitiques (Fig. IV-3, cliché h – éch. TH139), elle forme des plages discontinues de cristaux de grande taille (0,5 mm) étirés dans la foliation.

Opaques : Des minéraux opaques ont été observés dans la plupart des échantillons. Il s'agit le plus souvent de matière carbonée et localement d'ilménite.

L'étude des lames minces des roches de l'unité d'Africo-Polsi révèle donc les marqueurs de trois épisodes métamorphiques successifs. Le premier (M0) est matérialisé par des reliques de porphyroclastes de grenats plus ou moins déstabilisés et associés à l'amphibole. Les reliques d'andalousite observées pourraient faire partie de l'assemblage ancien mais il est difficile de l'affirmer. Les grenats contiennent parfois des reliques d'une ancienne foliation S0 et sont contournés par la foliation principale S1, tandis que les amphiboles sont réorientées et déstabilisées dans cette dernière. Il est toutefois probable que la foliation principale actuelle se soit développée dans le même plan que la foliation ancienne associée aux amphiboles et aux grenats. La seconde paragenèse M1 correspond à la fabrique métamorphique principale de la roche. Elle est caractérisée par la transformation partielle de l'assemblage M0 en grenat + biotite + phengite + quartz +/- albite +/- chlorite +/- épidote +/- chloritoïde. Bonardi et al. (1984) mentionnent également du disthène associé à cet assemblage. Il n'a cependant pas été observé au cours de cette étude. Enfin une dernière étape M2 est marquée par l'apparition de chlorite + quartz dans des couloirs de cisaillement assez peu pénétratifs, probablement contemporains des microplis tardifs observés dans certaines lames, qui affectent clairement la paragenèse M1 (Fig. IV-3, cliché p – éch. TH157). Cette rééquilibration pourrait correspondre à un stade tardif de l'évolution métamorphique associée à la paragenèse principale M1.

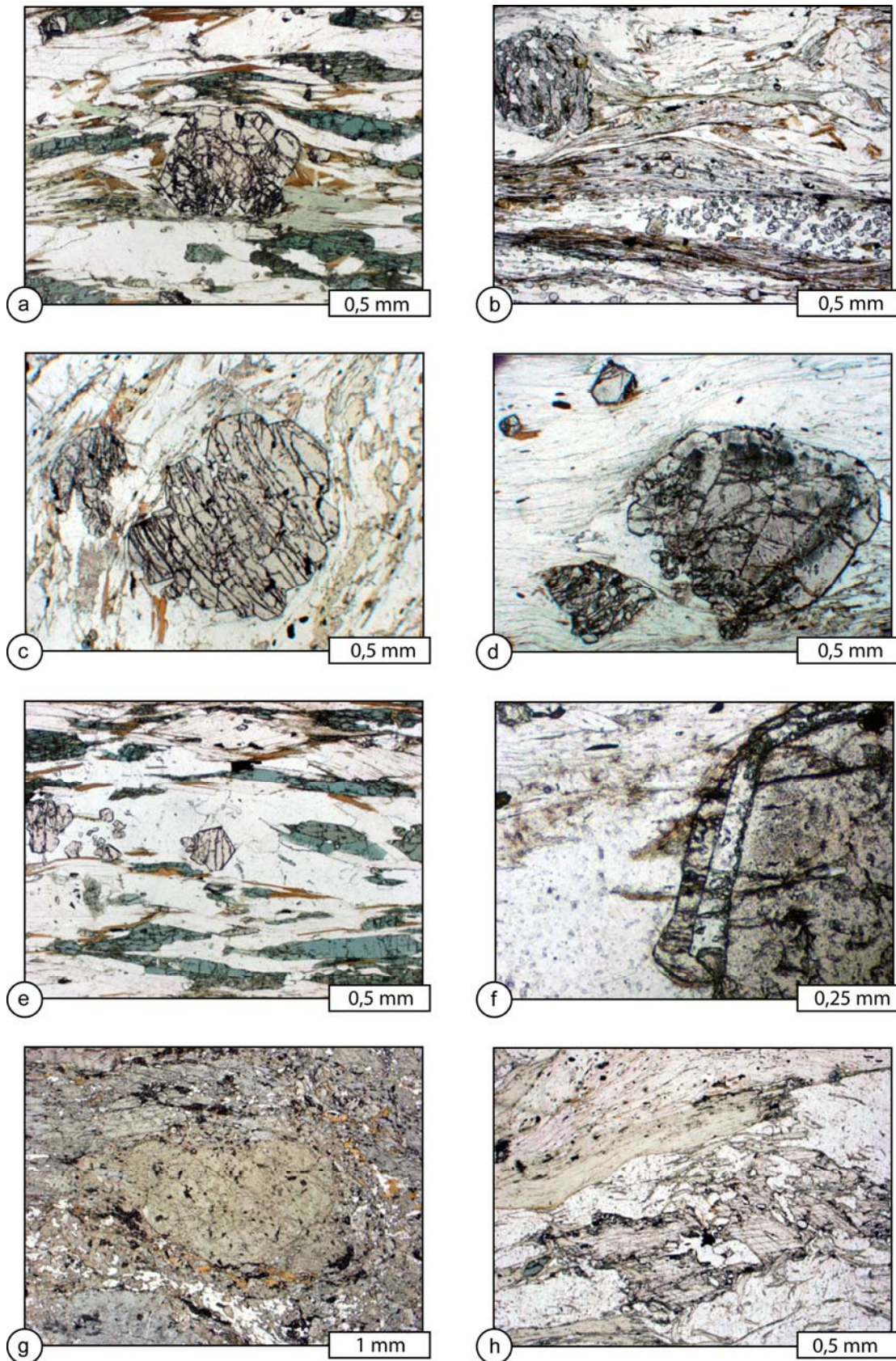


Figure IV-3 : microphotographies des échantillons de l'unité d'Africo-Polsi dans le secteur de la fiumara Bonamico. (a) et (e) : éch. TH099 ; (b) : éch. TH230 ; (c) : éch. TH100 ; (d) et (f) : éch. TH140 ; (g) : éch. TH169 et (h) : éch. TH139.

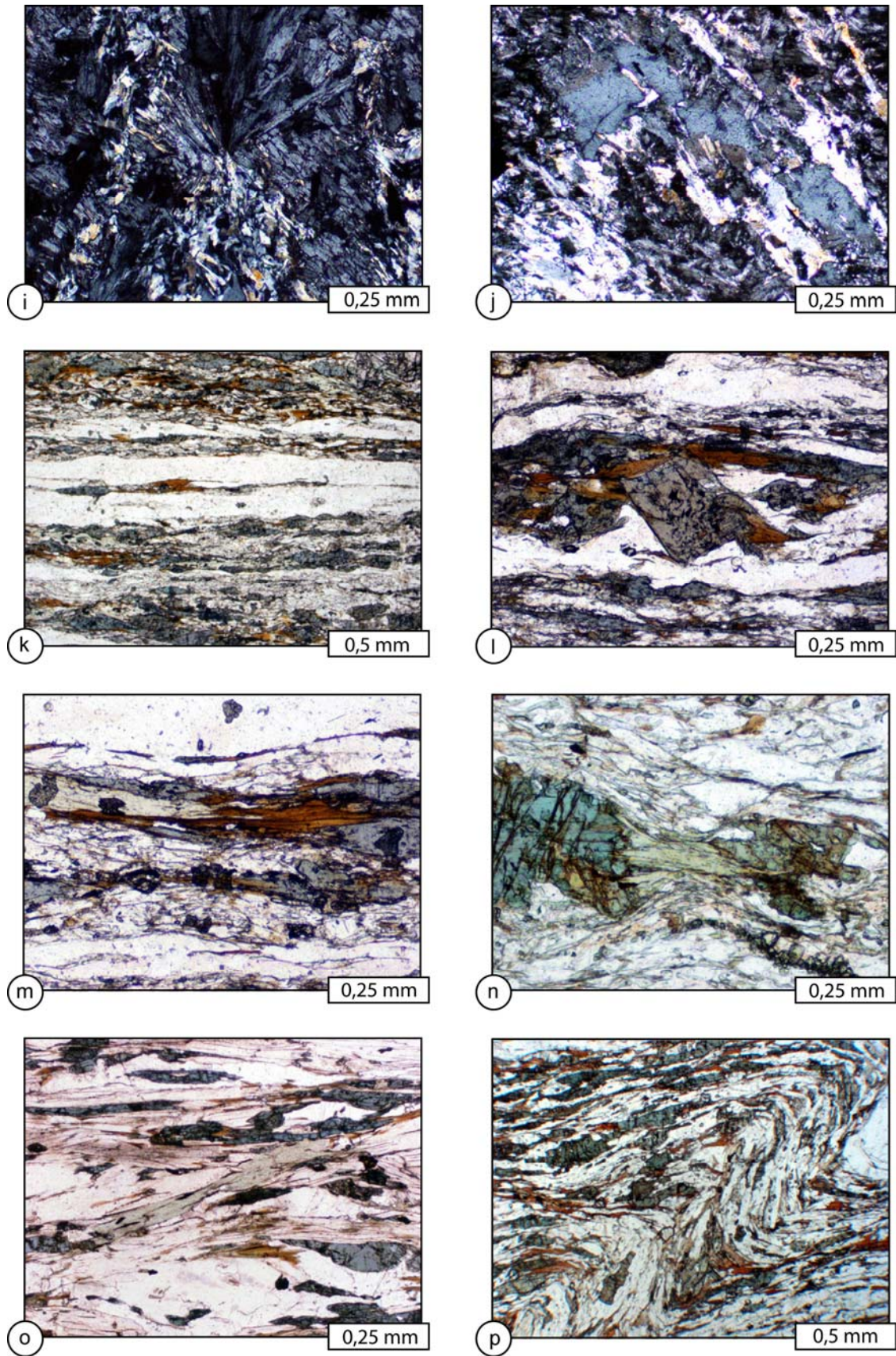


Figure IV-3 (suite) : microphotographies des échantillons de l'unité d'Africo-Polsi dans le secteur de la fiumara Bonamico. (i) et (j) : éch. TH161 ; (k), (l) et (m) : éch. TH268; (n) : éch. TH133; (o): éch. TH099 et (p): éch. TH157.

Les amphibolites étudiées présentent un assemblage M0 à amphibole + plagioclase qui dans les échantillons étudiés ne semble pas avoir été rééquilibré au cours des épisodes M1 et M2. Ces roches se présentent le plus souvent sous la forme de boudins préservés au sein de la foliation S1 ; elles semblent donc avoir été protégées de la déformation et des déstabilisations associées à M1 et M2.

La zonation métamorphique apparente observée sur le terrain à l'échelle de la vallée de la *fiumara* Bonamico résulte de paragenèses différentes pour l'épisode M1 : en amont la foliation principale S1 est composée d'un assemblage biotite + phengite + grenat + quartz, indiquant des conditions métamorphiques relativement plus élevées que celles associées à la paragenèse à chlorite + phengite + grenat + quartz, observée en aval.

En revanche, l'épisode M2 à quartz + chlorite affecte indifféremment les zones amont et aval de la série métamorphique, sans que l'on puisse distinguer une différence de degré métamorphique entre l'amont et l'aval.

2.1.3/ Secteur de la fiumara La Verde

Dans la vallée de la *fiumara* La Verde et de son affluent principal, le *torrente* Aposcipò (Fig. IV-1), nous avons observé une série en grande partie métasédimentaire qui contraste fortement avec les faciès orthodérivés de l'unité de l'Aspromonte qui la surmonte structuralement (cf. chapitre II). Dans la partie aval de la fenêtre tectonique, cette série est constituée de grésoschistes riches en matière carbonée (Fig. IV-4, cliché a – éch. TH237), de carbonates métamorphiques impurs (Fig. IV-4, cliché b – éch. Ca02-84), de lydiennes (éch. TH293), de niveaux sombres évoquant d'anciennes coulées volcaniques intercalées dans la série sédimentaire (éch. Ca02-82). Ces niveaux sombres sont essentiellement constitués de chlorite qui marque la foliation, associée à des micas blancs, du quartz ronds et dispersés, et de nombreux oxydes (Fig. IV-4, cliché d – éch. TH034). La partie supérieure de la série observée vers l'amont de la *fiumara* est constituée par un ensemble de schistes et de grésoschistes de couleur verte à l'affleurement, qui correspondent probablement à d'anciens tufs volcano-détritiques. Ces roches sont composées d'un assemblage de micas blancs et de chlorites en proportions variables (Fig. IV-4, cliché c – éch. TH111). Selon les échantillons, on observe également de la calcite et de l'épidote (pistachite) (éch. TH022). D'une manière générale, mises à part de très rares reliques de biotite plus ou moins chloritisée ces roches ne présentent pas d'indices d'une histoire polymétamorphique. En revanche, elles sont systématiquement affectées par une déformation post-métamorphique cisailante, marquée par le replissement de la foliation principale accompagnée du développement de plans de cisaillement (Fig. IV-4, clichés d - éch. TH034 et c - éch. TH111). On n'observe que de rares minéraux

néoformés associés à cette déformation cisailante. Des cristaux de très petite taille de micas blancs (séricite ?) s'alignent dans les plans de cisaillement (Fig. IV-4, cliché c – éch. TH111) et les plis ne sont pas marqués par une réorientation des cristaux selon le plan axial (Fig. IV-4, clichés e et f – éch. TH111 et g - éch. TH022). Ces observations suggèrent que cette déformation tardive s'est faite à faible température.

Vers l'amont, dans les gorges du *torrente* Aposcipò, la lithologie est similaire mais la série présente un degré métamorphique différent. On observe des schistes très sombres qui contrastent avec les faciès à teinte dominante verte (chlorite) observés en aval. En lame mince ces schistes présentent une paragenèse à micas blancs + biotite + quartz +/- plagioclases qui soulignent la foliation. Cette dernière contourne des porphyroclastes de grenats antérieurs qui présentent parfois une texture hélicitique (Fig. IV-4, cliché h – éch. TH343). Ces grenats sont souvent très fragmentés et partiellement transformés en chlorite. Les biotites de la foliation principale sont également partiellement chloritisées. Cette rééquilibration semble associée à des plans de cisaillement obliques sur la foliation.

Les observations effectuées sur la série métamorphique de l'unité d'Africo-Polsi, observée le long de la vallée de la *fiumara* La Verde, indiquent, comme pour le secteur de la *fiumara* Bonamico, trois épisodes tectonométamorphiques successifs M0, M1 et M2, avec une différence notable des caractéristiques métamorphiques entre l'amont et l'aval pour les 3 épisodes. Le premier épisode (M0) n'est matérialisé que par les porphyroclastes de grenat observés dans la partie amont de la *fiumara* (au nord-ouest). Ils témoignent d'un épisode tectonométamorphique antérieur à la foliation principale M1. Dans la partie aval de la vallée (sud-est), mises à part de rares reliques de biotites (chloritisées), les indices de l'épisode M0, s'il s'est imprimé dans ce secteur, semblent avoir été entièrement effacés par les rééquilibrations ultérieures. L'épisode M1 correspond à la foliation principale S1. Il est caractérisé par un assemblage à biotite + phengite + quartz dans la partie amont, et par un assemblage à chlorite + phengite + quartz + épidote dans la partie aval. Enfin le troisième épisode métamorphique (M2) se développe dans des conditions de plus basse température. Il est associé à la déformation cisailante observée sur l'ensemble de la série. Il ne s'accompagne que d'une faible recristallisation métamorphique dans la partie aval, tandis qu'en amont il est marqué par un assemblage à chlorite + quartz dans les plans de cisaillement, qui se forme aux dépens des grenats et des biotites de M1.

Il semble donc que les conditions du métamorphisme de l'épisode M1 étaient relativement plus sévères au NW qu'au SE. Cette observation est identique à celle effectuée pour la série de la *fiumara* Bonamico plus au nord. Il semble donc y avoir une zonation métamorphique régionale pour l'ensemble de l'unité d'Africo-Polsi, avec une augmentation du métamorphisme du SE vers le NW.

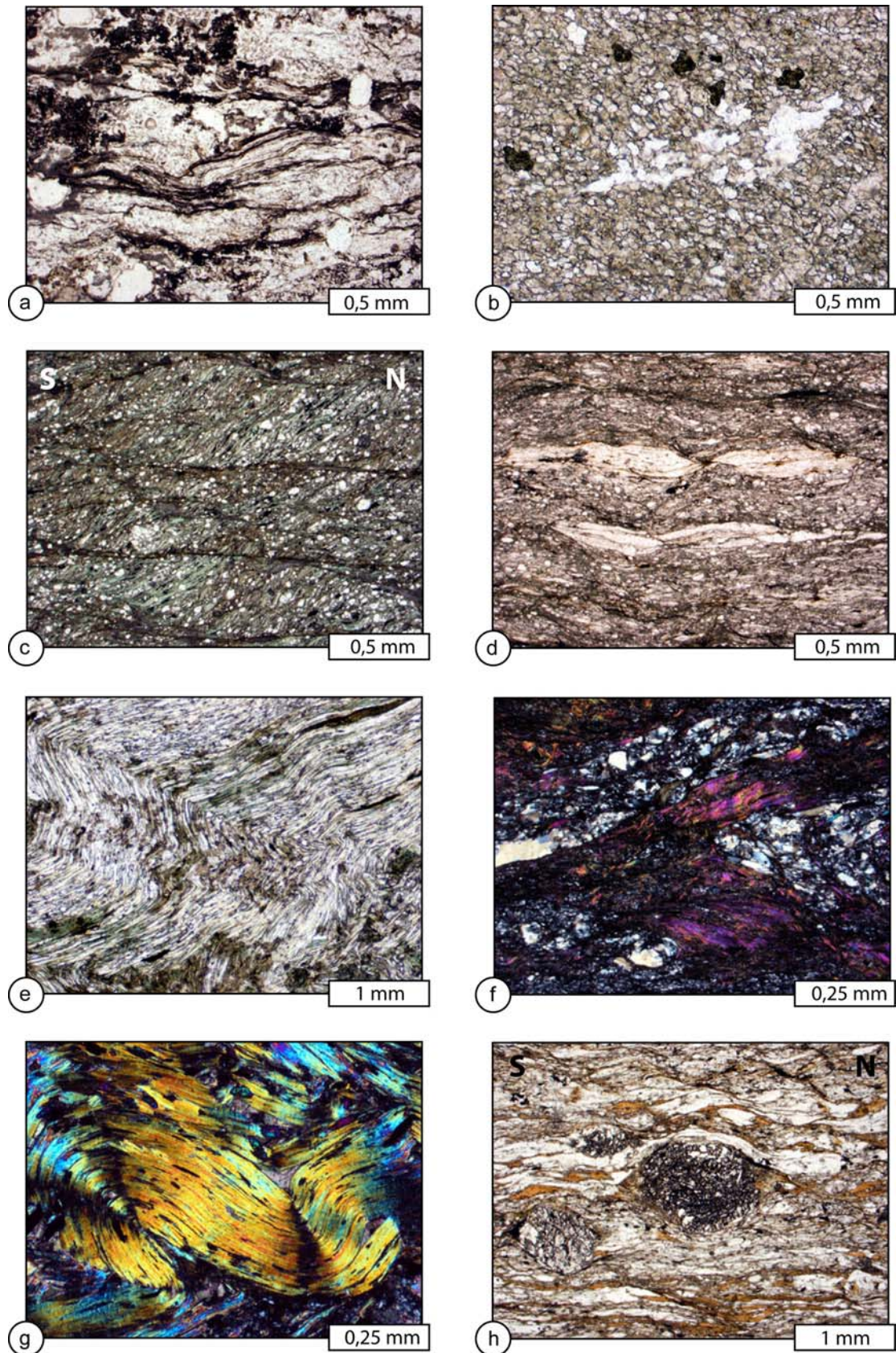


Figure IV-4 : microphotographies des échantillons de l'unité d'Africo-Polsi dans le secteur de la fiumara La Verde. (a) : éch. TH237 ; (b) : éch. Ca02-82; (c), (e) et (f) : éch. TH111; (d) : éch. TH034 ; (g) : éch. TH022 et (h) : TH343. Le sens de cisaillement déduit de l'orientation approximative des sections est systématiquement du haut vers le nord

2.2/ Les paragenèses métamorphiques de l'unité de l'Aspromonte

2.2.1/ Les gneiss de l'Aspromonte

L'unité de l'Aspromonte est constituée majoritairement de roches cristallines témoignant de conditions métamorphiques du faciès amphibolite. Elle correspond à une lame de roches de la croûte continentale moyenne. Mis à part les granites leucocrates tardi-hercyniens non déformés, les roches les plus couramment rencontrées sont les « gneiss de l'Aspromonte ». On distingue deux faciès : les paragneiss (Fig. IV-5, cliché a – éch. IT03-20) et les orthogneiss (Fig. IV-5, cliché b – éch. TH063) composés d'un assemblage classique à quartz, feldspaths plagioclases, feldspaths alcalins, et biotite en proportions variables. Localement on note la présence de sillimanite fibreuse et de reliques d'andalousite partiellement transformée en phengite (Fig. IV-5, cliché c – éch. Ca02-43). Parfois on observe également des grenats, des reliques d'amphibole verte et de la tourmaline. L'assemblage métamorphique observé est généralement attribué au métamorphisme hercynien, développé dans les conditions du faciès amphibolite (Bonardi et al., 1984 ; Messina et al., 1992 ; Graessner & Schenk, 1999). Les granites leucocrates qui sont clairement sécants sur la foliation principale, sont datés à environ 300 Ma (Graessner et al., 2000). Il semble cependant que l'évolution métamorphique anté-alpine de ces gneiss soit polyphasée.

2.2.2/ Recristallisation dans les zones de cisaillement D2

Les travaux de Bonardi et al. (1984 ; 1990) et Messina et al. (1990) font état d'une surimpression métamorphique alpine marquée au sein de l'unité de l'Aspromonte. Ces auteurs décrivent une déstabilisation des paragenèses hercyniennes au profit d'assemblages à disthène. Les échantillons de roches métamorphiques de l'unité de l'Aspromonte que nous avons étudiés nous ont permis d'observer une rééquilibration métamorphique uniquement associée aux zones de cisaillement, attribuées à la déformation D2. A mesure que l'on se rapproche de ces zones de cisaillement, l'assemblage métamorphique et la texture des gneiss de l'Aspromonte sont modifiés. La sillimanite et l'andalousite ne sont plus visibles, les biotites et les grenats sont partiellement chloritisés et la taille des grains diminue notablement. On observe localement des couloirs d'épaisseur décimétrique où la roche initiale (probablement des horizons pélitiques intercalés dans la série métasédimentaire des paragneiss de l'unité de l'Aspromonte) est totalement transposée en un assemblage à chlorite + phengite + quartz + épidote. Ces recristallisations semblent également liées à la déformation cisailante D2. Toutefois il est possible que l'on observe la superposition de l'effet de deux déformations successives, la première D1 fortement oblitérée par la seconde D2 associée à un intense cisaillement des roches.

Les couloirs de cisaillement ductile sont surtout visibles dans la partie inférieure de l'unité et en particulier à sa base, tandis que vers le haut cette déformation est beaucoup moins visible, sauf

au niveau du plan de détachement principal identifié au cours de cette étude (Chapitre III). Dans la partie la plus superficielle, au sud, le détachement a fonctionné dans des conditions fragiles, il est associé à une bréchification importante des deux compartiments qu'il sépare. Des filons riches en chlorite recoupant les gneiss de l'Aspromonte ont été observés. Il s'agit probablement d'anciennes zones de circulations de fluides. Cependant il n'est pas possible d'affirmer qu'elles sont directement liées ou associées au fonctionnement du détachement.

En même temps que ce dernier s'approfondit graduellement vers le nord, en recoupant des faciès métamorphiques et des lithologies témoignant d'un niveau structural plus profond, on observe qu'il se connecte sur plusieurs zones de cisaillement. En lame mince, l'étude des roches prélevées dans ces couloirs de déformation révèle un début de restructuration ductile. En particulier, le quartz recrystallise et forme des rubans discontinus. Cependant la déformation est majoritairement dominée par la cataclase : les micas et les feldspaths sont broyés et réduits en grains de très petite taille (Fig. IV-5 cliché, d - éch. TH258 et cliché, e – éch. TH263).

Ce type de microstructures est également celui qui domine au niveau de la zone de cisaillement à la base de l'unité de l'Aspromonte dans le secteur de la *fiumara* La Verde. Les conditions de la déformation D2 ne semblent pas beaucoup plus chaudes, même si le rubanement du quartz est plus marqué (Fig. IV-5, cliché f – éch. TH342). Nous verrons que les données géochronologiques obtenues sur les micas blancs des deux échantillons susmentionnés confirment que ces roches ne sont rééquilibrées que partiellement ce qui traduit le maintien d'une température relativement basse pendant la déformation D2 (Cf. Chapitre V).

Au nord de la *fiumara* La Verde, dans le secteur de la *fiumara* Bonamico, les mylonites présentent des indices d'une déformation dans des conditions relativement plus chaudes. La taille des grains est toujours très petite mais le rubanement du quartz est plus marqué. Les biotites et les micas blancs sont rares et présentent des formes asymétriques, associées parfois à une déformation marquée par le plissement des clivages, et des indices de recrystallisation sur les bordures des cristaux (développement de petits grains néoformés). Plus rarement encore ils sont complètement réorientés dans la foliation mylonitique et semblent totalement rééquilibrés. Nous verrons que les analyses géochronologiques effectuées sur les micas de l'échantillon TH269 indiquent effectivement que leur rééquilibration est plus complète (Cf. Chapitre V). Les feldspaths sont partiellement recrystallisés mais restent généralement de forme arrondie et de taille supérieure à la moyenne des autres cristaux. Ils sont alors contournés par la foliation (Fig. IV-5, cliché g - éch. TH269). L'orientation de ces clastes permet parfois de reconstituer le sens de cisaillement associé à D2 (Chapitre III). Dans ce secteur on observe parfois de la chlorite secondaire ainsi que des cristaux de clinzoïsite, boudinés et tronçonnés dans la foliation mylonitique (Fig. IV-5, cliché h – éch. TH304). Ce minéral se développe également dans les fractures tardives à quartz qui recoupent localement les mylonites.

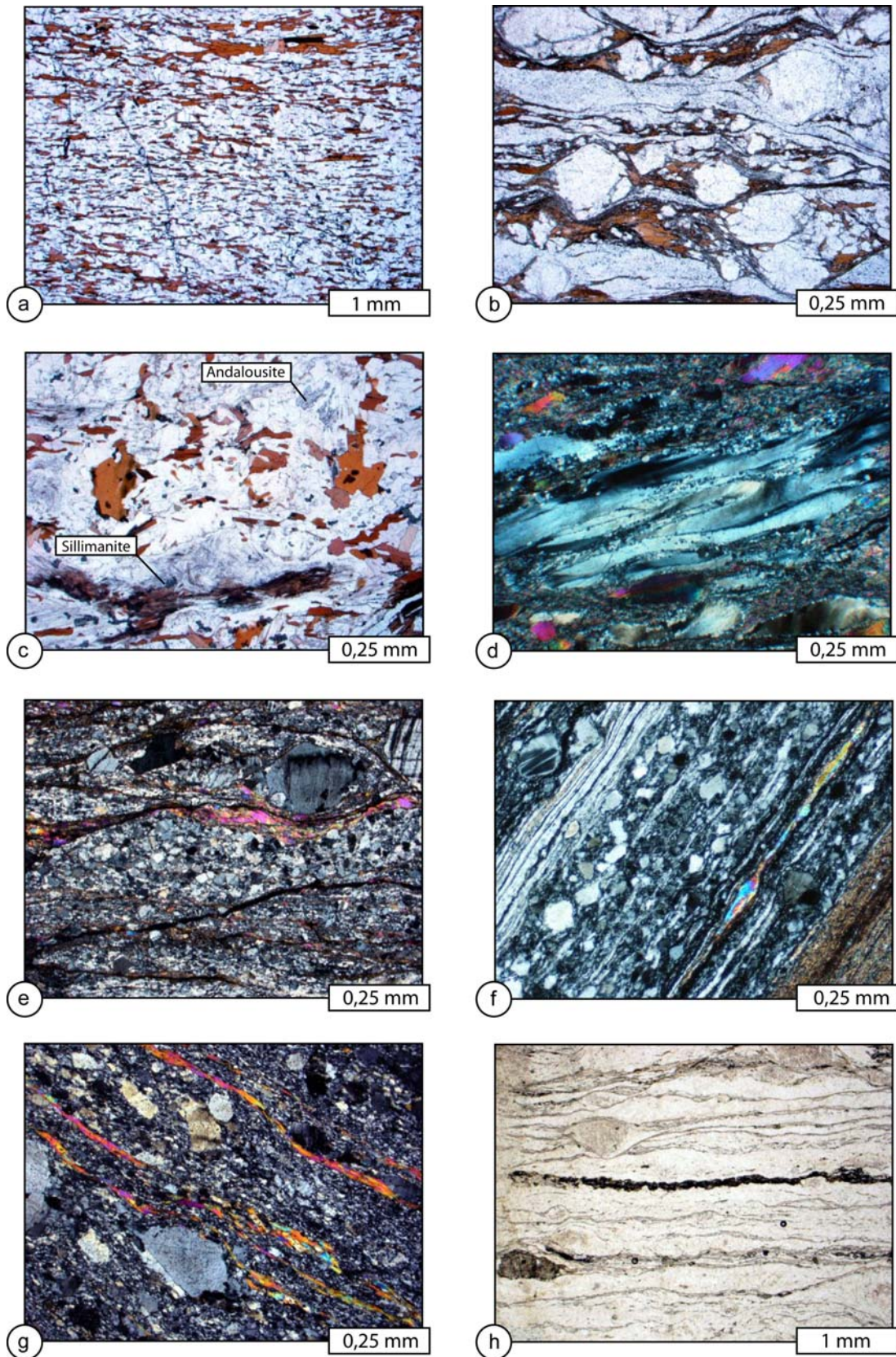


Figure IV-5 : Microphotographies des faciès de l'unité de l'Aspromonte. Les photos (a) à (c) représentent les faciès non rééquilibrés au cours des déformations alpines : (a) : éch. IT03-20 ; (b) : éch. TH063 ; (c) : éch. Ca02-43. Les photos (d) à (h) représentent différents exemples des mylonites associées à D2 : (d) : éch. TH258 ; (e) : éch. TH263 ; (f) : éch. TH342 ; (g) : éch. TH269 et (h) : éch. TH304.

2.3/ Les paragenèses métamorphiques de l'unité de Stilo

L'unité de Stilo représente la partie supérieure de l'édifice tectonique du Massif de l'Aspromonte. Sa partie supérieure est formée par une série sédimentaire méso-cénozoïque non métamorphique qui repose sur une série sédimentaire paléozoïque faiblement métamorphique. Ces niveaux surmontent un ensemble de phyllades, de porphyroïdes et de schistes variés dont le degré métamorphique augmente graduellement vers le nord depuis des conditions de basse température – basse pression (zone à chlorite), jusqu'à des conditions de haute température – basse pression (zone à sillimanite – muscovite) (Graessner & Schenk, 1999). D'après ces auteurs, ce métamorphisme est contemporain de l'intrusion du granite leucocrate de la Punta d'Atò qui se met en place dans les faciès de la zone la plus métamorphique aux alentours 300Ma. Mis à part les aspects géométriques, le métamorphisme de l'unité de Stilo n'a pas fait l'objet d'une étude particulière pendant cette thèse. En revanche, nous nous sommes intéressés aux roches situées au dessus du détachement qui sépare l'unité de Stilo de l'unité de l'Aspromonte.

Sur le terrain, tous les niveaux de l'unité de Stilo sont recoupés par le détachement. Au sud, dans la partie supérieure des séries de couvertures paléozoïque et mésozoïque cette déformation ne s'accompagne pas d'une rééquilibration métamorphique. Vers le nord les micaschistes à andalousite et grenat sont partiellement rééquilibrés, avec en particulier l'apparition de chlorite. Cependant, la croissance de la chlorite semble statique, aux dépens des grenats, la foliation sur laquelle s'est développée l'andalousite n'est pas déformée, et l'essentiel de la paragenèse ancienne (hercynienne) est conservé. Il est difficile de dire sur des critères structuraux si la chloritisation est contemporaine du fonctionnement du détachement, d'autant plus que Graessner & Schenk (1999) ont montré l'existence d'une ré-équilibration hercynienne rétrograde diffuse sur l'ensemble de l'unité. On peut penser que, compte tenu des conditions métamorphiques relativement basses présumées pour le fonctionnement du détachement, l'effet de la déformation associée est resté limité.

2.4/ Relation entre stades métamorphiques et stades de déformation

Considérée dans son ensemble, l'unité d'Africo-Polsi présente les indices d'une évolution métamorphique polyphasée. Depuis le secteur de Cardeto jusqu'au secteur de la *fiumara* La Verde, on observe des reliques des minéraux d'un stade métamorphique ancien préservées au sein de la fabrique métamorphique principale des roches. Ces minéraux sont : dans le secteur de Cardeto et dans le secteur de la *fiumara* La Verde, le grenat ; dans le secteur de la *fiumara* Bonamico, le grenat et l'amphibole bleu-vert. Ces minéraux correspondent à stade métamorphique M0 que nous proposons d'associer indistinctement à un stade métamorphique hercynien M_H , en considérant les données géochronologiques rapportées au chapitre V.

Ces reliques d'un stade métamorphique hercynien n'apparaissent pas dans toutes les lames étudiées du fait de la forte transposition correspondant au développement de la fabrique principale S1 des roches de l'unité d'Africo-Polsi. Il faut toutefois remarquer que cette transposition se développe probablement dans le même plan d'aplatissement principal que celui de la foliation antérieure, et sans être accompagné d'une déformation cisailante très marquée. En effet, les filons magmatiques acides qui recoupent cette foliation, bien que non datés mais probablement anté-alpins, semblent peu affectés par la déformation associée à la transposition M1. Or nos données géochronologiques indiquent qu'il s'agit d'un stade métamorphique alpin, que nous mentionnerons par la suite M_{Al} . Dans la partie amont de la *fiumara* Bonamico cette foliation S1 est marquée par un assemblage à micas blancs + biotite + grenat + quartz + épidote + albite. Pour Bonardi et al. (1984) cet assemblage est complété par du disthène et du chloritoïde. Nous avons effectivement observé le chloritoïde, mais sa relation avec la foliation S1 n'est pas claire. Vers l'aval, l'assemblage associé à M_{Al} est composé de chlorite + micas blancs + grenat + quartz. Dans la partie amont de la *fiumara* La Verde cette foliation S1 est marquée par un assemblage à phengite + biotite tandis que vers l'aval elle est composée d'un assemblage à micas blancs + chlorite + quartz + épidote. Dans le secteur de Cardeto, la paragenèse de M_{Al} est identique, mais s'accompagne probablement d'une génération de grenats post-hercyniens (par la suite ces grenats seront mentionnés Grt A par opposition aux grenats hercyniens relictuels Grt H).

Si l'on considère la partie de l'unité d'Africo-Polsi située dans la partie est du Massif de l'Aspromonte, nous interprétons cette différence de paragenèse d'un secteur à l'autre comme le résultat d'un léger gradient métamorphique alpin marqué par une augmentation du degré métamorphique depuis le SE vers le NW. Cette évolution est également suggérée par les observations de Ortolano et al. (2005). Nous avons proposé que cette zonation métamorphique traduirait la direction et le sens de chevauchement de la nappe de l'Aspromonte sur l'unité d'Africo-Polsi, (déformation D1) ici depuis le NW vers le SE. La géométrie actuelle implique que le contact tectonique qui sépare ces deux unités descend dans la pile métamorphique du SE vers le NW, où il va s'enraciner. Il faut toutefois considérer le fait que la géométrie actuelle est le résultat de la déformation D2, qui a partiellement transposé les marqueurs de l'épisode de déformation D1.

D'après Bonardi et al. (1984 ; 1992), Platt & Compagnoni (1990) et Messina et al. (1992) cet épisode métamorphique principal M_{Al} affecte également l'unité de l'Aspromonte. Au cours de cette étude nous n'avons pas pu confirmer ces observations. A l'examen des publications issues de ces travaux, il semble d'ailleurs que l'essentiel des zones où ces auteurs décrivent des roches présentant cette rééquilibration métamorphique soient cantonnées dans la partie inférieure de l'unité de l'Aspromonte. Or nous avons montré, en accord avec Pezzino & Puglisi (1980), que la

partie « inférieure » de l'unité de l'Aspromonte est en réalité à rattacher à l'unité d'Africo-Polsi. Cela peut sans doute expliquer les différences entre nos observations et celles de ces auteurs. Au nord de la zone que nous avons étudiée, dans la région de Platì, Platt & Compagnoni (1990) décrivent également la rééquilibration associée à M_{A1} . Mais là encore cette zone pourrait appartenir à l'unité d'Africo-Polsi comme le suggèrent Pezzino & Puglisi (1980).

L'épisode métamorphique M_{A1} affecterait donc essentiellement l'unité d'Africo-Polsi même s'il est probable que les marqueurs d'un métamorphisme prograde décrits par Bonardi et al. (1984, 1992) et Messina et al. (1992) dans l'unité de l'Aspromonte soient associés à ce même épisode. Dans les roches de l'unité d'Africo-Polsi, cet épisode est associé à la foliation principale S1. D'après nos observations structurales, cette foliation est probablement contemporaine de l'épisode de raccourcissement et d'épaississement crustal D1 correspondant à l'empilement tectonique des nappes.

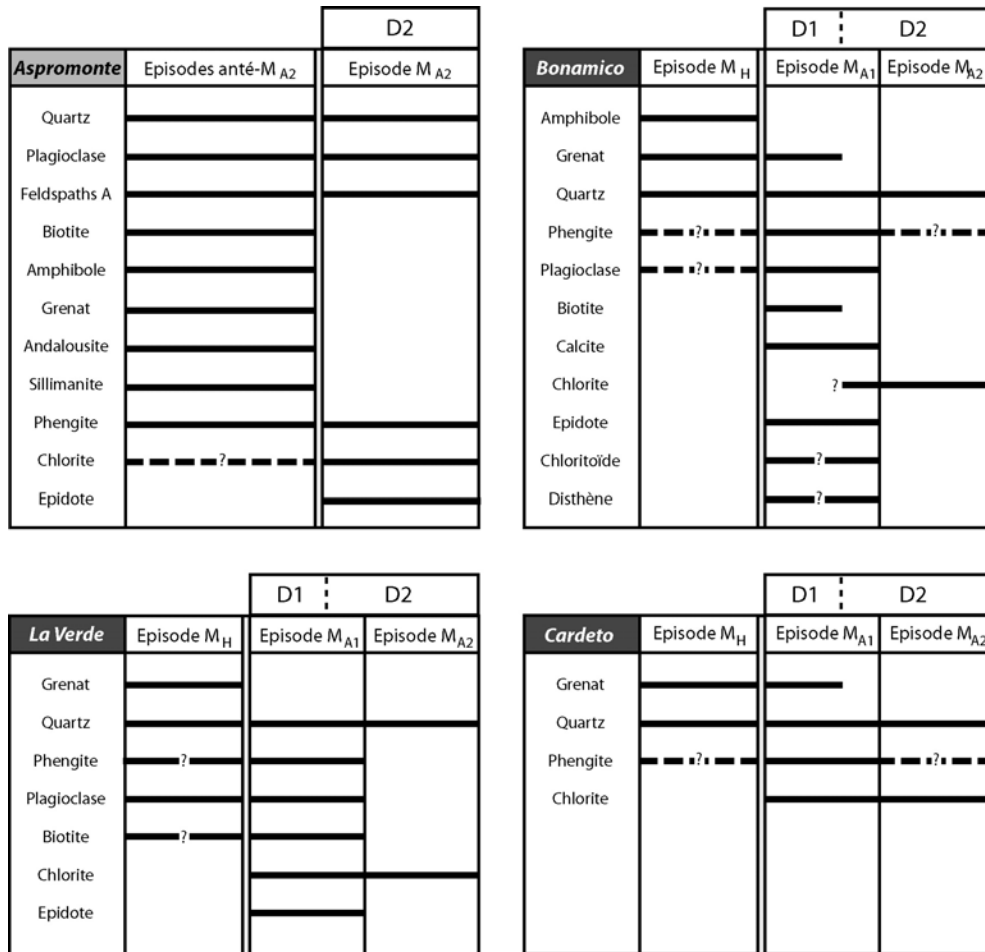


Figure IV-6 : Tableaux synthétiques des paragenèses métamorphiques successives observées pour les lithologies dominantes de l'unité de l'Aspromonte (gneiss) et de l'unité d'Africo-Polsi divisée en trois secteurs : Bonamico (micaschistes à grenat et schistes amphiboliques), Cardeto (micaschistes à grenat) et Africo (micaschistes à grenat et schistes chloriteux).

L'ensemble de la pile tectonique du Massif de l'Aspromonte, une fois formée, est affecté par l'épisode métamorphique M2 que nous dénommerons M_{A2} par la suite et que nous associerons à l'épisode de déformation D2. Il se marque par le développement de structures de cisaillement à toutes les échelles. Dans l'unité d'Africo-Polsi, M_{A2} est visible dans la majorité des lames minces étudiées et se marque par des plans de cisaillement discrets associés à la recristallisation de chlorite et de quartz. Localement S1 est replissée sans que l'on observe une recristallisation associée. Cette déformation s'accompagne également dans les plans de cisaillement du développement de la linéation minérale Lx2, décrite au chapitre III. Cette linéation est également bien visible dans les roches de l'unité de l'Aspromonte, au niveau des zones de cisaillement identifiées dans sa partie inférieure, et, dans sa partie supérieure, au niveau de la surface de détachement qui la sépare de l'unité de Stilo. Les microstructures de D2 observées sur les lames minces de l'unité d'Africo-Polsi sont cohérentes avec les structures mésoscopiques observées dans les mylonites. Elles sont aussi cohérentes avec les bandes C/S et C'/S, les plis d'entraînement, les quelques plis à axes courbes et la linéation d'étirement minéral observés dans l'unité d'Africo-Polsi, également associés selon nos observations à la déformation D2. Tous ces indices structuraux indiquent globalement un cisaillement du haut vers le nord ou le nord-est, dans des conditions métamorphiques de bas degré, marquées par des paragenèses à chlorite + quartz.

Qualitativement on peut se baser sur la nature des minéraux observés dans chaque paragenèse pour définir un degré de métamorphisme associé à chacun de ces trois épisodes. L'assemblage M_H à grenat + amphibole bleu-vert de l'unité d'Africo-Polsi dans le secteur de la *fiumara* Bonamico est incomplet mais suggère des conditions du faciès amphibolite. Cette hypothèse est appuyée par la paragenèse à amphibole + plagioclase des amphibolites intercalées dans cette série métamorphique. Pour les autres secteurs de l'unité d'Africo-Polsi seul le grenat de M_H semble avoir été préservé, il est donc impossible d'estimer de cette manière les conditions de cet épisode métamorphique.

L'assemblage M_{A1} dans la partie nord-ouest (micas blancs + biotite + grenat + albite + épidote) suggère des conditions métamorphiques légèrement supérieures à celles associées à l'assemblage dans la partie sud-est (micas blancs + chlorite + quartz + épidote). Cependant les deux paragenèses appartiennent probablement au faciès Schistes Verts comme le suggèrent Bonardi et al. (1984), Pezzino et al. (1990), Platt & Compagnoni (1990).

Enfin l'épisode M_{A2} est commun à l'ensemble de la partie inférieure de la pile tectonique. Il correspond à un assemblage à chlorite + quartz qui indique globalement des conditions du faciès schiste vert. Cet épisode correspond également à la partie rétrograde de l'évolution métamorphique puisqu'il est associé à la déformation D2 qui aboutit à l'exhumation du massif.

Par conséquent les conditions métamorphiques de cet épisode sont probablement plus faibles que celles de M_{A1} . Compte tenu de la forte localisation de la déformation D2 associée à M_{A2} (visible essentiellement dans les zones de cisaillement à la base de l'unité de l'Aspromonte et de manière très diffuse au sein de l'unité d'Africo-Polsi), il est probable qu'il s'agisse de la fin de l'évolution métamorphique rétrograde, initiée au cours de M_{A1} .

3/ Caractérisation chimique des minéraux

L'étude pétrographique a permis de dresser un inventaire des paragenèses des roches métamorphiques du Massif de l'Aspromonte, et de reconstituer grossièrement les étapes de son évolution métamorphique. Dans les paragraphes suivants nous précisons les conditions pression – température associées aux trois étapes M_H , M_{A1} et M_{A2} identifiées. La première étape consiste à acquérir des données analytiques sur la chimie des minéraux. Ensuite nous utiliserons ces données pour estimer les conditions thermobarométriques.

3.1/ Acquisition des données

Afin de caractériser la nature et les hétérogénéités potentielles des minéraux, des analyses chimiques in-situ des éléments majeurs ont été effectuées. Elles ont été réalisées au *Dipartimento di Scienze Mineralogiche e Petrografiche* de l'Université de Turin. L'instrument utilisé est un Microscope Electronique à Balayage, équipé d'un détecteur de type EDS (Energy Dispersive Spectrometer). Le fonctionnement de ce type d'instrument est basé sur l'analyse du rayonnement émis (rayons X) par les atomes des minéraux situés à la surface d'une lame mince polie, soumis à un faisceau électronique incident d'un diamètre micrométrique. Chaque atome excité va produire un rayonnement qui est caractéristique de sa nature (charge, masse, ...).

Le détecteur EDS est constitué d'une diode au silicium qui produit des impulsions électriques proportionnelles à l'énergie des rayons X qu'il reçoit. Ces impulsions vont être triées électroniquement par hauteur et organisées par classes d'énergie. On obtient ainsi un spectre d'énergie dont la taille des raies est interprétée en termes de proportions relatives d'éléments chimiques. En effet, même si les détecteurs EDS sont le plus souvent utilisés pour vérifier la présence des phases minérales observées dans la roche, ils peuvent être utilisés pour préciser leur nature. Cette quantification nécessite l'emploi de standards. Les proportions des oxydes suivants ont été calculées : SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O et K_2O .

3.2/ Calcul des formules structurales

Les formules structurales des différents minéraux analysés ont été calculées sur la base de 12 oxygènes pour les grenats, 11 oxygènes pour les micas, 23 oxygènes pour les amphiboles, 8 oxygènes pour les feldspaths, 14 oxygènes pour les chlorites et 12,5 oxygènes pour les épidotes. La répartition des atomes dans les différents sites structuraux a généralement été faite dans l'ordre suivant : Si, Ti, Al pour les sites tétraédriques, Al, Fe³⁺, Fe²⁺, Mn, Mg, Ca, Na, K pour les sites octaédriques et interfoliaires. Pour les amphiboles le remplissage des sites cristallographiques a été fait selon la procédure proposée par Leake et al., (1997).

Le problème de la spéciation du fer se pose lorsque l'on utilise des analyses microsonde ou MEB-EDS car c'est le fer total que l'on mesure. Pour évaluer la proportion de Fe³⁺ dans les minéraux, on fait donc en général une estimation au moment de la répartition des atomes dans les sites octaédriques de manière à ce que l'électronéutralité du minéral soit préservée. Des avancées récentes concernant le cas des chlorites, basées sur l'utilisation de la spectroscopie XANES, ont confirmé que les approximations qui sont généralement faites sont réalistes (Vidal et al., 2006 ; Munoz et al., 2006). Cependant ces mêmes auteurs reconnaissent que des problèmes de répartition du Fe³⁺ restent encore mal compris, et difficilement corrigeables.

Certaines analyses ont été rejetées sur la base de critères qualitatifs tels que la somme des oxydes ou le bouclage des sites structuraux après la répartition des atomes. Ces analyses correspondent le plus souvent à des mélanges entre deux minéraux contigus dans la lame mince. Mais elles sont parfois le résultat d'un problème au cours de la mesure (instabilité du courant, saturation du détecteur, etc...). Dans le cas des chlorites on observe souvent une teneur en K₂O ou de Na₂O trop forte, probablement liée à la présence de micas ou d'argiles interstratifiés. Ces analyses ont été rejetées dès lors que la somme Na₂O + K₂O + CaO était supérieure à 0,5%.

3.3/ Variabilité chimique des minéraux métamorphiques

3.3.1/ Secteur de Cardeto

Les analyses des **grenats** effectuées sur les lames de micaschistes montrent qu'ils ont une composition assez variable selon les proportions de pôles purs suivantes : X_{Alm} : 0,56-0,84 ; X_{Prt} : 0,03-0,09 ; X_{Grs} : 0,03-0,23 ; X_{Sps} : 0,0-0,26. Les porphyroclastes (Grt H) présentent une variation de composition significative depuis le cœur vers la bordure. La plus forte variation concerne le Mn (de 0 à plus de 25 %), tandis que Mg et Ca varient assez peu. On observe un appauvrissement en Mn compensé par un enrichissement en Fe, suivi d'un appauvrissement en Ca au niveau des bordures. Cette zonation est globalement visible sur les quelques profils réalisés, même si elle semble assez complexe dans le détail (Fig. IV-7). Elle apparaît clairement sur l'image de cartographie RX effectuée sur un porphyroclaste (Grt H) de l'échantillon Ca02-112 (Fig. IV-7).

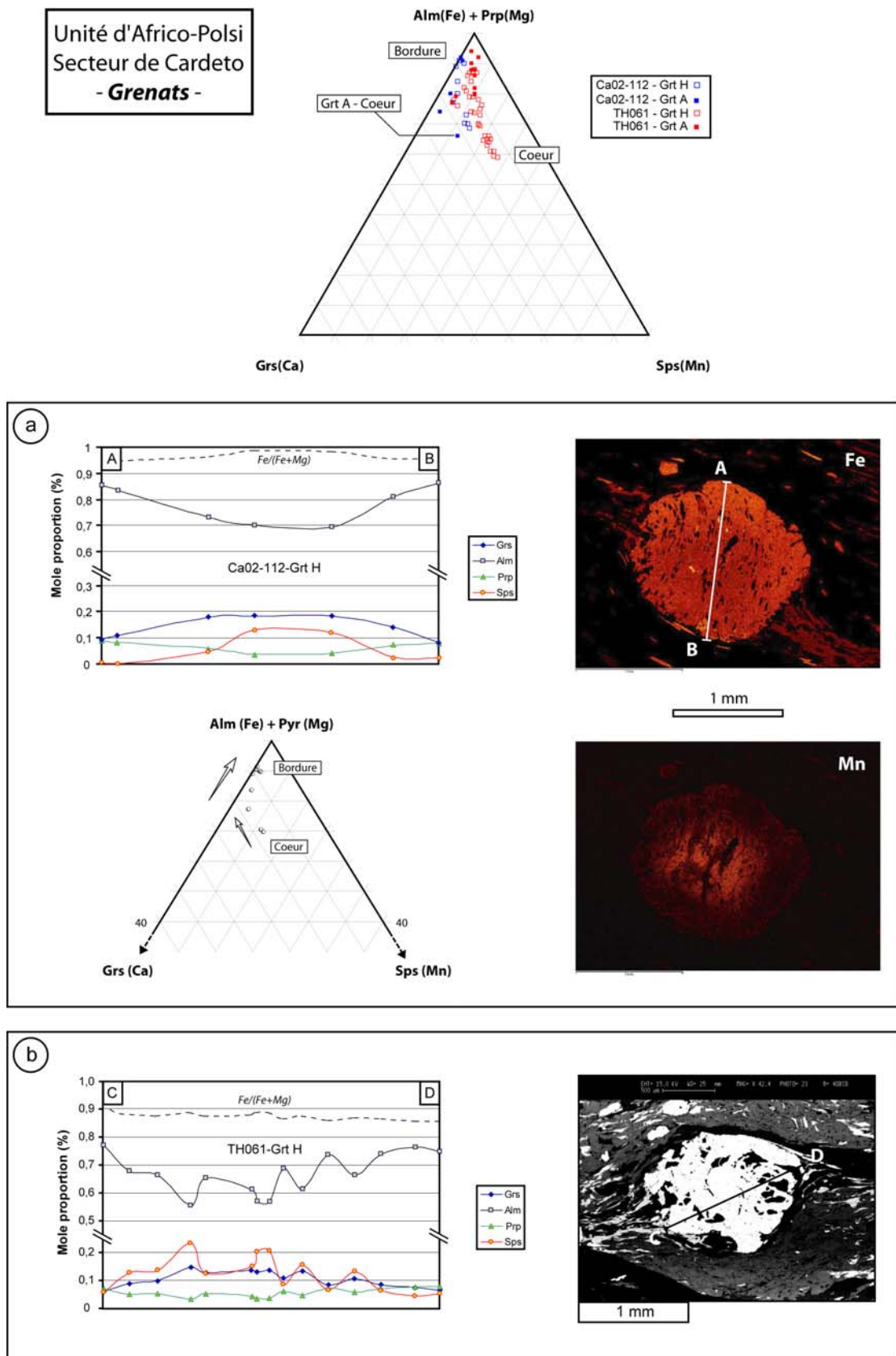


Figure IV-7 : Les grenats des micaschistes de l'unité d'Africo-Polsi dans le secteur de Cardeto. Diagramme triangulaire des analyses effectuées. (a) et (b) : profils et cartographie des RX, illustrant la zonation de croissance des grenats de première génération (Grt H).

Les petits grenats (Grt A) de la foliation S1 sont globalement plus riches en almandin + pyrope. Mais ils ne diffèrent pas radicalement de la composition des bordures des porphyroclates. De plus l'analyse du cœur d'un des petits grenats montre une composition similaire au cœur des porphyroclastes (Fig. IV-7). Même si cette observation est peu significative compte tenu du faible nombre d'analyses des petits grenats, il semble que l'ensemble des grenats, quelque soit leur taille, présente la même composition et la même zonation.

La distribution clairement bimodale des tailles des grenats ne recouvre donc pas des compositions chimiques bimodales. Cela peut signifier que les deux générations ont cristallisé à des périodes différentes mais dans conditions physico-chimiques similaires. Il pourrait également s'agir d'une rééquilibration commune des deux générations de grenats, au cours d'un événement tardif, même si le type de zonation de composition observé est généralement considéré comme une zonation de croissance (Spear, 1993).

Des analyses de **phengites** ont été faites sur deux échantillons. Elles révèlent une composition assez homogène. Il s'agit de phases de composition proche de la muscovite (X_{Mus} comprise entre 0,77 et 0,98). Leur teneur en Si^{4+} s'étale entre 3,02 et 3,23 avec une grande majorité des analyses entre 3,10 et 3,15 (Fig. IV-8a). Comme les analyses ne forment pas deux groupes de composition différente et que toutes les phengites observées en lame mince présentent le même habitus, cette variabilité chimique traduit probablement une modification des conditions métamorphiques pendant la cristallisation, ou une rééquilibration statique partielle des minéraux, pendant le trajet rétrograde.

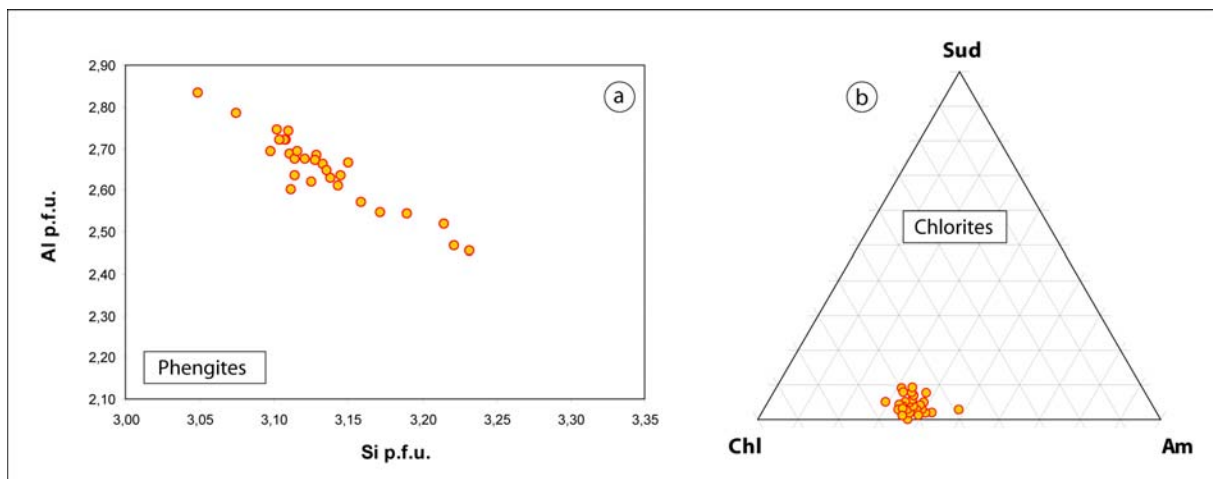


Figure IV-8 : composition chimique des phengites (a) et des chlorites (b) des micaschistes à grenat de l'unité d'Africo-Polsi dans le secteur de Cardeto.

Les **chlorites** analysées présentent une composition très homogène (Fig. IV-8b). Il s'agit d'un mélange clinochlore + daphnite, Fe-Mg amésite et Fe-Mg sudoite selon les proportions

suivantes : $X_{Chl} = 0,6$; $X_{Am} = 0,36$ et $X_{Sud} = 0,04$. L'étude pétrographique a révélé que les chlorites de ces lames appartiennent aux épisodes métamorphiques M_{A1} et M_{A2} . L'homogénéité de composition suggère que les conditions métamorphiques lors de ces deux épisodes métamorphiques étaient assez similaires.

3.3.2/ Secteur de la fumarata Bonamico

Parmi les 24 lames minces étudiées optiquement pour le secteur de la fumarata Bonamico, 6 ont fait l'objet d'analyses au MEB-EDS. Les lames TH099, TH100, TH133 et TH157 correspondent à des schistes amphibolitiques, la lame TH140 à un micaschiste à grenat et la lame TH266 correspond à un échantillon de boudin d'amphibolite. La figure ci-dessus regroupe l'ensemble des analyses de grenats, amphiboles, chlorites et phengites effectuées au cours de l'étude de ces roches.

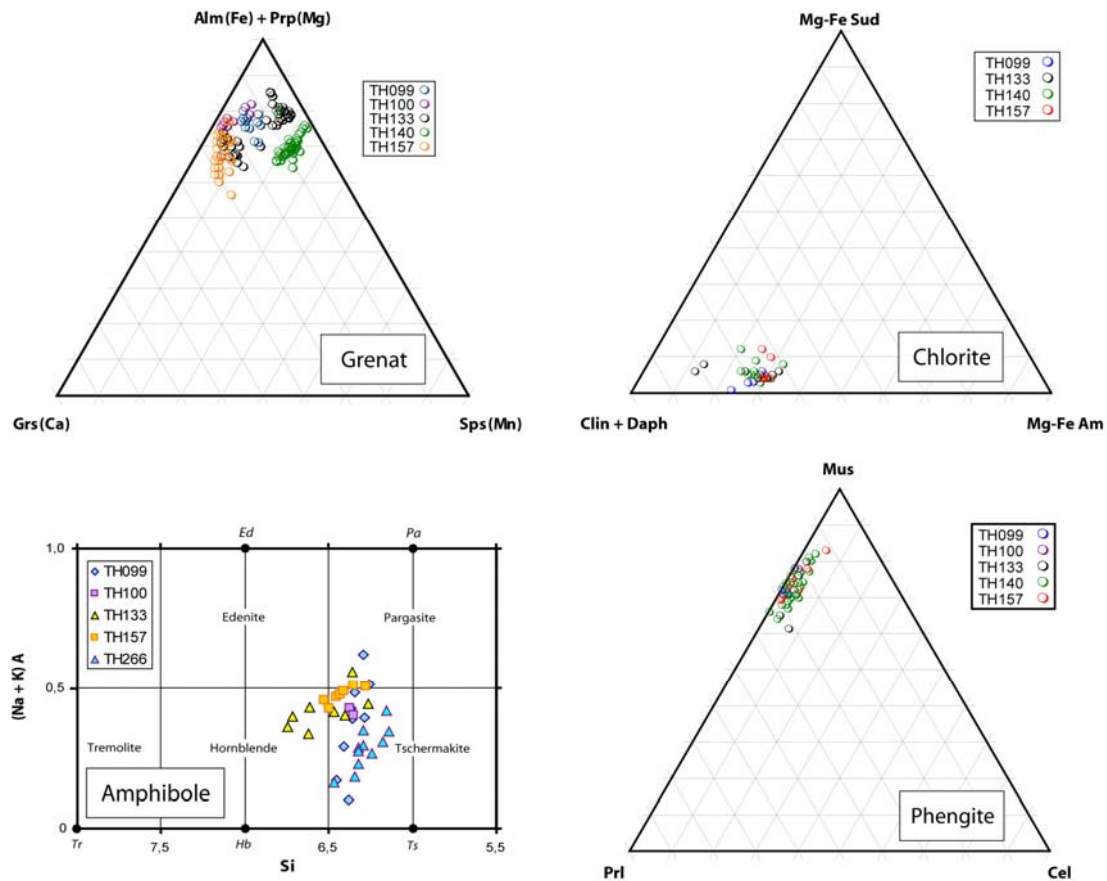


Figure IV-9 : Représentation des analyses des minéraux des roches de l'unité d'Africo-Polsi dans le secteur de la fumarata Bonamico.

Les **amphiboles** bleu-vert analysées présentent une composition assez homogène (Fig. IV-9). L'essentiel des analyses effectuées dans les micaschistes ou les schistes amphibolitiques indiquent qu'il s'agit d'amphiboles calciques (Leake et al., 1978) regroupées dans le champ de la tschermakite ou à la limite avec le champ de la pargasite et de la hornblende. Les amphiboles de l'échantillon d'amphibolite TH266 sont plus nettement tschermakitiques. Elles ne forment globalement qu'un seul groupe, même si on observe des variations de la composition d'une lame à l'autre. Le profil rapide réalisé au travers d'une amphibole millimétrique de la lame TH157 montre que la composition de ces amphiboles varie légèrement depuis le cœur jusqu'à la bordure (cf. Fig. IV-10a). Cette zonation est marquée par une augmentation relative du X_{Fe} du cœur vers la bordure et une diminution corrélative du X_{Mg} . Elle est moins nette lorsque l'on s'intéresse au Na. Cette zonation explique l'étalement des points entre une composition de cœur et une composition de bordure sur le diagramme de classification des amphiboles. Un point reste à l'écart : il s'agit d'une analyse dont la somme des oxydes est inférieure à 92%. Les amphiboles de la lame TH099 présentent une importante variation de composition chimique. Les analyses montrent une grande dispersion des points selon la composante (Na+K) (A), comprises entre 0,1 et 0,6. L'examen de ces analyses révèle que cette variation est surtout liée à l'augmentation de la proportion de Na_2O , tandis que le K_2O reste globalement constant. Des analyses supplémentaires seraient utiles pour confirmer cette tendance.

Quelques analyses de **chlorites** ont été rejetées car elles comportaient une proportion importante (souvent très supérieure à 0,5%) de $Na_2O + CaO + K_2O$. Ces compositions impures sont probablement dues à la présence de phengite dans la même zone analysée. Les autres analyses forment un groupe de composition homogène (Fig. IV-9). Mis à part deux analyses de la lame TH133, ces chlorites présentent la composition moyenne suivante exprimée en fractions molaires de pôles purs : $X_{Chl} = 0,67$; $X_{Sud} = 0,5$ et $X_{Am} = 0,28$. Ces analyses correspondent à des chlorites des queues de cristallisation et des plans de cisaillement, associées au quartz et parfois à la phengite. Les deux chlorites de la lame TH133 présentent la composition suivante : $X_{Chl} = 0,81$; $X_{Sud} = 0,7$ et $X_{Am} = 0,12$. Cette composition légèrement plus riche en Fe et Mg peut être due au fait qu'elles se développent dans une queue de cristallisation d'amphibole déstabilisée.

Les analyses de **phengites** pour ces lames montrent une variabilité importante de composition. Le diagramme ternaire (Fig. IV-11) illustre cette tendance : les analyses s'étalent entre les pôles muscovite et céladonite, autour d'une composition moyenne exprimée par $X_{Cel} = 0,23$; $X_{Mus} = 0,73$ et $X_{Pfp} = 0,02$. De la même manière, le report sur un diagramme Si vs Al_{tot} (apfu) indique que cette étalement des données correspond à une substitution variable entre Al et Si sur les sites tétraédriques, avec des valeurs de Si (apfu) très étalées, comprises entre 3,11 et 3,33. Cette dispersion est visible quel que soit le nombre d'analyses.

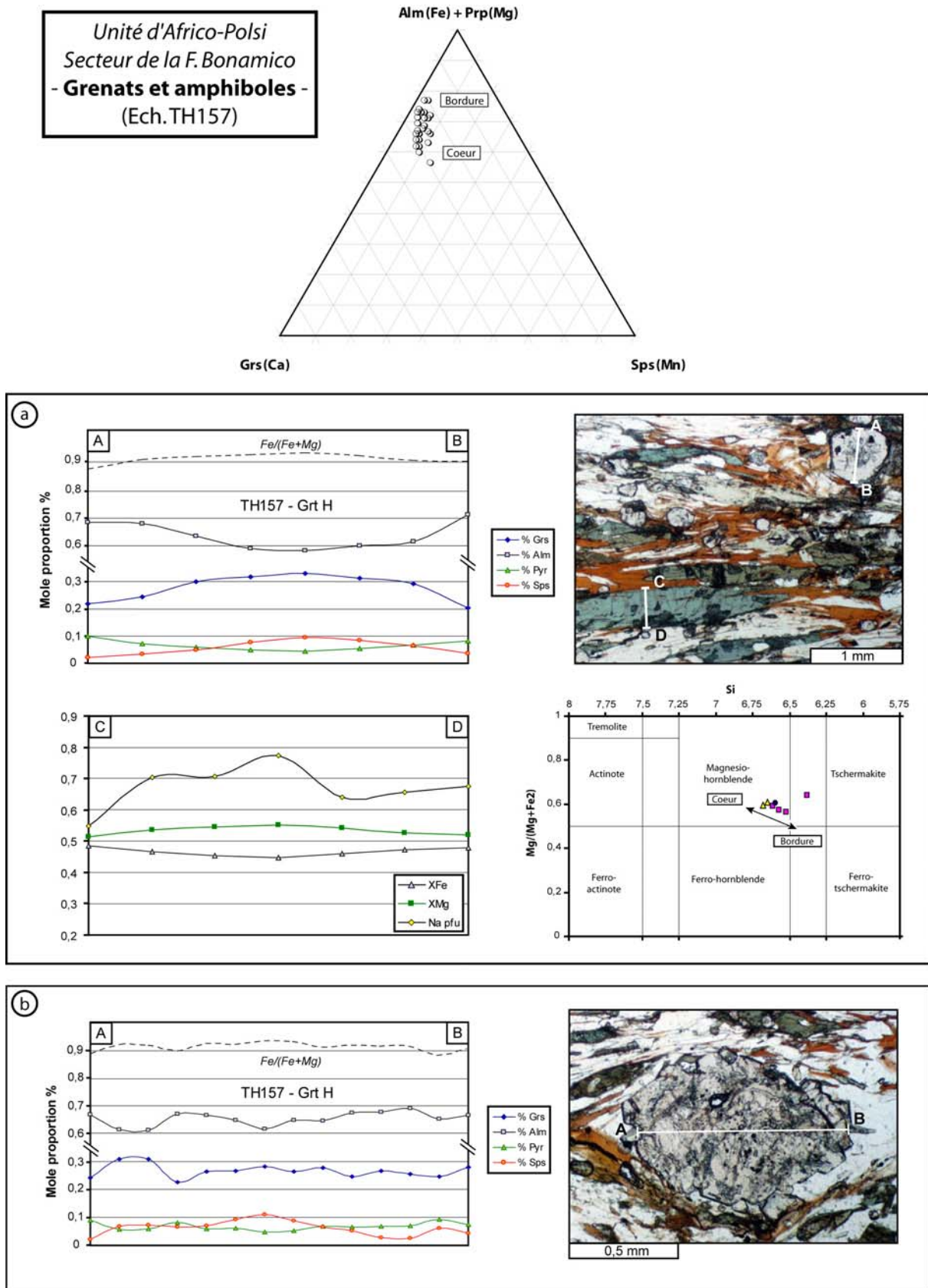


Figure IV-10 : Composition chimique des grenats et profils illustrant la zonation d'un grenat et d'une amphibole de la lame TH157, un schiste amphibolique de l'unité d'Africo-Polsi, dans le secteur de la fumarola Bonamico.

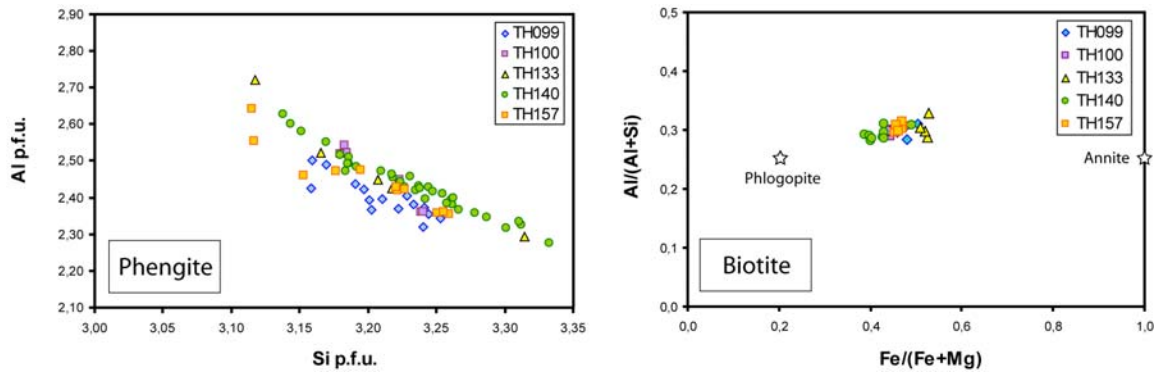


Figure IV-11 : Représentation des analyses de phengites et de biotites des roches de l'unité d'Africo-Polsi observées dans le secteur de la *fiumara* Bonamico.

Les **biotites** ont une composition assez homogène, à la fois au sein de chaque lame et pour l'ensemble des roches du secteur de la *fiumara* Bonamico. Il n'y a pas de variations significatives de la composition. Ce qui bien en accord avec les observations pétrographiques, qui montrent qu'il n'y a qu'une seule génération de biotites qui se développent aux dépens des amphiboles et des grenats de M0, au cours de l'événement M1.

Seules quelques sections de **feldspaths** ont été observées dans les lames. Il s'agit de plagioclases proche du pôle albite ($X_{Ab} = 0,9$ à $1,0$ et $X_{An} = 0,1$ à $0,0$)

La composition des **grenats** des roches du secteur de la *fiumara* Bonamico est assez hétérogène sur l'ensemble de l'unité (cf. Fig IV-9). Cela reflète probablement l'influence de la composition chimique de la roche sur le chimisme des grenats, plutôt qu'une variation significative des conditions métamorphiques.

Les analyses des **grenats** de l'échantillon TH157 (Fig. IV-10) montrent une dispersion des compositions selon les proportions de pôles purs suivantes : $X_{Alm} : 0,53-0,69$; $X_{Prp} : 0,04-0,10$; $X_{Grs} : 0,20-0,31$; $X_{Spss} : 0,02-0,14$. Un des profils réalisés au travers d'un porphyroclastes de grenat (Grt H) (Fig. IV-12a) indique que cette variabilité chimique reflète une zonation de composition. Même si les données sont peu nombreuses, cette zonation semble progressive (appauvrissement en Grossulaire (Ca) et en Spessartine (Mn) du cœur vers la bordure). De plus le rapport $Fe/(Fe+Mg)$ diminue du cœur vers la bordure. Ces caractéristiques sont généralement liées à une zonation de croissance (Spear, 1993). Un second profil de porphyroclaste de grenat (Grt H) montre une composition plus homogène mais avec une variation de composition plus complexe, sans réelle zonation.

Les porphyroclastes de **grenats** de l'échantillon TH133 ont une morphologie qui suggère deux étapes de croissance successives. Le cœur des cristaux, très sombre contraste avec leur

bordure beaucoup plus claire, la limite entre cœur et bordure étant très nettement visible. Le cœur correspond probablement aux grenats anté-alpins (Grt H), tandis que la bordure serait alpine (Grt A). Les analyses effectuées confirment ces observations (Fig. IV-13) : elles montrent clairement la présence de deux groupes de compositions différentes.

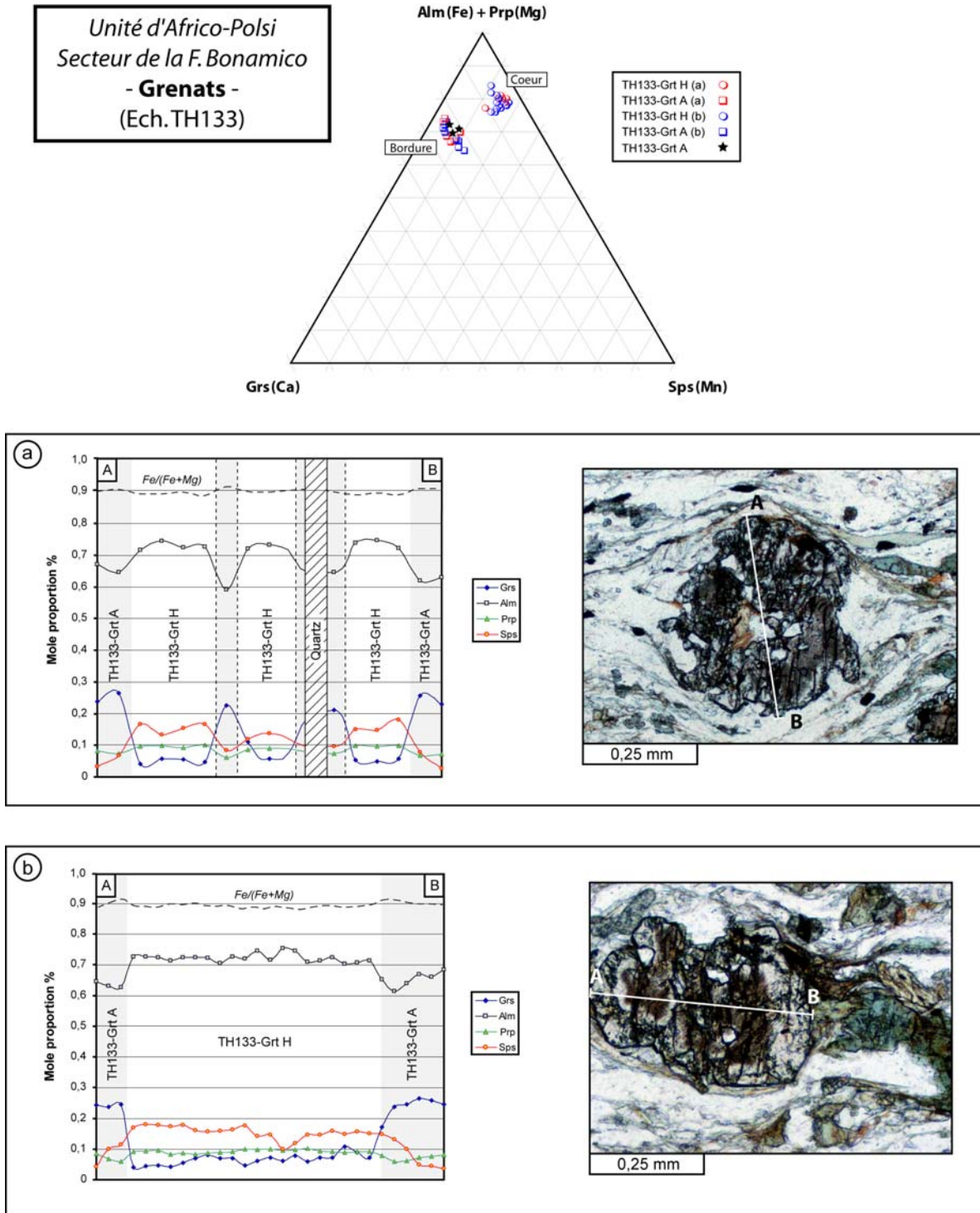


Figure IV-12 : Composition chimique et profils des grenats de la lame TH133.

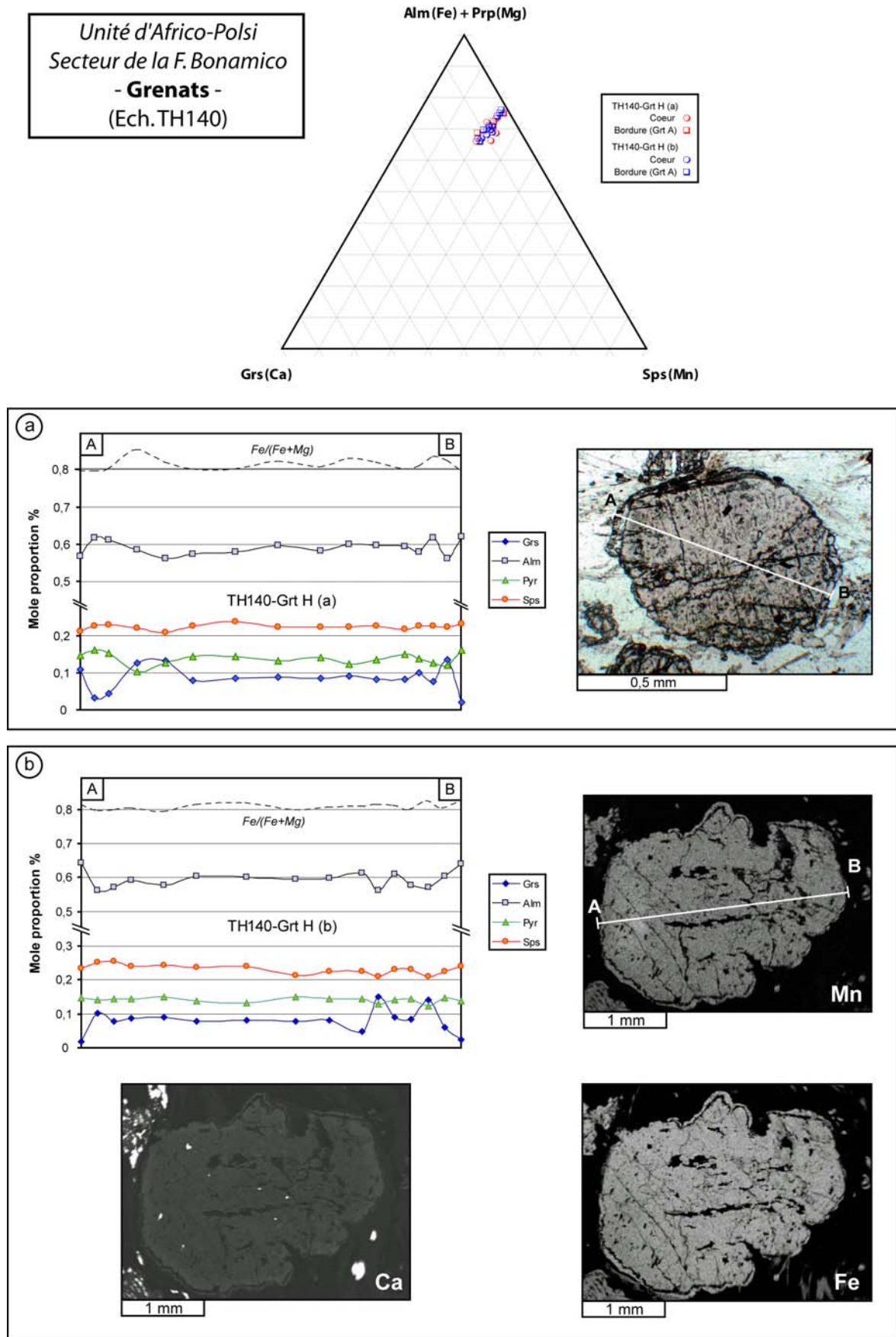


Figure IV-13 : Composition chimique, profils des grenats de la lame TH140. Cartographie RX du Mn, Fe et Ca d'un grenat montrant une bordure de recristallisation.

Le premier groupe à une composition moyenne : $X_{\text{Alm}} = 0,63$; $X_{\text{Prp}} = 0,07$; $X_{\text{Grs}} = 0,23$; $X_{\text{Sps}} = 0,07$. Il correspond aux analyses du cœur des cristaux. Le second groupe a une composition moyenne : $X_{\text{Alm}} = 0,70$; $X_{\text{Prp}} = 0,09$; $X_{\text{Grs}} = 0,06$; $X_{\text{Sps}} = 0,14$. Il correspond aux analyses des bordures des cristaux. Les profils d'analyses réalisés illustrent également cette zonation de composition. Cette variation de chimie n'est pas graduelle comme c'est le cas lorsqu'il s'agit d'une zonation de croissance. Ici, les grenats présentent effectivement deux épisodes de croissance successifs. Le cœur des cristaux correspondant aux porphyroclastes Grt H. Les surcroissances de bordure présentent une composition identique à celle des petits grenats idiomorphes (Grt A) de la foliation principale S1, indiquant qu'elles sont probablement contemporaines de M_{A1} . En outre, chaque groupe de composition est globalement homogène, ce qui traduit le fait que les deux épisodes de croissance de grenat ont eu lieu dans des conditions différentes mais stables.

L'observation des **grenats** de l'échantillon TH140 suggère deux épisodes de croissance. En plus de la distribution bimodale des tailles de cristaux, les porphyroclastes présentent souvent une couronne de surcroissance. Les analyses effectuées montrent un étalement des compositions variant selon les proportions de pôles purs suivantes : X_{Alm} : 0,53-0,62 ; X_{Prp} : 0,09-0,17 ; X_{Grs} : 0,02-0,14 ; X_{Sps} : 0,19-0,25). Cette variation n'est cependant pas corrélée avec une zonation des grenats ni avec l'existence de deux groupes de compositions bien distinctes. Le cœur et la bordure des porphyroclastes présentent des compositions similaires comme le montrent les profils d'analyse et la cartographie RX (Fig. IV-13). Les surcroissances observées témoignent probablement de deux épisodes de croissance de grenat séparés dans le temps, mais dans des conditions physico-chimiques similaires.

3.3.3/ Secteur de la fumara La Verde

Des analyses des **phengites** ont été acquises sur trois échantillons. Il s'agit de phases de composition proche de la muscovite (X_{Mus} comprise entre 0,72 et 0,94), avec cependant une teneur en Si^{4+} variant entre 3,15 et 3,25 (Fig. IV-14). L'étude pétrographique suggère qu'il n'existe qu'une seule génération de phengites, cette variation est donc probablement le résultat d'une évolution des conditions métamorphiques pendant la cristallisation. Cependant on ne peut pas totalement écarter l'hypothèse de la présence dans la foliation principale de reliques de phengites antérieures, imparfaitement rééquilibrées.

Les **chlorites** analysées présentent également une composition assez hétérogène. Dans l'ensemble la majorité des points sont regroupés autour d'une composition moyenne de $X_{\text{Chl}} = 0,65$; $X_{\text{Am}} = 0,25$; $X_{\text{Sud}} = 0,1$. Cependant la composition d'une partie des analyses est plus riche

en sudoite. Les observations pétrographiques effectuées suggèrent qu'il y a peut-être deux générations de chlorites dans les roches de la série de la *fiumara* La Verde, la première correspondant à la chlorite de la foliation principale et la seconde correspondant à la chlorite développée aux dépens des grenats et dans les zones de cisaillement tardives. Les analyses effectuées ne permettent pas de distinguer deux groupes de composition. La variabilité chimique observée sur le diagramme triangulaire de la figure IV-14 n'est pas corrélée avec les deux habitus de chlorite identifiés au microscope. Cependant seuls deux d'échantillons ont été analysés. En particulier, les faciès les plus métamorphiques de la zone amont, n'ont pas encore été analysés à ce jour.

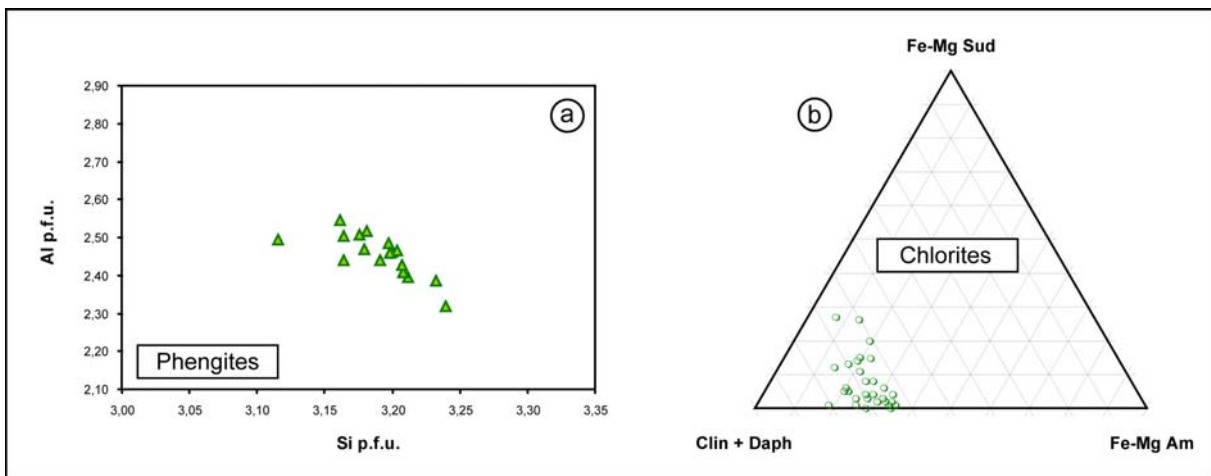


Figure IV-14 : Représentation des compositions chimiques des phengites (a) et des chlorites (b) des roches de l'unité d'Africo-Polsi dans le secteur de la *fiumara* La Verde.

3.3.4/ Variabilité chimique des phengites de l'unité d'Africo-Polsi

Les phengites observées appartiennent systématiquement aux paragenèses associées aux déformations alpines. La figure IV-15 met en évidence la grande variabilité chimique de cette famille de minéraux dans les roches de l'unité d'Africo-Polsi. Chaque secteur présente une composition globale homogène mais les phengites du secteur de la *fiumara* Bonamico sont globalement plus substituées que celles du secteur de la *fiumara* La Verde. Les phengites du secteur de Cardeto forment un groupe globalement moins substitué, même si certains points sont similaires aux analyses des autres secteurs de l'unité d'Africo-Polsi.

3.3.5/ Les phengites des zones de cisaillement ductile D2

La composition chimique des minéraux des échantillons de mylonites prélevés dans les zones de cisaillement observées à la base de l'unité de l'Aspromonte n'a pas fait l'objet d'une étude détaillée. Seules trois analyses de phengites ont été acquises sur l'échantillon TH269 afin de

connaître leur composition par rapport à celle des autres populations de phengites qui ont été datées au cours de l'étude géochronologique (Chapitre V). Les trois analyses présentent une valeur de Si^{4+} (pfu) d'environ 3,15. Cette valeur les place dans le champ des phengites les moins substituées du secteur de la *fiumara* Bonamico (Fig. IV-15). La composition chimique de ces minéraux reflète en première approximation les conditions métamorphiques de l'épisode M_{A2} et de la déformation D2 associée.

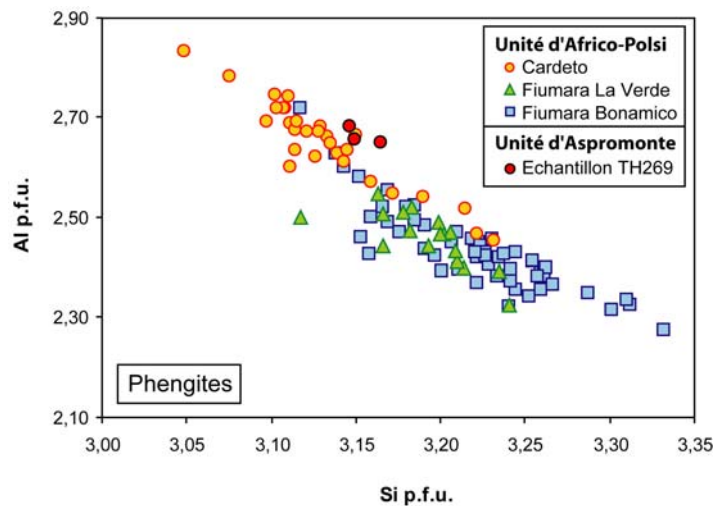


Figure IV-15 : Variabilité chimique de l'ensemble des phengites analysées au cours de cette étude.

4/ Estimations pression – température : méthodologie

4.1/ Méthodes d'estimations des conditions pression – température

Compte tenu de la composition des paragenèses identifiées dans les roches métamorphiques de l'unité d'Africo-Polsi, nous avons privilégié quelques méthodes complémentaires pour tenter d'estimer les conditions P-T de stabilité de ces assemblages. Dans les paragraphes suivants nous présentons ces méthodes. Les résultats obtenus sont donnés au paragraphe 5.

4.1.1/ La notion d'équilibre minéralogique

Les roches métamorphiques présentent des assemblages minéralogiques qui reflètent autant la composition chimique globale de la roche que les conditions physiques (pression – température) qu'elle rencontre au cours de son évolution. Dans le cas idéal où toute la roche se rééquilibrerait instantanément lors des variations des conditions pression-température, il serait impossible de reconstituer son évolution. Mais la rééquilibration n'est jamais complète et il est très courant d'observer au sein d'une roche métamorphique les reliques de plusieurs assemblages

minéralogiques formés successivement au cours du temps. Ces assemblages vont chacun refléter une étape de l'évolution métamorphique.

Par conséquent, une roche métamorphique prise dans son ensemble ne reflète normalement pas un équilibre métamorphique. La notion d'équilibre doit plutôt être considérée à l'échelle des minéraux. Identifier les assemblages à l'équilibre est assez aisé lorsque les minéraux formés successivement dans différentes conditions P-T sont de natures différentes, et surtout si des microstructures permettent de les distinguer. Cette distinction est beaucoup plus délicate lorsque plusieurs générations d'une même phase minéralogique coexistent dans la roche. Le risque est alors d'utiliser des minéraux qui ne sont pas contemporains pour estimer les conditions d'un équilibre qui ne reflète pas une réalité.

Lorsque ces phases forment des groupes aux chimismes bien contrastés, on peut supposer que chaque groupe marque une étape donnée de l'évolution de la roche. Mais lorsque la composition chimique évolue de manière graduelle (comme dans le cas d'une cristallisation pendant une diminution progressive de pression), il devient difficile de déterminer quelles sont les compositions minéralogiques à utiliser pour les calculs. En outre, des travaux récents (De Andrade, comm. orale – RST 2008) ont mis en évidence que même les minéraux en contact ne sont pas forcément à l'équilibre, tandis qu'il peut exister des minéraux physiquement séparés dans la lame, mais contemporains et à l'équilibre thermodynamique.

Il ressort de ces quelques remarques qu'il convient d'être très critique à chaque étape de l'étude, dans le choix des minéraux et des analyses.

4.1.2/ Géothermomètres et géobaromètres utilisés

Une première approche est basée sur la mise en évidence empirique ou expérimentale de relations entre la composition chimique d'un minéral ou d'un assemblage de minéraux et la pression et/ou la température (géobaromètre et géothermomètre). Le couplage de ces méthodes permet d'estimer approximativement le champ pression-température de formation du minéral ou de l'assemblage de minéraux étudié. Il faut noter que ces méthodes ne sont réellement quantitatives que pour les contextes où elles ont été calibrées.

a - Géothermomètre [amphibole-grenat]

Le plus simple des géothermomètres amphibole - grenat est celui développé par Graham & Powell (1984) qui admet que l'amphibole et le grenat forment des solutions solides idéales. Ils utilisent alors le coefficient de distribution de Fe^{2+} et du Mg entre ces deux phases minérales, et mettent en évidence une relation linéaire le liant à la température (éq. IV-1) :

$$T (^{\circ}\text{C}) = [(2880 + 3280X\text{Ca}_{\text{grt}})/(\ln K_{\text{D}} + 2,426)] + 273,15 \quad (\text{IV-1})$$

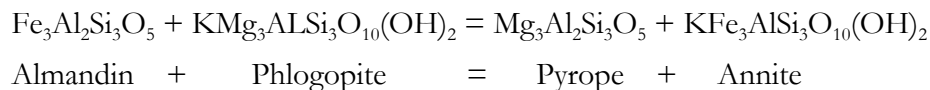
Où $X\text{Ca}_{\text{grt}}$ représente la fraction de pôle calcique (grossulaire) dans la composition des grenats, et K_{D} le coefficient de distribution de Fe^{2+} et du Mg dans l'amphibole et le grenat :

$$K_{\text{D}} = [(X\text{Fe}_{\text{grt}}/X\text{Mg}_{\text{grt}})/(X\text{Fe}_{\text{amp}}/X\text{Mg}_{\text{amp}})]$$

La limite majeure de l'approche de Graham & Powell (1984) est de considérer que tout le Fe des amphiboles est divalent. Or de nombreuses études plus récentes montrent que la proportion de Fe^{3+} est très variable dans les amphiboles ce qui intervient directement sur la valeur du K_{D} (e.g. Holland & Blundy, 1994; Leake et al., 1994 ; Dale et al., 2000). Ces auteurs estiment en outre que la simplification effectuée par Graham & Powell (1984) concernant le caractère idéal de l'activité de l'amphibole, induit également une erreur. Enfin cette calibration n'est valable que pour des températures inférieures à 850°C , et à condition que les grenats étudiés soient pauvres en Mn ($X\text{Mn}_{\text{grt}} < 0,1$). Pour notre étude, la grande majorité des grenats considérés comme à l'équilibre avec les amphiboles, présentent des valeurs de $X\text{Mn}$ comprises entre 0,05 et 0,11, en accord avec ce dernier critère.

b - Géothermomètre [biotite-grenat]

La relation entre le coefficient de distribution du Fe et du Mg dans le grenat et la biotite et la température a été pour la première fois calibrée empiriquement par Perchuk (1967). Ensuite de très nombreuses études ont confirmé cette relation et ont cherché à préciser l'influence des autres éléments sur la précision de l'estimation de la température (cf. la revue détaillée de Wu & Cheng (2006). La plupart des auteurs utilisent maintenant les bases de données issues des travaux expérimentaux de Ferry & Spear (1978) et de Perchuk & Lavrent'eva (1983) sur la réaction suivante :



D'après Ferry & Spear (1978), la relation suivante permet de calculer la température associée à la valeur du coefficient de distribution K_{D} en considérant une pression donnée (éq. IV-2) :

$$12454 - 4,662 T (\text{K}) + 0,0057 P (\text{bars}) + 3 RT \ln K_{\text{D}} = 0 \quad (\text{IV-2})$$

$$\text{avec } K_{\text{D}} = (X\text{Mg}/X\text{Fe})_{\text{Grt}} / (X\text{Mg}/X\text{Fe})_{\text{Bt}}$$

L'erreur sur la température est estimée à $\pm 50^\circ\text{C}$. Cette erreur recouvre en particulier les incertitudes liées à la détermination expérimentale du K_D . Par ailleurs l'équation IV-2 n'est valable que pour la gamme de composition de biotites et de grenats utilisés par Ferry & Spear (1978) : des grenats ayant des rapports $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) > 0,8$ et $(\text{Ca} + \text{Mn})/(\text{Ca} + \text{Mn} + \text{Fe} + \text{Mg}) < 0,20$ et des biotites ayant un rapport $(\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Ti})/(\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Ti} + \text{Fe} + \text{Mg}) < 0,15$. Indares & Martignole (1985) et Kleemann & Reinhardt (1994) ont également montré l'influence du Ti et du Al^{VI} dans la biotite et du Ca et du Mn dans le grenat sur la précision du résultat. Wu & Cheng, (2006) comparent les différentes calibrations publiées depuis Ferry & Spear (1978). D'après cette étude, celles qui permettent de reproduire les résultats expérimentaux de manière répétée et qui fournissent les plus faibles erreurs pour tous les contextes testés sont celles de Kleemann & Reinhardt (1994) et de Holdaway (2000). C'est cette dernière calibration que nous avons choisi d'utiliser.

Holdaway et al. (1997) ont utilisé les bases de données expérimentales de Ferry & Spear (1978) et de Perchuk & Lavrent'eva (1983), et les paramètres de Margules du grenat dérivés des travaux de Berman & Aranovitch (1996), Ganguly et al. (1996) et Mukhopadhyay et al. (1997) pour tester différents modèles d'activités et calculer les paramètres de Margules des différents pôles purs de la biotite. Ils suggèrent alors d'utiliser la relation suivante (éq. IV-3) :

$$T(\text{K}) = \frac{40198 + 0.295P(\text{bar}) + G + B}{7.802 - 3R\ln K_D} \quad (\text{IV-3})$$

$$\text{avec } K_D = (\text{XMg}/\text{XFe})_{\text{Grt}} / (\text{XMg}/\text{XFe})_{\text{Bt}}$$

$$R = 8,31447 \text{ J} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{mol}^{-1}$$

$$G = 3RT\ln\left(\frac{\gamma_{\text{Mg}}^{\text{Grt}}}{\gamma_{\text{Fe}}^{\text{Grt}}}\right) \quad \text{et} \quad B = 3RT\ln\left(\frac{\gamma_{\text{Mg}}^{\text{Bt}}}{\gamma_{\text{Fe}}^{\text{Bt}}}\right)$$

γ caractérise la valeur de l'activité non-idéale pour le grenat et la biotite. Elle dépend de la température et du facteur de multiplicité α du site cristallographique du Fe et du Mg :

$$\gamma_i = \text{Exp}\left(\frac{(1-X_i)^2 W_G}{\alpha RT}\right) \quad \text{avec } W_G = W_H - T(\text{K})W_S$$

calculé à partir des paramètres de Margules W_H et W_S du grenat et de la biotite respectivement suggérés et calculés par Holdaway (2000).

Selon les tests, les températures calculées en utilisant cette calibration diffèrent de manière très variable de celles calculées plus rapidement en utilisant l'équation IV-2 de Ferry et Spear (1978). La température calculée avec la calibration de Holdaway (2000) est quelquefois inférieure

à celle calculée avec la calibration de Ferry & Spear (1978), le plus souvent supérieure d'environ 50°C et parfois même de près de 100°C.

c - Géothermomètre [grenat-phengite]

Ce géothermomètre basé également sur la relation entre la température et le coefficient de distribution Fe/Mg a été calibré expérimentalement par Krogh & Raheim (1978) (éq. IV-4) :

$$T(K) = (3685 + 77,1P(\text{kbar})) / (\ln K_D + 3,52) \quad (\text{IV-4})$$

$$\text{Avec } K_D = (\text{FeO/MgO})_{\text{Grt}} / (\text{FeO/MgO})_{\text{Phg}}$$

La calibration a été faite à partir d'échantillons d'éclogite. Son utilisation sur les échantillons de plus bas degré métamorphique de cette étude devra donc être considérée avec prudence.

d - Géothermomètre [chlorite]

Comme les autres minéraux du métamorphisme, la chlorite présente une grande variabilité de composition qui reflètent les conditions physico-chimiques sous lesquelles elle s'est formée. De nombreuses études ont tenté de relier les paramètres chimiques de la chlorite aux conditions P-T. Cathelineau & Nieva (1985) ont mis en évidence une relation empirique linéaire entre la teneur en Al^{IV} de chlorites hydrothermales et la température (éq. IV-5) :

$$\text{Al}^{\text{IV}} = 4,71 \cdot 10^{-3} T (\text{°C}) - 8,26 \cdot 10^{-2} \quad (\text{IV-5})$$

Zang & Fyfe (1995) montrent cependant que cette calibration est difficilement utilisable en dehors des contextes hydrothermaux du type de celui étudié par Cathelineau & Nieva (1985). Ils montrent en particulier que la température calculée est fortement dépendante de la variation des teneurs en Fe et Mg des chlorites étudiées. Ils proposent donc le géothermomètre suivant qui prend en compte la X_{Fe} (éq. IV-6) :

$$T(\text{°C}) = 17,5 + 106,2 [2\text{Al}^{\text{IV}} - 0,88(\text{X}_{\text{Fe}} - 0,34)] \quad (\text{IV-6})$$

Les températures calculées avec ces deux calibrations sont très similaires. Celles obtenues avec la méthode de Cathelineau & Nieva (1985) sont cependant systématiquement supérieures de 0,3 à 7,8% à celles obtenues avec la méthode de Zang & Fyfe (1995).

L'amélioration récente des bases de données thermodynamiques de la chlorite (Vidal et al., 2002, 2005 ; Parra et al., 2005) a permis de l'utiliser avec les outils de calculs des conditions P-T plus robustes, utilisant la minimisation d'Energie Libre de Gibbs. Cette approche a été utilisée pour évaluer plus finement les conditions PT de l'assemblage chlorite + phengite, deux minéraux fréquemment observé dans les roches (cf. §4.4.3).

e - Géobaromètre [Si⁴⁺ de la phengite]

La phengite $K(\text{Al}_{3/2}(\text{Mg},\text{Fe}^{2+})_{1/2})(\text{Si}_{3,5}\text{Al}_{1/2})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ est une solution solide entre les pôles muscovite $\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ et céladonite $\text{K}(\text{Mg},\text{Fe}^{2+})(\text{Al},\text{Fe}^{3+})(\text{Si}^{4+})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. Le passage d'un pôle à l'autre correspond à une double substitution (Massone & Schreyer, 1987).

- substitution de l'Al^{IV} de la céladonite et en Al^{VI} de la muscovite
- substitution Mg²⁺/Si⁴⁺

Le taux de substitution en Si⁴⁺ est directement fonction de la pression (Powell & Evans, 1983). Les plus fortes teneurs en Si⁴⁺ correspondront aux plus hautes pressions. Massone & Schreyer (1987) ont établi un baromètre empirique dont l'utilisation est habituellement réservée à des assemblages comportant une phase potassique et où la silice est en excès. Toutefois, ces auteurs considèrent qu'il est possible d'utiliser leur calibration même pour des assemblages dénués de feldspath potassique, comme c'est le cas pour les roches étudiées ici. Dans ce cas la pression calculée correspond à une valeur minimum de la pression d'équilibre.

f - Géobaromètres [Al dans les amphiboles]

Les travaux de Hammarstrom & Zen (1986), Hollister et al. (1987), Johnson & Rutherford (1989) et Schmidt (1992) ont montré qu'il est possible d'utiliser la composition des amphiboles comme un indicateur de la pression. Au cours de cette étude nous avons utilisé la calibration expérimentale de Johnson & Rutherford (1989) (éq. IV-7).

$$P \text{ (kbar)} = - 3,46 + 4,23\text{Al}^{\text{tot}} \quad (\text{IV-7})$$

Cette méthode présente une marge d'erreur relativement faible ($\pm 0,5$ kbar). Cependant les amphiboles qui ont servi à la calibration de Johnson & Rutherford (1989) proviennent de laves calco-alkalines. Par conséquent même si leur chimie est naturellement comparable aux amphiboles étudiées ici, le contexte structural est très différent. Les résultats obtenus ne devront donc être considérés que de manière indicative.

4.1.3/ Thermométrie par microspectroscopie Raman de la Matière Organique

Cette méthode a récemment été développée par Beyssac et al. (2002). Elle est rapide à mettre en œuvre et permet d'acquérir facilement une estimation du pic de température subi par les roches. On verra toutefois que, même si elle confirme en partie les résultats obtenus avec les autres méthodes, cette approche est relativement imprécise et elle est même parfois en désaccord avec les observations de terrain.

a - Principe

Les roches méta-sédimentaires contiennent très souvent une proportion variable de matériaux carbonés dérivant de l'évolution de la matière organique piégée dans le sédiment. Pendant le métamorphisme, ces matériaux sont progressivement transformés en graphite (*s.s.*). La graphitisation étant un phénomène irréversible, l'estimation du degré de « maturation » de la matière organique nous renseigne directement sur les conditions thermiques du pic de métamorphisme.

Très tôt utilisée en contexte pétrolier (réflectance de la vitrinite), la quantification du degré de maturation de la matière organique a aussi été utilisée en contexte métamorphique. Trois méthodes ont fourni des résultats qualitatifs satisfaisants : l'analyse par diffraction des rayons X (XRD, Landis, 1971 ; Nishimura et al., 2000), la microscopie électronique à transmission haute résolution (HRTEM, Bonijoly et al., 1982 ; Kovalevski et al., 2001) ou la géochimie isotopique (Mostefaoui et al., 2000). Ces méthodes sont généralement destructives. A l'inverse, la spectroscopie Raman a l'avantage d'être une méthode non destructive, rapide et facile à mettre en œuvre y compris directement sur les lames minces polies des roches étudiées.

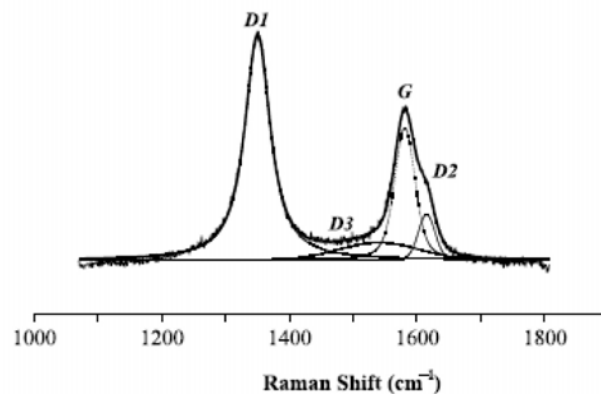


Figure IV-16 : Les pics G, D1, D2 et D3 identifiés sur le spectre Raman de la matière carbonée d'après Beyssac et al. 2002.

Le spectre Raman de la matière carbonée est connu depuis les travaux de Tuinstra & Koenig (1970) et de Nemanich & Solin (1979). Il est constitué de deux groupes de bandes, une première région entre 1100-1800 cm^{-1} et une seconde entre 2500-3100 cm^{-1} . Les pics de la première région sont composés de quatre pics, trois pics de « défauts » de la structure graphitique (D1, D2 et D3) et un pic correspondant à la structure graphitique ordonnée (G) (Fig. IV-16).

D'une manière simplifiée, la transformation de la matière organique semble directement liée à l'augmentation des conditions métamorphiques subies par la roche. Cette transformation se marque par une modification progressive de l'allure du spectre Raman. Les travaux de Beyssac et al. (2002) indiquent qu'avec une augmentation des conditions métamorphiques, les pics D1 et D2 tendent à disparaître tandis que l'intensité du pic G, caractéristique du graphite, se développe (Fig. IV-17, *first-order region*).

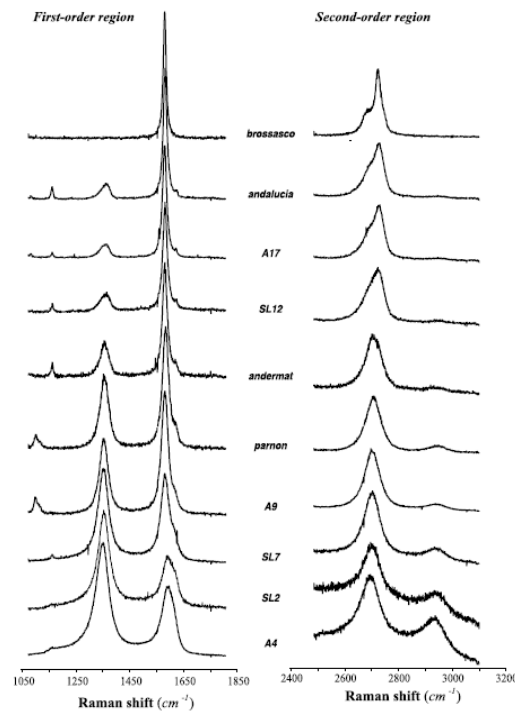


Figure IV-17 : Evolution de l'allure du spectre Raman de la matière carbonée en fonction de l'augmentation du degré métamorphique de bas en haut sur cette figure. Chaque spectre correspond à un échantillon issu d'un contexte métamorphique connu (Beyssac et al., 2002).

Ces auteurs ont mis en évidence une relation linéaire directe entre l'allure du spectre Raman, caractérisé par le rapport $R2 = D1/(D1+D2+G)$, et la température maximale subie par la roche. Ils proposent la calibration suivante (éq. IV-8) :

$$T(^{\circ}\text{C}) = - 445R2 + 641 \quad (\text{IV-8})$$

Cette calibration est établie pour une gamme de température comprise entre 330 et 650°C. Du fait de la grande variété des méthodes utilisées pour obtenir les conditions du pic de métamorphisme des échantillons considérés dans cette calibration, l'erreur globale sur la valeur de la température obtenue est de $\pm 50^\circ\text{C}$.

b - Acquisition des données

Les données de cette étude nous avons utilisé l'équipement du Laboratoire des Sciences de la Terre, à l'ENS-Lyon. Il s'agit d'un spectromètre LabRAM HR800 Horiba Jobin-Yvon couplé à une source laser 2017 Ar+ Spectra Physics, réglé à 514,5 nm. Le faisceau laser incident a été filtré de sorte que sa puissance soit de $1 \text{ mW} \pm 0.1$, afin de limiter au maximum les effets de fluorescence qui masquent le spectre Raman, ainsi que l'altération thermique de la matière organique sous l'effet du chauffage pendant l'acquisition des spectres.

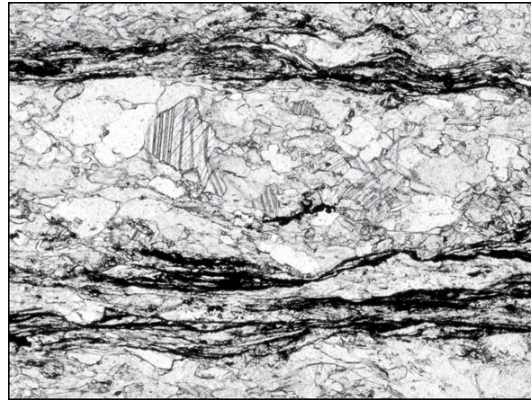


Figure IV-18 : Exemple d'une section polie utilisée pour l'étude de la matière organique par microspectroscopie Raman.

Les mesures sont effectuées directement sur des lames minces de roches (Fig. IV-18) préalablement polies afin de limiter les effets de réflexion et de diffraction parasite du faisceau incident. Les travaux de Beyssac et al. (2003) ont montré que le polissage pouvait altérer partiellement l'organisation texturale de la matière organique introduisant une erreur importante dans l'allure du spectre Raman, et par conséquent dans la température estimée. Conformément aux suggestions de ces auteurs, le faisceau incident est focalisé à l'intérieur de l'échantillon, sous la surface au polie, la surface éclairée mesurant environ $1 \mu\text{m}^2$. En revanche le signal mesuré intègre l'interaction du faisceau sur une épaisseur de lame d'une dizaine de micron, il convient donc de prendre des précautions dans le choix de la zone étudiée, afin d'éviter d'analyser en même temps une autre phase minérale située en dessous. Pour cette étude, le temps d'acquisition a été de 30 secondes pendant 4 cycles successifs, afin d'optimiser le rapport signal/bruit.

Les spectres obtenus ont été traités avec le logiciel Fityk© en utilisant des courbes gaussiennes simples, selon la méthode définie par Beyssac et al. (2002). L'aire des pics D1, D2 et G a été utilisée pour calculer le paramètre R2 défini plus haut, dont on déduit la température maximale atteinte par la roche étudiée. Un minimum de 6 spectres a été pris en compte pour le calcul de la température moyenne. La qualité du résultat est évaluée en calculant l'erreur standard de la moyenne des températures obtenues pour chaque échantillon. Dans tous les cas, l'erreur standard est inférieure à l'erreur de $\pm 50^\circ\text{C}$ introduite par la calibration de Beyssac et al. (2002).

4.1.4/ Méthodes des multi-équilibres chlorite - phengite

Les méthodes présentées ci-dessus sont couramment utilisées. Elles fournissent des résultats généralement fiables, mais restent globalement imprécises et difficilement transposables d'un contexte à un autre. Une approche plus récente bénéficie de l'amélioration constante de la connaissance des données thermodynamiques relatives à un grand nombre de minéraux. Ces données sont issues de travaux expérimentaux sous température et pression contrôlées (e.g. Vidal et al., 2001, 2002, Parra et al. 2005) et sont compilées sous la forme de bases de données (Powell & Holland, 1985 ; Berman, 1988, 1991 ; Holland & Powell, 1990, 1998) qui servent à présent de référence et permettent de calculer expérimentalement les modèles de solution solide rendant compte de la variabilité chimique des phases minéralogiques couramment rencontrés dans les roches métamorphiques. Tous les paramètres sont alors auto-corrélés et peuvent être utilisés conjointement. Il existe deux approches : l'approche par minimisation d'énergie et la technique des multi-équilibres. Seule cette dernière a été utilisée au cours de cette étude.

Cette méthode est basée sur la prise en compte de tous les équilibres entre tous les pôles purs des phases minéralogiques observées. Cette technique trouve son intérêt lorsqu'il s'agit d'étudier des équilibres à forte variance, c'est à dire avec un nombre faible de phases. De cette manière, le nombre de réactions (et donc d'équilibres) est augmenté, et il devient possible de localiser la position du point P-T d'équilibre entre les phases. Cette méthode a initialement été mise en œuvre par Berman (1988, 1991) l'auteur du logiciel Tweep, qui permet d'effectuer les nombreux calculs requis pour la résolution d'un système surdéterminé.

L'approche des multi-équilibres a été utilisée au cours de cette thèse afin de déterminer les conditions P-T des assemblages à chlorite-phengite (cf. Vidal & Parra, 2000) en s'appuyant sur avancées récentes dans ce domaine apportées par les travaux de De Andrade et al. (in prep.). Cette approche utilise 64 réactions dont 5 indépendantes entre les pôles purs de la chlorite et de la phengite en présence de quartz et d'eau. Tous les couples d'analyses de chlorite et de phengite de chaque lame ont été testés indépendamment afin d'identifier les minéraux à l'équilibre thermodynamique. La teneur en Fe^{3+} de chaque minéral a été évaluée selon la méthode proposée

par Vidal et al. (2005) et validée par des estimations in situ (Munoz et al., 2006 ; Vidal et al., 2006), afin d'utiliser les proportions de pôles purs les plus proches de la réalité. Chaque couple chlorite-phengite à l'équilibre présente une intersection des courbes de réactions en un point du champ PT, avec un ΔG associé (Fig. IV-19). Les équilibres qui présentent le ΔG le plus faible sont généralement considérés comme fiables dans une gamme de pression et de température donnée. D'après Vidal et al. (2006), la position de ces équilibres est précise à $\pm 0,5\text{kbar}$ et $\pm 25^\circ\text{C}$. Certains équilibres à HP ($P > 6\text{kbar}$) et BT ($T < 300^\circ\text{C}$) ont été éliminés car ils ne correspondent *a priori* pas au domaine de stabilité des chlorites. Ces artefacts de calculs peuvent être liés à l'imprécision de certaines données thermodynamiques, avec notamment la difficulté de la prise en compte d'un pôle pyrophyllite hydratée dont les propriétés thermodynamiques sont mal connues.

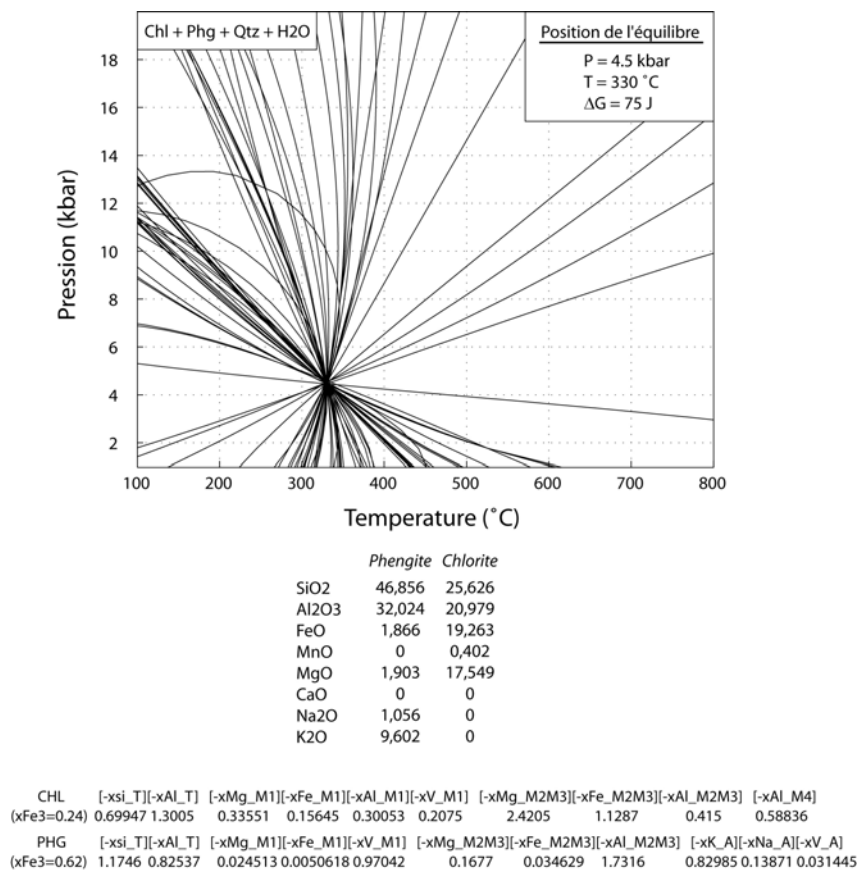


Figure IV-19 : Diagramme PT d'un équilibre chlorite – phengite – quartz – H2O calculé pour un couple d'analyses de l'échantillon TH140. Chacune des 66 courbes représente une réaction d'équilibre faisant intervenir des pôles purs de chlorite et de phengite. Les pôles purs utilisés pour la chlorite sont : daphnite, clinocllore, Fe-amésite, Mg-amésite et sudoite ; et pour la phengite : Al-céladonite, Fe-Céladonite, muscovite, pyrophyllite. Les courbes se recoupent parfaitement en un point. Cela indique que le couple chlorite-phengite testé est à l'équilibre thermodynamique pour une pression de 4,5kbar et une température de 330°C. Les compositions chimiques de la chlorite et de la phengite utilisées sont données en poids d'oxydes et en fractions molaires de cation par site cristallographique.

5/ Estimations pression - température : résultats

Les paragraphes suivants sont consacrés à la présentation des résultats des estimations de la pression et de la température associées aux assemblages M_H , M_{A1} et M_{A2} identifiés dans les roches métamorphiques. Comme nous le verrons au chapitre V, les données géochronologiques indiquent que les minéraux reliques associés à l'épisode M_H appartiennent à une phase anté-alpine (hercynienne) et que les épisodes métamorphiques M_{A1} et M_{A2} appartiennent à un même cycle tectonométamorphique alpin d'âge oligocène, le stade M_{A2} suivant de peu le stade M_{A1} . Par conséquent les résultats des estimations des conditions pression – température des deux étapes M_{A1} et M_{A2} sont présentés simultanément ci-dessous.

5.1/ Les conditions de l'épisode métamorphique anté-alpin M_H

Le géothermomètre développé par Graham & Powell (1984) basé sur l'échange cationique $FeMg_1$ entre l'amphibole et le grenat a été testé sur une trentaine de couples d'analyses. Nous n'avons retenu que les cas où l'amphibole et le grenat (Grt H) semblaient effectivement contemporains d'après des critères microstructuraux tels que le grenat en inclusion dans l'amphibole ou plus généralement, le fait que les deux minéraux soient en contact. Pour chaque amphibole sélectionnée, nous avons utilisé le géobaromètre de Johnson & Rutherford (1989). Les résultats sont présentés dans la figure IV-20 ci-dessous (le détail des valeurs est reporté en annexe). En moyenne l'assemblage à grenat-amphibole de l'épisode métamorphique M_H indique des conditions de l'ordre de $P = 7 \pm 1$ kbar et $T = 520 \pm 50$ °C qui le placent dans les conditions du faciès amphibolite. Quelques points respectivement à plus haute pression – basse température et plus basse pression sortent de cette moyenne. Par ailleurs, l'allure de la zonation de composition de certains grenats de l'assemblage M_H indique que l'environnement dans lequel ils ont cristallisés a enregistré une légère augmentation de la température au cours du temps (Spear, 1993).

Si les valeurs de cette estimation sont fiables, cela indique que les reliques d'andalousite observées dans certaines roches ne peuvent pas appartenir à l'épisode M_H , mais qu'elles sont peut-être encore antérieures.

Les valeurs mentionnées ci-dessus sont valables pour la partie nord-est de l'unité d'Africo-Polsi (secteur de la *fiumara* Bonamico). Du fait de la rareté des reliques du stade M_H conservées dans les roches de la partie sud-est (secteur de la *fiumara* La Verde) et dans le secteur de Cardeto, il est difficile de proposer des valeurs des conditions du métamorphisme M_H pour ces deux zones. Toutefois il semble que ces conditions étaient peu différentes d'un secteur à l'autre. En effet, les températures estimées en utilisant le degré de maturation de la matière organique, sont assez analogues sur l'ensemble de l'unité d'Africo-Polsi (500°C en moyenne, cf. Tab. IV-I). Sachant que cette méthode nous renseigne sur le pic de température subi par les roches et que les

températures calculées pour les paragenèses alpines sont sensiblement plus basses (sauf dans le secteur de la *fiumara* Bonamico, voir ci-dessous), on peut admettre que ces températures indiquent les conditions thermiques de l'épisode M_{H_1} , ou d'un épisode antérieur non identifié.

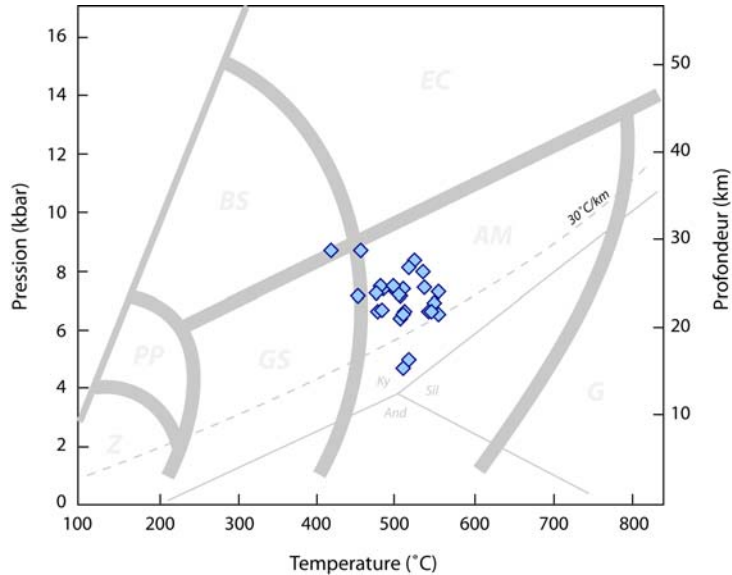


Figure IV-20 : Représentation des conditions PT estimées pour l'assemblage M_H à amphibole + grenat (Grt H) de la partie nord de l'unité d'Africo-Polsi (secteur de la *fiumara* Bonamico). Les températures et les pressions sont calculées respectivement avec le géothermomètre de Graham & Powell (1984) et le géobaromètre de Johnson & Rutherford (1989).

Cependant cette conclusion n'est pas réellement étayée par l'aspect globalement peu métamorphique des roches de la partie la plus méridionale de l'unité d'Africo-Polsi (éch. TH295 et TH298). La validation de l'utilisation de cette méthode de géothermométrie dans cette partie de l'unité nécessite des travaux complémentaires.

Secteur	Echantillon	T (°C)	σ	Nbre Spectres	Erreur-Standard
Cardeto	Ca02.113	522	19	6	7,6
Bonamico	TH139	557	11	10	3,3
Bonamico	TH149	541	17	11	5
Bonamico	TH226	527	22	15	5,7
Bonamico	TH229	541	20	6	8,3
La Verde	TH237	465	15	14	4
La Verde	TH291	533	26	13	7,3
La Verde	TH292	525	19	14	5,2
La Verde	TH293	528	21	12	5,9
La Verde	TH295	530	13	14	3,5
La Verde	TH298	502	22	15	5,7
La Verde	TH339	500	21	12	6,1
La Verde	TH348	529	23	17	5,7

Tableau IV-I – Synthèse des valeurs du pic de température de l'évolution métamorphisme de l'unité d'Africo-Polsi, estimées selon la méthode de Beyssac et al. (2002) basée sur l'étude par microspectroscopie Raman du degré de maturation de la matière carbonée contenue dans les roches métamorphique.

Les conditions estimées ci-dessus ne concernent que l'unité d'Africo-Polsi. Les conditions de l'évolution métamorphique hercynienne des unités d'Aspromonte et de Stilo n'ont pas fait l'objet d'une étude détaillée.

5.2/ Les conditions des épisodes métamorphiques alpins M_{A1} et M_{A2}

5.2.1/ Secteur de la *fiumara Bonamico*

L'épisode métamorphique M_{A1} correspond à la fabrication majeure des roches de l'unité d'Africo-Polsi. Dans la partie nord-est, il est marqué par un assemblage à grenat (Grt A) + biotite + phengite + quartz \pm albite \pm chloritoïde (?). Estimer la température en utilisant la calibration de Holdaway (2000), basée sur l'échange cationique $FeMg_1$ entre la biotite et le grenat, nécessite de fixer la pression pour laquelle on fait les calculs. Les résultats obtenus pour les échantillons du secteur de la *fiumara* Bonamico sont représentés sur la figure IV-21 et sont comparés avec les températures calculées avec le thermomètre basé sur la maturation de la matière carbonée de Beyssac et al. (2002), pour des échantillons du même secteur.

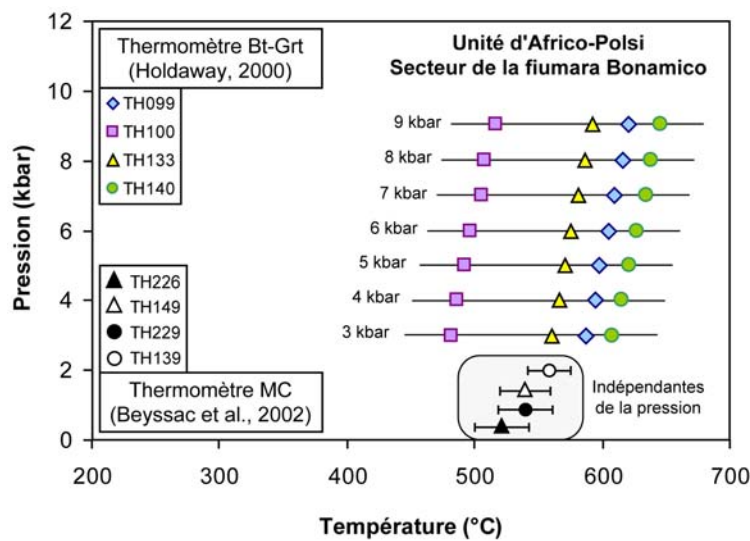


Figure IV-21 : Températures calculées pour l'assemblage M_{A1} à biotite + grenat (Grt A) des roches de l'unité d'Africo-Polsi dans le secteur de la *fiumara* Bonamico, d'après Holdaway (2000). Ces températures sont calculées pour différentes valeurs de pression, et sont comparées avec les températures estimées, indépendamment de la pression, avec le thermomètre basé sur le degré de maturation de la matière carbonée (Beyssac et al., 2002). Les échantillons figurés respectivement par des triangles et des ronds ont été échantillonnés à proximité les uns des autres.

Plusieurs commentaires peuvent être faits à l'examen de ce graphique. Tout d'abord les températures obtenues pour l'échantillon TH100 sont nettement inférieures à celles obtenues pour les trois autres échantillons. Il s'agit probablement d'une estimation sous-évaluée, car l'échantillon TH099 provient du même affleurement. D'autre part, mis à part les valeurs de

l'échantillon TH100 qui ne seront pas considérées, les températures obtenues sur les échantillons TH099, TH133 et TH140 sont toujours supérieures à celles obtenues, sur des échantillons voisins (TH139, TH149 et TH226), par la méthode de Beyssac et al. (2002). La différence de température traduit probablement le caractère imparfait de ces deux méthodes d'estimation. Cette différence est relativement faible pour les basses pressions mais augmente graduellement avec la pression. Le pic de température semble avoir été atteint dans ce secteur au cours de l'épisode M_{A1} , même si la température ne doit pas être très supérieure à celle atteinte pendant l'épisode M_{II} .

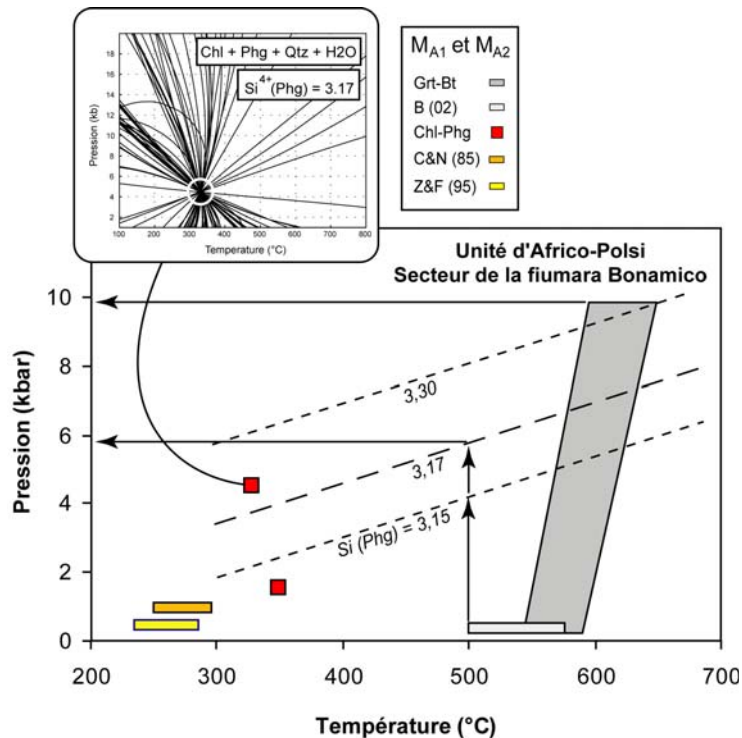


Figure IV-22 : Estimations pression – température des paragenèses métamorphiques observées pour l'unité d'Africo-Polsi dans le secteur de la fiumara Bonamico. La zone en gris foncé correspond à la gamme de températures estimée en fonction de la pression, avec le thermomètre de Holdaway (2000) pour l'association grenat (Grt A) + biotite. Le rectangle gris clair correspond à la gamme de températures estimée en étudiant le degré de maturation de la matière organique d'après Beyssac et al. (2002). Les droites $Si^{4+}(Phg)$ correspondent aux isoplètes du Si^{4+} des phengites analysées dans ce secteur. Elles permettent d'estimer la gamme de pressions associées aux épisodes métamorphiques M_{A1} et M_{A2} d'après Massone & Schreyer (1987). Les carrés correspondent aux positions des équilibres chlorite – phengite calculées selon la méthode des multi-équilibres (Vidal et al., 2002 ; 2006). L'allure du point d'intersection considéré est illustrée sur l'encart de gauche. Sa précision est de $\pm 0,5\text{kbar}$ et $\pm 25^\circ\text{C}$ (Vidal et al., 2006). Les rectangles jaune et orange correspondent aux gammes de températures calculées pour les chlorites respectivement selon Zang & Fyfe (1995) et Cathelineau & Nieva (1985).

Dans l'ensemble, malgré ces grandes incertitudes, on peut considérer que l'épisode M_{A1} est associé aux conditions du pic de température dans cette partie de l'unité. Et la valeur de cette température est comprise entre 500 et 650°C, selon la pression considérée. Pour contraindre la valeur de la pression nous avons utilisé le géobaromètre de Massone & Schreyer (1987). Les

phengites associées à la paragenèse M_{A1} présentent des teneurs en Si^{4+} comprises entre 3,15 et 3,30. L'intersection des isoplètes correspondant à ces valeurs et la gamme de températures définies auparavant suggère que l'assemblage M_{A1} est stable pour une gamme de pressions comprises entre 4 et 10 kbar (Fig. IV-22).

Cette gamme de pression est estimée en considérant que l'ensemble des phengites analysées dans les roches du secteur de la *fiumara* Bonamico sont contemporaines de la croissance de l'assemblage biotite + grenat (Grt A) de M_{A1} . Or comme cet assemblage semble le plus précoce, il est probable que seules les phengites les plus substituées appartiennent à la paragenèse de M_{A1} . Cette hypothèse est difficile à vérifier du fait que toutes ces phengites appartiennent à la foliation S1. Une partie d'entre elles peuvent cependant être relativement tardives par rapport au pic de métamorphisme, et s'être rééquilibrées au cours du trajet rétrograde et de la transition vers l'épisode M_{A2} . En l'occurrence certaines phengites semblent être en équilibre avec les chlorites associées à la rééquilibration tardive M_{A2} (cf. paragraphe ci-dessous). Par conséquent seules les phengites présentant un degré de substitution supérieur à celles qui sont en équilibre avec les chlorites ($Si^{4+} > 3,17$) seront considérées comme associées à l'assemblage à grenat (Grt A) + biotite. On peut donc proposer que les conditions du pic de pression de l'épisode M_{A1} pour cette partie de l'unité d'Africo-Polsi soient globalement comprises entre 6 et 10 kbar.

Les tests effectués sur les couples chlorite – phengite avec la méthode des multi-équilibres (Vidal et al., 2002 ; 2006) n'ont fourni que quelques résultats significatifs, traduisant ainsi le fait que ces deux familles de minéraux ne sont le plus souvent pas à l'équilibre, et que la majeure partie des phengites appartient à l'assemblage à grenat (Grt A) + biotite. Il faut en outre garder en tête qu'effectuer les analyses ponctuellement minimise les chances d'analyser des minéraux à l'équilibre. En l'occurrence deux minéraux contigus ne sont pas forcément à l'équilibre tandis qu'une chlorite et une phengite distantes dans la lame peuvent être contemporaines. Les deux équilibres retenus en considérant la précision de l'intersection des courbes de réaction indiquent des conditions pression – température relativement différentes : respectivement 4,5kbar - 330°C et 1,5kbar – 350°C. S'ils sont valables ces points traduisent une cristallisation dans un contexte de décompression adiabatique, qui précède le cisaillement tardif associé à la déformation D2 et marqué par le métamorphisme M_{A2} . Ce dernier correspond à des températures comprises entre 250 et 300°C selon le géothermomètre sur chlorite utilisé (Fig. IV-22).

5.2.2/ Secteur de Cardeto

Dans le secteur de Cardeto, l'épisode M_{A1} est marqué par un assemblage à grenat + chlorite + phengite + quartz. Les estimations basées sur le géothermomètre grenat-phengite (Krogh & Raheim, 1978) complété par le géobaromètre sur phengite de Massone & Schreyer (1987) ont

fourni des valeurs de pression – température assez dispersées (Fig. IV-23) entre 5,5kbar – 410°C et 2,3kbar – 480°C. Ces valeurs indiquent une diminution de la pression au cours de la croissance de l'assemblage Phg + Grt A. Les estimations des conditions d'équilibre chlorite – phengite par la méthode des multi-équilibres (Vidal et al., 2002 ; 2006) n'ont fourni que deux résultats significatifs : respectivement 2,7kbar – 360 °C et 1,8kbar – 360°C. Ces valeurs sont assez proches et correspondent probablement aux conditions pression – température de la fin de l'épisode M_{A1} , prolongé par l'épisode M_{A2} dont seules les conditions de températures ont pu être estimées, en utilisant les chlorites. Les géothermomètres de Cathelineau & Nieva (1985) et de Zang & Fyfe (1995) suggèrent des températures comprises respectivement entre 291 et 332°C et entre 273 et 310°C (Fig. IV-23).

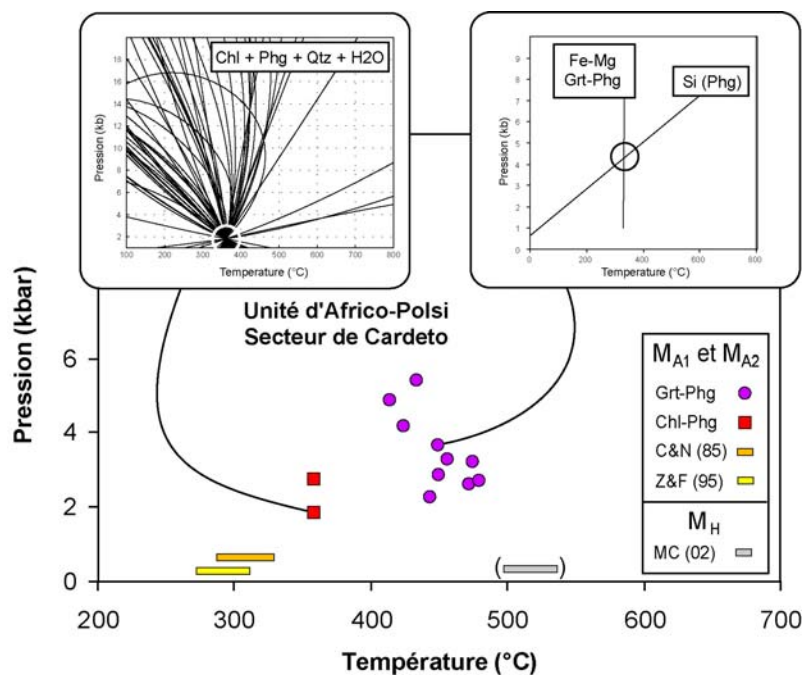


Figure IV-23 : Estimations pression-température des paragenèses métamorphiques observées pour l'unité d'Africo-Polsi dans le secteur de Cardeto. Les ronds correspondent aux positions des équilibres grenat (Grt A) + phengite de la foliation S1, calculées avec le géothermomètre de Krogh & Raheim (1978) et le géobaromètre de Massone & Schreyer (1987). L'encart de droite illustre la position de l'intersection pour un couple Grt-Phg considéré. Les carrés correspondent aux positions des équilibres chlorite – phengite calculées selon la méthode des multi-équilibres (Vidal et al., 2002 ; 2006). L'allure du point d'intersection considéré est illustrée sur l'encart de gauche. Sa précision est de $\pm 0,5$ kbar et $\pm 25^\circ\text{C}$ (Vidal et al., 2006). Les rectangles jaune et orange correspondent aux gammes de températures calculées pour les chlorites respectivement selon Zang & Fyfe (1995) et Cathelineau & Nieva (1985). Le rectangle gris correspond à la gamme de valeurs du pic de température estimé en étudiant le degré de maturation de la matière organique d'après Beyssac et al. (2002). Ce pic de température semble avoir été atteint au cours d'un événement métamorphique antérieur (M_H).

Toutes les valeurs de températures obtenues pour le secteur de Cardeto restent inférieures à la température du pic de métamorphisme estimée avec la caractérisation du degré métamorphique

de la matière carbonée contenue dans un des échantillons étudié : $522 \pm 19^\circ\text{C}$. Cette valeur témoigne donc des conditions d'un épisode métamorphique antérieur à M_{A1} et M_{A2} . Il s'agit probablement de l'épisode M_H .

5.2.3/ Secteur de la fiumara La Verde

L'assemblage M_{A1} associé à la foliation S1 dans la partie aval de la *fiumara* La Verde est constitué de chlorite + phengite + quartz. Les estimations des conditions pression – température de cet assemblage ont fait appel à la méthode des multi-équilibres (Vidal et al., 2002 ; 2006). Les quelques équilibres obtenus sont assez dispersés entre des pressions de 2,9 à 4,7 kbar et des températures de 260 à 335°C. Ces températures sont sensiblement plus élevées que celles estimées en utilisant les géothermomètres sur chlorites de Cathelineau & Nieva (1985) (206 à 305°C) et de Zang & Fyfe (1995) (197 à 293°C). Cette différence traduit probablement une diminution de la température au cours du métamorphisme depuis l'épisode M_{A1} jusqu'à l'épisode M_{A2} .

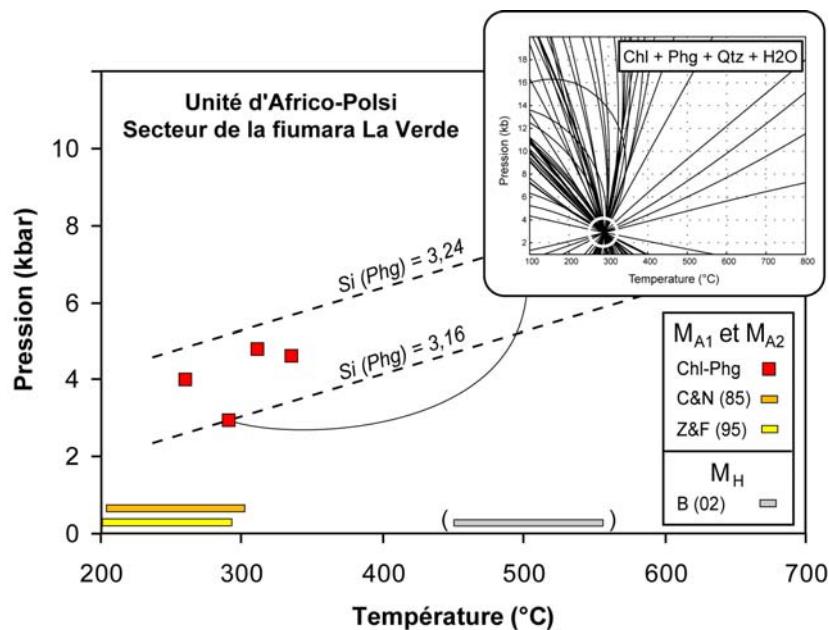


Figure IV-24 : Estimations pression-température des paragenèses métamorphiques observées pour l'unité d'Africo-Polsi dans le secteur de la fiumara La Verde. Les carrés correspondent aux positions des équilibres chlorite – phengite calculées selon la méthode des multi-équilibres (Vidal et al., 2002 ; 2006). L'allure du point d'intersection considéré est illustrée sur l'encart de gauche. Sa précision est de $\pm 0,5\text{kbar}$ et $\pm 25^\circ\text{C}$ (Vidal et al., 2006). Les rectangles jaune et orange correspondent aux gammes de températures calculées pour les chlorites respectivement selon Zang & Fyfe (1995) et Cathelineau & Nieva (1985). Le rectangle gris correspond à la gamme de valeurs du pic de température estimé en étudiant le degré de maturation de la matière organique d'après Beyssac et al. (2002). Ce pic de température semble avoir été atteint au cours d'un événement métamorphique antérieur à M_{A1} .

De la même manière que dans le secteur de Cardeto, le pic thermique évalué entre 450 et 560°C sur huit échantillons (selon la méthode de Beyssac et al., 2002, Fig. IV-24), a été atteint dans le secteur de la *fiumara* La Verde au cours d'un événement métamorphisme antérieur à M_{A1} , qui pourrait être M_{T1} , sans qu'on puisse cependant l'affirmer indubitablement. Il est cependant surprenant qu'aucun indice minéralogique de ce pic de température n'ait été clairement observé. D'une manière générale les roches de cette partie de l'unité d'Africo-Polsi présentent un faible degré métamorphique qui semble décroître du NW vers le SE. Or dans la branche sud de la fenêtre d'Africo (cf. Fig. IV-1) le métamorphisme semble quasiment inexistant alors que l'on estime que ces roches ont subi un pic de température supérieur à 500°C. La précision de la thermométrie par la méthode proposée par Beyssac et al. (2002) est donc peut-être à améliorer.

5.3/ Les conditions de M_{A2} dans les zones de cisaillement D2

Les conditions pression-température des recristallisations des minéraux dans les mylonites des zones de cisaillement D2, contemporaines de l'épisode M_{A2} n'ont pas été précisées en détails au cours de cette étude. Seules trois analyses de phengites ont été acquises sur l'échantillon TH269 prélevé dans le secteur de la *fiumara* Bonamico.

Dans l'ensemble, nous avons vu plus haut que les mylonites que l'on observe dans le secteur de la *fiumara* La Verde sont plus froides que celles que l'on observe dans le secteur de la *fiumara* Bonamico. Les résultats de l'étude géochronologique rapportés au chapitre V confirment cette observation de terrain : seul l'échantillon TH269 a fourni des âges dénués d'héritage ou de pollution. Cette caractéristique nécessite des conditions de recristallisation relativement chaudes. D'une manière générale il est difficile de relier directement la texture observée dans une mylonite donnée à des conditions métamorphiques précises, du fait en particulier des comportements rhéologiques différents des constituants. Les mécanismes de déformation impliqués dans la déformation dépendent de différents paramètres comme la texture initiale, la vitesse de déformation, la présence de fluides interstitiels, ou encore la température.

Les mylonites observées dans le secteur de la *fiumara* Bonamico présentent généralement un rubanement du quartz assez marqué, tandis que les feldspaths restent plus grossiers et forment parfois des porphyroclastes arrondis qui sont moulés par la foliation mylonitique. Des kinks et des limites de sous-grains sont parfois visibles sur certaines sections de feldspath. Le quartz est donc ductile tandis que le feldspath conserve un comportement fragile. Généralement ce contraste de comportement rhéologique entre le quartz et le feldspath s'observe pour une gamme de températures comprises entre 300 et 400°C (e.g. Scholz, 1988) et Passchier & Trouw, 1998) (Fig. IV-25).

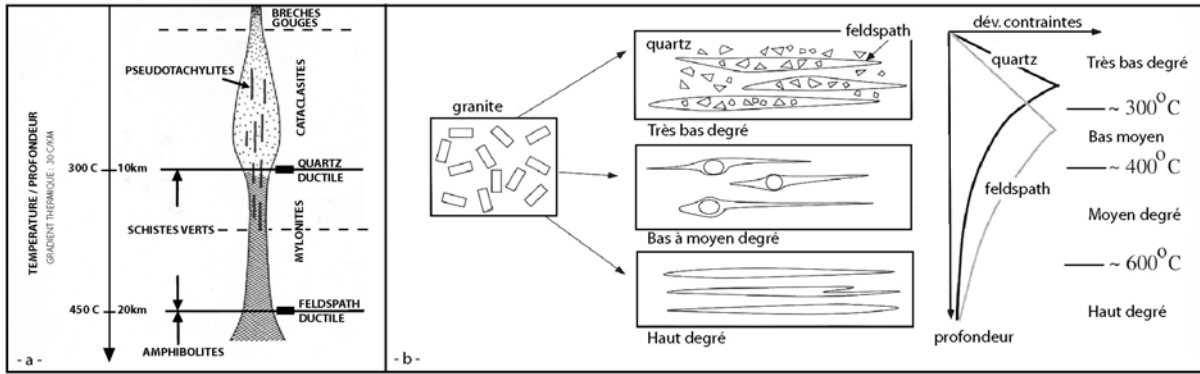


Figure IV-25 : Illustration de la variation de comportement rhéologique des constituants des roches quartzo-feldspathiques au cours d'une déformation cisailante, en fonction de la température. (a) : le domaine des mylonites se situe à des températures supérieures à 300°C (d'après Scholz, 1988), (b) le quartz et le feldspath ne se déforment pas de la même manière selon la température de l'environnement (d'après Passchier & Trouw, 1998).

En considérant ces températures, on peut estimer approximativement la pression associée en utilisant le géobaromètre de Massone & Schreyer (1987). On obtient alors que ces mylonites se sont développées au moins en partie dans des conditions comprises entre 1,8 à 3,5kbar et 300 à 400°C (Fig. IV-26). Ces conditions sont compatibles avec celles estimées par ailleurs pour l'épisode métamorphique tardif M_{A2} .

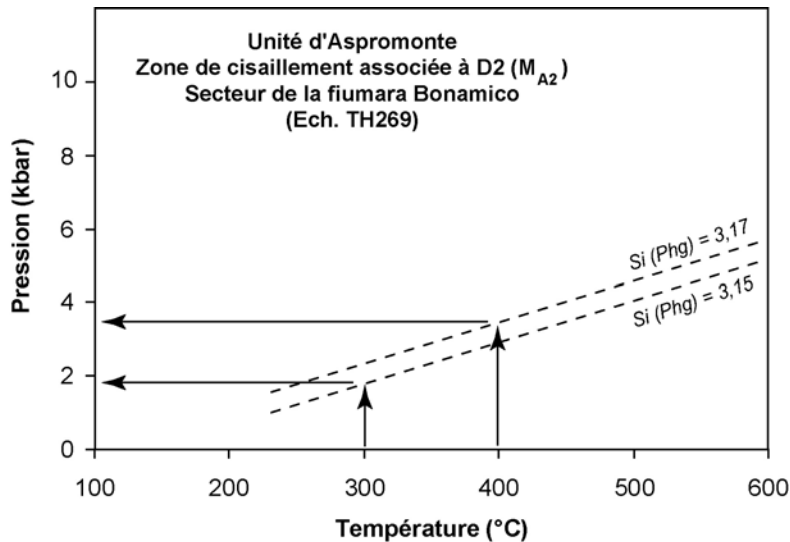


Figure IV-26 : Estimations des conditions pression – température associées à la déformation mylonitique observée dans les zones de cisaillement à la base de l'unité de l'Aspromonte dans le secteur de la fiumara Bonamico. La pression est estimée en considérant la température comprise entre 300 et 400°C. Les droites Si(Phg) correspondent aux isoplètes du Si^{4+} des phengites de l'échantillon TH269, d'après Massone & Schreyer (1987).

Concernant la surface de détachement supérieure qui sépare les unités d'Aspromonte et de Stilo, nous avons montré que la déformation est en régime cassant dans la partie sud, marquée

par une bréchification des roches dans les deux compartiments, tandis qu'elle est plus ductile vers le nord, où elle se répartit sur plusieurs zones de cisaillement parallèles. Nous n'avons pas effectué d'analyses sur les échantillons prélevés dans ces zones de cisaillement, toutefois les résultats de l'étude géochronologique sur les micas extraits de ces échantillons indiquent que les conditions de la déformation n'ont pas permis une rééquilibration intégrale des minéraux. Ces conditions devaient donc être sensiblement plus froides que dans la partie inférieure de la pile tectonique.

6/ Bilan de l'étude des roches métamorphiques du Massif de l'Aspromonte

L'étude des roches métamorphiques des unités identifiées dans le Massif de l'Aspromonte a révélé une histoire complexe. Les trois unités présentent une empreinte métamorphique ancienne, parfois polyphasée, attribuée indifféremment aux épisodes hercyniens (Bonardi et al., 1984, 1987, 1992 ; Graessner & Schenk, 1999). Dans l'unité de l'Aspromonte et dans l'unité de Stilo, ces paragenèses hercyniennes sont intégralement préservées, sauf au niveau de bandes de cisaillement ductiles observées surtout dans la partie inférieure, en se rapprochant du contact tectonique avec l'unité d'Africo-Polsi. Ces structures de cisaillement ont été attribuées à la déformation D2 en extension. La rééquilibration métamorphique associée, est généralement considérée comme alpine (Bonardi et al., 1987) et se marque par la transposition partielle de la paragenèse hercynienne et le développement d'une foliation mylonitique dans des conditions de basse température – basse pression ($P = 1,8 - 3,5\text{kbar}$ et $T = 300 - 400^\circ\text{C}$). Cette déformation affecte également l'unité d'Africo-Polsi, de manière plus discrète, ce qui implique que la pile tectonique du Massif de l'Aspromonte était déjà formée auparavant.

L'empilement des unités semble pouvoir être attribué à la phase de déformation D1 définie au chapitre III. L'empreinte métamorphique associée à D1 n'a été observée au cours de cette étude que dans les roches de l'unité d'Africo-Polsi. Elle induit la transposition presque intégrale des structures et des paragenèses antérieures, probablement hercyniennes (M_H). Toutefois, l'hypothèse d'un empilement contemporain du métamorphisme hercynien ne peut pas être totalement écartée en raison du fait que la foliation associée à D1 se développe probablement parallèlement à la foliation hercynienne antérieure et que la mise en place hors-séquence de la nappe de l'Aspromonte, associée à D1, a pu réactiver une surface de chevauchement antérieure.

Les reliques de M_H , assez rares, témoignent de conditions métamorphiques du faciès amphibolite ($P = 7 \pm 1\text{kbar}$ et $T = 520 \pm 50^\circ\text{C}$). Dans la partie sud de l'unité d'Africo-Polsi,

Ortolano et al. (2005) considèrent que les assemblages métamorphiques à amphiboles témoignent des conditions du pic de métamorphisme alpin. Nos données géochronologiques suggèrent au contraire qu'il s'agit de minéraux plus anciens, et probablement hercyniens. Les estimations pression-température que ces auteurs calculent avec les assemblages à amphiboles ($P = 10 - 12$ kbar et $T = 520 - 560^{\circ}\text{C}$) sont similaires aux nôtres, avec cependant une différence notable de pression, qui est liée à l'utilisation d'une calibration du géobaromètre sur amphibole (Hammarstrom & Zen, 1986) différente de celle que nous considérons. Ces estimations semblent surestimées compte tenu de la composition tschermakitique de l'ensemble des amphiboles. Dans les conditions de pression proposées par ces auteurs, c'est à dire dans la partie inférieure du faciès Eclogite, il est probable que la paragenèse des amphibolites observées au sein de la série métasédimentaire de la *fiumara* Bonamico serait différente, ou présenterait tout au moins des indices de déstabilisation des amphiboles.

Dans l'ensemble les estimations du métamorphisme considéré comme hercynien dans l'unité d'Africo-Polsi sont sensiblement différentes de celles proposées par Graessner & Schenk (1999) pour le métamorphisme hercynien de l'unité de l'Aspromonte. Ces auteurs estiment les conditions du pic de métamorphisme à environ 2kbar et 600°C dans la partie située sous l'unité de Stilo, donc à une profondeur assez faible. Dans la partie la plus profonde de l'unité de l'Aspromonte, à proximité du contact avec l'unité d'Africo-Polsi, Ortolano et al. (2005) proposent des valeurs comprises entre $P = 4 - 5$ kbar et $T = 650 - 675^{\circ}\text{C}$ et $P = 2,5 - 4$ kbar et $T = 510 - 560^{\circ}\text{C}$. La différence notable de pression suggère que les deux ensembles formés par les unités d'Aspromonte et de Stilo d'une part et par l'unité d'Africo-Polsi d'autre part, ont une histoire tectonométamorphique hercynienne différente, même si la position de l'unité d'Africo-Polsi, à plus grande profondeur peut également l'expliquer. Ceci d'autant plus que la déformation D2 alpine a entraîné un fort amincissement des unités qui pouvaient donc être initialement beaucoup plus épaisses justifiant la pression de 7 ± 1 kbar estimée dans l'unité d'Africo-Polsi pour le métamorphisme hercynien M_{H} .

La transposition alpine est marquée par le développement de la foliation principale de l'unité d'Africo-Polsi. Les conditions pression-température estimées pour cet épisode M_{A1} sont variables selon les secteurs. Dans la zone de la *fiumara* Bonamico, les roches enregistrent un pic de métamorphisme à $P = 6 - 10$ kbar et $T = 500 - 650^{\circ}\text{C}$ qui impliquent une surcharge tectonique d'environ 30 km. Dans le secteur de Cardeto, les conditions du pic de métamorphisme sont estimées à $P = 2,3 - 5,5$ kbar et $T = 410 - 480^{\circ}\text{C}$, tandis que dans le secteur de la *fiumara* La Verde, elles sont similaires, mais sensiblement moins chaudes ($P = 2,9$ à $4,7$ kbar et $T = 260 - 335^{\circ}\text{C}$). La surcharge tectonique maximale suggérée par ces valeurs est de l'ordre de 20 km. Ces valeurs sont

globalement en accord avec celles proposées par Bonardi et al. (1984, 1992) et Messina et al. (1992), ainsi qu'avec celles proposées par Pezzino & Puglisi (1980), Pezzino et al. (1990, 1992) et Ortolano et al. (2005).

	Unité de Stilo (SU)	Unité de l'Aspromonte (AU)	Unité d'Africo-Polsi (APU)
M_H	Absent au Sud et augmentant graduellement jusqu'aux conditions du faciès amphibolite au Nord	Faciès amphibolite → $P = 2 \text{ kbar}$ et $T = 600^\circ\text{C}$ dans la partie supérieure (Graessner & Schenk, 1999) → $P = 4 - 5 \text{ kbar}$ et $T = 650 - 675^\circ\text{C}$ → $P = 2,5 - 4 \text{ kbar}$ et $T = 510 - 560^\circ\text{C}$ dans la partie inférieure (Ortolano et al., 2005)	Faciès amphibolite → $P = 7 \pm 1 \text{ kbar}$ et $T = 520 \pm 50^\circ\text{C}$ → $P = 10 - 12 \text{ kbar}$ et $T = 520 - 560^\circ\text{C}$ (épisode M1-APU de Ortolano et al., 2005)
M_{A1}	Absent	Pas observé au cours de cette étude, mais décrit par → Bonardi et al. (1984, 1992) et Messina et al. (1992) qui ne distinguent pas deux unités dans le secteur de la F. Bonamico : $P = 6 - 8 \text{ kbar}$ $T = 480^\circ\text{C}$ → Pezzino et al. (1992) : $P = 2 - 3,7 \text{ kbar}$ $T = 480 - 630^\circ\text{C}$ Mais ces dernières estimations ne sont pas clairement attribuées à la phase M _{A1} définie ici. Faciès Schiste Vert	→ $P = 6 - 10 \text{ kbar}$ et $T = 500 - 650^\circ\text{C}$ (pic secteur F. Bonamico) → $P = 2,3 - 5,5 \text{ kbar}$ et $T = 410 - 480^\circ\text{C}$ (pic secteur Cardeto) → $P = 2,9 \text{ à } 4,7 \text{ kbar}$ et $T = 260 - 335^\circ\text{C}$ (secteur F. La Verde) → $P = 5 - 7 \text{ kbar}$ et $T = 490 - 550^\circ\text{C}$ (Pezzino et al., 1992) Faciès Schiste Vert
M_{A2}	Localisé sur le plan de détachement. Conditions de la partie inférieure du faciès Schiste Vert	→ Observé dans les zones de cisaillement à la base de l'unité. $P = 1,8 - 3,5 \text{ kbar}$ $T = 300 - 400^\circ\text{C}$ Faciès Schiste Vert	Trajet rétrograde de M _{A1} → $P = 1,4 - 4,4 \text{ kbar}$ et $T = 330 - 350^\circ\text{C}$ (secteur de F. Bonamico) → $P = 1,8 - 2,7 \text{ kbar}$ et $T = 360^\circ\text{C}$ (secteur Cardeto) Fin du trajet à → $T < 350^\circ\text{C}$ Faciès Schiste Vert

Tableau IV-2 : Synthèse des estimations thermobarométriques des trois épisodes métamorphiques distingués au cours de cette étude.

Dans le secteur de la *fiumara* Bonamico, comme dans le secteur de Cardeto, les estimations pression-température montrent que le pic de métamorphisme est suivi d'une rééquilibration dans des conditions moins sévères (respectivement $P = 1,4 - 4,4$ kbar ; $T = 330 - 350$ °C et $P = 1,8 - 2,7$ kbar ; $T = 360$ °C) associée probablement au début de l'exhumation contemporaine de la déformation D2. Ces valeurs correspondent au trajet rétrograde lié à cette déformation qui transpose probablement partiellement la fabrique principale S1, comme le suggère indirectement le développement fréquent de la linéation d'étirement minéral (Lx2) associée à D2. Cette déformation marque donc en partie l'exhumation des roches depuis les conditions d'enfouissement maximales jusqu'aux conditions plus superficielles correspondant cette fois à la paragenèse M_{A2} qui se développe dans les structures de cisaillement tardives. Les conditions de température estimées pour l'épisode M_{A2} traduisent effectivement la fin du trajet rétrograde : dans tous les secteurs de l'unité d'Africo-Polsi, les valeurs, inférieures à 350°C, sont en accord avec les estimations des conditions de la déformation D2 dans les zones de cisaillement ductiles de l'unité de l'Aspromonte.

L'ensemble des données (Tab. IV-2) suggère donc que la structure tectonométamorphique du Massif de l'Aspromonte est le résultat de la superposition de deux histoires métamorphiques distinctes. Une histoire ancienne (hercynienne) visible dans toutes les unités mais sans que l'on puisse affirmer avec certitude qu'elle soit contemporaine ou qu'elle résulte d'un même événement tectonométamorphique, c'est-à-dire sans que l'on puisse affirmer que ces unités étaient juxtaposées et impliquées ou non dans la même déformation hercynienne. La seconde phase est probablement alpine. Elle correspond d'une part à l'empilement des nappes (D1) et d'autre part à la reprise en extension de l'édifice tectonique (D2). L'enfouissement et la déformation associée (D1) induisent la transposition de la paragenèse antérieure dans des conditions maximales à la limite entre les faciès schiste vert et amphibolite. Ce métamorphisme prograde n'est visible apparemment que dans l'unité inférieure (Africo-Polsi). En revanche, la reprise en extension tectonique associée à la déformation D2 affecte l'ensemble de la pile et entraîne l'exhumation du Massif. Ces deux déformations appartiennent très probablement à un même cycle tectonométamorphique. Les données géochronologiques présentées au chapitre V permettent de préciser l'âge de chaque étape de cette évolution, et de proposer un âge pour le changement de cinématique entre le raccourcissement D1 et l'extension D2.

Chapitre V

**Apports des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ à la
reconstitution de la chronologie de
l'évolution tectonométamorphique du
Massif de l'Aspromonte**

Sommaire

1/ Introduction.....	157
2/ La géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: méthodologie	158
2.1/ Principe de la méthode.....	158
2.2/ Protocole, représentation des données	160
2.2.1/ Séparation, irradiation.....	160
2.2.2/ Extraction, purification, analyse.....	160
2.2.3/ Représentation des données.....	162
2.3/ Signification des âges.....	164
2.3.1/ Diffusion de l'argon et température de fermeture.....	164
2.3.2/ Perte et excès d'argon	165
2.3.3/ Le cas des roches métamorphiques	166
3/ Objectifs et stratégie d'étude.....	167
4/ Principaux résultats de l'étude géochronologique.....	168
4.1/ Âge des épisodes métamorphiques identifiés dans l'unité d'Africo-Polsi.....	169
4.1.1/ Secteur de la fiumara La Verde.....	169
4.1.2/ Secteur de la fiumara Bonamico.....	170
4.1.3/ Secteur de Cardeto	175
4.2/ Âge du fonctionnement des bandes de cisaillement D2	175
4.3/ Âge de l'exhumation de l'unité de l'Aspromonte	179
5/ Bilan de l'étude géochronologique	184
5.1/ L'âge des épisodes M_{H} , M_{A1} et M_{A2} et des déformations D1 et D2.....	184
5.2/ L'âge de l'exhumation de l'unité de l'Aspromonte.....	187

1/ Introduction

Les chapitres précédents ont permis de préciser les modalités cinématiques et métamorphiques de l'évolution tectonique du Massif de l'Aspromonte. Deux phases tectoniques successives ont été identifiées. La première correspond au chevauchement de l'ensemble formé par les unités de l'Aspromonte et de Stilo sur l'unité d'Africo-Polsi (D1). Les marqueurs structuraux observés suggèrent que la nappe s'est mise en place du nord-ouest vers le sud-est. Cet épisode tectonique s'accompagne également d'une importante rééquilibration métamorphique localisée essentiellement dans les roches de l'unité d'Africo-Polsi. Les estimations thermobarométriques confirment qu'il s'agit d'une phase d'épaississement tectonique. Des reliques d'un stade métamorphique antérieur ont malgré tout été conservées localement. Ni l'âge de ce métamorphisme ancien, ni celui de la phase d'épaississement ne sont connus avec précision. Le second épisode tectonique (D2) correspond à une déformation en cisaillement vers le nord-est, visible dans l'ensemble de la pile tectonométamorphique. L'amincissement tectonique associé à cette déformation se développe probablement dans la continuité de l'empilement. Les estimations thermobarométriques suggèrent en effet une évolution métamorphique rétrograde qui correspond probablement à l'exhumation du massif. L'âge de cet épisode n'est pas connu, même s'il est nécessairement plus vieux que l'âge des premiers sédiments discordants datés à l'Oligocène supérieur ou au Miocène inférieur selon les auteurs.

Les données géochronologiques publiées jusqu'à présent ne sont pas clairement reliées aux phases tectonométamorphiques résumées ci-dessus. En particulier les datations Rb-Sr effectuées par Bonardi et al. (1987) sur les micas des roches métamorphiques de l'unité de l'Aspromonte s'échelonnent entre 331 et 22 Ma, et la position des échantillons n'est pas clairement précisée. Ces données indiquent bien la présence de minéraux d'âges hercyniens et alpins, sans qu'il soit possible de préciser l'âge de chaque étape de l'évolution tectonométamorphique. Plus récemment le métamorphisme hercynien des unités de l'Aspromonte et de Stilo a été daté précisément entre 305 et 290 Ma par Graessner et al. (2000). Par ailleurs l'exhumation du Massif de l'Aspromonte a été étudiée par thermochronologie basse température (traces de fission sur apatite et zircon) par Thomson (1994 ; 1998). Selon cet auteur l'exhumation observée entre 35 et 15 Ma est essentiellement contrôlée par une accélération de l'érosion, amplifiée par la déformation extensive identifiée par Platt & Compagnoni (1990) et qui correspond à la phase D2 décrite dans cette étude.

Afin de préciser la chronologie de l'évolution tectonique du Massif de l'Aspromonte, nous avons mis en œuvre une étude géochronologique des minéraux associés à chacun de 3 épisodes métamorphiques reconnus, en utilisant la technique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. La méthodologie et les résultats

sont présentés dans les paragraphes ci-dessous. Ces données seront ensuite intégrées dans la synthèse d'ensemble qui est l'objet du chapitre VI.

2/ La géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: méthodologie

2.1/ Principe de la méthode

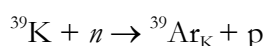
La méthode de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dérive de la méthode K/Ar basée sur la désintégration naturelle de l'isotope ^{40}K en $^{40}\text{Ar}^*$ (radiogénique) au cours du temps. Cette méthode dont l'utilisation est déjà ancienne permet de dater tous les matériaux géologiques qui contiennent une proportion même très faible de potassium, c'est à dire en particulier bon nombre de minéraux silicatés comme les feldspaths alcalins, les micas, les amphiboles et même certains pyroxènes. La méthode K/Ar classique implique de mesurer séparément l'élément père et l'élément fils ce qui peut introduire des sources d'erreur importantes et souvent difficiles à évaluer. La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ permet de limiter considérablement cette erreur.

La chaîne de désintégration naturelle du ^{40}K induit la formation de deux isotopes radiogéniques : le $^{40}\text{Ar}^*$ et le $^{40}\text{Ca}^*$. Le calcium radiogénique ($^{40}\text{Ca}^*$) ne peut pas être distingué du ^{40}Ca présent naturellement, il n'est donc pas utilisé pour la datation. En faisant l'hypothèse que tout l' $^{40}\text{Ar}^*$ présent provient de la désintégration du potassium, et par référence aux équations classiques de production de radio-éléments, on peut exprimer l'âge t d'un échantillon selon l'équation suivante :

$$t = \frac{1}{\lambda_{Ar} + \lambda_{Ca}} \times \ln \left(1 + \frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{40}\text{K}} \times \frac{\lambda_{Ar} + \lambda_{Ca}}{\lambda_{Ar}} \right) \quad (\text{V-1})$$

Avec ^{40}K et $^{40}\text{Ar}^*$ les proportions d'isotopes père et fils mesurés pendant l'analyse, et λ_{Ca} et λ_{Ar} les constantes de désintégration respectives pour les isotopes radiogéniques $^{40}\text{Ca}^*$ et $^{40}\text{Ar}^*$ formés.

Le potassium possède 3 isotopes ^{39}K , ^{40}K et ^{41}K dans des proportions respectives de 93,2581%, 0,01167% et 6,73% (Steiger & Jäger, 1977). Le principe de la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ consiste à irradier préalablement l'échantillon que l'on veut dater dans un flux de neutrons rapides, ce qui induit la transformation d'une partie du ^{39}K en ^{39}Ar , noté ici $^{39}\text{Ar}_K$, selon la réaction :



Afin de connaître la teneur en $^{39}\text{Ar}_K$ formé, il est nécessaire de connaître le rendement de l'irradiation. Ce dernier est évalué en irradiant en même temps que les échantillons, un échantillon standard dont l'âge est connu. Dans le cadre de cette étude, nous avons utilisé l'amphibole MMhb1 daté à $520,4 \pm 1,7$ Ma et la sanidine FCT datée à 28.02 ± 028 Ma (Samson & Alexander, 1987 ; Renne et al., 1998). Le rendement est donné par la relation suivante :

$$^{39}\text{Ar}_s = ^{39}\text{K}_s \Delta T \int \phi(E) \sigma(E) . dE$$

où $^{39}\text{Ar}_s$ est la quantité d'atomes d' ^{39}Ar produit dans l'échantillon standard ; $^{39}\text{K}_s$ est la quantité d'atomes de ^{39}K dans l'échantillon standard ; $\phi(E)$ le flux de neutrons d'énergie E ; $\sigma(E)$ la section efficace de capture de la réaction $^{39}\text{K} \rightarrow ^{39}\text{Ar}$ et ΔT la durée de l'irradiation.

Comme les proportions des isotopes du potassium sont constantes dans la nature, le rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ est directement proportionnel au rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ de l'échantillon étudié. La valeur du rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ est obtenue au cours d'une même mesure au spectromètre de masse, limitant ainsi grandement les sources d'erreur analytiques. On en déduit ensuite l'âge t de l'échantillon grâce à la relation suivante :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K} \times J + 1 \right) \quad (\text{V-2})$$

où J , le facteur d'irradiation s'exprime par :

$$J = \frac{e^{\lambda t_s} - 1}{(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K)_s}$$

avec, $(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K)_s$ le rapport obtenu après l'analyse du standard d'âge t_s connu.

Des corrections supplémentaires doivent cependant également être apportées. En effet au cours de l'irradiation, des interférences de masse entraînent la production d'isotopes de l'argon. Les principales réactions sont $^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar}$; $^{42}\text{Ca} \rightarrow ^{39}\text{Ar}$; $^{37}\text{Cl} \rightarrow ^{38}\text{Ar}$; $^{40}\text{Ar} \rightarrow ^{36}\text{Ar}$; $^{40}\text{Ca} \rightarrow ^{37}\text{Ar}$; $^{40}\text{Ca} \rightarrow ^{36}\text{Ar}$. Il est possible de s'affranchir de ces réactions en irradiant simultanément des sels de calcium (CaF_2) et de potassium (KCl), ce qui permet d'estimer leur rendement et de corriger leurs effets sur le signal $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ que l'on veut mesurer. De plus, une partie de ^{40}Ar peut être d'origine atmosphérique et être transféré dans l'échantillon depuis les fluides de son environnement. Cette contribution peut être corrigée facilement car le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosphérique est constant (295,5) (Steiger & Jäger, 1977).

2.2/ Protocole, représentation des données

2.2.1/ Séparation, irradiation

La première étape consiste à extraire les grains minéraux que l'on veut dater. La roche est donc tout d'abord broyée et la poudre obtenue est tamisée. Pour cette étude, deux approches ont été considérées : l'étude de monograins et l'étude de populations. Dans le premier cas, les grains sont séparés à partir de la fraction 160-400 μm . Les populations sont extraites de la fraction 125-160 μm . Les minéraux sont ensuite séparés par une méthode magnétique et l'utilisation de liqueurs denses. Les monograins sont sélectionnés par piquage à la main sous une loupe binoculaire. Les minéraux ainsi séparés sont finalement purifiés par lavage aux ultrasons dans un bain d'alcool ou d'acétone et rincés à l'eau distillée. Enfin les échantillons sont envoyés à l'irradiation au réacteur McCaster (Canada).

2.2.2/ Extraction, purification, analyse

Une fois respectée une période de latence au cours de laquelle se désintègrent les isotopes radioactifs de courtes périodes générés pendant l'irradiation neutronique, les échantillons ont été analysés au laboratoire de Géochronologie de Géosciences Montpellier en collaboration avec Patrick Monié et Nicolas Arnaud. Les deux lignes d'extraction du laboratoire ont été utilisées au cours de cette étude.

La ligne équipée d'un laser a été utilisée pour analyser les monograins. Elle est constituée selon le schéma reporté en figure V-1 d'une première section consacrée à l'extraction du gaz. L'échantillon, placé dans un porte échantillon sous vide, est chauffé pendant 40 secondes sous l'effet du faisceau laser CO_2 focalisé sur sa surface au moyen d'un jeu de lentilles. Sous l'effet de l'augmentation de la température, le gaz contenu dans l'échantillon diffuse dans la section de purification, où il est stocké, isolé de l'échantillon et purifié pendant 5 minutes avec des pièges chauds (getters) et un piège froid pour éliminer le dioxyde de carbone, l'azote et les autres gaz extraits de l'échantillon ou présents dans la ligne imparfaitement vidée. Le gaz est ensuite introduit dans la section d'analyse (spectromètre de masse MAP 215-50) isolée de la ligne de purification par la fermeture d'une vanne. Le gaz est alors ionisé et les isotopes ^{36}Ar , ^{37}Ar , ^{38}Ar , ^{39}Ar et ^{40}Ar sont mesurés après déviation par un champ magnétique sur un multiplicateur d'électrons. Chaque cycle de mesures est répété douze fois et inclut également la mesure du bruit de fond du multiplicateur d'électrons. Les abondances initiales sont estimées par régression au temps zéro des résultats des douze cycles de mesures. Par ailleurs, afin d'évaluer la faible contamination du système analytique, l'ensemble de la procédure est effectuée « à blanc » toutes les trois analyses.

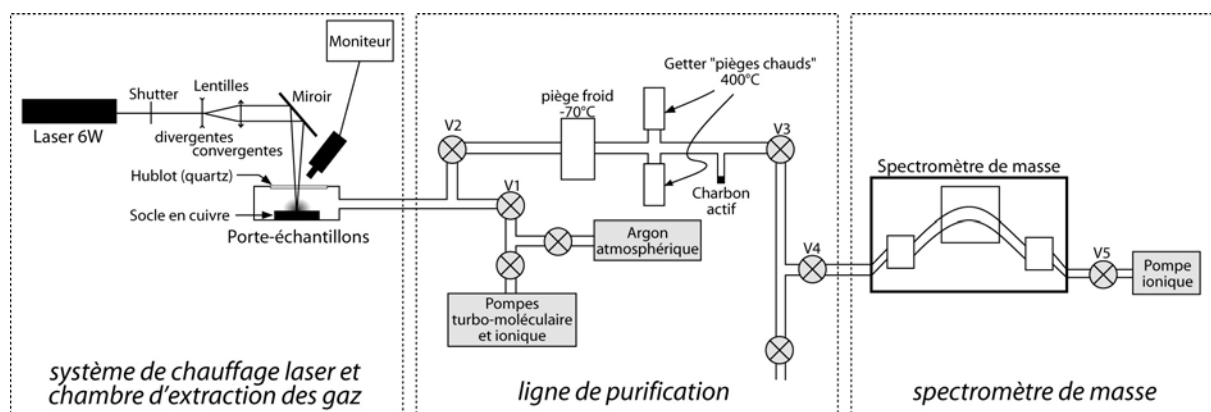


Figure V-1 : Schéma du dispositif analytique utilisé pour cette étude (Géosciences, Montpellier). Il est constitué de trois parties : i) le système de chauffage et d'extraction des gaz, (ici il s'agit d'un laser, mais la majorité des analyses ont été obtenues sur la seconde ligne équipée d'un four de type Staudacher), ii) la ligne de purification des gaz et iii) le système d'analyse par spectrométrie de masse. D'après Monié, 1998.

La seconde ligne d'extraction utilise un chauffage par four de type Staudacher sous vide dont la température est calibrée par un système de thermocouples. Les échantillons emballés individuellement dans une feuille d'aluminium, y sont introduits successivement. La procédure d'extraction est sensiblement identique à celle présentée ci-dessus. Cependant la durée de chauffage et d'extraction du gaz est de 20 min. De plus une mesure à blanc du spectromètre est effectuée à chaque étape d'analyse, pendant l'étape de purification du gaz, avant l'introduction du gaz purifié. La section d'analyse est constituée d'un spectromètre de masse VG3600 équipée d'une cage de Faraday mesurant les isotopes ^{40}Ar et ^{39}Ar , ainsi que d'un photomultiplicateur qui mesurant les isotopes ^{39}Ar , ^{38}Ar , ^{37}Ar et ^{36}Ar après interaction sur une plaque de Daly. La duplication de l'analyse du ^{39}Ar permet donc d'évaluer le gain entre les deux collecteurs. De la même manière que pour la ligne équipée du laser, les abondances isotopiques initiales du gaz sont évaluées par régression à partir des données des 8 cycles de mesure effectués. Les blancs de ligne sont évalués avant chaque échantillon par une série d'analyses entre 500 et 1300 °C.

La particularité de ces dispositifs est de permettre une extraction progressive du gaz au cours de plusieurs étapes de chauffage successives. En effet, il est possible de contrôler l'intensité du laser et la température du four afin d'imposer une augmentation incrémentée de la température de chauffage de l'échantillon (*step-heating*). On considère en effet que les différents sites de rétention de l'argon au sein des minéraux ne vont pas dégazer à la même température. Intuitivement, l'argon va occuper au sein du minéral, les sites du potassium dont il dérive. D'une manière simplifiée, on distingue ainsi deux types de sites (Fitch et al., 1969). (1) Les sites considérés comme très rétentifs, correspondant aux sites naturels du potassium dans le réseau cristallin ; et (2) les sites moins rétentifs, correspondant aux défauts cristallins ou aux surfaces du minéral. Aux premiers correspond une forte énergie d'activation, on estime alors qu'ils ne

dégazeront qu'aux paliers de température les plus élevés. Aux seconds correspond une plus faible énergie d'activation, ils seront les premiers à dégazer, aux faibles températures. Le chauffage par paliers de température successifs (*step-heating*) permet donc d'accéder à un degré d'information plus détaillé sur l'histoire de l'échantillon, puisque intuitivement il permet de séparer l'argon qui dérive de la désintégration du ^{40}K (sites de haute température), c'est à dire celui qui indique l'âge de l'échantillon, de celui qui dérive d'une pollution de l'échantillon (sites de basse température). Davantage de précisions sur ces aspects sont fournies dans le paragraphe 4.2.3.

2.2.3/ Représentation des données

La représentation classique consiste à reporter l'âge apparent de chaque étape de chauffage en fonction des fractions cumulatives d' ^{39}Ar libéré. Chaque étape de chauffage est représentée par un rectangle dont la largeur correspond à la fraction d' ^{39}Ar libéré pour cette étape, et la hauteur correspond à l'erreur sur l'âge donné à 1σ . On parle alors de « spectre d'âges » (Fig. V-2).

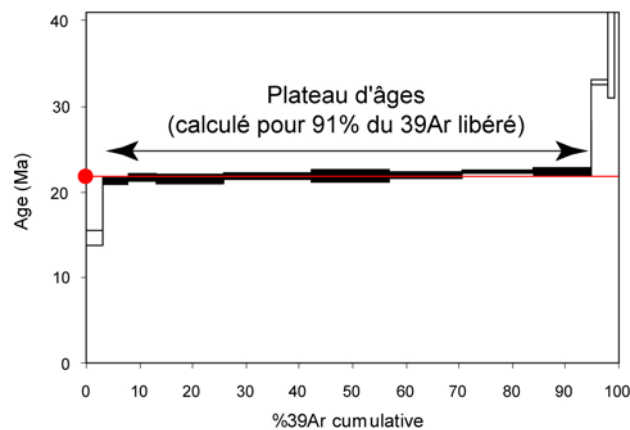


Figure V-2 : Représentation des résultats sous la forme d'un spectre d'âges. Dans cet exemple, les 8 étapes d'extraction figurées en noir se recoupent à $\pm 1\sigma$ et correspondent à plus de 50% de la totalité du ^{39}Ar extrait. Elles dessinent ainsi un plateau généralement interprété comme reflétant l'âge de l'échantillon.

Lorsqu'au moins 3 étapes de chauffage successives fournissent un âge identique, à la marge d'erreur près (2σ), et que le pourcentage d' ^{39}Ar cumulatif libéré qu'elles représentent correspond au moins à 50% du ^{39}Ar total libéré, on parle d'âge plateau (Dalrympe & Lanphere, 1974 ; Fleck et al., 1977). Toutefois cette notion relativement subjective est quelque peu mise à mal depuis quelques années. En effet, avec la diminution des erreurs analytiques et les faibles quantités de matière analysées qui mettent en relief des hétérogénéités isotopiques jusque là insoupçonnées, il est de plus en plus difficile d'obtenir un plateau strict. Par ailleurs, un inconvénient majeur de cette représentation est de minimiser l'importance et la signification du signal fourni par des étapes de chauffage où le dégazage est resté limité. Il convient donc d'être prudent dans

l'interprétation des spectres d'âges et des plateaux. On verra par ailleurs un peu plus loin quelques exemples de spectres dont la forme nous renseigne sur des perturbations importantes enregistrées par l'échantillon. En complément, l'âge moyen (ou âge total) de l'échantillon est ajouté sur le diagramme. Cet âge, calculé en considérant l'ensemble de l'argon extrait correspond au résultat que l'on obtiendrait en utilisant la méthode K/Ar classique.

En parallèle de cette représentation, on raisonne également en utilisant le diagramme $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Turner, 1971 ; Roddick et al., 1980) (Fig. V-3). Ce que sous-tend cette représentation est l'hypothèse selon laquelle la composition isotopique du gaz extrait à chaque étape de chauffage est le résultat d'un mélange entre un pôle purement radiogénique et un pôle purement atmosphérique (hypothèse retenue pour le tracé des spectres d'âges). Par conséquent, dans ce diagramme, les points correspondant à la composition isotopique de chaque fraction dégazée sont susceptibles de s'aligner sur une droite dont l'intercept en ordonnée correspond à la composition isotopique du rapport $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ piégé dans l'échantillon, et l'intercept en abscisse fournit un âge apparent pour l'échantillon. Lorsque plus de deux composants interviennent dans la composition isotopique globale de l'échantillon, la corrélation linéaire n'apparaît plus. La validité de la convergence relative de la corrélation est évaluée par la Mean Square Weighted Deviation (MSWD) (York, 1969 ; Roddick, 1978). La valeur du rapport initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ nous renseigne sur la composition de l'argon piégé au moment de la fermeture du système isotopique. Un rapport supérieur à 295,5 témoignera du piégeage d'une composante d'argon en excès par le minéral analysé qui se traduira sur le spectre d'âges par des valeurs trop élevées.

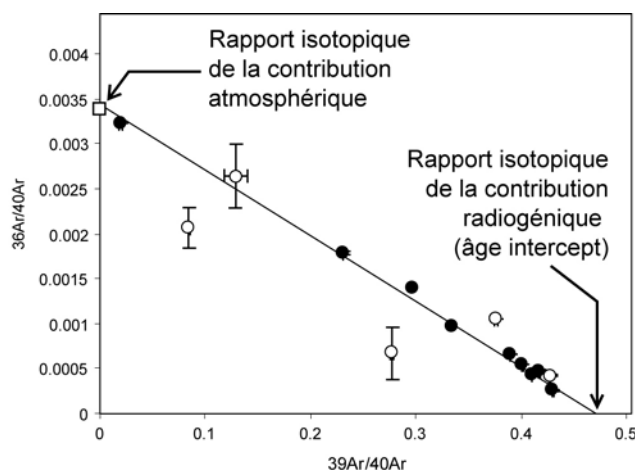


Figure V-3 : Représentation des résultats sous la forme d'un graphique $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. Une partie des points correspondant à plusieurs étapes de l'analyse s'alignent sur une droite dite « isochrone inverse ». L'intercept en ordonnée nous renseigne sur le rapport isotopique de la contribution atmosphérique. Cette valeur permet de mettre en évidence d'éventuelles perturbations du système isotopique de l'échantillon au cours du temps. L'intercept en abscisse permet de calculer le rapport isotopique de la contribution radiogénique, et d'en déduire l'âge de l'échantillon.

Un graphique supplémentaire représentant les rapports $^{39}\text{Ar}_K/^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}$ et $^{38}\text{Ar}_{\text{Cl}}/^{39}\text{Ar}_K$ en fonction du ^{39}Ar cumulé libéré, est parfois proposé (Fig. V-4). Les isotopes ^{37}Ar et ^{38}Ar sont en partie produits au cours de l'irradiation, respectivement à partir des isotopes ^{40}Ca et ^{37}Cl . L'estimation de leur proportion relative nous permet donc de remonter indirectement à la composition chimique approximative de l'échantillon étudié pour ces deux éléments. Les variations isotopiques illustrées sur ce type de diagramme permettent alors de caractériser l'homogénéité chimique des échantillons, et en particulier d'identifier la présence d'inclusions minérales au sein du minéral analysé, ou dans la fraction séparée dans le cas de l'étude sur population de grains. On peut alors tenter de corrélérer ces variations de composition chimique avec celle des âges figurant sur le spectre.

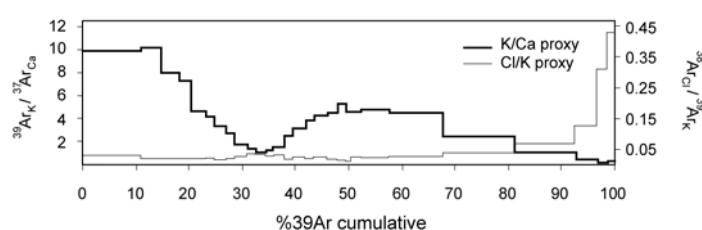


Figure V-4 : Diagramme $^{39}\text{Ar}_K/^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}$ et $^{38}\text{Ar}_{\text{Cl}}/^{39}\text{Ar}_K$ versus ^{39}Ar , illustrant l'hétérogénéité chimique d'un échantillon.

2.3/ Signification des âges

2.3.1/ Diffusion de l'argon et température de fermeture

La méthode K/Ar est basée sur le principe que l' $^{40}\text{Ar}^*$ (radiogénique) formé par la désintégration du ^{40}K est piégé et accumulé dans l'échantillon au cours du temps. Cependant, une fois formé, l'argon peut diffuser dans la structure des minéraux, et s'en échapper. Cette diffusion est majoritairement contrôlée par la température. De manière simplifiée, plus la température est élevée, plus la diffusion est efficace. Dodson (1973) a introduit le concept d'une température de fermeture T_f , au dessous de laquelle la diffusion peut être considérée comme négligeable. Pour une température inférieure à T_f , l'argon commence donc à s'accumuler dans le système. Par conséquent l'âge que l'on mesure correspond à la durée qui s'est écoulée entre le franchissement de cette température et la date à laquelle la mesure est effectuée.

Deux cas extrêmes doivent cependant être distingués :

- L'environnement du système considéré subit un refroidissement rapide. Le franchissement de la température de fermeture sera alors « instantané ». Dans ce cas, l'âge apparent que l'on mesure correspond bien à l'âge de blocage du minéral vis-à-vis des phénomènes de diffusion.

- L'environnement du système considéré subit un refroidissement lent et progressif. Le système reste partiellement ouvert au cours du refroidissement et l'argon formé continue partiellement de diffuser au cours du temps. L'âge apparent que l'on mesure est donc sous-estimé. Dans certains cas, il est possible d'utiliser cette diffusion pour caractériser l'évolution thermique du système (e.g. Richter, et al., 1991 ; Arnaud et al., 1993).

Pour le chronomètre K/Ar, des expériences ont permis d'évaluer cette température pour chaque type de minéral : elle est approximativement de 240 à 320°C pour les biotites, de 350 à 400°C pour les micas blancs, de 500 à 550°C pour les amphiboles, et de 150 à 400°C pour les feldspaths (Harrison et al., 1985 ; McDougall & Harrison, 1988 ; Arnaud et al., 1993 ; Spear, 1993 ; Hames & Bowring, 1994 ; Dahl, 1996 ; Villa, 1998 ; Lovera et al., 1989, 1997 ; Mulch & Cosca, 2004).

2.3.2/ Perte et excès d'argon

D'une manière générale, on considère que la forme du spectre d'âges reflète la distribution de l'argon au sein de l'échantillon. Ainsi un spectre non perturbé formant un plateau régulier est interprété comme l'indication d'une distribution homogène de l'argon dans l'échantillon, et par conséquent reflète un système « à l'équilibre ». Cependant cette conclusion n'est pas systématique, et il faut souvent recourir à la représentation en isochrone inverse pour s'en assurer. A l'inverse un spectre perturbé, c'est à dire dont les âges varient significativement d'une étape de chauffage à la suivante, reflète une distribution complexe de l'argon au sein du minéral.

Les facteurs induisant une distribution hétérogène des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pour un minéral sont nombreux. On distingue trois sources principales de perturbation: (i) une proportion d' ^{40}Ar déjà présent dans l'échantillon avant la fermeture du système isotopique et l'activation du chronomètre, (ii) l'apport d' ^{40}Ar par des fluides enrichis en argon non-atmosphérique et (iii), la perturbation thermique ou mécanique du système isotopique et sa réouverture partielle à son environnement direct.

Les deux premières induisent un excès d' $^{40}\text{Ar}^*$ qui se traduit par un vieillissement artificiel des âges sur le spectre, et le plus souvent l'absence de plateau. L'excès d'argon issu d'une pollution par l'environnement est le plus souvent visible sur les premières étapes de chauffage, cet argon occupe en effet *a priori* les sites peu rétentifs du minéral. L'excès d'argon issu d'un héritage est plus difficile à évaluer. Il induit souvent des spectres en forme de « selle », peu exploitables car ils ne fournissent qu'une indication imprécise sur un âge maximal pour l'échantillon, le plus souvent dénué de sens géologique (Fig V-5a).

La troisième cause de perturbation induit au contraire une perte d'argon. En effet, si un minéral isolé de son environnement subit une augmentation de température, ou une déformation

qui entraîne sa recristallisation partielle, le système isotopique va se rouvrir et l'argon va pouvoir diffuser en dehors du minéral, rajeunissant artificiellement d'autant l'échantillon. Il faut noter que si ce rajeunissement ne remet pas complètement à zéro le chronomètre, on retrouvera la situation d'un signal perturbé par un excès d'argon hérité. D'une manière générale lorsque l'on étudie des roches qui ont une histoire tectonométamorphique polyphasée, on obtient très souvent ce type de spectre de mélange (Fig. V-5b)

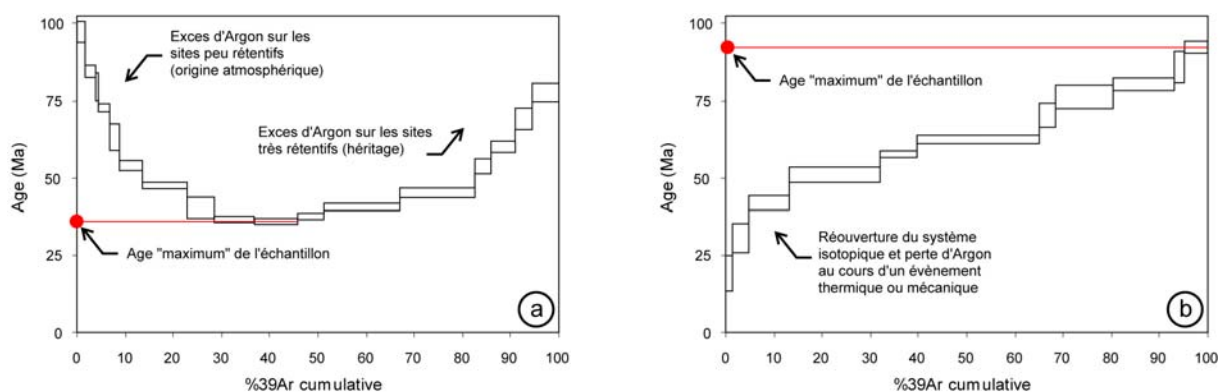


Figure V-5 : Illustrations de spectres d'âges reflétant les perturbations du système isotopique. (a) Excès d'argon figuré par la forme en « selle » du spectre. L'âge le plus jeune obtenu peut également être en partie affecté par cet excès, il correspond donc à un âge maximum pour l'échantillon, sans réelle signification géologique directe. (b) Perte d'argon consécutive à un épisode thermique ou mécanique qui induit la réouverture partielle du système isotopique. Les sites les moins rétentifs dégazent a priori en premier. L'âge le plus vieux obtenu est peut-être sous-estimé, il correspond donc à un âge maximum, sans réelle signification géologique.

2.3.3/ Le cas des roches métamorphiques

Contrairement aux hypothèses de Dodson (1973), il apparaît que la température n'est pas le seul facteur contrôlant la diffusion de l'argon. La forme des grains, la présence d'un fluide et sa composition, la pression et enfin la déformation à l'échelle microstructurale contribuent à perturber la fermeture ou l'ouverture d'un système isotopique (Chopin & Maluski, 1980 ; Villa, 1998). En effet, le concept de température de fermeture est le plus souvent valable pour les contextes où le refroidissement de la roche est rapide et se fait dans un environnement stable, dénué de déformation et des circulations de fluides associées.

Dans le cas des roches métamorphiques de haut degré, les températures élevées se sont maintenues assez longtemps pour permettre l'équilibre chimique et isotopique. Le problème d'hétérogénéité se pose plus souvent dans les roches de bas degré où plusieurs générations de structures et minéraux peuvent coexister, témoignant de l'absence d'équilibre. Il devient alors important de faire la part entre ce qui revient au refroidissement et à la (re)cristallisation, tout ceci en fonction de la température atteinte au pic du métamorphisme, du type de trajectoire

rétrograde, des conditions environnementales. Il se pose alors la question de ce que l'on date : âge de cristallisation des minéraux, âge de la fin de la déformation ou encore âge du refroidissement postérieur de la roche associé à l'exhumation ?

En combinant les observations microstructurales, pétrographiques, thermobarométriques, et l'utilisation de techniques de datation in-situ, des chemins PTt très précis ont pu être décrits (e.g. Agard et al., 2003 ; Augier et al., 2005). Cette approche nécessite d'identifier clairement les générations successives de minéraux que ce soit par l'observation de microstructures ou par l'intermédiaire d'analyses chimiques in-situ. Cependant, dans le cadre de cette étude, cette distinction n'est pas systématiquement possible (ceci est particulièrement vrai pour les micas blancs étudiés, cf. Chapitre IV), l'interprétation des âges reste donc soumise à de fortes incertitudes.

3/ Objectifs et stratégie d'étude

Au cours de cette étude nous avons cherché à dater les différentes étapes de déformation et de métamorphisme identifiées à la fois au cours des travaux sur le terrain et au cours de l'étude pétrographique, microstructurale et analytique. Notre approche s'est focalisée :

- (1) sur des échantillons de l'unité d'Africo-Polsi qui, comme nous l'avons observé au chapitre IV, a enregistré l'ensemble de l'évolution tectonométamorphique du Massif de l'Aspromonte;
- (2) sur des échantillons des roches mylonitiques prélevées dans les zones de cisaillement principales correspondants aux limites entre les 3 unités constituant la pile tectonique du massif, et clairement associées à la phase de déformation D2;
- (3) sur des échantillons prélevés au toit de l'unité de l'Aspromonte dans le but d'évaluer l'âge de son exhumation et un éventuel diachronisme associé au fonctionnement du détachement au cours de D2.

Parmi les onze échantillons sélectionnés, l'échantillon TH157 a fourni des populations d'amphiboles, de biotites et de micas blancs, l'échantillon TH164 a fourni des populations d'amphiboles et de micas blancs. Une population de biotites a été extraite de l'échantillon TH344. Des populations de micas blancs ont été extraites des échantillons Ca02.113, TH109, TH111, TH140. Cinq monograins de micas blancs ont été extraits des échantillons TH164, TH258, TH269, TH341, TH342. Enfin sept populations de feldspaths ont été extraites des échantillons

TH013, TH117, TH178, TH253, TH262, TH273, TH276. Pour l'ensemble de l'étude, 23 analyses ont été effectuées. La position des échantillons est reportée sur la figure suivante (Fig. V-6).

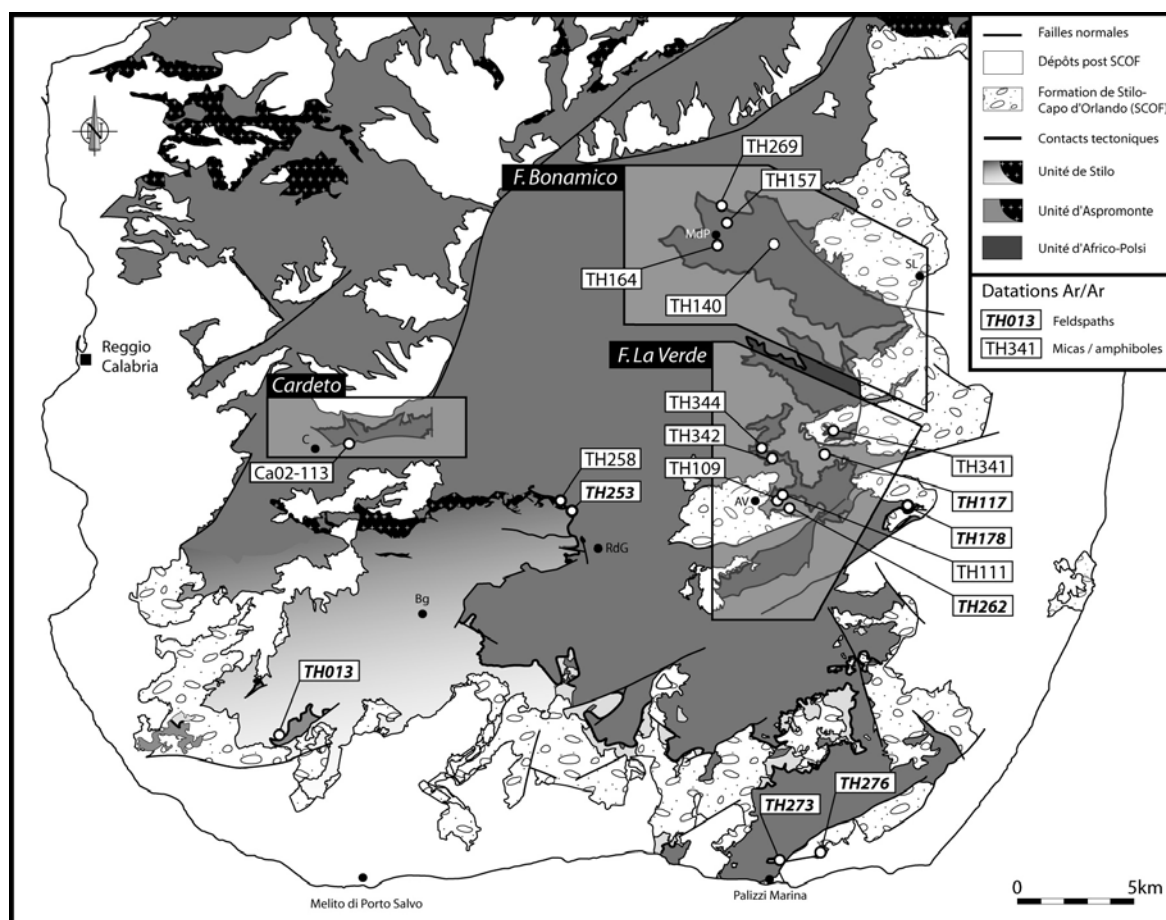


Figure V-6 : Carte de localisation des échantillons de l'étude géochronologique. Abréviations – AV : Africo Vecchio, MdP : sanctuaire de la Madonna dei Polsi, SL : San Luca, RdG : Roccaforte del Greco, Bg : Bagaladi et C : Cardeto

4/ Principaux résultats de l'étude géochronologique

Les résultats obtenus au cours de cette étude sont présentés dans les paragraphes ci-dessous. Ils sont regroupés en trois parties distinctes. La première concerne les données obtenues sur les minéraux métamorphiques (micas et amphiboles) extraits des roches de la série de l'unité d'Africo-Polsi. La seconde partie concerne les données acquises sur les micas blancs synkinématiques échantillonnés au niveau des contacts tectoniques majeurs identifiés aux interfaces entre les trois unités qui constituent le massif de l'Aspromonte. La troisième partie concerne les données acquises sur les feldspaths échantillonnés au toit de l'unité de l'Aspromonte, sous le détachement qui le sépare de l'unité de Stilo. Les deux premières séries de données apportent de nouvelles contraintes chronologiques sur l'âge des déformations D1 et D2,

tandis que la dernière nous renseigne sur les modalités de l'exhumation de l'unité de l'Aspromonte et donc indirectement sur l'âge de l'épaississement tectonique et sur l'âge du fonctionnement du détachement.

4.1/ Âge des épisodes métamorphiques identifiés dans l'unité d'Africo-Polsi

4.1.1/ Secteur de la *fiumara La Verde*

L'échantillon TH111 (Fig. V-7a) est un micaschiste riche en chlorite prélevé dans la partie supérieure de la série paléozoïque identifiée le long de la *fiumara La Verde*, à proximité d'Africo Vecchio. Le spectre d'âges obtenu sur les micas blancs extraits de l'échantillon n'est pas plat, mais présente au contraire une augmentation progressive de l'âge calculé au cours du dégazage. Les âges s'échelonnent entre 45.9 ± 8.2 Ma et 326.6 ± 0.8 Ma, tandis que l'âge moyen, calculé sur l'ensemble du spectre, est de 255 ± 2.4 Ma. L'allure perturbée de ce spectre ainsi que la dispersion des points dans le diagramme « isochrone inverse » ne permettent pas d'exploiter cette analyse. Cette perturbation apparente du système isotopique reflète probablement la contribution du signal radiogénique de deux générations de micas blancs d'âges différents. Le chronomètre des plus anciennes a été partiellement réouvert pendant l'épisode métamorphique associé à la cristallisation des micas blancs les plus récents. L'âge de chacune des deux générations est difficile à préciser davantage avec cette analyse, toutefois les valeurs mentionnées ci-dessus suggèrent que la population la plus ancienne est probablement hercynienne, tandis que la perturbation thermique est alpine. D'après les observations pétrographiques la foliation marquée par ces micas blancs est associée à l'épisode métamorphique M_{A1} . Il est probable que ce dernier soit donc alpin.

L'échantillon TH344 (Fig. V-7b) est un schiste quartzo-micacé prélevé en bordure du *torrente Apòscipo* l'affluent nord de la *fiumara La Verde*. Il appartient au niveau apparemment le plus métamorphique de l'unité d'Africo-Polsi observé dans ce secteur. Les biotites qui ont été extraites appartiennent à la paragenèse associée à l'épisode métamorphique M_{A1} . Elles ont fourni un spectre d'âges comportant un plateau imparfait à 201.2 ± 6 Ma. L'âge total calculé sur l'ensemble du spectre est de 201.8 ± 0.2 Ma. Un âge similaire (197 ± 2.4 Ma) a été calculé pour le diagramme « isochrone inverse ». Cette convergence des âges semble indiquer que cette population de biotites n'a pas subi de perturbation susceptible d'entraîner une modification de la composition isotopique. Tout au plus le diagramme « isochrone inverse » indique une contribution d'argon en excès significative ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 319$). La variabilité chimique des biotites analysées n'est pas connue, mais l'étude pétrographique suggère qu'il s'agit d'une seule génération de minéraux. L'âge obtenu doit donc refléter l'âge de la paragenèse M_{A1} . Cependant aucun événement tectonométamorphique connu dans le Massif de l'Aspromonte, ou plus généralement dans les

unités de l'Arc Calabro-Péloritain ne peut expliquer un tel âge. Une interprétation sera proposée un peu plus loin.

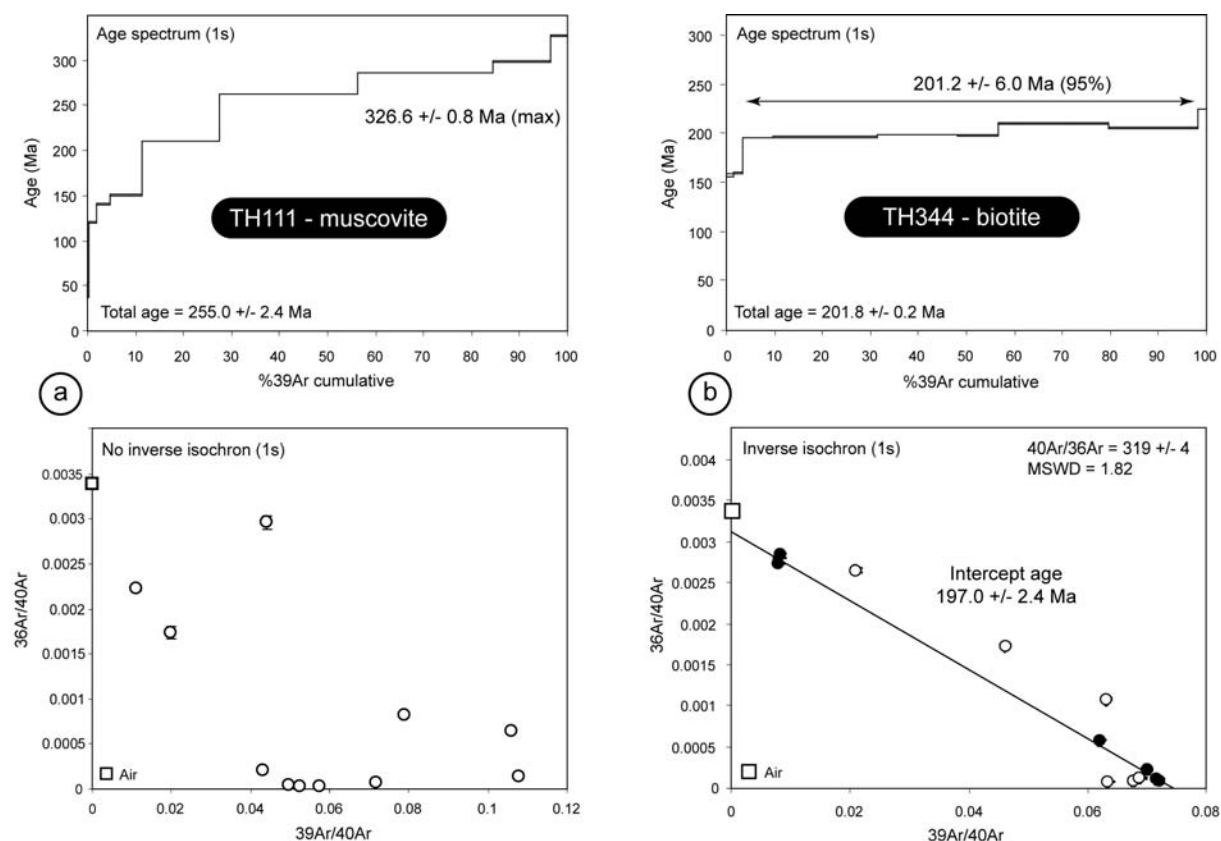


Figure V-7: Spectres d'âges et diagramme isochrone inverse obtenus pour les échantillons (a) : TH111 et (b) : TH344 provenant du secteur de la fumarola La Verde. L'âge « plateau » est calculé à 1σ . Les détails des analyses sont reportés en annexe.

4.1.2/ Secteur de la fumarola Bonamico

L'échantillon TH140 est un micaschiste à grenat prélevé à l'entrée des gorges de la partie amont de la fumarola Bonamico. L'analyse $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des micas blancs extraits de cet échantillon a fourni un âge plateau de 33.0 ± 0.3 Ma confirmé par l'âge intercept de 33.8 ± 0.5 Ma obtenu avec le diagramme isochrone inverse (Fig. V-8a). L'âge moyen obtenu pour cette population de micas blancs est très similaire (32.3 ± 0.1 Ma) reflétant l'homogénéité isotopique des minéraux de la fraction analysée, également mis en évidence par la faible dispersion des points dans le diagramme « isochrone inverse ». Le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de 267 déduit de cette représentation indique une perte d'argon notable qui est également visible sur le spectre d'âges, au niveau des premières étapes de chauffage. Mis à part cette perturbation, l'âge calculé peut être considéré comme fiable. Cette homogénéité isotopique globale contraste avec la forte variabilité chimique des micas blancs constituant la population analysée (cf. Fig. IV-11). D'après les résultats de l'étude pétrographique, ces micas blancs appartiennent à la paragenèse M_{A1} . L'âge obtenu

correspond à l'âge de fermeture du chronomètre isotopique, il indique par conséquent que le refroidissement consécutif à l'épisode métamorphique observé dans les roches est oligocène. Ce refroidissement est probablement contemporain de l'exhumation suggérée par les données métamorphiques. Cette conclusion préliminaire est par ailleurs confirmée par des résultats similaires obtenus sur d'autres échantillons de l'unité d'Africo-Polsi.

L'échantillon TH157 a été prélevé un peu plus en amont au nord du sanctuaire de la Madonna dei Polsi. Il s'agit d'un micaschiste à grenat, biotite et amphibole. Une fraction d'amphiboles a été analysée au cours de cette étude (Fig. V-8b). Comme nous l'avons mis en évidence au cours de l'étude pétrographique, ces amphiboles semblent appartenir à la paragenèse la plus ancienne (M_H), mais ont probablement été partiellement déstabilisées pendant les épisodes M_{A1} et M_{A2} ultérieurs. En l'occurrence le spectre d'âges obtenu est perturbé. Il ne montre pas de plateau exploitable. De la même manière la dispersion des points dans le diagramme isochrone inverse traduit une composition isotopique complexe. L'âge moyen (147.3 ± 1 Ma) ainsi que l'âge maximum (183.2 ± 1.7 Ma), obtenu sur une des premières étapes de chauffage, n'ont pas de réelle signification géologique. Le signal isotopique reflète une histoire complexe avec la superposition d'au moins deux événements qui se marque par un âge « mixte ». Cette analyse ne permet donc pas de dater précisément l'événement tectonométamorphique initial responsable de la formation de ces amphiboles, et de la paragenèse associée. Toutefois on peut considérer en première approximation qu'il est antérieur à la tectonique alpine.

Des micas blancs de l'échantillon TH157 ont également été séparés et analysés. Le spectre obtenu présente une forme en « selle » qui est généralement interprétée comme l'effet d'un excès d'argon (Fig. V-8d). Ceci est effectivement suggéré par le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de 324 ± 10 obtenu avec le diagramme « isochrone inverse ». Mise à part cette pollution, le spectre d'âges permet de calculer un âge plateau sur les étapes de chauffage intermédiaires. L'excès d'argon y est peut-être également marqué, mais cet âge de 32.7 ± 0.6 Ma est similaire à celui obtenu avec le diagramme « isochrone inverse » (33.1 ± 0.6 Ma). On peut donc le considérer comme probablement significatif. D'autant plus que cet âge est analogue à celui obtenu sur la population de micas blancs de l'échantillon TH140.

Des biotites extraites de ce même échantillon TH157 ont fourni un spectre d'âge pour lequel un âge plateau de 106.0 ± 2 Ma a été calculé (Fig. V-8c). Le diagramme « isochrone inverse » fournit un âge équivalent de 106.6 ± 1.3 Ma (MSWD = 1.94) confirmant la validité de ce plateau d'âges. L'intercept $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de 291 proche du rapport atmosphérique, suggère l'absence de perturbations majeures du système isotopique. Ces biotites appartiennent à la paragenèse

métamorphique de l'épisode M_{Al} , comme celles extraites de l'échantillon TH344 (cf. ci-dessus). Or ces deux populations fournissent deux âges radicalement différents (respectivement 106.0 ± 2 et 201.2 ± 6 Ma) et qui ne peuvent pas s'expliquer par des événements tectonométamorphiques connus dans la région de l'Arc Calabro-Péloritain. On peut cependant noter que différents âges radiochronologiques créacés ou jurassiques ont déjà été signalés dans les zones internes calabro-péloritaines et kabyles, sans qu'il soit possible de les mettre en relation d'une façon convaincante avec des épisodes tectoniques démontrés : âges $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ autour de 90 Ma (Saadallah et Caby, 1996) et de 128 Ma (Cheilletz et al., 1999); âges Rb/Sr et K/Ar autour de 130 Ma dans le Massif des Serre (Schenk, 1980; Laurenzi et al., 1986).

D'une manière générale de nombreuses études géochronologiques $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur des biotites aboutissent à ce type de résultats ambigus (cf. Monié, 1984, p18). Il semble que pour les biotites en particulier, il y ait au cours du dégazage une homogénéisation importante de l'argon, retenu sur les différents sites rétentifs du minéral. Cet effet induit l'obtention d'une composition isotopique similaire pour chaque étape de dégazage, et la formation d'un plateau d'âges apparemment significatif. Les profils de dégazage obtenus ne sont donc pas représentatifs de la distribution naturelle de l'argon dans les différents sites de la biotite. L'âge que l'on obtient correspond donc à une moyenne entre l'âge de cristallisation initial et l'âge d'une perturbation ultérieure. Par conséquent, les deux âges obtenus sur les biotites des échantillons TH344 et TH157 ne sont probablement pas significatifs. Le contenu en argon radiogénique de ces deux populations de minéraux suggèrent cependant qu'ils sont soit (1) plus anciens que l'âge alpin supposé pour la paragenèse M_{Al} auxquels ils appartiennent, soit (2) que cet argon est hérité. Cette dernière hypothèse est réaliste pour les biotites de l'échantillon TH157 qui semblent se former aux dépens des amphiboles de l'épisode M_H anté-alpin. Elles auraient donc pu intégrer une partie de l' $^{40}\text{Ar}^*$ des amphiboles au cours de leur croissance. En revanche cette hypothèse ne s'applique pas aux biotites de l'échantillon TH344, dépourvu d'amphibole. Une autre phase indéterminée, peut cependant avoir contribué à cet héritage. Les âges obtenus sur ces biotites ne sont donc pas clairement expliqués. De plus amples investigations seraient utiles.

L'échantillon TH164 est un micaschiste à grenat et amphibole. Il a été prélevé à proximité du sanctuaire de la Madonna dei Polsi. L'analyse des amphiboles extraites de cet échantillon a fourni un spectre d'âges très perturbé avec des âges apparents dispersés entre 62.8 ± 2.6 Ma et 288.2 ± 2.5 Ma (Fig. V-9a). La composition isotopique hétérogène de ces amphiboles, mise en évidence par l'absence de plateau, est également bien illustrée par la dispersion des points dans le diagramme « isochrone inverse ». Ce résultat indique que ces amphiboles ont subi un événement tectonométamorphique notable après leur cristallisation. Il n'est pas possible de préciser l'âge de cette dernière, même si elle est clairement antérieure à la tectonique alpine. Cette conclusion est

en accord avec l'attribution de ces amphiboles à un épisode métamorphique M_{H} probablement anté-alpin.

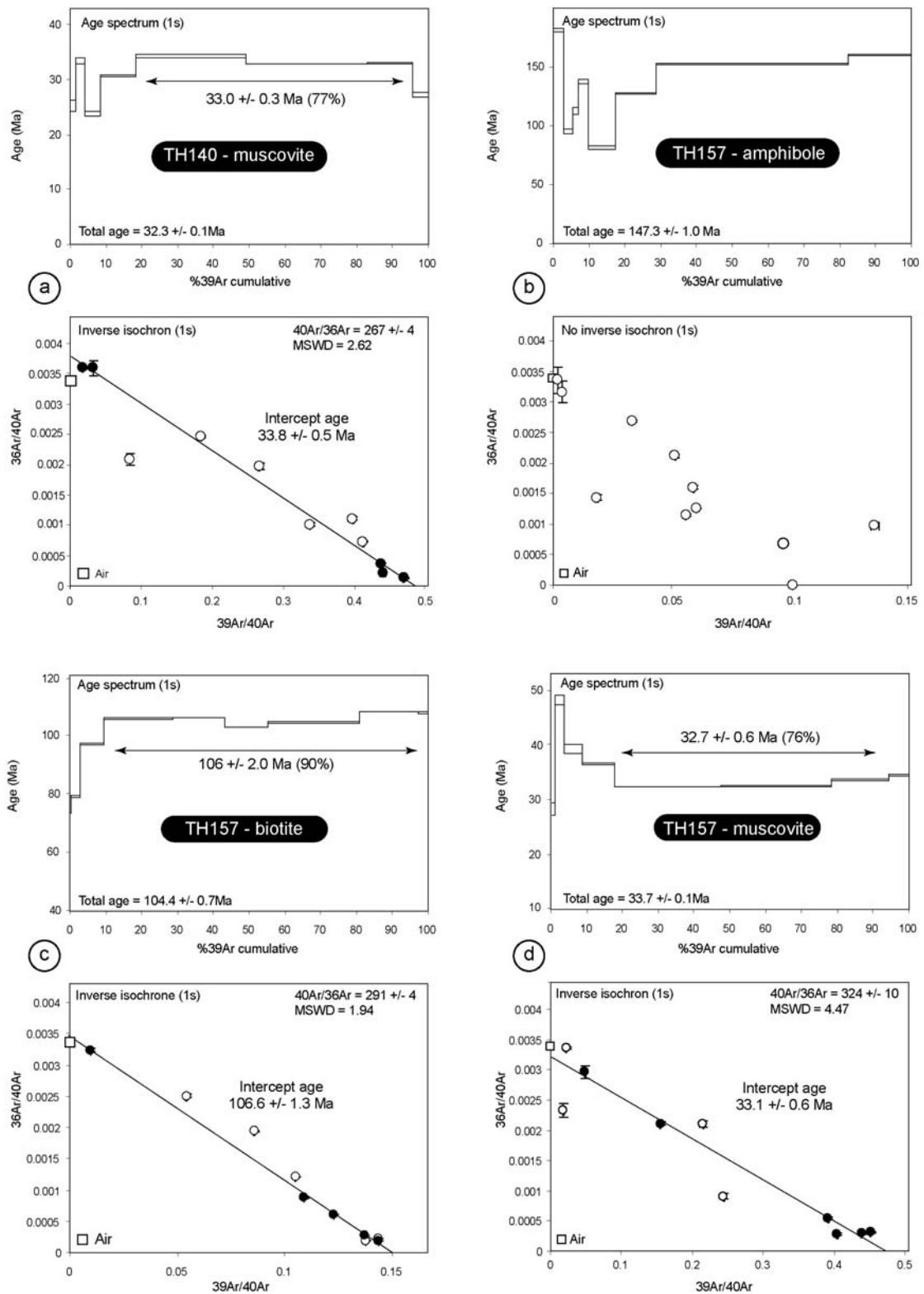


Figure V-8: Spectres d'âges et diagrammes isochrone inverse obtenus pour les échantillons (a) : éch. TH140 et (b), (c) et (d) : éch. TH157 provenant du secteur de la fumara Bonamico. Les âges plateau sont calculés à 1σ .

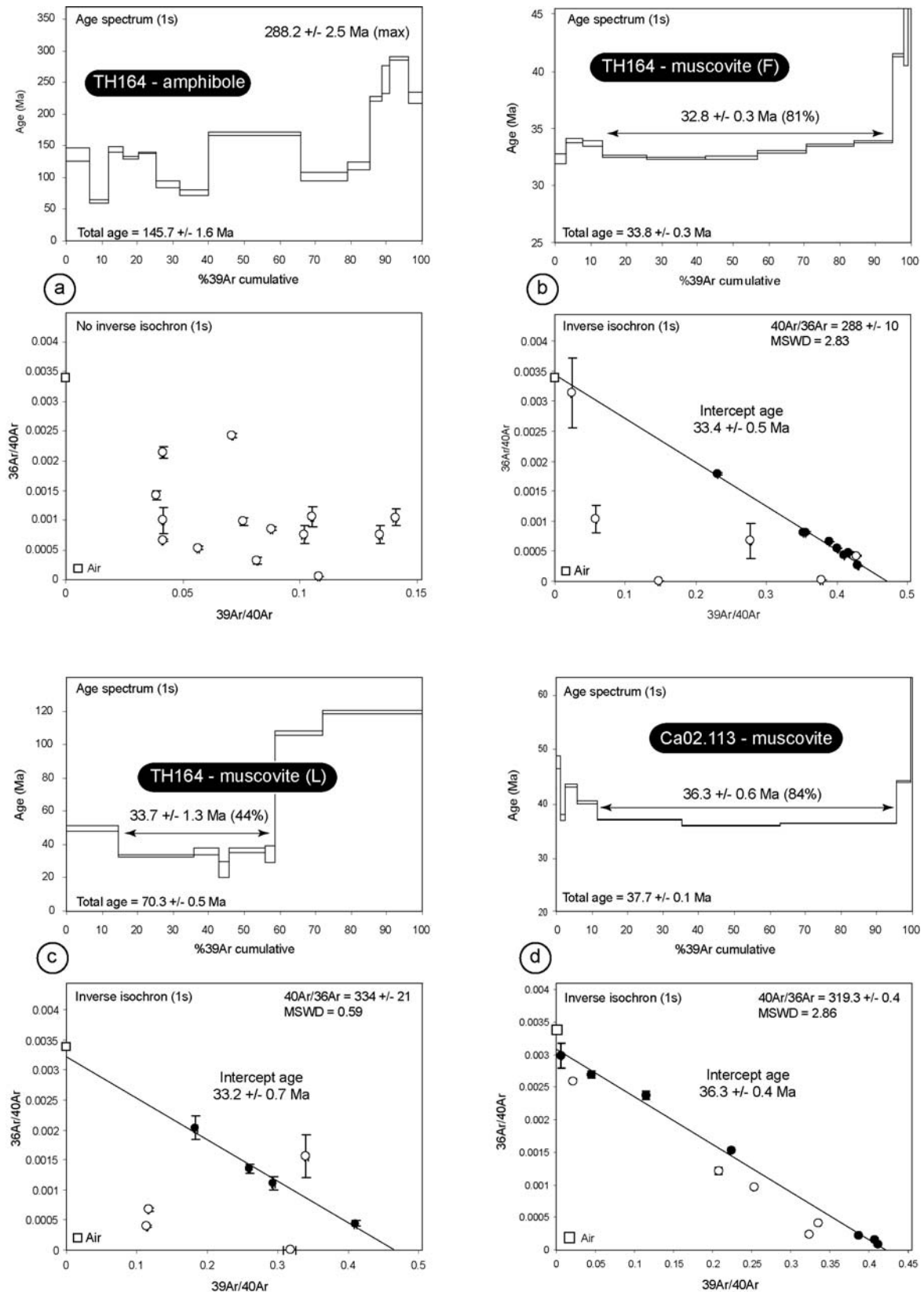


Figure V-9: Spectres d'âges et diagrammes isochrone inverse obtenus pour les échantillons (a) (b), (c) : TH164 provenant du secteur de la fumarola Bonamico et (d) : Ca02.113 provenant du secteur de Cardeto. Les âges plateau sont calculés à 1σ .

La perturbation à l'origine de la réouverture du système isotopique des amphiboles peut être en revanche associée à l'événement tectonométamorphique mis en évidence par l'analyse des micas blancs extraits de cet échantillon. Deux analyses effectuées en parallèle d'une part sur une population et d'autre part sur un monograin fournissent un résultat similaire. Le premier spectre d'âges ne comporte pas de plateau strict et présente même une forme en « selle » (Fig. V-9b). Cependant l'âge obtenu pour le plateau considéré (32.8 ± 0.3 Ma) est similaire à celui calculé avec le diagramme « isochrone inverse » : 33.4 ± 0.5 Ma. Le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de 288 ± 10 exclu la présence d'argon en excès suggéré par la forme du spectre d'âges. Ce résultat semble donc fiable. D'autant plus qu'il est confirmé par la seconde analyse (Fig. V-9c) qui fournit à la fois pour le spectre d'âges (33.7 ± 1.3 Ma) et pour le diagramme « isochrone inverse » (33.2 ± 0.7 Ma) un âge similaire, avec cette fois une contribution d'argon en excès plus probable ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de 334 ± 21).

4.1.3/ Secteur de Cardeto

L'échantillon Ca02-113 est un micaschiste à grenat prélevé dans le secteur de Cardeto. Des micas blancs ont été séparés et analysés. Le spectre obtenu est reporté sur la figure V-9d. Il présente une légère forme en selle avec cependant un plateau formé par les trois étapes de dégazage intermédiaires. L'âge calculé est de 36.3 ± 0.6 Ma. Il est parfaitement identique à celui obtenu avec le diagramme « isochrone inverse ». Le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de 319 ± 0.3 confirme la présence probable d'un excès d'argon. Par conséquent l'âge de cette population de micas blancs doit être considéré comme un âge maximum. Il indique cependant clairement que la paragenèse correspondant à la foliation principale est alpine, comme dans le secteur de la *fiumara* Bonamico.

4.2/ Âge du fonctionnement des bandes de cisaillement D2

Afin de dater le fonctionnement des zones de cisaillement observées aux interfaces entre les trois unités tectonométamorphiques du Massif de l'Aspromonte, six analyses ont été effectuées sur des populations de micas blancs extraits de cinq échantillons de gneiss mylonitique. Dans la plupart des cas, le résultat obtenu correspond à un âge « mixte ». Cependant l'échantillon TH269 prélevé le plus au nord, dans la partie considérée comme la plus profonde du massif, a fourni un âge plateau valide qui a été confirmé par une seconde analyse.

L'échantillon TH258 est un gneiss leucocrate prélevé dans une zone de cisaillement située à la base du granite de la Punta d'Atò, à proximité de Roccaforte del Greco. Cette zone de cisaillement correspond au prolongement vers le nord de la surface de détachement principale identifiée à l'interface entre les unités de Stilo et de l'Aspromonte. La déformation y est peu pénétrative et relativement froide. L'analyse des micas blancs extraits manuellement de cet

échantillon fournit un spectre perturbé, sans plateau (Fig. V-10a). Au cours du dégazage progressif, on observe une augmentation de l'âge depuis 212.2 ± 0.8 Ma jusqu'à 249.7 ± 1.2 Ma. La majorité des âges apparents est proche de 235 Ma, un âge qui correspond à l'âge moyen pour cette population de micas blancs. Le regroupement des points dans le diagramme « isochrone inverse » suggère que la composition isotopique de l'échantillon est relativement homogène pour les trois isotopes ^{36}Ar , ^{39}Ar et ^{40}Ar . Une régression linéaire serait donc sans signification. En lame mince, les micas blancs de cet échantillon présentent un début de recristallisation (cf. Fig. IV-5d) qui est probablement associée à la déformation en cisaillement au niveau du détachement. Cette recristallisation est probablement la cause de la perturbation apparente du système isotopique. Cependant, l'âge mixte obtenu pour cette analyse ne permet pas de préciser l'âge de cette déformation D2.

L'échantillon TH109 est un gneiss faiblement mylonitique prélevé dans le secteur de la *fiumara* La Verde dans l'unité de l'Aspromonte, quelques mètres au dessus du contact tectonique qui la sépare des schistes chloriteux de l'unité d'Africo-Polsi. La texture mylonitique de cet échantillon est assez grossière. Les micas blancs extraits et analysés fournissent un spectre d'âge perturbé marqué par une augmentation régulière de l'âge apparent au cours de l'extraction (depuis 65.1 ± 0.6 jusqu'à 155 ± 1 Ma) (Fig. V-10b). La dispersion des points dans le diagramme « isochrone inverse » témoigne d'une composition isotopique complexe de l'argon qui ne peut pas être expliquée simplement par les contributions d'un pôle atmosphérique et d'un pôle radiogénique. L'allure du spectre d'âges obtenu est probablement le résultat de la contribution d'au moins deux évènements tectonométamorphiques : on peut supposer que l'âge initial de ces micas blancs est hercynien sans pouvoir le préciser davantage. En revanche la perturbation observée est probablement alpine : les premières étapes de chauffage fournissent en effet des âges qui tendent vers 40 Ma. Il pourrait donc s'agir de l'effet des épisodes tectonométamorphiques alpins M_{A1} et M_{A2} .

L'échantillon TH342 a été prélevé en amont des gorges creusées par le *torrente* Apòscito, le principal affluent de la *fiumara* La Verde. Il s'agit d'une pegmatite mylonitisée située à un mètre au dessus du contact tectonique entre les unités d'Africo-Polsi et de l'Aspromonte. Elle présente une fabrique plano-linéaire très pénétrative. Les micas blancs sont souvent de taille millimétrique et alignés selon la linéation d'étirement de la roche. Un de ces grains a été prélevé manuellement. Son analyse a fourni un spectre perturbé marqué par l'augmentation continue du signal radiogénique au cours du dégazage (Fig. V-10d). L'âge maximum obtenu est de 208.2 ± 1.0 Ma, il concerne la dernière étape de chauffage. L'âge moyen calculé est de 190.4 ± 0.4 Ma. Ce spectre

révèle une composition isotopique influencée par un épisode de réouverture du système. L'âge de cette perturbation ne peut pas être précisé avec cette analyse.

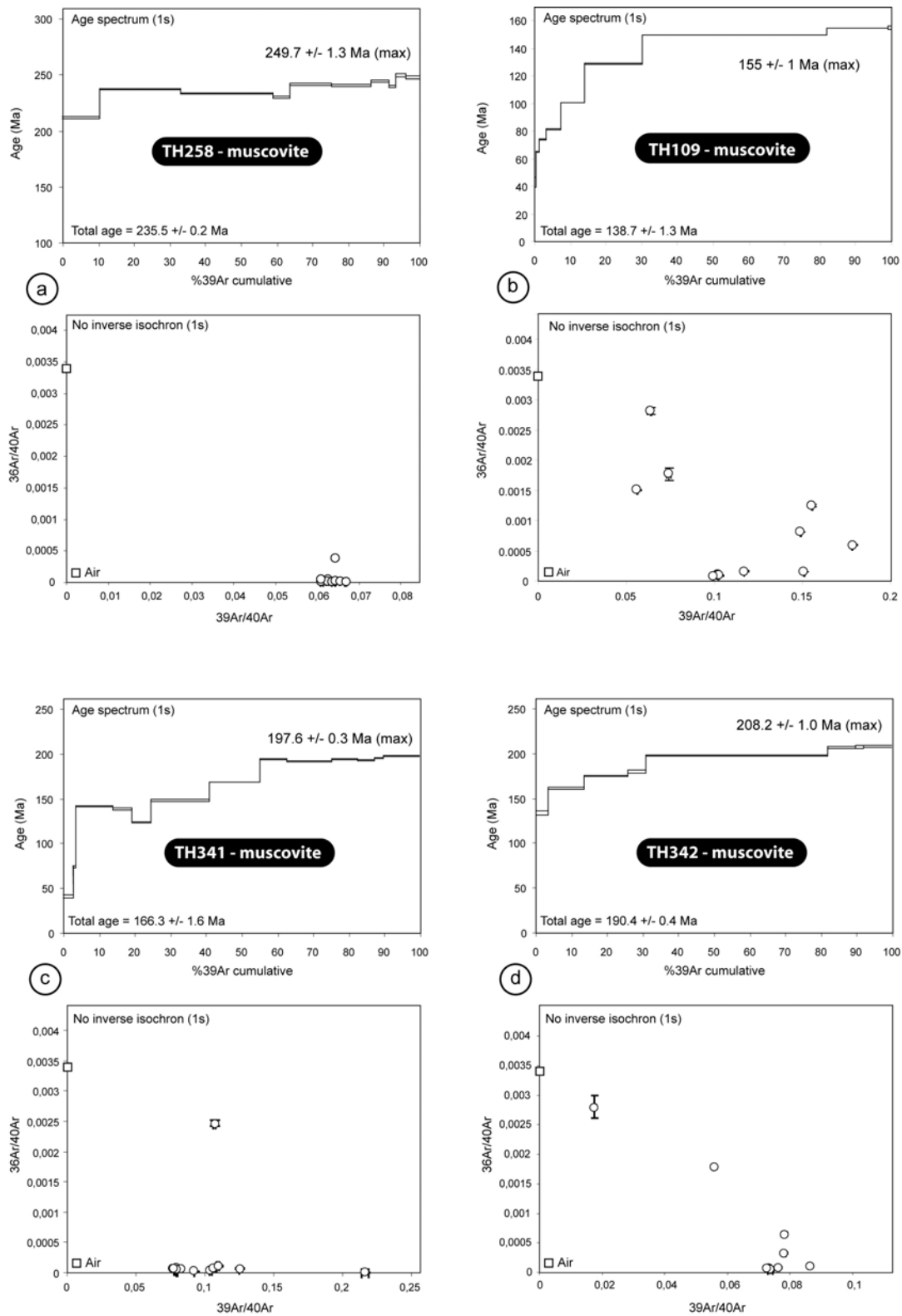


Figure V-10 : Spectres d'âges et diagrammes « isochrone inverse » obtenus pour les échantillons (a) TH258 provenant du secteur de la Punta d'Atò, (b) TH109 et (c) TH341 provenant du secteur de la fumarola La Verde et (d) TH342 provenant du secteur du Monte Jofri.

L'échantillon TH341 provient du secteur au nord du Monte Jofri (cf. Fig. V-6). Il a été prélevé dans un gneiss mylonitique au niveau du contact entre les unités d'Africo-Polsi et de l'Aspromonte. Les grains de micas analysés ont été sélectionnés à la main. Le spectre obtenu (Fig. V-10c) est similaire au spectre de l'échantillon TH342. Les âges des dégazages successifs s'échelonnent entre 40.7 ± 1.8 Ma et 197.6 ± 0.3 Ma pour un âge moyen de 166.3 ± 1.6 Ma. Il s'agit d'un spectre perturbé fournissant un âge mixte entre l'âge de cristallisation initiale et l'âge d'une perturbation ultérieure du système isotopique. L'âge le plus jeune suggère cependant que la perturbation pourrait être alpine, comme le suggèrent également les âges mixtes obtenus sur les échantillons précédents.

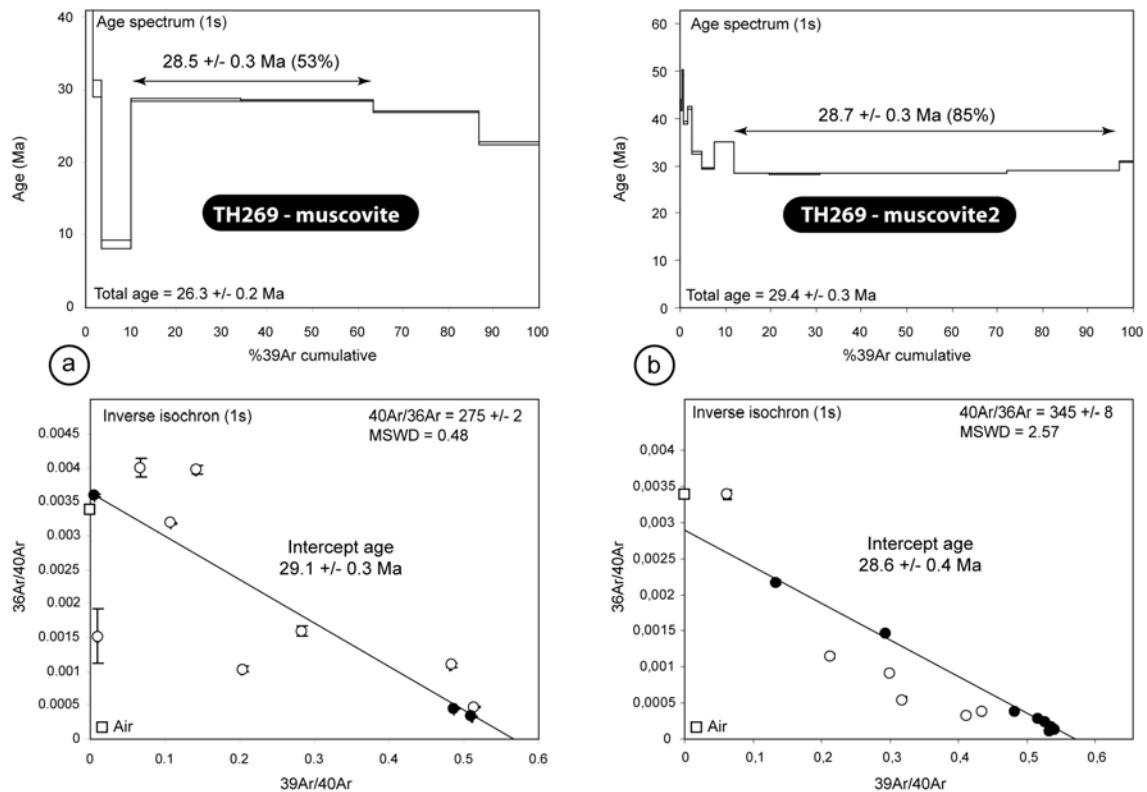


Figure V-11: Spectres d'âges et diagrammes « isochrone inverse » obtenus pour l'échantillon TH269 provenant du secteur de la fumarola Bonamico. Les âges plateau sont calculés à 1σ .

L'échantillon TH269 est un gneiss mylonitique clair, prélevé au nord du sanctuaire de la Madonna dei Polsi, quelques mètres au-dessus du contact tectonique entre les unités d'Aspromonte et d'Africo-Polsi. Dans ce secteur la texture mylonitique observée en lame mince suggère des conditions relativement plus chaudes que dans la partie sud de l'unité d'Africo-Polsi (cf. Fig. IV-5g). Les micas blancs extraits après broyage et séparation ont été analysés à deux reprises afin de s'assurer de la validité du résultat. La première analyse a fourni un spectre d'apparence perturbée avec des âges variant fortement d'une étape d'extraction à l'autre (Fig. V-11a). Cependant ce spectre présente un plateau dans la partie intermédiaire. L'âge calculé ($28.5 \pm$

0.3 Ma) est équivalent à celui obtenu avec le diagramme « isochrone inverse » (29.1 ± 0.3 Ma), même si la dispersion des points y est assez grande. Le spectre obtenu pour la seconde analyse est moins perturbé. Le plateau considéré pour le calcul de l'âge apparent recouvre 85% de la totalité du gaz extrait. Il fournit un âge de 28.7 ± 0.3 Ma. L'âge obtenu avec le diagramme « isochrone inverse » est identique (28.6 ± 0.4 Ma) et la dispersion des points est moins grande. A noter cependant que le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de 345 ± 8 indique un excès d'argon, probablement surtout visible sur les premières étapes de chauffage (Fig. V-11b). Ces micas blancs sont clairement contemporains de l'épisode métamorphique M_{A2} , associé à la déformation D2 en cisaillement vers le nord. Par conséquent l'âge de ces micas blancs indique l'âge de D2.

4.3/ Âge de l'exhumation de l'unité de l'Aspromonte

Sept populations de feldspaths ont été extraites des échantillons prélevés à proximité du toit de l'unité de l'Aspromonte, sous la surface de détachement qui la sépare de l'unité de Stilo. L'objectif de ces analyses était d'évaluer l'âge de l'exhumation de l'unité de l'Aspromonte, et son éventuelle relation avec le fonctionnement du détachement. La position de ces échantillons est reportée plus haut sur la figure V-6.

L'échantillon TH117 a été prélevé au sud du Monte Jofri dans le secteur de la *fiumara* La Verde. Il s'agit d'une pegmatite à muscovite non déformée appartenant probablement au complexe filonien acide tardi-hercynien qui recoupe les orthogneiss et les paragneiss constituant l'unité de l'Aspromonte. L'échantillon a été prélevé environ 300 mètres sous la surface de détachement de l'unité de Stilo localisée dans ce secteur au sommet du Monte Jofri. L'analyse isotopique révèle un système très perturbé (Fig. V-12a). Il montre en effet une augmentation régulière des âges depuis environ 40 Ma pour les étapes de chauffage les plus froides jusqu'à plus de 300 Ma pour les étapes les plus chaudes. Cependant l'allure du spectre ne permet pas de caractériser précisément l'âge de refroidissement final. D'autant plus que les effets d'un excès d'argon peuvent intervenir pour les premières et dernières étapes de d'extraction comme le suggère la forme en selle du spectre. La répartition des points dans le diagramme « isochrone inverse » conforte cette conclusion : les rapports isotopiques obtenus pour les étapes de chauffage successives se dispersent grossièrement entre un pôle radiogénique et un pôle dont la composition est fortement enrichie en ^{40}Ar par rapport au pôle atmosphérique.

L'échantillon TH178 est un gneiss oillé caractéristique de l'unité de l'Aspromonte. Il a été prélevé en amont du débouché des gorges de la *fiumara* La Verde, environ 50 m sous la surface de détachement de l'unité de Stilo. Le spectre d'âges obtenu (Fig. V-12b) est assez faiblement perturbé. Il présente cependant des variations brutales d'âge au niveau des étapes de chauffage

intermédiaires qui correspondent, d'après le diagramme de corrélation, au dégazage de phases enrichies en potassium. Mises à part ces perturbations, le spectre montre une dispersion régulière des âges entre 30 Ma pour les étapes de chauffage les plus froides et 60 Ma pour les étapes les plus chaudes. Cette forme de spectre peut être interprétée comme le résultat d'un refroidissement progressif de l'échantillon depuis une température d'environ 450°C à partir de 60 Ma et une fermeture du système isotopique vers 30 Ma, correspondant au franchissement de l'isotherme 200°C.

L'échantillon TH262 a été prélevé en rive droite de la *fiumara La Verde*, à l'est du village d'Africo-Vecchio. Dans ce secteur on observe quelques mètres de schistes ampéliteux appartenant à l'unité de Stilo, séparés des orthogneiss de l'unité de l'Aspromonte par la surface de détachement silicifiée. L'échantillon a été prélevé 5 m sous le contact. Il s'agit d'un gneiss oeilé dont une partie de la déformation semble liée au fonctionnement du détachement. On observe en effet un gradient de déformation de bas en haut, en se rapprochant de ce dernier. Comme pour les deux premiers spectres, l'allure de celui obtenu pour cet échantillon est perturbée (Fig. V-12d). Les âges s'échelonnent entre 70 et 25 Ma, et des perturbations brutales sont visibles dans le premier tiers du spectre. Elles semblent à nouveau corrélées avec le dégazage de phases hétérogènes, riches en potassium piégées dans les feldspaths, comme le suggère l'allure du spectre K/Ca du diagramme de corrélation.

L'échantillon TH253 a été prélevé au nord de Roccaforte del Greco. Il s'agit d'un gneiss oeilé situé quelques mètres sous une zone de cisaillement à la base du granite tardi-hercynien de la Punta d'Atò. Les observations effectuées sur le terrain nous conduisent à suggérer que cette zone cisailée correspond au prolongement vers le nord du détachement identifié plus au sud au toit de l'unité de l'Aspromonte. Cependant d'autres bandes de cisaillement similaires ont été observés quelques dizaines de mètres plus bas dans la pile tectonique. Par conséquent dans ce cas il est possible que l'échantillon ait été soumis à des perturbations mécaniques ou des circulations de fluides associées à la déformation cisailante. Le spectre obtenu indique en l'occurrence un système isotopique perturbé avec des âges compris entre 90 et 20 Ma (Fig. V-12c). Les premières étapes de chauffage montrent des variations brutales des âges. Il s'agit probablement d'une perturbation induite par le dégazage simultané du feldspath et d'inclusions (fluides ou minérales) piégées dans les minéraux. Cette hypothèse est soutenue par l'allure du diagramme de corrélation du rapport K/Ca qui comporte une forte perturbation pour les mêmes étapes de dégazage. Mises à part ces perturbations, l'allure générale du spectre témoigne probablement, comme pour l'échantillon TH178, d'un système isotopique contrôlé par un refroidissement progressif. Il n'est cependant pas possible de fixer précisément l'âge du franchissement de l'isotherme 200°C, correspondant selon les modèles à la fermeture du système isotopique.

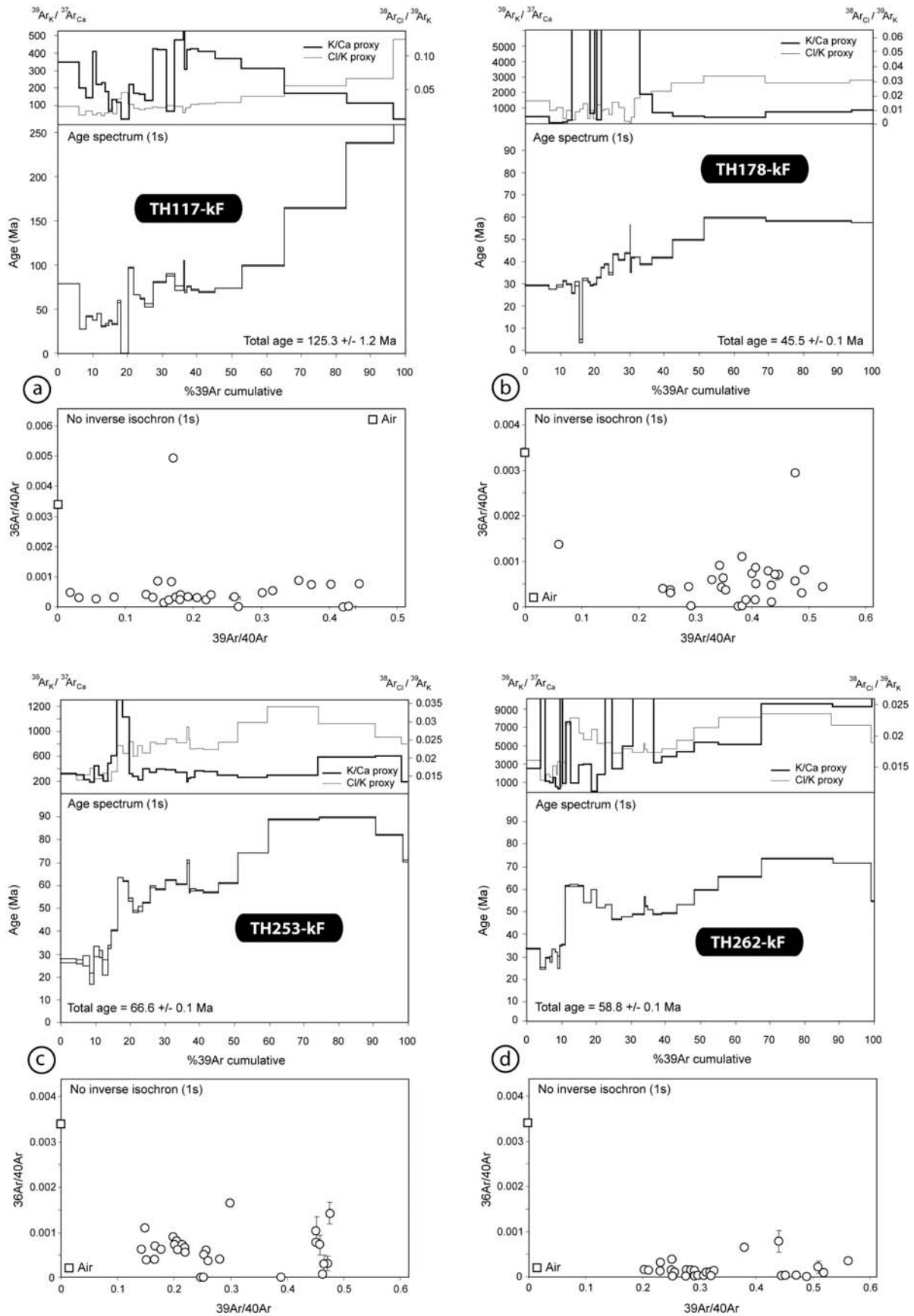


Figure V-12: Spectres d'âges et diagrammes de corrélation obtenus pour les échantillons TH117, TH178 et TH262 provenant du secteur de la fumarola La Verde et de l'échantillon, TH253 provenant du secteur de Roccaforte del Greco. Les spectres d'âges sont représentés à 1σ .

Les trois résultats décrits ci-dessous ont été distingués des quatre précédents car les données obtenues sont plus significatives. En effet pour ces trois échantillons il a été possible de calculer un âge intercept satisfaisant sur le diagramme « isochrone inverse ».

L'échantillon TH013 est un orthogneiss prélevé dans le secteur de Montebello Ionico, dans la partie ouest du massif, au toit de l'unité de l'Aspromonte, environ un mètre sous le détachement, en dehors de la zone où est concentrée la déformation. Des micaschistes à biotite appartenant à l'unité de Stilo surmontent les gneiss. Le spectre obtenu reflète de la même manière que les précédents une composition isotopique complexe (Fig. V-13a). Les âges s'échelonnent cependant sur une durée plus courte, entre 45 et 28 Ma, ce qui suggère une exhumation plus rapide. Par ailleurs l'âge intercept à 27.0 ± 0.4 Ma, obtenu avec le diagramme « isochrone inverse » est significatif comme l'atteste la faible valeur du MSWD (1.92). Il est identique à l'âge le plus jeune obtenu sur le spectre. Par conséquent cette analyse suggère que l'échantillon s'est refroidi progressivement depuis environ 45 Ma et qu'il a franchit l'isotherme 200°C il y a 27 Ma.

L'échantillon TH273 ainsi que l'échantillon TH276 proviennent tous les deux du secteur de Palizzi Marina, dans la partie sud-est du massif, où le détachement était très proche de la surface à l'issue de son fonctionnement. Il n'est en effet surmonté dans ce secteur que par quelques dizaines de mètres de couverture sédimentaire. Ces deux échantillons sont des paragneiss sombres, riches en biotite, prélevés environ un mètre sous le détachement. Dans cette partie du massif, l'essentiel du compartiment inférieur du détachement est bréchifié. Les deux spectres obtenus sont perturbés. Celui correspondant à l'échantillon TH273 (Fig. V-13b) présente en particulier une forme en selle qui suggère une contribution d'argon en excès dans la composition isotopique. C'est également ce que suggère le diagramme « isochrone inverse » : on obtient en effet un rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de 314 ± 5 . Ce diagramme permet en outre de calculer un âge intercept à 45.0 ± 1.0 Ma assez fiable compte tenu de l'alignement des points et de la valeur assez basse du MSWD (7.99). Cet âge est identique à celui obtenu pour l'échantillon TH276 (44.6 ± 4.0 Ma) mais qui est probablement moins précis comme l'indique la forte valeur de MSWD (22.98) et l'allure du spectre d'âges fortement perturbé dans le premier tiers (Fig. V-13c). Cette contribution semble résulter du dégazage de phases en inclusions dans les feldspaths comme le suggère la variation corrélative du rapport K/Ca visible sur le diagramme de corrélation. Enfin on peut observer qu'un âge pseudo-plateau à 41.8 ± 0.8 Ma a pu être calculé sur une partie du spectre. Cet âge reste cependant imprécis du fait de la trop faible quantité de gaz utilisée pour le calcul, et du fait de la présence de phases « polluantes » qui induisent un excès d'argon dans l'échantillon.

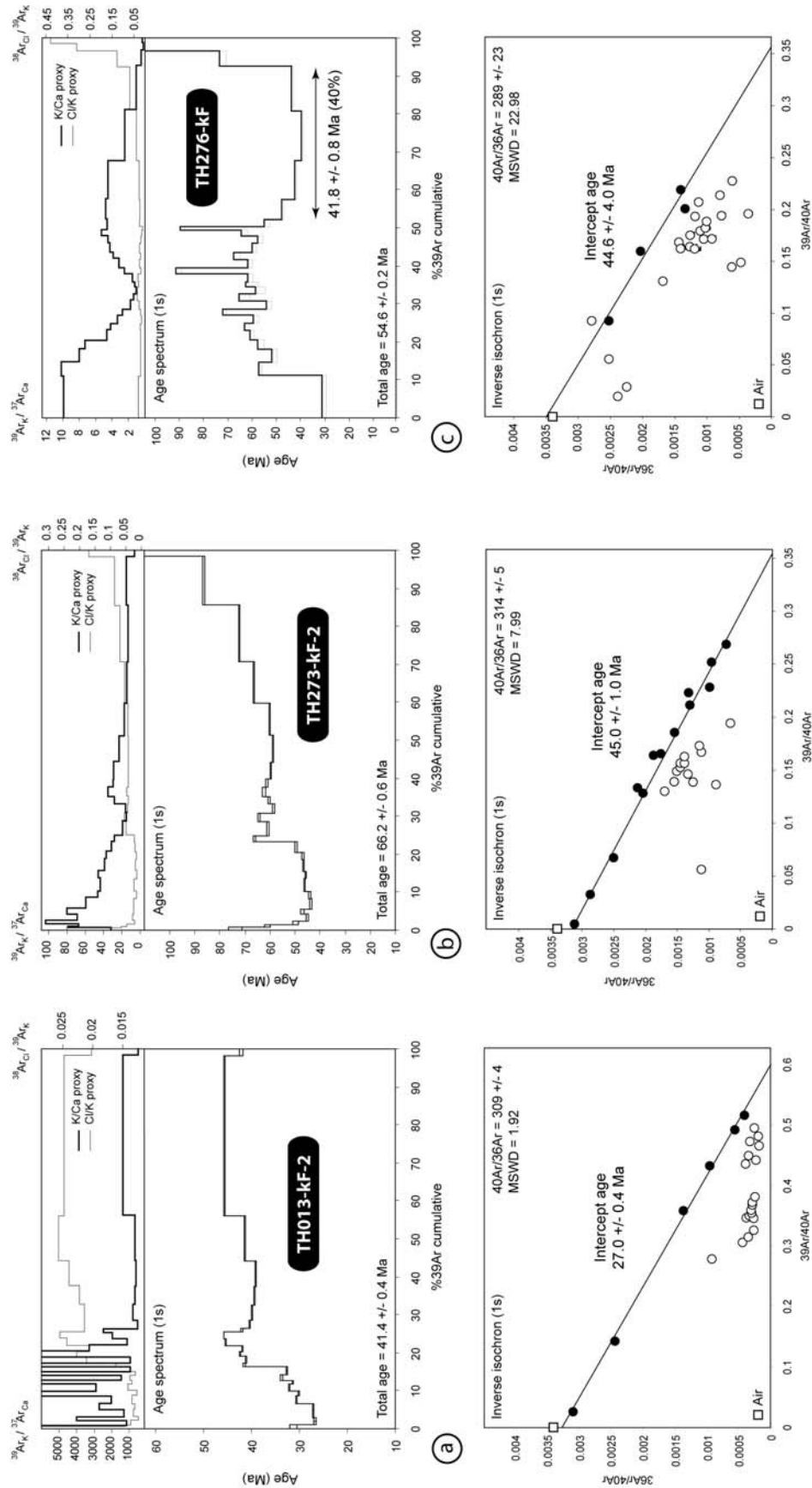


Figure V-13 : Spectres d'âges, diagrammes « isochrone inverse » et diagrammes de corrélation obtenus pour les échantillons TH013 provenant du secteur de Montebello Ionico, TH273 et TH276 provenant du secteur Palizzi Marina. Les spectres d'âges sont représentés à 1σ .

5/ Bilan de l'étude géochronologique

L'ensemble des données acquises au cours de cette étude géochronologique est rassemblé dans les tableaux V-I et V-II et reporté sur les figures V-14, V-15, V-16.

5.1/ L'âge des épisodes M_H , M_{A1} et M_{A2} et des déformations D1 et D2

Deux groupes peuvent être distingués parmi ces résultats : d'une part ceux correspondant à des âges « mixtes » qui témoignent de la superposition d'au moins deux événements tectonométamorphiques, et d'autre part ceux présentant des âges homogènes, qui correspondent plus ou moins précisément à l'âge du refroidissement du minéral considéré.

Echantillon	Unité	Secteur	Analyse	Age total	Age plateau	% ^{39}Ar	Age intercept	MSWD	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	Méthode
Ca02.113	APU	Cardeto	Ca02.113-ms	37.7 ± 0.1	36.3 ± 0.6	(84)	36.3 ± 0.4	2.86	319.3 ± 0.4	laser
TH109	AU	Africo-V	TH109-ms	138.7 ± 1.3	mixed age	-	-	-	-	four
TH111	APU	Africo-V	TH111-ms	255.0 ± 2.4	mixed age	-	-	-	-	four
TH140	APU	Bonamico	TH140-ms	32.3 ± 0.1	33.0 ± 0.3	(77)	33.8 ± 0.5	2.62	266.8 ± 3.7	four
TH157	APU	Bonamico	TH157-amp	147.3 ± 1.0	mixed age	-	-	-	-	four
	APU		TH157-bt	104.4 ± 0.7	106 ± 2.0	(90)	106.6 ± 1.3	1.94	290.6 ± 3.9	four
	APU		TH157-ms	33.7 ± 0.1	32.7 ± 0.6	(76)	32.8 ± 0.4	3.07	323.3 ± 0.4	four
TH164	APU	Bonamico	TH164 amp	145.7 ± 1.6	mixed age	-	-	-	-	four
	APU		TH164-ms1	33.8 ± 0.3	32.8 ± 0.3	(81)	33.4 ± 0.5	2.83	288.4 ± 10	four
	APU		TH164-ms2	70.3 ± 0.5	33.7 ± 1.3	(44)	33.2 ± 0.7	0.59	333.7 ± 21	laser
TH258	SU	Roccaforte	TH258-ms	235.5 ± 0.2	mixed age	-	-	-	-	laser
TH269	AU	Bonamico	TH269-ms	26.3 ± 0.2	28.5 ± 0.3	(53)	29.1 ± 0.3	0.48	275.3 ± 2.4	four
	AU		TH269-ms2	29.4 ± 0.2	28.7 ± 0.3	(85)	28.6 ± 0.4	2.57	344.8 ± 7.3	four
TH341	AU	Jofri	TH341-ms	166.3 ± 1.6	mixed age	-	-	-	-	laser
TH342	AU	Africo-V	TH342-ms	190.4 ± 0.4	mixed age	-	-	-	-	laser
TH344	APU	Africo-V	TH344-bt	201.8 ± 0.2	201.2 ± 6.0	(95)	197.0 ± 2.4	1.82	318.7 ± 3.6	four

Tableau V-I – Synthèse des résultats de l'étude géochronologique Ar/Ar sur les roches métamorphiques et mylonitiques des unités tectonométamorphiques du Massif de l'Aspromonte. Les âges sont donnés en millions d'années (Ma). Les données complémentaires relatives à chaque analyse sont reportées en annexe.

Dans l'ensemble tous les âges mixtes obtenus sur les minéraux des unités d'Africo-Polsi et de l'Aspromonte suggèrent que la paragenèse ancienne est d'âge hercynien. L'âge le plus vieux obtenu sur les amphiboles reliques de l'épisode métamorphique M_H de l'unité d'Africo-Polsi indique qu'elles datent d'au moins à 288 Ma, et qu'elles ont subi ensuite une déstabilisation et une rééquilibration partielles. De la même manière, les âges mixtes obtenus sur les micas blancs des zones de cisaillement indiquent que ces minéraux sont contemporains des paragenèses hercyniennes de l'unité de l'Aspromonte. L'âge le plus vieux observé sur les spectres perturbés de ces micas blancs est de 250 Ma (éch. TH258). Il est intéressant de noter que cet échantillon ayant été prélevé dans la partie la moins profonde de l'unité de l'Aspromonte, la rééquilibration y est sensiblement moins marquée que sur les autres échantillons des zones de cisaillement. Malgré ce rajeunissement partiel, ces âges sont relativement proches de ceux proposés par Bonardi et al.

(1987) et Graessner et al. (2000) pour le métamorphisme hercynien de l'unité de l'Aspromonte, dont nous avons vu que la partie inférieure doit être rattachée à l'unité d'Africo-Polsi. Cependant les données de ces auteurs n'étant pas précisément localisées, il n'est pas possible d'affirmer qu'elles correspondent directement aux âges obtenus au cours de cette étude.

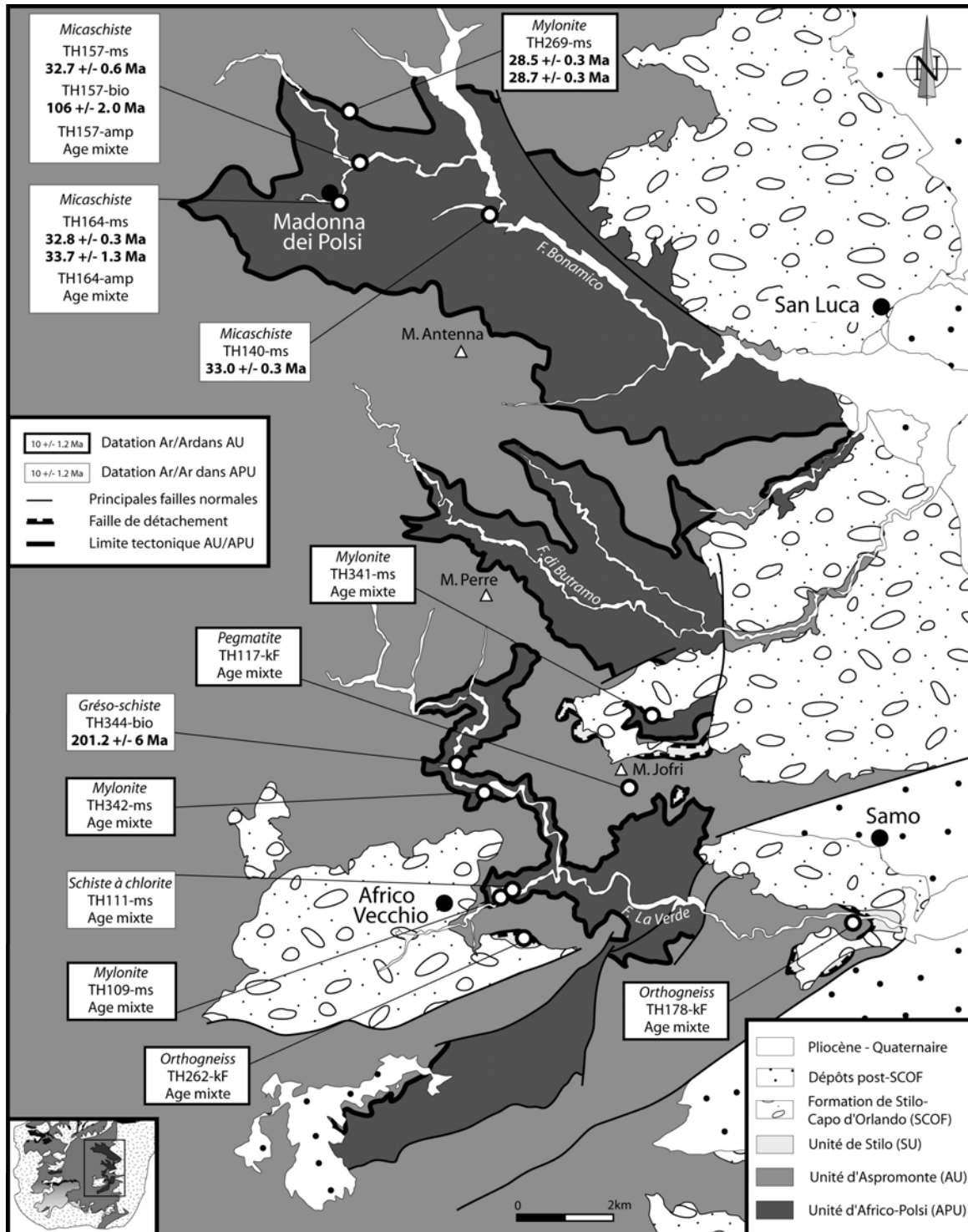


Figure V-14 : Carte synthétique des résultats de l'étude géochronologique pour la partie nord-est du Massif de l'Aspromonte. La nature des minéraux analysés est précisée : ms : micas blancs, bio : biotites, amp : amphiboles, kF : feldspaths.

La déstabilisation observée pour les minéraux anciens est très probablement liée aux épisodes métamorphiques M_{A1} et M_{A2} et aux déformations D1 et D2 associées. Les âges « mixtes » présentés plus haut suggèrent que cette déstabilisation est alpine. En effet les perturbations observées sur la majorité de ces spectres montrent un rajeunissement des âges tendant vers 30 à 40 Ma environ. Ces valeurs sont confirmées par les quelques plateaux d'âges et âges « isochrones » obtenus sur les micas blancs de la foliation principale des roches de l'unité d'Africo-Polsi qui indiquent tous que ces minéraux sont d'âge Eocène supérieur à Oligocène inférieur (~36 – 33 Ma). Ces âges correspondent par définition à des âges de refroidissement. Ce refroidissement est consécutif à l'exhumation des roches. Ces micas blancs appartiennent à la paragenèse métamorphique M_{A1} , associée à la phase d'épaississement tectonique D1. Par conséquent il est probable que les âges à ~36-33 Ma datent le début de l'exhumation des roches de l'unité d'Africo-Polsi, à la suite de l'épaississement. La différence d'âge entre le secteur de Cardeto (36 Ma) et le secteur de la *fiumara* Bonamico (33 Ma) est probablement due à la différence des conditions du pic de métamorphisme atteint pendant l'épisode M_{A1} . Les estimations thermobarométriques indiquent en effet que les roches du secteur de la *fiumara* Bonamico ont été enfouies à plus grande profondeur (~30 km) que les roches du secteur de Cardeto (~20 km). Par conséquent on peut supposer que l'exhumation aura été plus précoce dans le secteur de Cardeto, d'où l'acquisition d'un âge plus ancien que dans le secteur de la *fiumara* Bonamico.

Le refroidissement consécutif à l'exhumation de la pile de nappes du Massif de l'Aspromonte s'est donc initié à partir de 36 Ma. Les âges obtenus sur les micas blancs des zones de cisaillement de D2, indiquent que cette exhumation s'est prolongée au moins jusqu'à 28 Ma. Cet âge correspond par ailleurs à l'âge de la base des dépôts sédimentaires discordants de l'unité de Stilo-Capo d'Orlando. Nos données géochronologiques permettent donc de préciser sensiblement l'âge des phases tectonométamorphiques identifiées dans les unités du Massif de l'Aspromonte.

Ces données suggèrent en outre une remarque intéressante. Les âges fournis par les micas blancs de l'unité d'Africo-Polsi, compris entre 36 et 33 Ma, peuvent être interprétés en terme d'âge du franchissement de l'isotherme 350-400°C. Or les micas blancs de la zone de cisaillement principale, située immédiatement au dessus de l'unité d'Africo-Polsi (à la base de l'unité de l'Aspromonte) ont fourni des âges plus jeunes (28 Ma). Ces âges datent la déformation D2 qui accompagne la fin de l'exhumation tectonique du Massif de l'Aspromonte. A cette période, du fait de sa position structurale, cette zone de cisaillement devait donc fonctionner dans des conditions thermiques inférieures à 350-400°C. Ces données illustrent le fait que les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ne peuvent pas toujours être interprétés en termes d'âge de refroidissement. La

déformation, qui maintient les systèmes isotopiques ouverts en influençant la taille des grains et leur recristallisation, est un facteur majeur de l'enregistrement du signal isotopique.

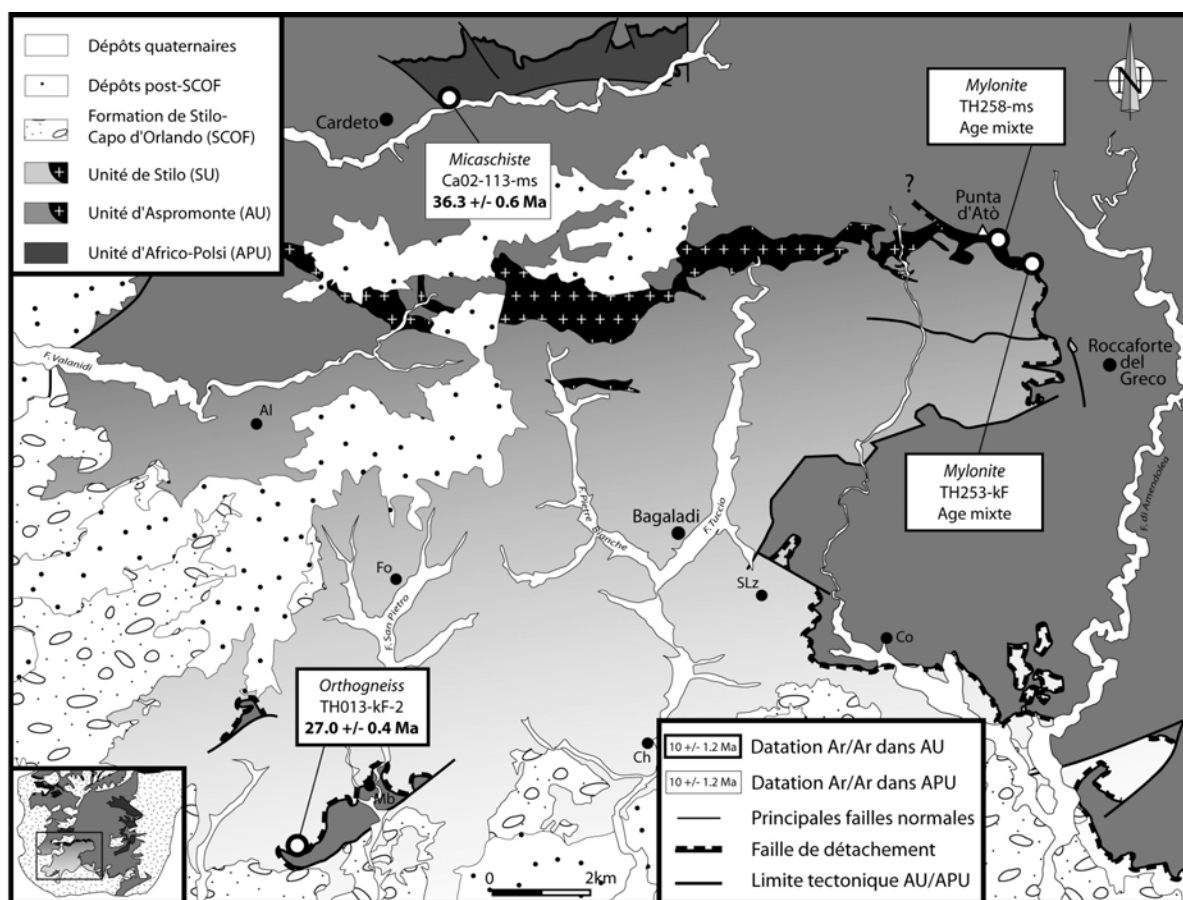


Figure V-15 : Carte synthétique des résultats de l'étude géochronologique pour la partie centrale du Massif de l'Aspromonte. La nature des minéraux analysés est précisée par ms : micas blancs et Kf : feldspaths.

5.2/ L'âge de l'exhumation de l'unité de l'Aspromonte

Les données géochronologiques discutées ci-dessus indiquent que l'exhumation des parties profondes du Massif de l'Aspromonte est active au moins à partir de 36 Ma, et qu'elle est en grande partie contrôlée par le fonctionnement des bandes de cisaillement D2. Les données acquises sur les roches situées au toit de l'unité de l'Aspromonte confirment en partie ces observations.

Dans l'ensemble les données obtenues sur les populations de feldspaths sont très perturbées et ne permettent pas de dater précisément le franchissement de l'isotherme 200°C dans les différents secteurs du Massif. Cependant l'allure générale des spectres d'âges traduit de manière simplifiée l'histoire de refroidissement des roches. Ces données suggèrent que la partie Nord de l'unité de l'Aspromonte a été exhumée plus tardivement que la partie Sud. En effet, les âges

obtenus sur les échantillons TH117, TH178, TH253 et TH262, situés dans la partie Nord, indiquent un refroidissement final en dessous de 200°C , autour de 30 Ma. L'échantillon TH013, prélevé dans la partie centrale a fourni un âge plus précis à 27 Ma. En revanche les échantillons TH273 et TH276 provenant de la partie Sud indiquent un refroidissement en dessous de 200°C à environ 45 Ma.

Echantillon	Unité	Secteur	Analyse	Age total	Age intercept	MSWD	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	Méthode
TH013	AU	Montebello	TH013-kF-2	41.4 ± 0.4	27.0 ± 0.4	1.92	309 ± 4	four
TH117	AU	Jofri	TH117-kF	125.3 ± 1.2	-	-	-	four
TH178	AU	Jofri	TH178-kF	45.5 ± 0.1	-	-	-	four
TH253	AU	Roccaforte	TH253-kF	66.6 ± 0.1	-	-	-	four
TH262	AU	Africo V	TH262-kF	58.8 ± 0.1	-	-	-	four
TH273	AU	Palizzi	TH273-kF-2	66.2 ± 0.6	45.0 ± 1.0	7.99	214 ± 5	four
TH276	AU	Palizzi	TH276-kF	54.6 ± 0.2	44.6 ± 4.0	22.98	289 ± 23	four

Tableau V-II – Synthèse des résultats de l'étude géochronologique Ar/Ar sur les feldspaths prélevés au toit de l'unité de l'Aspromonte sous le détachement. Les âges sont donnés en millions d'années (Ma). Les données complémentaires relatives à chaque analyse sont reportées en annexe.

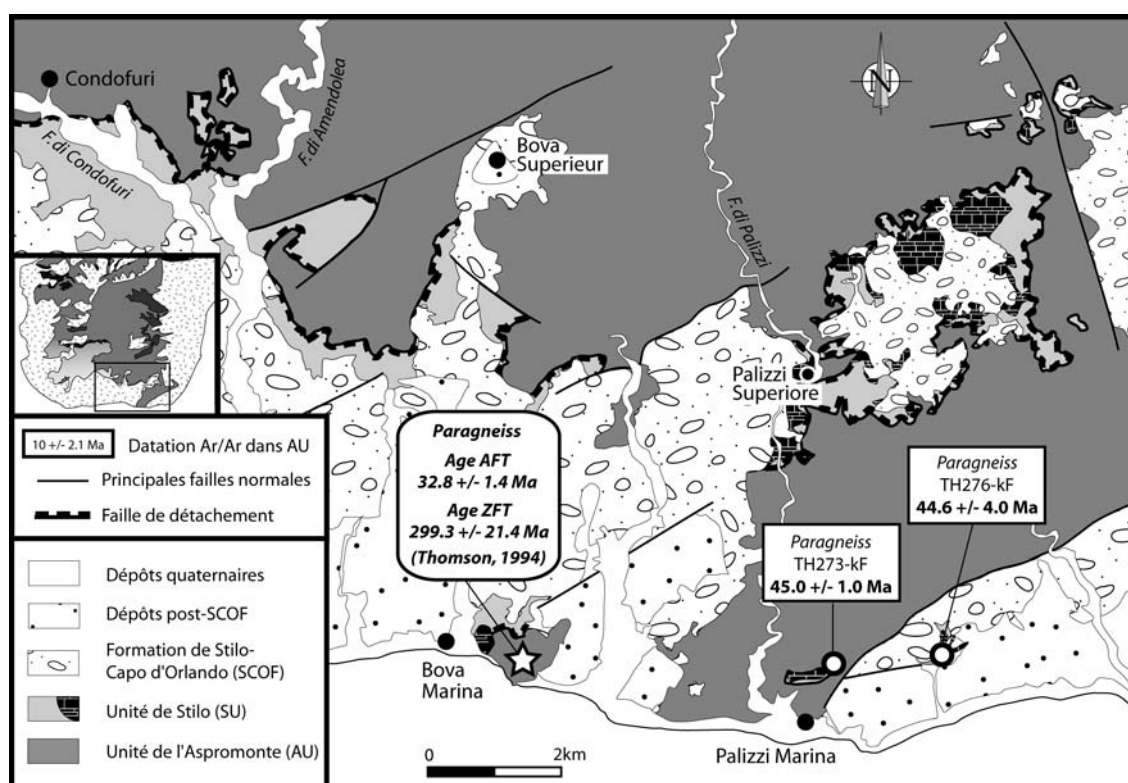


Figure V-16 : Carte synthétique des résultats de l'étude géochronologique pour la partie sud-est du Massif de l'Aspromonte. La nature des minéraux analysés est précisée par Kf : feldspaths. L'étoile représente la position de l'échantillon BOV30 de Thomson (1994) dont les âges par traces de fission sur apatite (AFT) et sur zircon (ZFT) sont précisés.

Des âges traces de fission à 300 Ma environ sur zircon et à 33 Ma sur apatite (Thomson, 1994) obtenu sur un échantillon (BOV30) de l'unité de l'Aspromonte prélevé dans le même

secteur que les échantillons TH273 et TH276 indiquent que dans ce secteur le toit de l'unité de l'Aspromonte est resté à une température comprise entre 230 et 60 °C environ depuis la fin de l'orogénèse hercynienne. Le franchissement de l'isotherme 200°C à 45 Ma mis en évidence par les datations Ar/Ar sur feldspaths puis de l'isotherme 60°C à 33 Ma implique probablement une réactivation tectonique, entraînant une surrection du massif qui pourrait être reliée à la déformation D1 en épaissement.

L'âge à 27 Ma obtenu sur l'échantillon TH013 coïncide précisément avec l'âge du fonctionnement des zones de cisaillement plus profondes du massif. Ce résultat indique que l'exhumation de l'unité de l'Aspromonte autour de 30 Ma pourrait être contrôlée par la déformation D2. Or dans cette partie de la pile tectonique cette déformation est localisée au niveau du détachement à la base de l'unité de Stilo. Par conséquent on peut proposer que cette surface tectonique particulière était active il y a 27 Ma, et l'exhumation de la partie inférieure du Massif de l'Aspromonte est reliée à l'amincissement tectonique associé à la déformation D2, marqué en partie par le retrait progressif de l'unité de Stilo vers le NE, sur la surface de détachement. L'âge des sédiments de la base de l'unité de Stilo-Capo d'Orlando, qui viennent en discordance sur le contact détachant, est en accord avec ces conclusions.

	Unité de Stilo (SU)	Unité de l'Aspromonte (AU)	Unité d'Africo-Polsi (APU)
M_H	~ 300 Ma (U/Pb) (Graessner et al., 2000)	~ 300 Ma (U/Pb) (Graessner et al., 2000) ~ 331 Ma (Phg – Rb/Sr) (Bonardi et al., 1987)	> 288 Ma (Amp - Ar/Ar) (Bonamico)
M_{A1}	Absent	45 Ma (kF – Ar/Ar) Réactivation de l'érosion 24 – 28 Ma (Phg – Rb/Sr) (Bonardi et al., 1987)	> 36 Ma (Phg – Ar/Ar) (Cardeto)
M_{A2}	Ages mixtes	24 – 28 Ma (Phg – Rb/Sr) (Bonardi et al., 1987) 27 Ma (kF – Ar/Ar) (Détachement) 28 Ma (Phg – Ar/Ar) (Partie inférieure)	< 36 Ma (Phg – Ar /Ar) (Cardeto) 33 Ma (Phg – Ar/Ar) (Bonamico)

Tableau V-III ; Synthèse des données géochronologiques disponibles pour le Massif de l'Aspromonte, complétées par celles acquises au cours de cette étude (en gras).

Dans le chapitre suivant, l'ensemble de ces résultats sera confronté aux conclusions des chapitre III et IV afin de proposer des hypothèses de reconstitution de l'évolution PT-temps du Massif de l'Aspromonte.

Chapitre VI

L'évolution géodynamique du Massif de l'Aspromonte et de l'Arc Calabro- Péloritain dans le cadre de la Méditerranée Occidentale

Sommaire

1/ L'évolution tectonométamorphique du Massif de l'Aspromonte	195
1.1/ Le massif de l'Aspromonte, une pile de trois unités contrastées	195
1.2/ L'évolution PT-temps anté-alpine du Massif de l'Aspromonte	198
1.3/ L'évolution PT alpine du Massif de l'Aspromonte	200
1.4/ Les contraintes géochronologiques sur l'évolution alpine et sur l'exhumation du Massif de l'Aspromonte	202
2/ L'évolution alpine précoce dans l'ensemble de l'Arc Calabro-Péloritain	205
2.1/ Comparaison des directions cinématiques associées à D1 et D2	205
2.2/ Relation entre tectonique et sédimentation	209
2.3/ La position initiale des unités de l'Arc Calabro-Péloritain	211
2.4/ Rotations des blocs et orientation initiale des déformations D1 et D2	212
3/ Les Massifs de l'Arc Calabro-Péloritain dans le cadre de l'évolution géodynamique de la Méditerranée Occidentale	213
3.1/ Reconstitution cinématique	213
3.2/ Hypothèses pour expliquer la direction de l'extension observée en Calabre	216

Les données structurales, métamorphiques et géochronologiques acquises au cours de cette étude apportent de nouvelles contraintes pour reconstituer la formation et l'évolution de la pile tectonique qui constitue le massif de l'Aspromonte. La première partie de ce chapitre est consacrée à la confrontation des nouvelles données présentées dans les chapitres précédents avec les données déjà disponibles afin d'intégrer l'évolution cinématique du Massif de l'Aspromonte dans le cadre plus général de l'Arc Calabro-Péloritain. Nous discuterons ensuite de l'apport de ces données à la compréhension de l'évolution géodynamique de cette partie de la chaîne alpine au sein du système tectonique de la Méditerranée Occidentale.

1/ L'évolution tectonométamorphique du Massif de l'Aspromonte

L'existence de nappes alpines au sein des montagnes qui constituent l'Arc Calabro-Péloritain est avérée depuis longtemps (e.g. Limanowski, 1913 ; Quitzow, 1935). En Calabre du Nord, des unités ophiolitiques dérivées de la lithosphère océanique téthysienne sont impliquées dans les nappes. Dans les Monts Péloritains en Sicile, des écaillés de séries de couverture mésozoïque sont décrites sous les nappes métamorphiques (e.g. Cirrincione & Pezzino, 1993). Dans le Massif de l'Aspromonte cependant, où l'on observe également la superposition de plusieurs unités séparées par des contacts tectoniques, il n'y a pas d'indication directe de l'âge hercynien ou alpin de cet empilement, bien qu'il soit généralement considéré comme alpin.

Les travaux réalisés au cours de cette thèse dans le Massif de l'Aspromonte ont permis de préciser le découpage cartographique des trois unités tectoniques déjà identifiées par Bonardi et al. (1979). Ce découpage est basé à la fois sur des critères lithologiques, métamorphiques et structuraux. Chacune de ces unités présente les indices d'une évolution tectonométamorphique polyphasée marquée par la superposition d'évènements hercyniens et alpins. Dans les paragraphes suivants, nous passerons en revue les caractéristiques principales des trois unités. Ensuite nous reviendrons sur les points majeurs, afin de préciser les modalités structurales, métamorphiques et chronologiques des étapes successives de l'évolution du massif de l'Aspromonte.

1.1/ Le massif de l'Aspromonte, une pile de trois unités contrastées

L'unité d'Africo-Polsi (Fig. VI-1) correspond à la partie la plus basse de l'édifice tectonique. Elle affleure au cœur de fenêtres et demi-fenêtres tectoniques, essentiellement dans la partie Est du massif, et dans un petit secteur dans la partie Ouest. Il s'agit d'un ensemble de roches d'origine sédimentaire et volcano-détritique métamorphisées. Dans la partie sud-est nous décrivons une série particulière qui présente des analogies avec d'autres séries sédimentaires d'âge paléozoïque

de l'Arc Calabro-Péloritain (e.g. Acquafredda et al., 1994). Les termes les moins métamorphiques sont similaires à ceux correspondant au Silurien et au Dévonien de ces séries, même si des différences existent. Les termes supérieurs pourraient donc être attribués au Carbonifère, bien que des travaux complémentaires soient nécessaires pour s'en assurer. Dans la partie inférieure de l'unité d'Africo-Polsi, la série métamorphique est intrudée par des filons magmatiques leucocrates de petite taille, qui ne semblent pas affectés par le métamorphisme et la déformation. Cette observation implique que ces intrusions sont tardives vis-à-vis de la structuration principale de la série. Or nous avons vu que le métamorphisme dans l'unité d'Africo-Polsi est essentiellement d'âge alpin. Comme ces intrusions ne sont probablement pas alpines, et qu'elles rappellent plutôt les intrusions tardi-hercyniennes observées dans les unités de l'Aspromonte et de Stilo, cela signifie probablement que l'empreinte alpine correspond pour l'essentiel à un rééquilibrage statique des paragenèses hercyniennes, de manière analogue à ce qui est décrit dans l'unité de l'Aspromonte (Bonardi et al., 1984, 1992 ; Platt & Compagnoni, 1990). Les données métamorphiques et les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur l'unité d'Africo-Polsi indiquent une évolution polyphasée avec notamment la superposition d'épisodes hercyniens et alpins. Les premiers ne sont pas clairement datés du fait de la déstabilisation de l'enregistrement radiogénique consécutif aux événements alpins. Seuls les derniers sont clairement datés entre 36 et 33 Ma. Ces âges correspondent à l'enregistrement du trajet rétrograde associé à l'exhumation de l'unité d'Africo-Polsi consécutivement à un épisode d'épaississement tectonique majeur contemporain de la rééquilibration métamorphique des roches.

L'unité de l'Aspromonte (Fig. VI-1) correspond à la partie intermédiaire de l'édifice tectonique. Elle arme l'essentiel du massif et correspond à une lame de roches cristallines d'origine crustale. Son épaisseur est très variable : de quelques centaines de mètres à 2 km selon les secteurs. Son contact basal est clairement une surface de chevauchement. L'évolution métamorphique de cette unité a fait l'objet de plusieurs études antérieures à ce travail. Elle est généralement décrite comme polyphasée : sa fabrique principale est hercynienne (Graessner et al., 2000), mais une surimpression tectonométamorphique alpine est décrite dans la partie nord (Pezzino & Puglisi, 1980 ; Bonardi et al., 1984, 1987, 1992 ; Platt & Compagnoni, 1990 ; Pezzino et al., 1990, 1992 ; Messina et al., 1992). Les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ effectuées sur les feldspaths au toit de l'unité indique que l'exhumation de l'unité de l'Aspromonte a repris dès 45 Ma. Les datations sur les phengites des zones de cisaillement à sa base mettent en évidence une transposition des âges hercyniens, plus ou moins marquée, voire totale dans la partie la plus profonde, où la déformation tardive en extension est datée à 29 Ma.

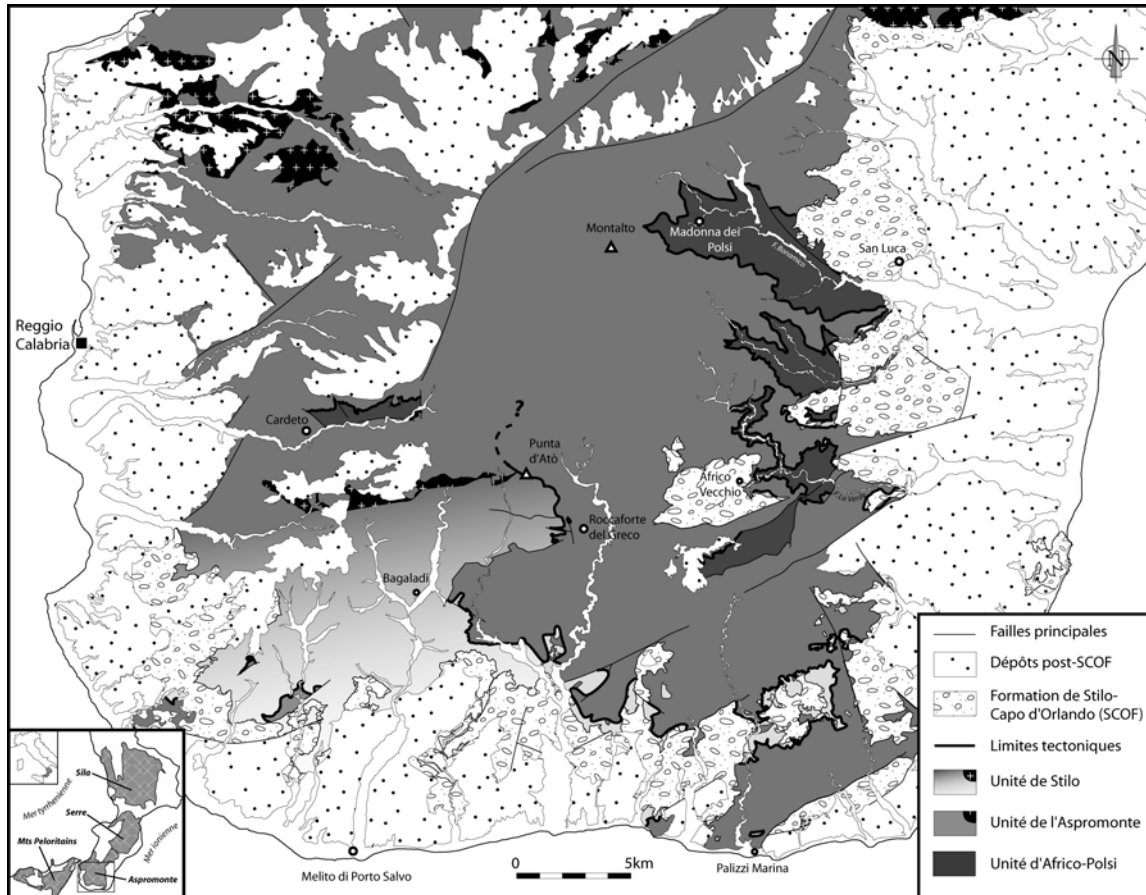


Figure VI-1 : Carte structurale du Massif de l'Aspromonte, d'après Bonardi et al. (1979), Pezzino & Puglisi (1980), Ortolano et al. (2005), modifié. Les trois unités tectonométamorphiques décrites au cours de cette thèse sont distinguées selon trois tons de gris et sont séparées par des contacts tectoniques figurés par un trait noir épais. Le figuré de l'unité de Stilo comporte un gradient de gris qui illustre l'augmentation du degré métamorphique apparent depuis les zones non métamorphiques au sud, jusqu'au même degré métamorphique que celui de l'unité de l'Aspromonte vers le nord. Ces deux unités comportent des intrusions de granites peralumineux qui sont figurées en noir. Le contact entre les unités de Stilo et d'Aspromonte n'a pas pu être suivi au nord de la Punta d'Atò, là où le contraste métamorphique disparaît. Parmi les séries de la couverture sédimentaire post-orogénique, seule la Formation de Stilo-Capo d'Orlando a été distinguée.

L'unité de Stilo (Fig. VI-1) occupe la position la plus haute de l'édifice. On l'observe dans la partie sud-ouest du massif. Les observations effectuées au cours de cette thèse nous ont amenées à revoir sa limite cartographique. Le découpage initial de Bonardi et al. (1979) et Crisci et al. (1982) était basé sur une différence lithologique nette entre les unités de l'Aspromonte et de Stilo. Ce contraste existe clairement dans la partie sud du massif où l'unité de Stilo est essentiellement constituée d'une série de roches d'origine sédimentaire plus ou moins métamorphiques (épaisseur maximum estimée de 7 km) recouverte au sommet par une mince couverture carbonatée jurassique (épaisseur inférieure à 50 m) surmontée très localement par une série détritique d'âge Oligocène inférieur (épaisseur inférieure à 20 m). Le métamorphisme n'affecte que la série paléozoïque et son substratum, il est daté à environ 300 Ma et est sub-contemporain (Graessner

et al., 2000) de la mise en place de lentilles de leucogranites au sein de l'ensemble formé par les unités de l'Aspromonte et de Stilo. Il présente une zonation marquée par une augmentation graduelle du degré métamorphique du sud vers le nord, c'est-à-dire du haut de la série vers le bas. L'évolution tectonométamorphique anté-jurassique s'achève par une déformation en raccourcissement Nord-Sud qui se traduit dans les séries métasédimentaires de l'unité de Stilo par des plis de grande longueur d'onde. Cette déformation serait fini-hercynienne (Graessner & Schenk, 1999). Elle semble en effet ne pas affecter la couverture méso-cénozoïque. L'unité de Stilo est séparée des roches cristallines de l'unité de l'Aspromonte par une surface tectonique à faible pendage. Cette surface se prolonge vers le nord en descendant dans la série métamorphique jusqu'à séparer des lithologies similaires de part et d'autre, et de ce fait initialement attribuées globalement à l'unité de l'Aspromonte. Ces deux unités devaient appartenir initialement à une même pile lithostratigraphique, dont seule la partie basse se retrouve dans l'unité de l'Aspromonte, et dont la partie supérieure est bien préservée dans l'unité de Stilo. La position du contact entre ces deux unités, telle qu'elle a été définie par Bonardi et al. (1979) avait été partiellement remise en question par Graessner & Schenk (1999). Nos travaux permettent de préciser sa trace cartographique jusqu'au nord du granite de la Punta d'Atò. Encore plus au nord, il devient délicat de la localiser, d'une part à cause de la mauvaise qualité des conditions d'affleurement et d'autre part parce qu'elle sépare des lithologies analogues (Fig. VI-1). Les relations géométriques entre les deux unités qu'il sépare montrent que ce contact tectonique est un contact soustractif qui correspond à une faille de détachement. Son activation semble liée à un épisode d'amincissement tectonique qui a été également observé plus bas dans la pile tectonique. Les datations acquises au cours de ce travail indiquent que ce détachement fonctionnait au moins à partir de 27 Ma. Cette déformation alpine ne semble pas s'accompagner d'une rééquilibration métamorphique des paragenèses hercyniennes en dehors des zones de cisaillement principales.

1.2/ L'évolution PT-temps anté-alpine du Massif de l'Aspromonte

Les seuls arguments structuraux ne permettent pas d'exclure totalement l'hypothèse que la structuration en nappes du Massif de l'Aspromonte se soit formée, au moins en partie, dès l'Hercynien. En effet, (i) l'âge Carbonifère probable des niveaux les plus élevés de la série de l'unité d'Africo-Polsi autorise l'hypothèse d'un empilement hercynien, ceci (ii) d'autant plus que le métamorphisme hercynien de l'unité de l'Aspromonte est plus récent que le Carbonifère; et (iii) la direction de raccourcissement suggérée par l'orientation des plis issus de la déformation fini-métamorphique hercynienne de l'unité de Stilo (Graessner & Schenk, 1999) est compatible avec la direction supposée de mise en place de la nappe de l'Aspromonte.

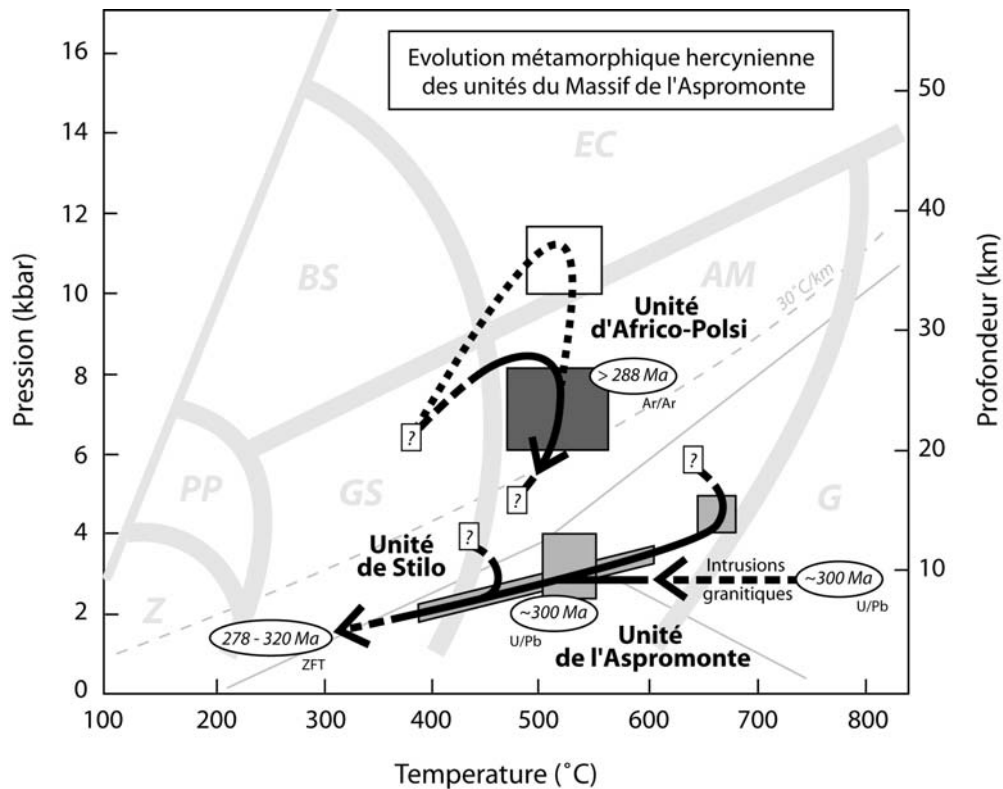


Figure VI-2 : Evolution métamorphique hercynienne des unités constituant le Massif de l'Aspromonte. Les données métamorphiques et géochronologiques retenues pour l'unité d'Africo-Polsi sont issues de cette thèse. Le rectangle blanc correspond aux valeurs proposées par Ortolano et al. (2005). Les données métamorphiques et géochronologiques concernant l'unité de l'Aspromonte sont celles proposées par Graessner & Schenk (1999) et Ortolano et al. (2005). L'âge traces de fission sur zircon (ZFT) est de Thomson (1994) provient de la partie sud de l'unité de l'Aspromonte.

Si on considère à présent les données sur l'évolution métamorphique hercynienne de l'unité d'Africo-Polsi et de l'ensemble formé par les unités de l'Aspromonte et de Stilo, on peut reconstituer approximativement les chemins P-T de la figure VI-2. La différence significative des conditions du pic de métamorphisme observé suggère que ces deux ensembles n'ont pas subi la même évolution hercynienne. Le chemin pression – température reconstitué pour l'unité de l'Aspromonte, à partir des données de Graessner & Schenk (1999) et Ortolano et al. (2005) est situé à relativement plus basse pression. La partie rétrograde de cette évolution métamorphique est datée à environ 300 Ma et elle est contemporaine des intrusions granitiques peralumineuses (Graessner et al., 2000), dont la composition est caractéristique d'un contexte syn- à post-collisionnel (Acquafredda et al., 1994). A la même période, l'unité d'Africo-Polsi était située dans des conditions de plus haute pression, soit 7 ± 1 kbar à 11 ± 1 kbar selon le géobaromètre utilisé. En outre même si on observe dans la partie inférieure de cette unité des intrusions magmatiques acides, rien n'indique qu'elles sont contemporaines ou associées génétiquement avec celles qui

intrudent les unités d'Aspromonte et de Stilo à 300 Ma. Au mieux, si elles sont contemporaines, elles reflètent un contexte tardi-orogénique équivalent, sans indiquer que ces unités aient déjà été superposées tectoniquement à cette période.

Ces observations suggèrent qu'au cours de l'évolution tectonométamorphique hercynienne, les roches de l'unité d'Africo-Polsi et celles de l'ensemble formé par les unités de l'Aspromonte et de Stilo n'étaient pas situées dans des contextes équivalents. Il ne semble donc pas qu'elles aient subi une évolution métamorphique commune associée à un empilement d'âge hercynien. La superposition tectonique de ces unités est plus probablement le résultat des épisodes alpins dont les caractéristiques sont décrites ci-dessous.

1.3/ L'évolution PT alpine du Massif de l'Aspromonte

La superposition d'épisodes de déformation et de métamorphisme d'âges différents a été mise en évidence très tôt dans le Massif de l'Aspromonte (Bonardi et al., 1984). Les premières datations proposées par ces auteurs suggèrent qu'il s'agit d'événements hercyniens et alpins (Bonardi et al., 1987). Les recristallisations alpines se marquent par la transposition des fabriques métamorphiques hercyniennes. Peu marquée dans l'unité de l'Aspromonte, cette transposition est presque totale dans l'unité d'Africo-Polsi (M_{Al}). Dans cette dernière, les estimations thermobarométriques effectuées sur les minéraux de la foliation principale indiquent que cette transposition est associée à une déformation alpine D1 qui se développe dans les conditions du faciès Amphibolite dans le secteur de la *fiumara* Bonamico, et dans les conditions du faciès Schistes Verts dans le reste de l'unité d'Africo-Polsi. Ces estimations, reportées sur la figure VI-3 nécessitent un enfouissement tectonique plus ou moins important selon les secteurs. L'épisode d'épaississement D1 est suivi d'une seconde déformation D2, qui correspond cette fois à une phase d'extension qui se traduit par l'amincissement généralisé de la pile tectonique. Cette déformation se marque à la fois par l'activation du contact détachant qui sépare les unités de l'Aspromonte et de Stilo, par le développement de bandes de cisaillement au sein de l'unité de l'Aspromonte et la réactivation probable de l'ancien contact de nappe, et par la reprise partielle de la fabrique métamorphique principale de l'unité d'Africo-Polsi. Elle entraîne une recristallisation mylonitique qui transpose presque intégralement les paragenèses hercyniennes dans les bandes de cisaillement de l'unité de l'Aspromonte. Les estimations des conditions thermobarométriques effectuées indiquent que cette déformation accompagne l'exhumation progressive des roches de l'unité d'Africo-Polsi, comme le suggère l'allure des trajets rétrogrades reportés sur la figure VI-3.

Plusieurs observations peuvent être faites à la lecture de cette figure. Tout d'abord, le chemin PT reconstruit pour le secteur de Cardeto présente la même allure que les deux autres, ce

qui confirme l'hypothèse selon laquelle les affleurements du secteur de Cardeto appartiennent bien à l'unité d'Africo-Polsi. D'autre part, le trajet prograde semble commun aux trois secteurs, ce qui suggère que l'enfouissement est contemporain pour l'ensemble de l'unité inférieure. Ensuite, si l'on considère les seuls secteurs des *fiumare* Bonamico et La Verde, la position des pics du métamorphisme confirme l'observation faite sur le terrain de l'existence d'une zonation métamorphique entre ces deux secteurs, marquée par une augmentation du degré métamorphique du SE vers le NW associée à l'épisode métamorphique prograde (M_{A1}). Le secteur de la *fiumara* La Verde a subi un enfouissement moindre que le secteur de la *fiumara* Bonamico.

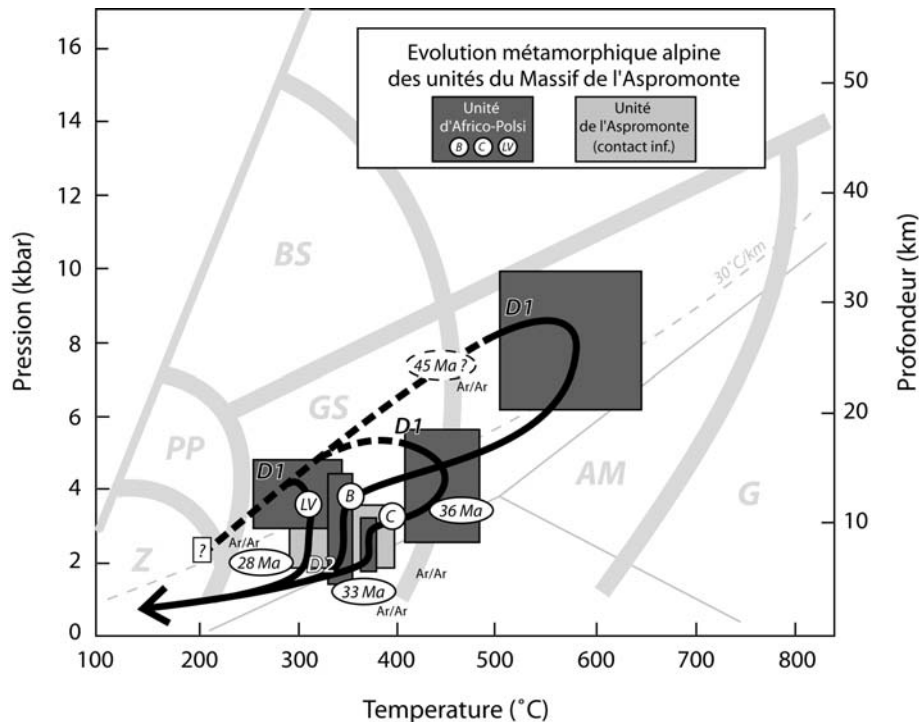


Figure VI-3 : Evolution métamorphique alpine de l'unité d'Africo-Polsi, à partir des données acquises au cours de cette thèse. Les trois chemins pression-température correspondent aux trois secteurs distingués au cours de l'étude : *fiumara* Bonamico (B), Cardeto (C) et *fiumara* La Verde (LV). Les âges associés (36 et 33 Ma) correspondent à l'enregistrement de l'exhumation qui se prolonge avec la déformation D2. La position des conditions du métamorphisme rétrograde des bandes de cisaillement D2 à la base de l'unité de l'Aspromonte est figurée par le rectangle gris clair, partiellement masqué et complété de l'âge associé (29 Ma). L'âge à 45 Ma est interprété comme associé à l'épaississement tectonique D1.

Si l'on considère à présent les parties rétrogrades des trois chemins PT reconstruits, on peut faire plusieurs observations. Tout d'abord, l'allure du trajet rétrograde du secteur de la *fiumara* Bonamico, bien que mal contraint, est similaire à celle du trajet prograde. Cette géométrie impliquerait un changement de régime enfouissement/exhumation assez rapide, où les effets thermiques de l'épaississement crustal seraient peu marqués. La pente de cette partie du trajet suggère cependant une exhumation assez lente, dont il est difficile de préciser la vitesse, compte

tenu de l'absence d'information sur l'âge du pic de métamorphisme. Il est probable que cette partie de l'exhumation n'était contrôlée que par l'érosion des reliefs formés durant l'épaississement D1. A l'inverse, en deçà de 400°C environ, on observe une décompression quasiment adiabatique. Celle-ci correspond à l'enregistrement de la déformation en amincissement tectonique D2. La baisse de pression observée confirme en effet une probable dénudation tectonique brutale. Et la température à laquelle elle se produit correspond effectivement à la température de fermeture des chronomètres utilisés ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur phengites).

Dans ce schéma, l'unité de l'Aspromonte, qui d'après nos observations, n'enregistre pas de métamorphisme prograde notable pendant sa mise en place tectonique, subit au contraire l'évolution rétrograde associée à l'exhumation de l'unité d'Africo-Polsi et à la déformation D2. Les estimations pression – température effectuées pour le fonctionnement des zones de cisaillement ductile formées au cours de D2 correspondent effectivement à la position de la partie finale des trois chemins rétrogrades reportées sur la figure IV-2. On peut d'ailleurs remarquer que les conditions rétrogrades dans le secteur de la *fiumara* La Verde correspondent à la limite inférieure de la gamme des conditions PT estimées pour les bandes de cisaillement à la base de l'unité de l'Aspromonte. Ces conditions relativement basse température s'accordent bien avec l'allure des mylonites observées sur le terrain, et expliquent en partie la rééquilibration seulement partielle des phengites hercyniennes datées au cours de cette étude.

1.4/ Les contraintes géochronologiques sur l'évolution alpine et sur l'exhumation du Massif de l'Aspromonte

D'une manière générale les données géochronologiques acquises au cours de cette thèse (Fig. VI-3 et VI-4) permettent de préciser la chronologie des deux déformations alpines. L'épaississement tectonique associé à la déformation D1 correspond probablement au chevauchement de l'unité de l'Aspromonte et de l'unité de Stilo (alors associées) sur l'unité d'Africo-Polsi. Dans ce secteur les terrains de l'unité de l'Aspromonte étaient déjà situés en position haute dans la croûte, à une température inférieure à 230°C, depuis environ 300 Ma (âge traces de fission sur zircon de Thomson, 1994). L'épaississement aurait entraîné la formation de relief déterminant une érosion qui est enregistrée au toit de l'unité de l'Aspromonte par le franchissement de l'isotherme 200°C à 45 Ma (âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur feldspaths). Dans la partie la plus au nord-ouest du massif, les roches de l'unité de l'Aspromonte ont franchi l'isotherme 230°C à 39 Ma (âge traces de fission sur zircon de Thomson, 1994). Ce décalage dans l'âge de l'exhumation confirme d'une certaine manière le sens de transport de la nappe, au cours de l'épisode D1, depuis les parties profondes au NW vers la surface au S ou au SE (Fig. VI-4).

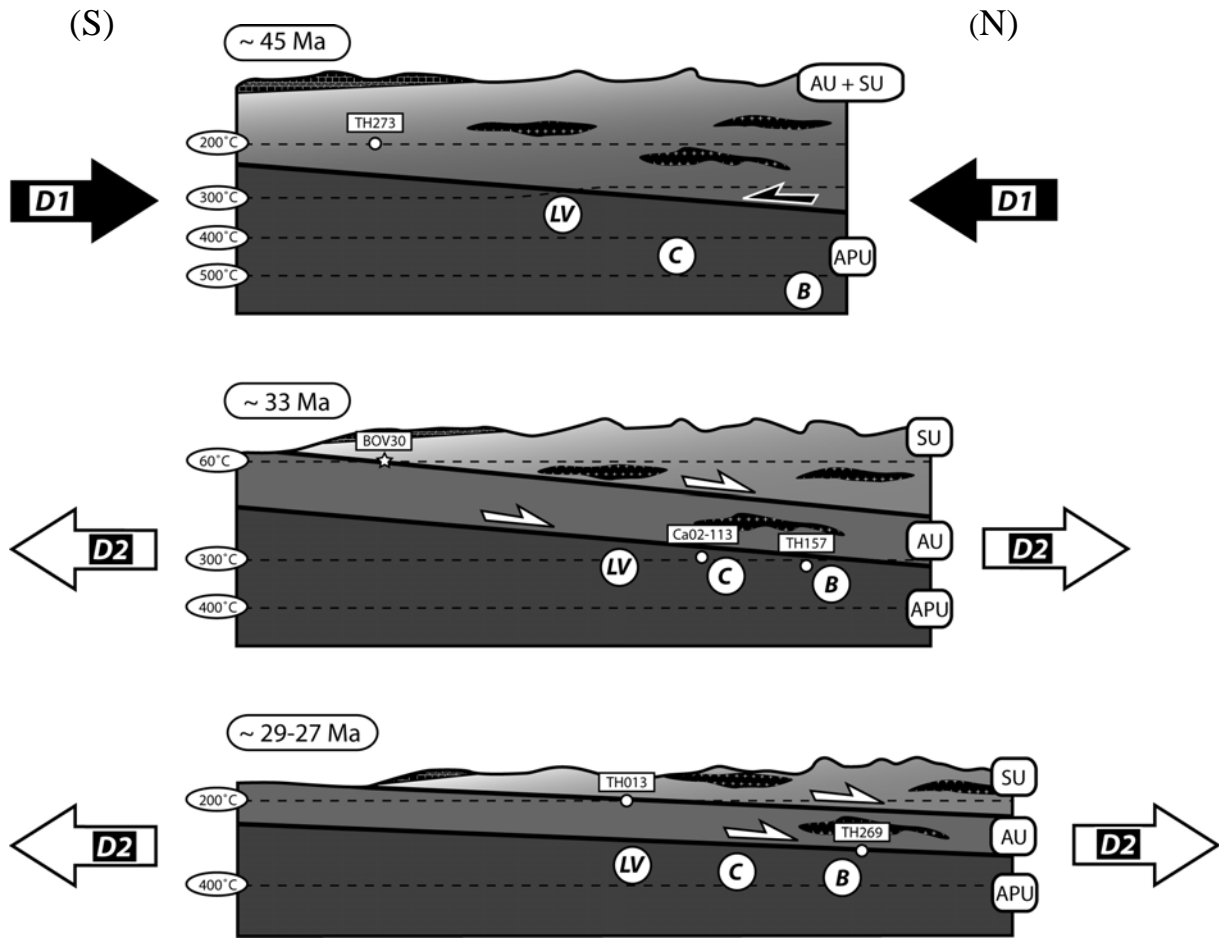


Figure VI-4 : Illustration de la structure du Massif de l'Aspromonte au cours des épisodes tectonométamorphiques alpins. SU : Unité de Stilo, AU : unité de l'Aspromonte, APU : unité d'Africo-Polsi. Trois étapes sont distinguées : la phase D1, (épaississement/érosion active à 45 Ma) ; le début de la phase D2 correspondant aux âges proches de 33 Ma, et la phase D2 tardive datée entre 29 et 27 Ma. Chaque âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ est reporté en fonction de la position de l'échantillon, à la fois au sein de la pile tectonique et selon l'axe horizontal, mais également au niveau de la position approximative de l'isotherme correspondant au géochronomètre considéré. Les carrés et les ronds correspondent respectivement aux datations sur feldspaths et sur micas blancs. L'étoile blanche représentée sur l'étape intermédiaire correspond à la position approximative de l'échantillon BOV30 de Thomson (1994) qui a fourni un à AFT à 33 Ma. NB : compte-tenu des températures relativement basses et du faible contraste thermique entre les unités, nous avons négligé la déformation transitoire des isothermes. Les dépôts sédimentaires syn- à post-orogéniques ne sont pas représentés.

Dans le compartiment inférieur, c'est à dire dans l'unité d'Africo-Polsi, l'épaississement se marque par l'enfouissement et la rééquilibration métamorphique associée. Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenus sur cette unité correspondent à l'enregistrement de la partie rétrograde du chemin PT. Il s'agit en effet d'âges de refroidissement des phengites de la fabrique métamorphique principale S1 probablement acquise au cours de la déformation D1. Il n'est pas possible cependant de relier directement ces âges aux microstructures clairement associées à D2. Dans le secteur de Cardeto, l'âge de l'exhumation (~36 Ma) suggère qu'elle est légèrement plus précoce que dans le secteur de la *fumara* Bonamico où elle est datée autour de 33 Ma. Cette différence significative d'âge de

refroidissement est peut-être liée au fait que les roches du secteur de la *fiumara* Bonamico ont subi un enfouissement plus important que celles du secteur de Cardeto, comme le suggèrent l'ensemble des estimations pression – température, l'exhumation des premières étant alors retardée par rapport à celle des secondes et le franchissement de l'isotherme 350°C étant un peu plus précoce dans le secteur de Cardeto que dans celui de la *fiumara* Bonamico.

L'exhumation des unités profondes se poursuit avec la déformation D2 qui entraîne un amincissement rapide de la pile tectonique. L'unité de l'Aspromonte enregistre une exhumation, datée à la fois dans sa partie profonde et dans sa partie superficielle. Dans sa partie inférieure les phengites des mylonites des bandes de cisaillement ont été datées à 29 Ma (âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$). Dans la partie supérieure, cette exhumation semble liée au fonctionnement de la faille de détachement identifiée au cours de cette étude et au retrait tectonique associé de l'unité de Stilo, découvrant progressivement le toit de l'unité de l'Aspromonte actuel. Il est probable que cette dénudation tectonique commence dès 33 Ma, l'âge du franchissement de l'isotherme 60°C par le toit de l'unité de l'Aspromonte (âge traces de fission sur apatite de Thomson, 1994). En effet, à 45 Ma le toit de l'unité de l'Aspromonte, dans le même secteur était situé à une température de 200°C (âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur feldspaths), soit à une profondeur d'environ 7 km. Par conséquent, l'exhumation de l'unité de l'Aspromonte jusqu'au franchissement de l'isotherme 60°C à 33 Ma implique un fort amincissement de la série au dessus du toit actuel de l'unité de l'Aspromonte. Or dans ce secteur, on observe actuellement le sommet de l'unité de Stilo et son épaisseur actuelle ne dépasse pas la centaine de mètres. Cet amincissement ne peut donc pas s'expliquer simplement par une exhumation par érosion mais implique obligatoirement le retrait tectonique de l'unité de Stilo, transportée vers le NE sur le détachement (Fig. VI-4). Cette dénudation se propage ensuite vers le nord et entraîne le refroidissement du toit de l'unité de l'Aspromonte au dessus de l'isotherme 200°C à 27 Ma (âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur feldspaths) (Fig. VI-4).

L'exhumation de l'unité de l'Aspromonte est enregistrée également dans la partie nord du massif par le franchissement de l'isotherme 60°C (traces de fission sur apatite) entre 25 ± 5 Ma et 23 ± 2 Ma selon les échantillons (Thomson, 1994). La position de ces échantillons vis-à-vis du détachement n'est pas clairement définie, mais il semble qu'il s'agit de parties relativement profondes de l'unité de l'Aspromonte. Ces âges suggèrent que l'exhumation s'est prolongée probablement jusque vers 18 ± 2 Ma, l'âge du franchissement de l'isotherme 230°C (traces de fission sur zircon) dans le NW du massif (Thomson, 1994). Ce dernier âge semble cependant incompatible avec le fait qu'à la même période, la plus grande partie de la série de la Formation de Stilo-Capo d'Orlando dont l'âge est compris entre environ 28 (ou 23 Ma) et 16 Ma (Weltje, 1992 ou Bonardi et al., 2003), s'était déjà déposée, en scellant apparemment les anciens contacts tectoniques. Toutefois cette dernière observation doit être considérée avec prudence car dans ce secteur nous avons observé des indices d'une déformation cisailante d'orientation similaire à D2

à la base de cette série sédimentaire, suggérant que la déformation en extension était encore active pendant son dépôt. Quoiqu'il en soit, l'exhumation du Massif de l'Aspromonte, qu'elle soit contrôlée ou non par de la dénudation tectonique, s'est donc prolongée jusqu'au Miocène inférieur.

2/ L'évolution alpine précoce dans l'ensemble de l'Arc Calabro-Péloritain

2.1/ Comparaison des directions cinématiques associées à D1 et D2

Dans le Massif de l'Aspromonte, la nappe formée par les unités de l'Aspromonte et de Stilo semble s'être mise en place au cours de la phase d'épaississement D1 du NW vers le SE, c'est à dire grossièrement selon une direction perpendiculaire à la courbure de l'Arc Calabro-Péloritain, et avec une vergence « externe ». A l'inverse la direction et le sens associés à la déformation en amincissement D2 suggèrent, de manière plus évidente un transport des unités du SW vers le NE. Nous avons montré que ces deux déformations appartiennent à l'évolution géodynamique alpine. Des déformations, équivalentes à la succession D1 - D2 identifiée dans le Massif de l'Aspromonte, ont été décrites en fait tout au long de l'Arc Calabro-Péloritain.

En Sicile, dans les Monts Péloritains, l'empilement tectonique, sensiblement plus complexe que dans le Massif de l'Aspromonte (e.g. Messina et al., 1996 ; Cecca et al., 2002), implique dans sa partie inférieure des unités qui comprennent des séries sédimentaires datées du Mésozoïque (e.g. Cirrincione & Pezzino, 1993) (Fig. VI-5a et b). Cette observation, sans équivalent dans le Massif de l'Aspromonte permet d'affirmer sans ambiguïté que les nappes sont alpines. Une évolution en partie hercynienne doit cependant être envisagée compte tenu de l'âge à 301 ± 2 Ma obtenu sur les phengites d'un échantillon de mylonite prélevé à la base de la nappe supérieure (De Gregorio et al., 2003). La direction de mise en place des nappes dans ce secteur, est suggérée par la géométrie des plis associés (Somma et al., 2005) qui indiquent un raccourcissement Nord-Sud. De plus le dépliage des structures de raccourcissement qui affectent les séries mésozoïques dérivant de la paléomarge téthysienne, permet de proposer que les nappes se sont empilées depuis le Nord vers le Sud (Fig. VI-5 b et c). Ce sens de transport est analogue à celui proposé pour l'épisode D1 dans le Massif de l'Aspromonte. L'enfouissement consécutif à cette épaississement tectonique est assez modéré puisqu'il ne s'accompagne dans les unités les plus profondes que d'un métamorphisme dans les conditions du faciès Schiste Vert ($P = 3 - 4$ kbar et $T = 300 - 350$ °C, Somma et al., 2005) comme dans le secteur de la *fumara* La Verde. Les mêmes auteurs décrivent également au sein de la pile de nappes des Monts Péloritains des indices de cisaillement, des plis et des failles extensives à faible pendage, associés à une rééquilibration métamorphique dans des conditions inférieures à celles suggérée pour l'épaississement. Ces

observations sont interprétées comme les indices d'une reprise de l'édifice de nappes dans une déformation extensive à vergence nord à nord-est assez imprécise, qui correspond probablement à la déformation D2 identifiée dans le Massif de l'Aspromonte (Fig. VI-6).

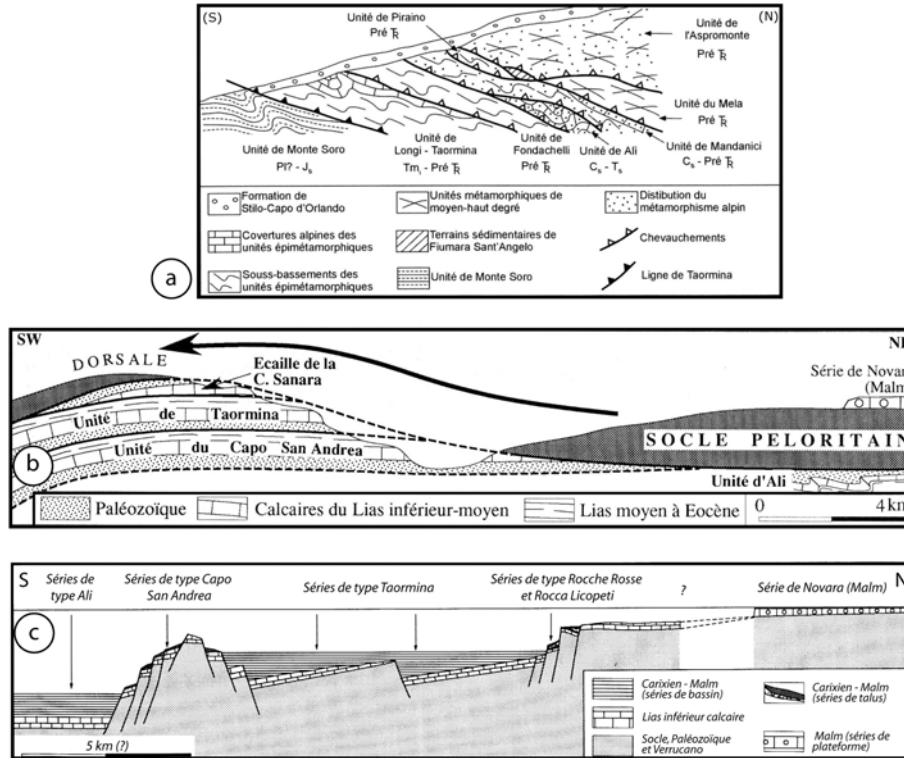


Fig. VI-5 : Les déformations alpines dans les Monts Péloritains. (a) Coupe schématique idéalisée de l'empilement des unités tectoniques des Monts Péloritains, d'après Cecca et al. (2002). (b) Coupe de la géométrie actuelle de pile tectonique des Monts Péloritains. Sur cette section l'écaille tectonique de « socle Péloritain » correspond en partie à l'ensemble formé par les unités de l'Aspromonte et de Stilo dans le Massif de l'Aspromonte, d'après Bouillin et al. (1992). (c) Reconstruction de la géométrie des unités de couverture avant la déformation alpine en raccourcissement Nord – Sud, (même référence).

En Calabre, à la bordure nord du Massif des Serre, Langone et al. (2006) décrivent trois unités contrastées séparées par des contacts tectoniques. Selon ces auteurs, l'empilement de ces différentes unités est contemporain des épisodes de convergence alpine. Des biotites prélevées dans les mylonites de la zone de charriage de l'unité supérieure (ligne Curinga-Girifalco) ont fourni un âge Rb/Sr à 43 ± 1 Ma (Schenk, 1980). Les estimations métamorphiques proposées par Langone et al. (2006) suggèrent que la déformation principale a eu lieu à environ 25 km de profondeur dans les conditions du faciès amphibolite. Ces estimations sont tout à fait similaires à celles obtenues pour le pic de métamorphisme alpin de l'unité d'Africo-Polsi. Les microstructures identifiées dans les mylonites, indiquent un transport du NW vers le SE dans les coordonnées actuelles (Fig. VI-6), c'est à dire globalement perpendiculairement à la direction locale actuelle de l'Arc Calabro-Péloritain dans ce secteur.

Plus au nord, dans le massif de la Sila ainsi que dans la Chaîne Côtière (Fig. VI-6), Rossetti et al. (2001, 2004) ont mis en évidence deux épisodes de déformations superposés. Ces déformations sont clairement alpines car elles affectent les unités ophiolitifères (le Complexe Liguride) constituées en partie de matériaux dérivant de la croûte océanique téthysienne. Ces roches sont surmontées tectoniquement par des unités métamorphiques variées, d'origine continentale qui appartiennent au même ensemble que les unités du Massif de l'Aspromonte (le Complexe Calabride). La première déformation décrite par Rossetti et al. (2001 ; 2004) correspond à un épisode d'épaississement tectonique, associé à un transport des unités du WSW vers le ENE globalement, c'est à dire, encore une fois, selon une direction perpendiculaire à la direction locale actuelle de l'Arc Calabro-Péloritain. Cet épaississement transporte les unités profondes dans des conditions métamorphiques du faciès Schistes Bleus. Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ proposés pour cette déformation sont imprécis du fait d'une rééquilibration partielle ultérieure, mais suggèrent que le pic de métamorphisme se situe autour de 33 - 38 Ma. La rééquilibration mentionnée ci-dessus est datée à environ 30 Ma et semble contemporaine de l'exhumation des unités profondes qui résulte d'après Rossetti et al. (2001 ; 2004) de la reprise en extension de la pile de nappe. Cette seconde déformation, opposée à la première, entraîne l'amincissement de la pile tectonique alpine constituant le nord de la Calabre, elle est en partie localisée au niveau de surfaces de détachement à faibles pendages, d'apparence similaire à celles observées dans le Massif de l'Aspromonte. Au cours de cette seconde déformation, les unités sont globalement transportées du SE vers le NW (Fig. VI-6).

On observe donc tout au long de l'Arc Calabro-Péloritain deux déformations alpines de vergences contraires. La première (D1), en régime compressif et associée à un sens de déversement vers les zones externes, aboutit à l'empilement tectonique des nappes (ou à la réactivation des éventuels contacts hercyniens) ; la seconde (D2), en régime apparemment distensif et à vergence interne cette fois, entraîne la reprise en extension des anciens contacts de nappes, l'amincissement généralisé de la pile tectonique et l'exhumation des unités profondes. Les directions de transport de la phase d'empilement (D1) sont différentes d'un secteur à l'autre mais elles restent systématiquement perpendiculaires à la direction locale d'allongement de l'Arc Calabro-Péloritain, et le sens de transport des nappes est toujours à vergence « externe » (Fig. VI-6). Cet épisode de déformation semble péné-contemporain d'un secteur à l'autre de l'Arc : même s'il n'est jamais précisément daté, il se produit dans la seconde moitié de l'Eocène (entre 45 et 38 Ma). Les directions de transport de la phase distensive (D2) semble également assez différente d'un secteur à l'autre : vers le nord ou le nord-est dans la partie sud de l'Arc Calabro-Péloritain, elles sont plutôt vers le nord-ouest dans la partie nord (Fig. VI-6). Les données géochronologiques disponibles indiquent également que cette seconde déformation est

contemporaine d'un secteur à l'autre de l'Arc Calabro-Péloritain, autour de 30 Ma dans la partie nord, plus clairement datée entre 33 et 27 Ma dans la partie sud (Fig. VI-6).

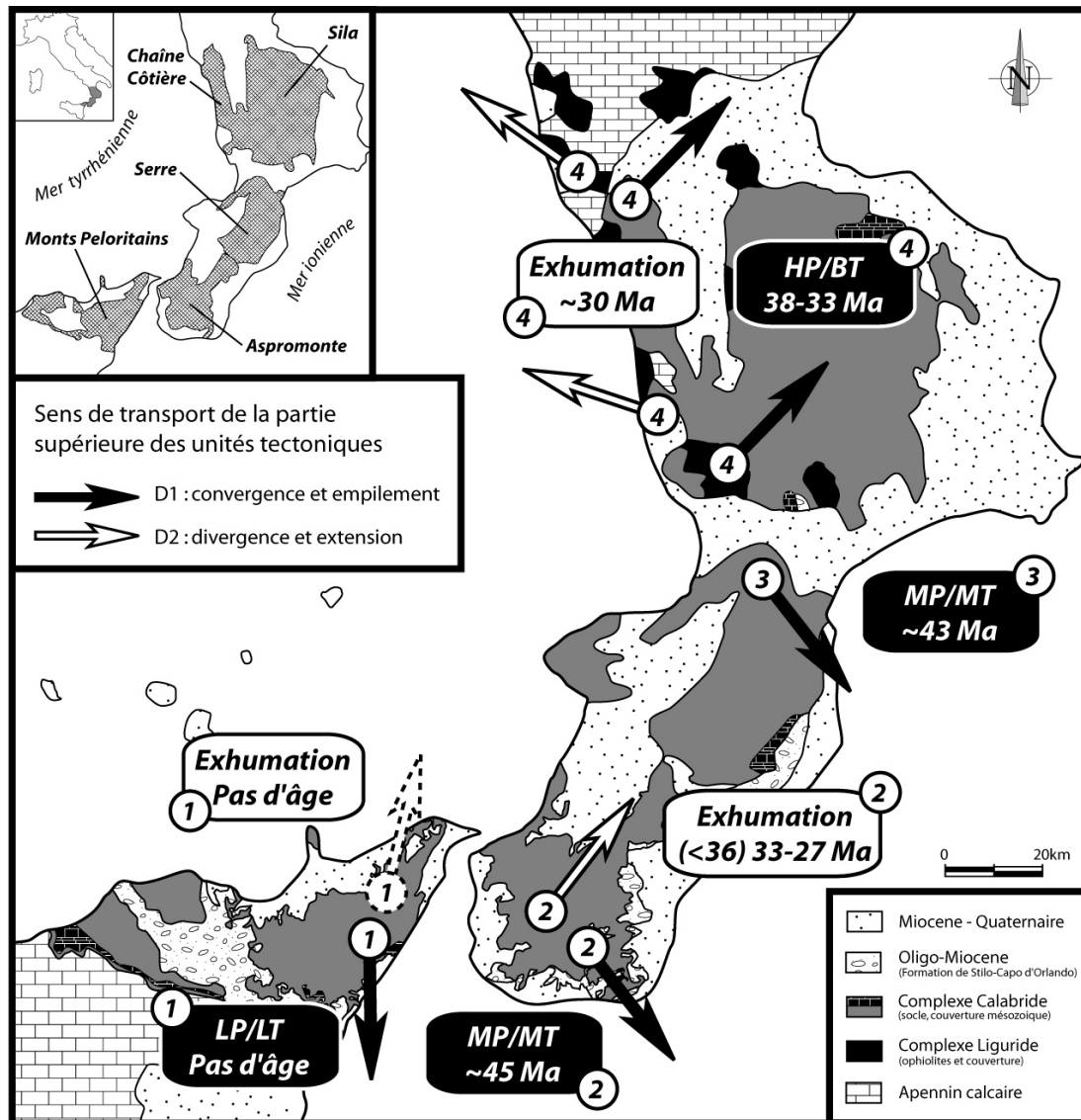


Fig. VI-6 : Les directions de transports des unités alpines de l'Arc Calabro-Péloritain au cours des deux déformations D1 (raccourcissement et empilement des unités tectoniques) et D2 (extension et amincissement de la pile tectonique). (1) d'après Somma et al. (2005), (2) cette étude, (3) d'après Langone et al. (2006) et l'âge de Schenk (1980) et (4) d'après Rossetti et al. (2004).

L'évolution alpine des unités qui constituent l'Arc Calabro-Péloritain dans son ensemble est donc en grande partie contrôlée par les deux déformations mises en évidence ici. Ces deux déformations sont de sens et d'effet contraires, elles sont en outre clairement superposées et successives, plutôt que simultanées. Cette dernière observation implique que cette cinématique ne peut pas s'inscrire dans le cadre d'une évolution de type « channel flow » (exhumation d'une lame tectonique entre un contact inférieur chevauchant et un contact supérieur en pseudo faille

normale, cf. Beaumont et al., 2001), mais qu'au contraire, il faut envisager deux dynamiques différentes et successives pour chacune des deux déformations.

2.2/ Relation entre tectonique et sédimentation

La déformation D1 en raccourcissement, mise en évidence dans l'ensemble de l'Arc Calabro-Péloritain, entraîne un épaissement tectonique qui s'accompagne de l'érosion et de l'exhumation des unités chevauchantes. C'est en particulier le cas dans le Massif de l'Aspromonte où les données géochronologiques acquises au cours de cette thèse indiquent que le toit de l'unité de l'Aspromonte a subi un refroidissement, c'est à dire une exhumation, dès 45 Ma (Eocène moyen). Les premiers dépôts post-jurassiques observés correspondent à la Formation de Palizzi dans la partie sud-est du Massif de l'Aspromonte (Bouillin et al., 1985). Il s'agit d'une mince série détritique (d'épaisseur inférieure à 20 m), dont les témoins actuels sont très peu étendu, et datée à l'Oligocène inférieur (environ 30 Ma). Cette série recouvre des bauxites non datées qui remplissent des cavités karstiques creusées au sommet des carbonates jurassiques. Ces rares observations suggèrent une érosion antérieure à l'Oligocène inférieur, cependant on ne connaît dans le Massif de l'Aspromonte aucun dépôt détritique d'âge éocène qui pourrait être associé à l'érosion du socle à cette époque.

Dans les Monts Péloritains en Sicile, les premiers dépôts détritiques sont datés de l'Eocène supérieur à l'Oligocène inférieur. Il s'agit du Flysch de Frazzanò (Ogniben, 1960) une série grésoconglomératique silicoclastique dont les éléments sont principalement remaniés du socle Calabro-Péloritain et traduisent la mise à l'érosion de ce dernier. Il est tentant de corréliser le début de cette érosion avec les âges de refroidissement à 45 Ma (Eocène moyen) obtenus dans la partie supérieure de l'unité de l'Aspromonte et que nous attribuons à la formation de relief consécutive au raccourcissement D1. D'autre part cette série est impliquée dans les chevauchements de la Dorsale Péloritaine, au front sud des nappes (e.g. Nigro & Puglisi 1993, Giunta & Nigro, 1999). Cela signifie que l'âge de la déformation D1 dans les Monts Péloritains est compris au moins entre l'Oligocène inférieur et l'Oligocène supérieur, l'âge des premiers niveaux de la Formation de Stilo-Capo d'Orlando qui, comme dans le Massif de l'Aspromonte, sont discordants sur la pile de nappes. Cependant de Capoa et al. (1997) et Bonardi et al. (2003) suggèrent au contraire que l'âge du Flysch de Frazzano est aquitanien (environ 23 - 20,5 Ma), ce qui invaliderait notre raisonnement.

L'extension du Flysch de Frazzanò est limitée à la zone sud-ouest des Monts Péloritains, et il n'existe pas de dépôts équivalents dans le Massif de l'Aspromonte et dans le Massif des Serre, où

les unités équivalentes à la Dorsale Péloritaine n'affleurent pas (si elles existent, elles sont recouvertes par la mer ionienne. Sur la bordure septentrionale du Massif de la Sila, Dubois (1976) décrit la Formation de Paludi, discordante sur les séries mésozoïques de Longobucco, mais chevauchée par des écaillés de socle hercynien. Cette série détritique contient d'abondants microfossiles éocènes vers sa base et pourrait apparaître comme un équivalent de la formation de Frazzano, mais Bonardi et al. (2005) font intervenir des remaniements de microfaune et lui attribuent un âge aquitain fondé sur la nanoflore. Cet âge implique que dans cette partie de l'Arc Calabro-Péloritain, la pile de nappe ait été reprise en raccourcissement au Miocène inférieur. Cette déformation ne peut pas correspondre à la déformation D1 décrite plus haut, en revanche il peut s'agir d'un épisode associé à la formation de la chaîne apenninique. Cette partie de l'évolution géodynamique de l'Arc Calabro-Péloritain n'est pas visible dans la partie sud, où alors elle ne se marque que par des plissements à grande longueur d'onde qui affectent également la Formation de Stilo-Capo d'Orlando, mais qui n'ont pas été étudiés en détail au cours de cette thèse.

L'âge de la Formation de Stilo-Capo d'Orlando est encore débattu, mais il semble d'après nos observations dans le Massif de l'Aspromonte que le début de son dépôt coïncide avec la reprise en extension de la pile de nappe, à partir de 33 Ma environ. Elle semble donc s'être mise en place dans des bassins ouverts à la faveur de cet amincissement tectonique. Dans le massif de l'Aspromonte, d'après Cavazza (1989) et Weltje (1992), elle est formée à partir des produits de l'érosion des unités de l'Aspromonte et de Stilo, soumises alors à une exhumation rapide (Thomson, 1994). On remarque que l'essentiel de ses affleurements sont situés le long de la limite externe de l'Arc Calabro-Péloritain (cf. Fig. VI-6), c'est à dire sur la côte ionienne depuis le sud-est du massif de la Sila jusqu'à la bordure sud des Monts Péloritains. L'absence de dépôts équivalents en Calabre du Nord pourrait être interprétée comme un indicateur d'un éventuel diachronisme dans l'initiation de la déformation en extension, qui conditionne l'ouverture des bassins. Cette hypothèse est également suggérée par la différence notable de l'âge de la phase D2 entre la partie sud (dès 33 Ma) et la partie nord (à environ 30 Ma), bien que cet argument doive être considéré avec prudence du fait des incertitudes sur les âges et de leur signification respective en terme de profondeur et de température (les lithologies et les contextes ne sont pas réellement équivalents).

Les interprétations dépendent fortement de l'âge que l'on admet pour les différentes formations sédimentaires syn- et post-orogéniques. L'hypothèse de la mise en place des nappes (épisode D1) à l'Aquitainien comme le suggèrent Bonardi et al. (2003 ; 2005) sur la base d'arguments biostratigraphiques ne s'accordent pas avec les données structurales et

géochronologiques acquises au cours de cette thèse. Des travaux complémentaires semblent nécessaires pour préciser les relations entre les épisodes tectoniques et les dépôts qui leur sont probablement associés.

2.3/ La position initiale des unités de l'Arc Calabro-Péloritain

Les données acquises au cours de cette thèse ne permettent pas d'apporter de réels arguments supplémentaires pour déterminer l'origine paléogéographique des unités à matériel hercynien (socle Calabro-Péloritain) impliquées dans l'édifice de nappes de Calabre. Toutefois, plusieurs observations distinctes convergent vers l'hypothèse que ces unités sont d'origine « européenne ». En particulier il faut considérer :

- le fait que les reconstitutions de l'organisation de la paléomarge sédimentaire mésozoïque, mentionnée plus haut (Figure VI-5) montrent que les séries de bassins sont situées du côté sud, tandis que les séries de plate-forme sont situées du côté nord,
- le fait qu'en Calabre du Nord, les unités cristallophylliennes transportant leur couverture sédimentaire chevauchent les unités ophiolitiques dérivées de la lithosphère océanique téthysienne, et,
- le fait que la vergence de la déformation D1 suggère que l'ensemble de ces unités tectoniques s'est empilé du nord vers le sud dans la partie sud et de l'ouest vers l'est dans la partie nord.

Ces arguments indiquent dans leur ensemble que ces unités de socle hercynien étaient situées sur la bordure sud de la plaque européenne, séparées des unités apuliennes sur lesquelles elles reposent tectoniquement, par le domaine océanique liguro-piémontais.

Toutefois une remarque s'impose au sujet de la position des unités tectonométamorphiques décrites dans le Massif de l'Aspromonte. En effet, cette reconstitution implique que l'unité d'Africo-Polsi était située en position plus distale que l'unité de l'Aspromonte par rapport à la marge européenne. Or l'unité de Stilo, complément initial vers le haut de l'unité de l'Aspromonte, ainsi que ses équivalents probable dans le Massif de Serre et dans le Massif de la Sila, comporte une série de couverture carbonatée mésozoïque. Il est donc étonnant que l'unité d'Africo-Polsi ne présente aucun indice de cette sédimentation mésozoïque. Cette dernière peut avoir été décollée pendant les écaillages et poussée en avant vers le sud. Une autre hypothèse serait que les terrains de l'unité d'Africo-Polsi étaient déjà recouverts par la nappe de l'Aspromonte au Mésozoïque ce qui impliquerait que l'empilement tectonique visible dans la partie sud de l'Arc Calabro-Péloritain soit au moins en partie hercynien. Nous avons déjà vu que l'on ne peut pas exclure complètement

cette dernière hypothèse, même si elle ne nous paraît pas rendre compte correctement de l'ensemble de nos observations sur la déformation et le métamorphisme.

Cette dernière remarque ne remet cependant pas en question l'origine européenne probable de ces unités, valable pour l'Arc Calabro-Péloritain, mais également pour les édifices de nappes observés dans les Kabylies et le domaine Bético-Rifain (Bouillin, 1984 ; Bouillin et al., 1987). D'après Bouillin et al. (1986) ces différents domaines formaient un même ensemble dénommé AlKaPeCa (pour Alboran, Kabylies, Péloritains et Calabre) dont la position approximative est reportée sur la figure I-16 et sur la figure synthétique commentée dans les paragraphes suivants (Fig. VI-7).

2.4/ Rotations des blocs et orientation initiale des déformations D1 et D2

L'Arc Calabro-Péloritain dessine une courbure qui a été acquise au cours de l'ouverture du bassin Tyrrhénien qui a débutée à partir du Tortonien. Au cours de cette évolution les différents blocs issus de la fragmentation de l'ancienne marge sud-européenne ont subi à la fois une translation vers le SE, mais également une rotation différentielle que seules les données paléomagnétiques permettent de mettre en évidence. Rosenbaum & Lister (2004) proposent une compilation des données collectées sur les différents secteurs de la péninsule italienne et de Sicile. Dans l'Arc Calabro-Péloritain, les données disponibles (Manzoni, 1975, Aifa et al., 1988 ; Scheepers et al., 1994 ; Duermeijer et al., 1998 ; Mattei et al., 1999 et Speranza et al., 2000) ne couvrent pas partout la période comprise entre le Tortonien et l'actuel, mais indiquent néanmoins une rotation horaire pour la partie sud et antihoraire pour la partie nord (Fig. VI-7). Ce découpage de l'Arc Calabro-Péloritain en deux domaines relativement indépendants (nord et sud) est également suggéré par Bonardi et al. (2001).

Hormis ces rotations complexes associées à l'ouverture du bassin de la mer Tyrrhénienne, l'ensemble formé par le bloc corso-sarde et le bloc AlKaPeCa a subi une rotation anti-horaire autour d'un pôle situé approximativement dans le Golfe de Gênes (Edel et al., 1981). L'angle de rotation total déduit d'études paléomagnétiques est compris entre 45° et 55° (Deino et al., 2001). Il comprend la rotation associée à la phase pré-rift, et la rotation associée à la phase de rifting, estimée à environ 30° et datée entre 21 et 16Ma (Vigliotti & Langhenheim, 1995). Pour Speranza et al. (2002), l'essentiel de la rotation (19 à 28°) était terminé à 19 Ma (Burdigalien inférieur). Ces valeurs sont généralement utilisées dans les tentatives de reconstitution de la paléogéographie méditerranéenne, antérieure à l'ouverture des bassins cénozoïques (voir à titre d'exemple Lonergan & White, 1997 ; Gueguen et al., 1998 ; Seranne, 1999 ; Jolivet & Faccenna, 2000 ; Faccenna et al., 2002 ; Gelabert et al. 2002 ; Rosenbaum & Lister 2004 ; Michard, 2006).

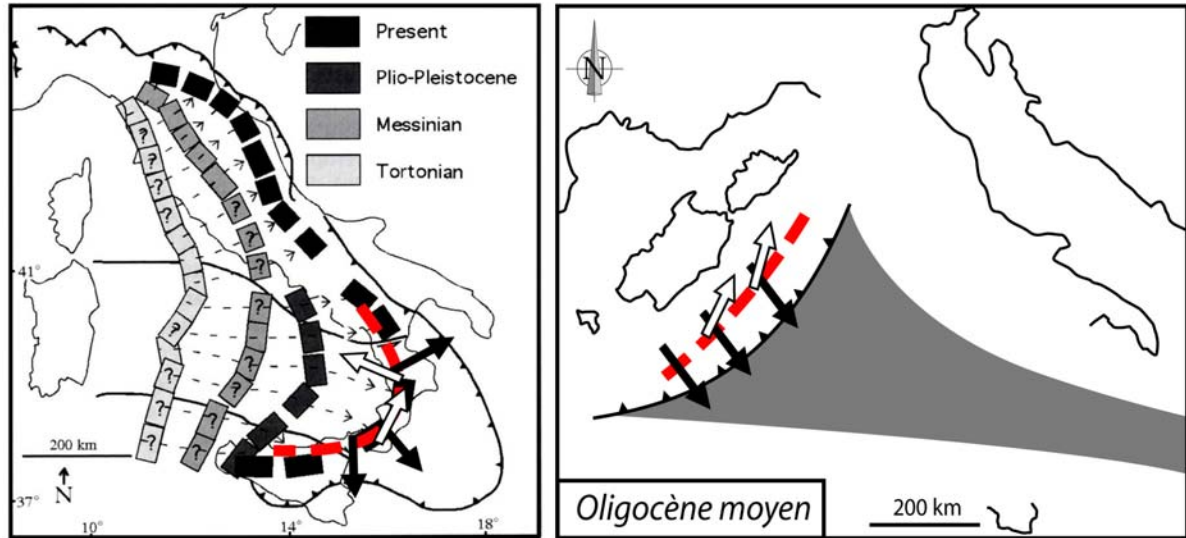


Figure VI-7 : Restauration de la position et de l'orientation approximative des différents secteurs de l'Arc Calabro-Péloritain, à partir des données paléomagnétiques compilées par Rosenbaum & Lister (2004) et des données concernant la rotation de l'ensemble Corse-Sardaigne-AlKaPeCa (voir références dans le texte). L'essentiel de la courbure de l'Arc Calabro-Péloritain, matérialisée par le trait tiré rouge, a été acquise pendant l'ouverture du bassin tyrrhénien. Les flèches noires (D1) et blanches (D2) correspondent aux directions et aux sens de transport des unités pendant les déformations D1 et D2 décrites dans le texte.

Une reconstitution simplifiée des positions successives du domaine formé par les unités de l'Arc Calabro-Péloritain est reportée sur la figure VI-8 ci après. Elle permet en particulier de replacer les deux déformations D1 et D2 selon leur orientation initiale probable. Cette figure est commentée dans le paragraphe de synthèse suivant.

3/ Les Massifs de l'Arc Calabro-Péloritain dans le cadre de l'évolution géodynamique de la Méditerranée Occidentale

3.1/ Reconstitution cinématique

Plusieurs modèles ont été proposés pour expliquer l'évolution géodynamique de la chaîne alpine de Méditerranée Occidentale, dont les segments sont actuellement intégrés dans les chaînes périméditerranéennes (les Cordillères Bétiques, le Rif, les Kabylies et l'Arc Calabro-Péloritain). Un premier modèle implique un système à deux subductions successives, de vergences opposées : la première à vergence SE, active depuis le Crétacé supérieur jusqu'à l'Eocène, et une seconde, à vergence NW, active depuis l'Oligocène (e.g. Auzende et al., 1973 ; Réhault et al., 1984 ; Frizon de Lamotte et al., 2000 ; Michard et al., 2002 ; Dèzes et al., 2004 ; Guerrera et al., 2005). Cette hypothèse présente l'avantage de s'accorder avec la vergence est de la subduction dans les Alpes. Toutefois le modèle qui semble le mieux adapté pour expliquer l'évolution géodynamique

enregistrée par les unités formant la partie sud de la chaîne alpine méditerranéenne implique une subduction à vergence N à NW depuis la région de Gibraltar jusque dans les Apennins, active depuis le Crétacé supérieur (e.g. Malinverno & Ryan, 1986 ; Lonergan & White, 1997 ; Jolivet & Faccenna, 2000 ; Lacombe & Jolivet, 2005). Cette subduction referme progressivement l'espace océanique téthysien formé par le domaine Liguro-Piémontais et le domaine des flyschs Maghrébins, son prolongement vers le sud, et accommode la convergence des plaques Afrique et Eurasie. La connexion avec la subduction dans les Alpes ne paraît pas clairement expliquée. D'après ces modèles elle serait située au nord de la Corse et implique un relais de subduction sur une ancienne faille transformante.

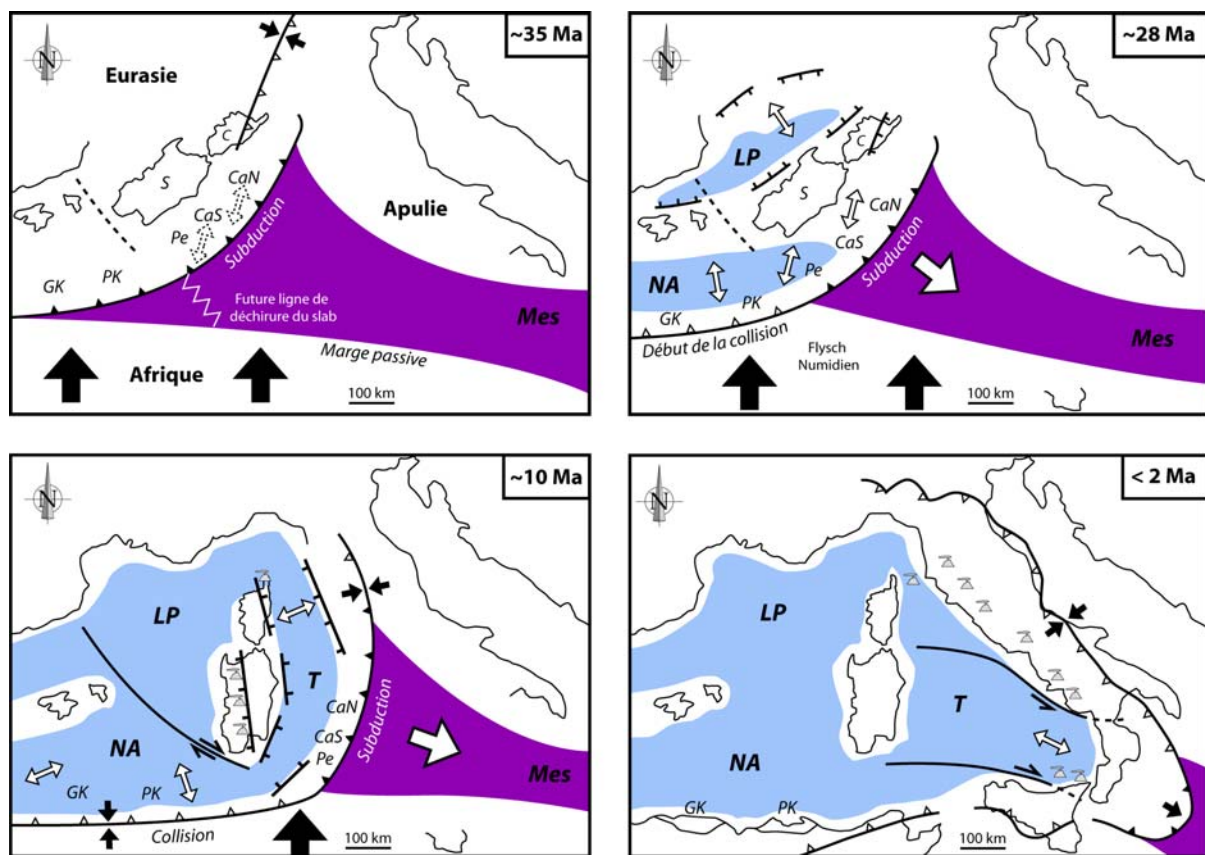


Figure VI-8 : Schémas simplifiés de l'évolution géodynamique de la Méditerranée centrale illustrant la fragmentation et le déplacement relatif des blocs Corso-sarde (C et S), grande Kabylie (GB), petite Kabylie (PK), Monts Péloritains (Pe), Calabre sud (CaS) et Calabre nord (CaN) pendant l'ouverture des bassins nord-algérien (NA), liguro-provençal (LP) et tyrrhénien (T) sous l'effet du retrait progressif de la zone de subduction ionienne. La lithosphère océanique téthysienne est figurée en mauve (Mes), tandis que les zones de croûte amincie et les bassins cénozoïques sont figurés en bleu. A chaque étape les principaux centres volcaniques sont reportés. Les grandes flèches noires et blanches correspondent respectivement à la direction de convergence des plaques Afrique et Eurasie, et à la direction approximative du retrait du slab ionien. Les petites flèches noires et blanches correspondent aux directions de convergence et d'extension locales à chaque étape de l'évolution. D'après Lonergan & White (1997) ; Gueguen et al. (1998) ; Seranne (1999) ; Deino et al. (2001) ; Mascle et al. (2001 ; 2004) ; Faccenna et al. (2002) ; Gelabert et al. (2002) ; Rosenbaum & Lister (2004) ; Lacombe & Jolivet, (2005) ; Michard et al. (2006).

Dans cette configuration, le retrait progressif de la zone de subduction vers le sud ou le sud-est, entraîne un amincissement de la plaque supérieure et l'ouverture des bassins de la Méditerranée Occidentale (e.g. Malinverno & Ryan, 1986 ; Royden et al., 1993 ; Jolivet et al., 1998 ; Doglioni, 1999 ; Jolivet & Faccenna, 2000 ; Faccenna et al., 2001, 2002 ; Rosenbaum & Lister, 2004). Ce modèle est conforté (1) par la mise en évidence par tomographie sismique de la présence d'un corps froid (vitesses sismiques élevées), plongeant vers le nord-ouest depuis le prisme ionien, sous la lithosphère tyrrhénienne (cf. Fig. I-3) ; (2) par l'observation de la migration des centres volcaniques de l'ouest vers l'est depuis l'Oligocène supérieur (cf. Fig. I-4) et ; (3) par les résultats d'expériences analogiques (cf. Fig. I-6). Cette dynamique est donc probablement responsable de la succession des déformations observées dans l'Arc Calabro-Péloritain, et plus généralement dans l'ensemble du domaine AlKaPeCa : une phase de raccourcissement et d'empilement des nappes selon une vergence externe, suivi de la reprise en extension de l'édifice tectonique.

Les données acquises dans le Massif de l'Aspromonte suggèrent que le raccourcissement tectonique associé à la convergence se marque dès 45 Ma (Eocène moyen) par des écaillages de socle au niveau de la marge active européenne. Ces écailles sont progressivement empilées au sein d'un prisme tectonique afin d'accommoder le raccourcissement. A la même période, les segments de lithosphère océanique qui correspondent maintenant aux unités ophiolitiques visibles en Calabre du Nord, étaient entraînés en subduction. L'âge du métamorphisme HP-BT enregistré à moins 38 Ma correspond probablement déjà au début de leur exhumation dans le prisme tectonique. La vergence de cet empilement est clairement SE dans cette reconstitution. A partir de 33 et jusqu'à 27 Ma, l'ensemble de la pile tectonique de l'Arc Calabro-Péloritain est repris dans une déformation en extension qui présente une direction N-S à NE-SW cohérente dans l'ensemble de l'Arc Calabro-Péloritain, une fois annulés les déplacements et les rotations associés à l'ouverture des bassins de Méditerranée Occidentale (Fig. VI-6). Cette direction d'extension, presque parallèle à la zone de subduction semble donc devoir s'expliquer autrement que par le retrait de cette dernière en direction du SE, comme le suggère l'ensemble des reconstitutions.

Une évolution équivalente est reconstituée dans les Massifs Kabyles, situés initialement dans le prolongement sud-ouest du domaine formé par les blocs Calabrais et Péloritains. Cette partie de la chaîne alpine méditerranéenne correspond à un empilement d'unités formées par des écailles de socle hercynien comportant à leur sommet, vers le sud, des portions de séries issues de la marge sédimentaire mésozoïque et cénozoïque européenne. L'empilement tel que l'on peut l'observer actuellement, présente une vergence sud et repose sur un avant-pays qui correspond à l'ancienne marge de la plaque Afrique. Les unités observées dans les massifs kabyles présentent

de nombreuses similitudes lithologiques et métamorphiques avec celles constituant les unités de Calabre du Sud (Bouillin, 1986, Michard et al., 2006). Cette pile de nappes présente en outre les indices d'une reprise en extension, localisée notamment au niveau d'une surface de détachement (Saadallah & Caby, 1996 ; Caby et al., 2001). Ces auteurs suggèrent que cette déformation entraîne le transport des unités supérieures vers le NW, et aboutit à l'exhumation d'un dôme métamorphique entre 24 et 16 Ma. Une évolution tout à fait similaire a été également mise en évidence au niveau du Canal de Sardaigne (Bouillin et al., 2001 ; Mascle et al., 2004) qui correspond aux prolongements immergés des massifs Calabro-Péloritains et Kabyles.

La reconstruction proposée (Fig. VI-8) s'appuie essentiellement sur les données concernant l'Arc Calabro-Péloritain. Elle ne considère pas l'ensemble des données disponibles sur l'évolution cinématique du domaine méditerranéen et ne tient pas compte en particulier des nombreuses données disponibles sur la Corse (e.g. Jolivet et al., 1990, 1998 ; Fournier et al., 1991 ; Malavieille et al., 1998 ; Brunet et al., 2000 ; Molli et al., 2006) où une évolution alpine comparable, marquée par la transition entre convergence et extension, est décrite. Cependant, du point de vue géodynamique, l'extension décrite dans les Massifs Calabro-Péloritains, active dès l'Oligocène inférieur selon une direction N-S à NE-SW, pourraient s'expliquer par une phase d'ouverture précoce localisée au niveau de l'actuel Bassin Nord-Algérien. Les Massifs Calabro-Péloritains occupaient en effet à l'Oligocène inférieur l'extrémité est de ce dispositif et l'évolution reconstituée en partie au cours de cette thèse pourrait être le témoin de ce stade précoce, antérieur à l'ouverture du Bassin Liguro-Provençal et à la rotation associée du bloc Corso-Sarde à partir de l'Oligocène supérieur.

3.2/ Hypothèses pour expliquer la direction de l'extension observée en Calabre

Dans ce dernier paragraphe, je souhaite proposer deux hypothèses pouvant expliquer l'orientation de l'extension parallèle à la direction de la fosse de subduction telle que l'on peut la reconstituer à l'Oligocène moyen en Calabre. Dans cette configuration, le retrait de la zone de subduction ne permet pas expliquer l'extension comme le proposent la plupart des auteurs (Malinverno & Ryan, 1986 ; Royden et al., 1993 ; Jolivet et al., 1998 ; Doglioni, 1999 ; Jolivet & Faccenna, 2000 ; Faccenna et al., 2001, 2002 ; Rosenbaum & Lister, 2004).

a - Les reconstitutions des auteurs mentionnés ci-dessus indiquent systématiquement qu'au niveau de la marge nord de la plaque africaine, la subduction est achevée dès l'Oligocène inférieur (Fig. VI-7). Dans les Massifs Kabyles et dans le sud de la Calabre, on observe que l'évolution

structurale est scellée par les dépôts détritiques de l'Oligo-Miocène, eux-mêmes recouverts au Miocène inférieur par un vaste olistostrome de flysch Numidien d'âge Crétacé à Eocène provenant de la fermeture du domaine océanique de la Téthys Maghrébine au sud, confirmant qu'à cette époque la collision avec la plaque Afrique était alors effective (cf. Bouillin et al., 2001). La subduction est alors interrompue dans ce secteur tandis qu'elle se poursuit aux extrémités ouest et est du système, consommant progressivement la lithosphère téthysienne (Lonergan & White, 1997). Le blocage de la subduction dans ce secteur peut entraîner la verticalisation du slab (Faccenna et al., 2001 ; Martinod et al., 2005 ; Brun & Sokoutis, 2008) et sa déchirure latérale, séparant ainsi le compartiment nord africain des deux compartiments actuellement situés aux extrémités ouest et est du système. Le retrait du compartiment central, du fait de la diminution de la vitesse de convergence, peut alors entraîner l'extension dans la plaque supérieure, selon une direction approximativement NS. Cette déchirure explique en outre que les deux panneaux de slab bético-rifain et ionien se retirent ensuite respectivement vers l'ouest et vers le sud-est. Ce type de déchirure (Fig. VI-9) a récemment été proposé par Rosenbaum et al. (2008) pour expliquer la localisation du volcanisme au niveau de la subduction apenninique.

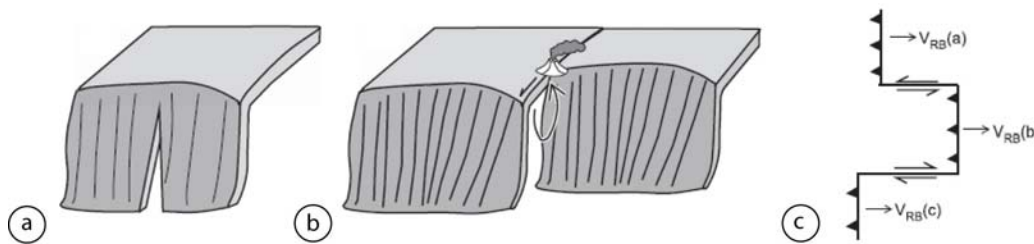


Figure VI-9 : Illustration du phénomène de déchirure du slab, sous l'effet de vitesse de convergence ou de retrait différent. (a) Initiation de la déchirure du slab ; (b) les deux segments se retirent à des vitesses différentes ; (c) schéma en carte de la géométrie. D'après Rosenbaum et al. (2008).

b - La position actuelle des différents segments du bloc AlKaPeCa implique des déplacements horizontaux importants depuis leur position initiale. On peut ainsi estimer que le segment bético-rifain a été transporté de plus de 600 km vers l'ouest pendant l'ouverture de la Mer d'Alboran. Le déplacement du segment Calabro-Péloritain est estimé à près de 750 km (Gueguen et al., 1998) pendant l'ouverture de la mer Tyrrhénienne. A l'Oligocène ces segments étaient probablement beaucoup plus rapprochés, et on peut faire l'hypothèse que la fragmentation initiale du bloc AlKaPeCa résulte d'une extension parallèle à la zone de subduction (Fig. VI-10), comme l'indiquent les observations effectuées en Calabre. Dans le domaine Alboran cette extension est décrite, et bien qu'elle soit généralement datée de l'Oligocène supérieur (voir Michard et al., 2006), il est possible qu'elle se soit initiée plus tôt, dès l'Oligocène inférieur

(Augier et al., 2005). Cette hypothèse n'est pas appuyée sur suffisamment d'arguments pour être considérée comme valide, mais elle permettrait d'expliquer la direction de l'extension observée en Calabre à l'Oligocène moyen.

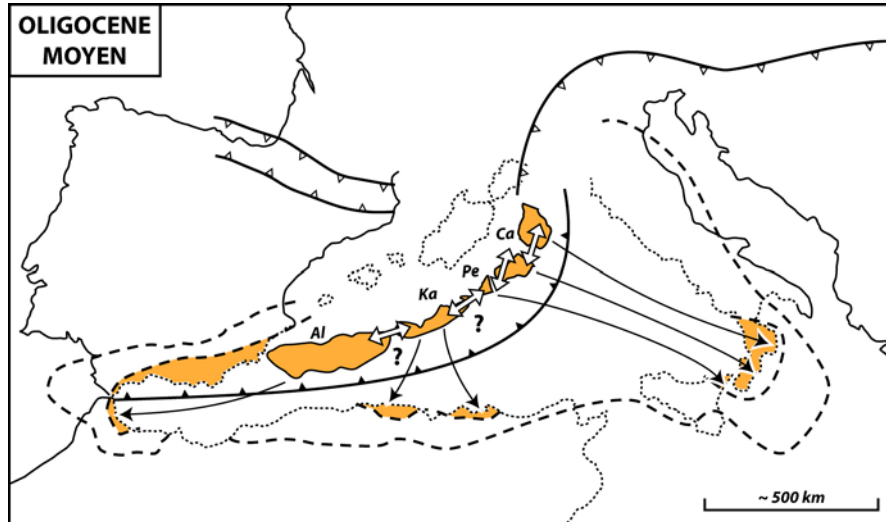


Figure VI-10 : Illustration de la fragmentation du bloc AlKaPeCa sous l'effet de l'extension parallèle à la zone de subduction. Cette extension est nécessaire pour expliquer le déplacement du domaine Alboran. Les double-flèches blanches illustrent la direction d'extension locale à l'Oligocène inférieur, observée dans le segment Calabro-Péloritain (Ca et Pe), supposée pour les segments Alboran (Al) et Kabyles (Ka). Les flèches noires indiquent le déplacement total de chacun des segments jusqu'à leur position actuelle.

Conclusion

Cette thèse est avant tout un travail de terrain focalisé sur un objet géologique particulier. L'objectif principal était de préciser la structure tectonométamorphique et l'évolution structurale du Massif de l'Aspromonte, dans le cadre de l'évolution géodynamique de la Méditerranée Occidentale. Les données collectées au cours des missions sur le terrain et des travaux au laboratoire permettent en premier lieu d'apporter de nouvelles contraintes locales.

Les contours cartographiques des trois unités qui forment la pile tectonique du Massif de l'Aspromonte ont été précisés et la nature des contacts qui les séparent a été redéfinie. Cet empilement reflète une tectonique de nappes dont au moins une partie est alpine. Cette déformation à vergence sud-est entraîne l'enfouissement des parties profondes jusqu'à des profondeurs pouvant atteindre 30 km, en même temps qu'elle entraîne l'exhumation des compartiments supérieurs. Cette phase tectonique majeure est active dès l'Eocène moyen (~45 Ma). Elle se place probablement au sein de l'évolution du prisme tectonique qui se forme à cette époque en avant de la zone de subduction afin d'accommoder la convergence des plaques Europe et Afrique. Cette déformation est enregistrée dans tous les niveaux structuraux tout au long de l'Arc Calabro-Péloritain avec la même vergence externe.

La pile tectonique alpine du Massif de l'Aspromonte est ensuite reprise dans un régime de déformation distensif qui entraîne l'amincissement généralisé de l'édifice et l'exhumation de ses parties profondes. La déformation associée réactive en extension l'ancien contact de nappe, et se localise au niveau d'un plan de détachement dans la partie la plus élevée de l'édifice. L'enregistrement métamorphique de cette déformation suggère que l'exhumation est fortement contrôlée par une dénudation tectonique que nos données permettent de dater entre 29 et 27 Ma, mais qui est probablement déjà active dès 33 Ma. Cette cinématique affecte probablement l'ensemble de l'Arc Calabro-Péloritain, même si à ce jour les données restent assez peu nombreuses. En plus du secteur du Massif de l'Aspromonte, elle est décrite dans la partie nord de la Calabre, dans des unités qui se trouvent dans la partie inférieure de la pile tectonique, illustrant

le fait que cette déformation en extension n'a pas une signification uniquement locale. En revanche la direction de l'étirement semble différente.

Cette évolution tectonométamorphique s'inscrit dans l'histoire antérieure à la formation de l'Arc. Et lorsque l'on replace les différents domaines qui constituent l'Arc Calabro-Péloritain, dans leur position et leur orientation initiales, il apparaît que cette direction d'extension est significative. On observe ainsi qu'à l'Oligocène moyen l'ensemble de la région située en arrière de la zone de subduction était soumise à un amincissement généralisé dont l'orientation approximative NE-SW, ne peut pas s'expliquer simplement par les effets de retrait de la zone de subduction vers le SE. Il est possible que l'effet couplé de la géométrie complexe de la marge active dans cette région, et de la juxtaposition de domaines en subduction et de domaines déjà en collision ait induit des perturbations des forces aux limites des plaques, qui peuvent expliquer en partie l'extension que l'on observe. A titre d'hypothèse, on peut proposer que cette extension soit le témoin de l'ouverture précoce du Bassin Nord-Algérien, antérieurement à l'ouverture du Bassin Liguro-Provençal et de la rotation associée du bloc Corso-Sarde.

Ce travail apporte donc des données nouvelles qui permettent de préciser l'évolution tectonométamorphique de la région qui formaient au début de l'Oligocène une partie de la marge active sud-européenne. Ces données devront par conséquent être prises en compte dans les futures reconstitutions de l'évolution géodynamique de la Méditerranée Occidentale, dont de nombreux aspects restent encore mal contraints.

A l'issue de cette thèse, de nombreuses interrogations restent bien évidemment en suspens. A l'échelle locale, il apparaît en particulier qu'il existe des incohérences entre d'une part les données géochronologiques qui permettent de dater les déformations et les stades métamorphiques associés, et d'autre part les contraintes biostratigraphiques sur les dépôts syn- et post-orogéniques. L'adéquation entre ces deux approches complémentaires est cruciale afin de relier les déformations d'un secteur à l'autre de l'orogène. Des plus amples investigations, impliquant en particulier la datation précise du fonctionnement de la surface de détachement principale par les méthodes de thermochronologie basse température, permettraient probablement de mieux comprendre ces incohérences apparentes. Ces études complémentaires devraient également s'attacher à préciser la géométrie et les conditions physico-chimiques et mécaniques du fonctionnement du détachement ainsi qu'à mieux comprendre sa localisation et sa relation avec les brèches hydrauliques identifiées au cours de cette étude. Ces travaux apporteraient probablement des contraintes nouvelles sur les modalités de la transition cassant-ductile dans la croûte et sur la localisation de la déformation. Par ailleurs l'unité d'Africo-Polsi

dont l'extension a été considérablement modifiée au cours cette étude requiert des travaux complémentaires. Hormis l'établissement d'une cartographie détaillée des lithologies observées, il semble important de compléter l'extension de ses contours, vers le Nord, où certaines observations suggèrent la présence à l'affleurement de roches équivalentes, ainsi que dans le secteur de Cardeto qui n'a pas été étudié assez en détails ici.

A l'échelle de l'Arc Calabro-Péloritain se pose le problème de la prolongation des surfaces tectoniques décrites au cours de cette étude. En particulier, compte tenu de la direction de transport des unités dans le Massif de l'Aspromonte pendant la phase d'amincissement tectonique, il apparaît que le Massif des Serre, situé au Nord-Est, a nécessairement enregistré cette déformation. Il serait donc intéressant de reprendre l'étude des contacts tectoniques des unités de ce Massif, à la lumière des observations rapportées dans cette thèse. Par ailleurs, que ce soit dans le Massif des Serre ou dans les Monts Péloritains en Sicile, il serait très important d'obtenir des contraintes géochronologiques précises sur l'âge de fonctionnement des zones de cisaillement principales, afin de pouvoir confirmer ou infirmer la contemporanéité des déformations dans toute la zone sud de l'Arc.

A l'échelle de la Méditerranée Occidentale enfin, la validation de l'hypothèse proposée dans cette thèse d'une évolution en extension de la région initiée par l'ouverture du Bassin Nord-Algérien, selon une direction environ N-S dès l'Oligocène moyen, nécessite de reprendre en grande partie les travaux sur les Massifs Kabyles. Il s'agit en particulier de mieux contraindre les directions cinématiques et de préciser les âges des principales étapes tectoniques de l'évolution de ces fragments de la marge téthysienne sud-européenne. Cependant la situation géopolitique actuelle dans cette région de la Méditerranée ne permet pas d'effectuer les missions de terrains dans des conditions de sécurité satisfaisantes. Ces travaux ne sont donc pas envisageables à l'heure actuelle.

Références bibliographiques

A

- Acquafredda, P., Lorenzoni, S. & Zanettin Lorenzoni, E., 1994. Palaeozoic sequences and evolution of the Calabrian-Peloritan Arc (Southern Italy). *Terra Nova*, **6**, 582-594.
- Afchain, C., 1961. Observations sur la région de Spezano-Albanese (Calabre). *C. R. somm. géol. France*, **10**, 287-288.
- Afchain, C., 1967. Les argiles écailleuses versicolores et les couches à Huîtres de Moticella (Reggio de Calabre, Italie Méridionale). *C. R. somm. géol. France*, **8**, 366-368.
- Afchain, C., 1968. Le témoin calcaire de Sideroni, près de Bova Marina (Calabre méridionale). *C. R. somm. géol. France*, **9**, 329-330.
- Afchain, C., 1969. Le substratum des phyllades en Calabre méridionale: la fenêtre de Montebello Ionico (Reggio de Calabre). *C. R. Acad. Sc. Paris*, **268**, 911-912.
- Agard, P., Fournier, M. & Lacombe, O., 2003. Post-nappe brittle extension in the inner Western Alps (Schistes Lustre's) following late ductile exhumation: a record of synextension block rotation? *Terra Nova*, **15**(5), 306-314.
- Aïfa, T., Feinberg, H. & Pozzi, J.-P., 1988. Pliocene-Pleistocene evolution of the Tyrrhenian arc: paleomagnetic determination of uplift and rotational deformation. *Earth and Planetary Science Letters*, **87**, 438-452.
- Alvarez, W., 1976. A former continuation of the Alps. *Geological Society of America Bulletin*, **87**, 891-896.

- Amodio-Morelli, L., Bonardi, G., Colonna, V., Dietrich, D., Giunta, G., Ippolito, F., Liguori, V., Lorenzoni, S., Paglionico, A., Perrone, V., Piccarretta, G., Russo, M., Scandone, P., Zanettin-Lorenzoni, E. & Zuppetta, A., 1976. L'Arco Calabro-Peloritano nell'orogene Appenninico-Maghrebide. *Mem. Soc. Geol. It.*, **17**, 1-60.
- Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A. & Barka, A., 1999. Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and kinematics. *Geology*, **27**(3), 267-270.
- Arnaud, N., Brunel, M., Cantagrel, J. M. & Taponnier, P., 1993. High cooling and denudation rates at Konjur Shan, Eastern Pamir (Xinjiang, China) revealed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ alkali feldspar thermochronology. *Tectonics*, **12**, 1335-1346.
- Atzori, P., Cirrincione, R., del Moro, A. & Pezzino, A., 1994. Structural, metamorphic and geochronologic features of the Alpine event in the southern sector of the Peloritani Mountains. *Periodico di Mineralogia*, **63**, 113-125.
- Atzori, P., del Moro, A. & Rottura, A., 1990. Rb/Sr radiometric data from medium- to high-grade metamorphic rocks (Aspromonte nappe) of the north-eastern Peloritani Mountains (Calabrian Arc), Italy. *International Journal of Earth Sciences*, **2**, 363-371.
- Augier, R., Agard, P., Monie, P., Jolivet, L., Robin, C. & Booth-Rea, G., 2005. Exhumation, doming and slab retreat in the Betic Cordillera (SE Spain): in situ $\text{Ar-40}/\text{Ar-39}$ ages and P-T-d-t paths for the Nevado-Filabride complex. *Journal of Metamorphic Geology*, **23**(5), 357-381.
- Auzende, J. M., Bonnin, J. & Olivet, J. L., 1973. The origin of the western Mediterranean basin. *J. geol. Soc. Lond.*, **129**, 607-620.

B

- Barrier, P., 1984. Evolution tectono-sédimentaire pliocène et quaternaire du Déroit de Messine. *Thèse 3ème cycle*, **Univ. Aix-Marseille II**, 270p.
- Beaumont, C., Jamieson, R. A., Nguyen, M. H. & Lee, B., 2001. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. *Nature*, **414**(6865), 738-742.
- Becker, T. W., Faccenna, C., O'Connell, R. J. & Giardini, D., 1999. The development of slabs in the upper mantle: Insights from numerical and laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **104**(B7), 15207-15226.

- Berman, R. G., 1988. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *Journal of Petrology*, **29**, 445-522.
- Berman, R. G., 1991. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. *Canadian Mineralogist*, **29**, 833-855.
- Berman, R. G. & Aranovich, L. Y., 1996. Optimized standard state and solution properties of minerals .1. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al₂O₃-TiO₃-SiO₂. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **126**(1-2), 1-24.
- Beysac, O., Goffé, B., Chopin, C. & Rouzaud, J.-N., 2002. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. *Journal of metamorphic Geology*, **20**, 859-871.
- Beysac, O., Goffé, B., Petitet, J.-P., Froigneux, E., Moreau, M. & Rouzaud, J.-N., 2003. On the characterization of disordered and heterogeneous carbonaceous materials by Raman spectroscopy. *Spectrochimica Acta*, **59**, 2267-2276.
- Bijwaard, H. & Spakman, W., 2000. Non-linear global P-wave tomography by iterated linearized inversion. *Geophysical Journal International*, **141**(1), 71-82.
- Bonardi, G., Cavazza, W., Perrone, V. & Rossi, S., 2001. Calabrian-Peloritani Terrane and northern Ionian Sea. in *Anatomy of an Orogen: The Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*, edited by G.B. Vai and J.P. Martini, pp.287-306, Kluwer Acad., Norwell, Mass.
- Bonardi, G., Cello, G., Perrone, V., Tortorici, L., Turco, E. & Zuppeta, A., 1982. The evolution of the northern sector of the Calabria-Peloritani arc in a semi-quantitative palynspatic restoration. *Bolletino della Società Geologica Italiana*, **101**, 259-274.
- Bonardi, G., Compagnoni, R., Del Moro, A., Messina, A. & Perrone, V., 1987. Riequilibrazioni tettono-metamorfiche alpine nell'unità dell'Aspromonte, Calabria meridionale. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, **42**, 301 (Riassunto).
- Bonardi, G., Compagnoni, R., Messina, A. & Perrone, V., 1984. Riequilibrazioni metamorfiche di probabile età alpina nelle'unità dell'Aspromonte - Arco Calabro-Peloritano. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, **39**, 613-628.
- Bonardi, G., Compagnoni, R., Messina, A., Perrone, V., Russo, S., de Francesco, A. M., del Moro, A. & Platt, J., 1992. Sovrimpronta metamorfica alpina nell'unità dell'Aspromonte (settore meridionale dell'Arco Calabro-Peloritano). *Bolletino della Società Geologica Italiana*, **111**, 81-108.

- Bonardi, G., de Capoa, P., di Staso, A., Estévez, A., Martín-Martín, M., Martín-Rojas, I., Perrone, V. & Tent-Manclús, J. E., 2003. Oligocene-to-Early-Miocene depositional and structural evolution of the Calabria-Peloritani Arc southern terrane (Italy) and geodynamic correlations with the Spains Betics and Morocco Rif. *Geodinamica Acta*, **16**, 149-169.
- Bonardi, G., de Capoa, P., di Staso, A., Perrone, V., Sonnino, M. & Tramontana, M., 2005. The age of the Paludi Formation: a major constraint to the beginning of the Apulia-verging orogenic transport in the northern sector of the Calabria–Peloritani Arc. *Terra Nova*, **17**, 331-337.
- Bonardi, G., Giunta, G., Perrone, V., Russo, M., Zuppetta, A. & Ciampo, G., 1980a. Osservazioni sull'evoluzione dell'arco calabro-peloritano nel Miocene inferiore : La Formazione di Stilo-Capo d'Orlando. *Bolletino della Società Geologica Italiana*, **99**, 279-309.
- Bonardi, G., Gurrieri, S., Messina, A., Perrone, V., Russo, M. & Zuppetta, A., 1979. Osservazioni geologiche e petrografiche sull'Aspromonte. *Bolletino della Società Geologica Italiana*, **98**, 55-73.
- Bonardi, G., Messina, A., Perrone, V., Russo, M., Russo, S. & Zuppetta, A., 1980b. La finistra tettonica di Cardeto (Reggio Calabria). *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, **3**, 3-4.
- Bonijoly, M., Oberlin, M. & Oberlin, A., 1982. Comparison between Progressive Graphitization and Phase-Change Graphitization (Natural Graphite Formation). *Carbon*, **20**(2), 153-153.
- Borsi, S. & Dubois, R., 1968. Données géochronologiques sur l'histoire hecynienne et alpine de la Calabre centrale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **266**, p.72.
- Bouillin, J.-P., 1984. Nouvelle interprétation de la liaison Apennin-Maghrebides en Calabre ; conséquences sur la paléogéographie téthysienne entre Gibraltar et les Alpes. *Revue de Géographie Dynamique et de Géographie Physique*, **25**(5), 321-338.
- Bouillin, J.-P., 1985. Transgression de l'Oligocène inférieur (formation de Palizzi) sur un karst à remplissage bauxitique dans les zones internes calabro-péloritaines (Italie). *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **301**, 415-420.
- Bouillin, J.-P., 1986. Le « bassin maghrébin » : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes. *Bulletin de la Société géologique de France*, **8**(II), 547-558.
- Bouillin, J.-P., Baudelot, S. & Majesté-Menjoulas, C., 1984. Mise en évidence du Cambro-Ordovicien en Calabre centrale (Italie). Affinités paléogéographiques et conséquences structurales. *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **298**, 89-92.

- Bouillin, J.-P., Dumont, T. & Olivier, P., 1992. Organisation structurale et sédimentaire de la paléomarge nord téthysienne au Jurassique dans les monts Péloritains (Sicile, Italie). *Bulletin de la Société géologique de France*, **163**(6), 761-770.
- Bouillin, J.-P., Majesté-Menjoulas, C., Baudelot, S., Cygan, C. & Fournier-Vinas, C., 1987. Les formations paléozoïques de l'arc calabro-péloritain dans leur cadre structural. *Bolletino della Società Geologica Italiana*, **106**, 693-698.
- Bouillin, J.-P., Monié, P., Poupeau, G., Mascle, G. & Party, t. S. e. S. c. s., 2001. Chronology of the geodynamic evolution of the sardinia channel. *Rapp. Comm. int. Mer Médit.*, **36**, 11 p.
- Bouillin, J.-P., Mouterde, R., Olivier, P. & Majesté-Menjoulas, C., 1988. Le Jurassique de Longobucco (Calabre, Italie), à la jonction de la Téthys ligure et de la Téthys maghrébine. *Bulletin de la Société géologique de France*, **8**, 93-103.
- Bouillin, J. P., 1991. Homologies structurales entre massifs kabyles, péloritains et calabrais. *Comm. Congrès Giardini-Naxos*.
- Bouillin, J. P., Durand-Delga, M., Gelard, J. P., Leikine, M., Raoult, J. F., Raymond, D., Tefiani, M. & Vila, J. M., 1973. Les olistostromes d'âge miocène inférieur liés aux flysch allochtones kabyles de l'orogène alpin d'Algérie. *Bulletin de la Société géologique de France*, **7**.
- Bousquet, J. C. & Dubois, R., 1967. Découverte de niveaux anisiens et caractères du métamorphisme alpin dans la région de Lungro (Calabre). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **264**, 204-207.
- Brunet, C., Monié, P., Jolivet, L. & Cadet, J.-P., 2000. Migration of compression and extension in the Tyrrhenian Sea, insights from $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ ages on micas along a transect from Corsica to Tuscany *Tectonophysics*, **321**, 127-155.
- Burton, A. N., 1971. Carta Geologica della Calabria, 25.000e, 255 IISW Africo *Cassa per il Mezzogiorno, Ercolano (Napoli)*.

C

- Caby, R., Hammor, D. & Delor, C., 2001. Metamorphic evolution, partial melting and Miocene exhumation of lower crust in the Edough metamorphic core complex, west Mediterranean orogen, eastern Algeria. *Tectonophysics*, **342**(3-4), 239-273.
- Caggianelli, A., Prosser, G. & del Moro, A., 2000. Cooling and exhumation history of deep-seated and shallow level, late Hercynian granitoids from Calabria. *Geological Journal*, **35**, 33-42.

- Calais, E., Nocquet, J. M., Jouanne, F. & Tardy, M., 2002. Current strain regime in the Western Alps from continuous Global Positioning System measurements, 1996-2001. *Geology*, **30**(7), 651-654.
- Carmisciano, R., Gallo, L., Lanzafame, G. & Puglisi, G., 1981. Le calcareniti di Floresta nella Costruzione dell'Appennino-Calabro-Peloritano (Calabria e Sicilia). *Geologica Romana*, **20**, 171-182.
- Cathelineau, M. & Nieva, D., 1985. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **91**, 235-244.
- Cavazza, W., 1989. Detrital modes and provenances of the Stilo-Capo d'Orlando Formation (Miocene), southern Italy. *Sedimentology*, **36**, 1077-1090.
- Cavazza, W. & DeCelles, P., 1993. Geometry of a Miocene submarine canyon and associated sedimentary facies in southeastern Calabria, southern Italy. *Geological Society of America Bulletin*, **105**, 1297-1309.
- Cecca, F., Critelli, S., de Capoa, P., Di Staso, A., Giardino, S., Messina, A. & Perrone, V., 2002. New dating and interpretation of the sedimentary succession of Fiumara Sant'Angelo (Peloritani Mountains; southern Italy) : consequences for the Mesozoic palaeogeography of the central Mediterranean. *Bulletin De La Societe Geologique De France*, **173**(2), 171-184.
- Cella, F., de Lorenzo, S., Fedi, M., Loddo, M., Mongelli, F., Rapolla, A. & Zito, G., 2006. Temperature and density of the Tyrrhenian lithosphere and slab and new interpretation of gravity field in the Tyrrhenian Basin. *Tectonophysics*, **412**, 27-47.
- Cello, G., Invernizzi, C. & Mazzoli, S., 1996. Structural signature of tectonic processes in the Calabrian Arc, southern Italy. Evidence from the oceanic-derived Diamante-Terranova Unit. *Tectonics*, **15**, 187-200.
- Champagnac, J. D., Sue, C., Delacou, B. & Burkhard, M., 2004. Brittle deformation in the inner NW Alps: from early orogenparallel extrusion to late orogen-perpendicular collapse. *Terra Nova*, **16**(4), 232-242.
- Cheilletz, A., Ruffet, G., Marignac, C., Kolli, O., Gasquet, D., Féraud, G. & Bouillin, J.-P., 1999. $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ dating of shear zone in the Variscan basement of Greater Kabylie (Algeria). Evidence of an Eo-Alpine event at 128 Ma (Hauterivien-Barremian Boundary): geodynamic consequences. *Tectonophysics*, **306**, 97-116.
- Chopin, C. & Maluski, H., 1980. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of high pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso area (Western Alps): evidence against the blocking temperature concept. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **74**, 109-122.

- Cianetti, S., Gasperini, P., Giunchi, C. & Boschi, E., 2001. Numerical modelling of the Aegean-Anatolian region: geodynamical constraints from observed rheological heterogeneities. *Geophysical Journal International*, **146**(3), 760-780.
- Cirrincone, R. & Pezzino, A., 1993. Nuovi dati strutturali sulle successioni mesozoiche metamorfiche dei Monti Peloritani orientali. *Bolletino della Società Geologica Italiana*, **13**, 195-203.
- Courme, M. D. & Mascle, G., 1988. The Oligo-Miocene within the Sicilian Units - New Stratigraphic Data and Paleogeographic Constraints. *Bulletin De La Societe Geologique De France*, **4**(1), 105-118.
- Crisci, G. M., Donati, G., Messina, A., Russo, S. & Perrone, V., 1982. L'unità superiore dell'Aspromonte. Studio geologico e petrografico. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, **38**, 989-1014.

D

- Dahl, P. S., 1996. The crystal chemical basis for Ar retention in micas: inferences from interlayer partitioning and implications for geochronology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **123**, 22-39.
- Dale, J. & Holland, T. J. B., 2003. Geothermobarometry, P-T paths and metamorphic field gradients of high-pressure rocks from the Adula Nappe, Central Alps. *Journal of metamorphic Geology*, **21**, 813-829.
- Dalrymple, G. B. & Lanphere, M. A., 1974. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of some undisturbed terrestrial samples. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **38**, 715-738.
- de Capoa, P., Guerrera, F., Perrone, V. & Serrano-Lozano, F., 1997. New biostratigraphic data on the Frazzanò Formation (Longi-Taormina Unit): consequences on the deformation age of the Calabria-Peloritani Arc Southern Sector. *Rivista Italiana Paleontologica e Stratigrafica*, **103**, 343-356.
- De Gregorio, S., Rotolo, S. G. & Villa, I. M., 2003. Geochronology of the medium to high-grade metamorphic units of the Peloritani Mts., Sicily. *International Journal of Earth Sciences*, **92**, 852-872.
- De Roeber, E., 1972. Lawsonite-albite-facies metamorphism near Fuscaldo, Calabria (Southern Italy), its geological significance and petrological aspects. *GUA Pap. Geol.*, **3**, 171p.
- Deino, A., Gattacceca, J., Rizzo, R. & Montanari, A., 2001. Ar-40/Ar-39 dating and paleomagnetism of the Miocene volcanic succession of Monte Furrù (western Sardinia):

- Implications for the rotation history of the Corsica-Sardinia microplate. *Geophysical Research Letters*, **28**(17), 3373-3376.
- Del Moro, A., Pardini, G., Maccarrone, E. & Rottura, A., 1982. Studio radiometrico Rb-Sr di granitoidi peraluminosi dell'arco Calabro-Peloritano. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, **38**(3), 1015-1026.
- Dewey, J. F., Helman, M. L., Turco, E., Hutton, D. H. W. & Knott, S. D., 1989. Kinematics of the Western Mediterranean. *Alpine Tectonics. GSSP*, **45**, 265-283.
- Dézès, P., Schmidt, S. M. & Ziegler, P. A., 2004. Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics*, **389**, 1-33.
- Didon, J., Fernex, F., Lorenz, C., Magne, J. & Peyre, Y., 1969. Sur un niveau remarquable de silexite dans le Neogene inférieur d'Espagne méridionale et d'Italie du Nord. *Bulletin de la Société géologique de France*, **11**, 841-853.
- Dietrich, D., 1988. Sense of overthrust shear in the Alpine nappes of Calabria (Southern Italy). *Journal of Structural Geology*, **10**(4), 373-381.
- Dietrich, D., Lorenzoni, S., Scandone, P., Zanettin-Lorenzoni, E. & Di Pierro, M., 1976. Contribution to the knowledge of the tectonic units of Calabria. Relationships between composition of K-white micas and metamorphic evolution. *Bolletino della Società Geologica Italiana*, **95**, 195-217.
- Dodson, M. H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **40**, 259-274.
- Doglioni, C., Harabaglia, P., Merlini, S., Mongelli, F., Peccerillo, A. & Piromallo, C., 1999a. Orogens and slabs vs. their direction of subduction. *Earth-Science Reviews*, **45**(3-4), 167-208.
- Doglioni, C., Merlini, S. & Cantarella, G., 1999b. Foredeep geometries at the front of the Apennines in the Ionian Sea (central Mediterranean). *Earth and Planetary Science Letters*, **168**(3-4), 243-254.
- Domzig, A., Yelles, K., Le Roy, C., Deverchere, J., Bouillin, J. P., Bracene, R., de Lepinay, B. M., Le Roy, P., Calais, E., Kherroubi, A., Gaullier, V., Savoye, B. & Pauc, H., 2006. Searching for the Africa-Eurasia Miocene boundary offshore western Algeria (MARADJA'03 cruise). *Comptes Rendus Geoscience*, **338**(1-2), 80-91.
- Doutsos, T. & Kokkalas, S., 2001. Stress and deformation patterns in the Aegean region. *Journal of Structural Geology*, **23**(2-3), 455-472.

- Dubois, R., 1970. Phases de serrage, nappes de socle et métamorphisme alpin à la jonction Calabre-Apennin: la suture calabro-apenninique. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, **12**(3), 221-254.
- Dubois, R., 1976. La suture calabro-apenninique Crétacé-Eocène et l'ouverture Tyrrhénienne Néogène. Etude pétrographique et structurale de la Calabre centrale. *Thèse Paris VI*, 557 p.
- Duermeijer, C. E., Krijgsman, W., Langereis, C. G. & Ten Veen, J. H., 1998. Post-early Messinian counterclockwise rotations on Crete: implications for Late Miocene to Recent kinematics of the southern Hellenic arc. *Tectonophysics*, **298**(1-3), 177-189.
- Durand-Delga, M., Feinberg, H., Magne, J., Olivier, P. & Anglada, R., 1993. The Oligomiocene Deposits Resting in Discordance Upon the Malaguides and Alpujarrides and Their Implications in the Geodynamic Evolution of the Betic Cordillera and the Alboran Mediterranean. *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii*, **317**(5), 679-687.

E-F

- Edel, J. B., Montigny, R. & Thuizat, R., 1981. Late Paleozoic Rotations of Corsica and Sardinia - New Evidence from Paleomagnetic and K-Ar Studies. *Tectonophysics*, **79**(3-4), 201-223.
- Faccenna, C., Becker, T. W., Lucente, F. P., Jolivet, L. & Rossetti, F., 2001a. History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean. *Geophysical Letters*, **145**, 809-820.
- Faccenna, C., Davy, P., Brun, J. P., Funiciello, R., Giardini, D., Mattei, M. & Nalpas, T., 1996. The dynamics of back-arc extension: An experimental approach to the opening of the Tyrrhenian Sea. *Geophysical Journal International*, **126**(3), 781-795.
- Faccenna, C., Funiciello, F., Giardini, D. & Lucente, P., 2001b. Episodic back-arc extension during restricted mantle convection in the Central Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, **187**, 105-116.
- Faccenna, C., Speranza, F., Caracciolo, F. D., Mattei, M. & Oggiano, G., 2002. Extensional tectonics on Sardinia (Italy): insights into the arc back-arc transitional regime. *Tectonophysics*, **356**(4), 213-232.
- Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L. & Rossetti, F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics*, **23**, TC1012.
- Fadil, A., Vernant, P., McClusky, S., Reilinger, R., Gomez, F., Ben Sari, D., Mourabit, T., Feigl, K. & Barazangi, M., 2006. Active tectonics of the western Mediterranean: Geodetic evidence

- for rollback of a delaminated subcontinental lithospheric slab beneath the Rif Mountains, Morocco. *Geology*, **34**(7), 529-532.
- Faure, M., 1980. Microtectonique et charriage Est-Ouest des nappes alpine profondes de Sila (Calabre - Italie Meridionale). *Revue de Géographie Dynamique et de Géographie Physique*, **22**, 135-146.
- Ferry, J. M. & Spear, F. S., 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between Biotite and Garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **66**, 113-117.
- Festa, V., Caggianelli, A., Kruhl, J. H., Liotta, D., Prosser, G., Gueguen, E. & Paglionico, A., 2006. Late-Hercynian shearing during crystallization of granitoid magmas (Sila massif, southern Italy): regional implications. *Geodinamica Acta*, **19**(3-4), 185-195.
- Fitch, F. J., Miller, J. A. & Mitchell, J. G., 1969. A new approach to radio-isotopic dating in orogenic belts. In *Time and place in orogeny* (eds P.E. Kent, G.E Satterthwaite, and A.M. Spencer), Geol. Soc. London Spec. Publ.(3), 157-195.
- Fleck, R. J., Sutter, J. F. & Elliott, D. H., 1977. Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **41**, 15-32.
- Fournier, M., Jolivet, L., Goffe, B. & Dubois, R., 1991. Alpine Corsica Metamorphic Core Complex. *Tectonics*, **10**(6), 1173-1186.
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B. & Bracène, R., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, **19**(4), 740-761.

G

- Ganguly, J., Cheng, W. J. & Tirone, M., 1996. Thermodynamics of aluminosilicate garnet solid solution: New experimental data, an optimized model, and thermometric applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **126**(1-2), 137-151.
- Gattacceca, J. & Speranza, F., 2002. Paleomagnetism of Jurassic to Miocene sediments from the Apenninic carbonate platform (southern Apennines, Italy): evidence for a 60 degrees counterclockwise Miocene rotation. *Earth and Planetary Science Letters*, **201**(1), 19-34.
- Geel, T., 1995. Oligocene to Early Miocene Tectonosedimentary History of the Alicante Region (Se Spain) - Implications for Western Mediterranean Evolution. *Basin Research*, **7**(4), 313-336.
- Gelabert, B., Sàbat, F. & Rodriguez-Perea, A., 2002. A new proposal for the Late Cenozoic geodynamic evolution of the Western Mediterranean. *Terra Nova*, **14**, 93-100.

- Gelmini, R., Lorenzoni, S., Mastandrea, A., Orsi, G., Serpagli, E., Vai, G. B. & Zanettin-Lorenzoni, E., 1978. Rinvenimento di fossili devoniani nel cristallino dell'Aspromonte (Calabria). *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, **1**, 45-47.
- Giunta, G. & Nigro, F., 1999. Tectono-sedimentary constraints to the Oligocene-to-Miocene evolution of the Peloritani thrust belt (NE Sicily). *Tectonophysics*, **315**, 287-299.
- Goes, S., Giardini, D., Jenny, S., Hollenstein, C., Khale, H.-G. & Geiger, A., 2004. A recent tectonic reorganization in the south-central Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, **226**, 335-345.
- Graessner, T. & Schenk, V., 1999. Low-pressure metamorphism of Paleozoic pelites in the Aspromonte, southern Calabria: constraints for the thermal evolution in the Calabrian crustal cross-section during Hercynian orogeny. *Journal of metamorphic Geology*, **17**, 157-172.
- Graessner, T., Schenk, V., Bröcker, M. & Mezger, K., 2000. Geochronological constraints on the timing of granitoid magmatism, metamorphism and post-metamorphic cooling in the Hercynian crustal cross-section of Calabria. *J. metamorphic Geol.*, **18**, 409-421.
- Graham, C. M. & Powell, R., 1984. A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California. *Journal of metamorphic Geology*, **2**, 13-31.
- Gueguen, E., Doglioni, C. & Fernandez, M., 1998. On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics*, **298**(1-3), 259-269.
- Guerrera, F., Martín-Martín, M., Perrone, V. & Tramontana, M., 2005. Tectono-sedimentary evolution of the southern branch of the Western Tethys (Maghrebian Flysch Basin and Lucanian Ocean) : consequences for Western Mediterranean geodynamics. *Terra Nova*, **17**, 358-367.
- Gutscher, M. A., Malod, J., Rehault, J.-P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes-Victor, L. & Spakman, W., 2002. Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology*, **30**, 1071-1074.

H-I

- Hames, W. E. & Bowring, S., 1994. An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite. *Earth and Planetary Science Letters*, **124**, 161-167.
- Hammarstrom, J. M. & Zen, E.-A., 1986. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, **71**, 1297-1313.

- Harrison, T. M., Duncan, I. & McDougall, I., 1985. Diffusion of ^{40}Ar in biotite: Temperature, pressure and compositional effects. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **49**, 2461-2468.
- Holdaway, M. J., 2000. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer. *American Mineralogist*, **85**(7-8), 881-892.
- Holland, T. J. B. & Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic-amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **116**, 433-447.
- Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H. & Sisson, V. B., 1987. Confirmation of empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, **72**, 231-239.
- Huguen, C., Chamot-Rooke, N., Loubrieu, B. & Mascle, J., 2006. Morphology of a pre-collisional, salt-bearing, accretionary complex: The Mediterranean Ridge (Eastern Mediterranean). *Marine Geophysical Researches*, **27**(1), 61-75.
- Iannace, A., Garcia-Tortosa, J. & Vitale, S., 2005. Triassic metasedimentary successions across the boundary between the southern Apennines and the Calabrian Arc (northern Calabria, Italy). *Geological Journal*, **40**, 155-171.
- Indares, A. & Martignole, J., 1985. Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite. *American Mineralogist*, **70**, 272-278.

J-K

- Johnson, M. C. & Rutherford, M. J., 1989. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanics rocks. *Geology*, **17**, 837-841.
- Jolivet, L., Dubois, R., Fournier, M., Goffe, B., Michard, A. & Jourdan, C., 1990. Ductile Extension in Alpine Corsica. *Geology*, **18**(10), 1007-1010.
- Jolivet, L. & Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, **19**, 1095-1106.
- Jolivet, L., Faccenna, C., Goffé, B., Mattei, M., Rossetti, F., Brunet, C., Storti, F., Funicello, R., Cadet, J.-P., d'Agostino, N. & Parra, T., 1998a. Midcrustal shear zones in postorogenic extension: example from the northern Tyrrhenian Sea. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 12123-12160.
- Jolivet, L., Goffé, B., Oberhänsli, R. & Michard, A., 1998b. Detachments in high-pressure mountains belts, Tethyan examples. *Earth and Planetary Science Letters*, **160**, 31-47.

- Kastens, K., Mascle, J., Auroux, C., Bonatti, E., Broglia, C., Channell, J., Curzi, P., Emeis, K.-C., Glaçon, G., Hasegawa, S., Hieke, W., Mascle, G., McCoy, F., McKenzie, J., Mendelson, J., Müller, C., Rehault, J.-P., Robertson, A., Sartori, R., Sprovieri, R. & Torii, M., 1988. ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: Insights into passive margin and back-arc basin evolution. *Geological Society of America Bulletin*, **100**, 1140-1156.
- Kleemann, U. & Reinhardt, J., 1994. Garnet-Biotite Thermometry Revisited - the Effect of Al(Vi) and Ti in Biotite. *European Journal of Mineralogy*, **6**(6), 925-941.
- Knott, S. D., 1987. The Liguride Complex of Southern Italy, a Cretaceous to Paleogene accretionary wedge. *Tectonophysics*, **142**, 217-226.
- Knott, S. D., 1994. Structure, kinematics and metamorphism in the Liguride Complex, southern Apennines, Italy. *Journal of Structural Geology*, **16**, 1107-1120.
- Kovalevski, V. V., Buseck, P. R. & Cowley, J. M., 2001. Comparison of carbon in shungite rocks to other natural carbons: An X-ray and TEM study. *Carbon*, **39**(2), 243-256.
- Krogh, E. J. & Raheim, A., 1978. Temperature and Pressure dependence of Fe-Mg partitioning between Garnet and Phengite, with particular reference to Eclogites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **66**, 75-80.

L

- Lacombe, O. & Jolivet, L., 2005. Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of Pyrenean orogeny. *Tectonics*, **24**, TC1003.
- Landis, C. A., 1971. Graphitization of dispersed carbonaceous materials in metamorphic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **30**, 34-45.
- Langone, A., Gueguen, E., Prosser, G., Caggianelli, A. & Rottura, A., 2006. The Curinga-Girifalco fault zone (northern Serre, Calabria) and its significance within the Alpine tectonic evolution of the western Mediterranean. *Journal of Geodynamics*, **42**(4-5), 140-158.
- Laurenzi, M. A., Del Moro, A. & Rottura, A., 1986. Preliminary KAr and Rb-Sr data on Capo Vaticano and Le Serre granitoids (Calabria, southern Italy). *Terra Cognita*, **6**, 142.
- Leake, B. E., 1978. Nomenclature of Amphiboles. *American Mineralogist*, **63**(11-1), 1023-1052.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. & Guo, Y. Z., 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the

- International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. *American Mineralogist*, **82**(9-10), 1019-1037.
- Lecca, L., Lonis, R., Luxoro, S., Melis, E., Secchi, F. & Brotzu, P., 1997. Oligo-Miocene volcanic sequences and rifting stages in Sardinia: a review. *Periodico Mineralogico*, **66**, 7-61.
- Lepichon, X., Chamotrooke, N., Lallemand, S., Noomen, R. & Veis, G., 1995. Geodetic Determination of the Kinematics of Central Greece with Respect to Europe - Implications for Eastern Mediterranean Tectonics. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **100**(B7), 12675-12690.
- Liberi, F., Morten, L. & Piluso, E., 2006. Geodynamic significance of ophiolites within the Calabrian Arc. *Island Arc*, **15**, 26-43.
- Limanowski, M., 1913. Die grosse kalabrische Decke. *Bull. Int. Acad. Sc. Cracovie, Cl. Sc. Math. Nat.*, **6A**, 370-385.
- Lonergan, L. & White, N., 1997. Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, **16**, 504-522.
- Lorenz, C., 1984. Les silexites et les tuffites du Burdigalien, marqueurs volcano-sédimentaires - correlations dans le domaine de la Méditerranée occidentale. *Bulletin de la Société géologique de France*, **26**, 1203-1210.
- Lovera, O. M., Grove, M., Harrison, T. M. & Mahon, K. I., 1997. Systematic analysis of K-feldspar $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step heating results: I. Significance of activation energy determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61**, 3171-3192.
- Lovera, O. M., Richter, F. M. & Harrison, T. M., 1989. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronometry for slowly cooled samples having a distribution of diffusion domain sizes. *Journal of Geophysical Research*, **94**(B12), 17917-17935.
- Lucente, F. P., Margheriti, L., Piromallo, C. & Barruol, G., 2006. Seismic anisotropy reveals the long route of the slab through the western-central Mediterranean mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **241**(3-4), 517-529.
- Lugeon, M. & Argand, E., 1906. La racine de la nappe sicilienne et l'arc de charriage de la Calabre. *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii*, **142**, 1107-1109.

M

- Malavielle, J., Chemenda, A. & Larroque, C., 1998. Evolutionary model for Alpine Corsica: mechanism for ophiolite emplacement and exhumation of high-pressure rocks. *Terra Nova*, **10**(6), 317-322.

- Malinverno, A. & Ryan, W. B. F., 1986. Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics*, **5**(2), 227-245.
- Manzoni, M., 1975. Paleomagnetic evidence for rotation of Northern Calabria. *Geophys. Res. Lett.*, **2**, 427-429.
- Marcucci, M., Conti, M. & Spadea, P., 1987. Radiolarian association in cherts from Timpa della Marge (Lucanian Apennine, Italy). *Ophioliti*, **12**, 411-414.
- Martinod, J., Funicciello, F., Faccenna, C., Labanieh, S. & Regard, V., 2005. Dynamical effects of subducting ridges: insights from 3-D laboratory models. *Geophysical Journal International*, **163**(3), 1137-1150.
- Masce, G. H., Tricart, P., Torelli, L., Bouillin, J.-P., Compagnoni, R., Depardon, S., Masce, J., Pêcher, A., Peis, D., Rekhiss, F., Rolfo, F., Bellon, H., Brocard, G., Lapierre, H., Monié, P. & Poupeau, G., 2004. Structure of the Sardinia Channel: crustal thinning and tardi-orogenic extension in the Apenninic-Maghrebian orogen; results of the Cyana submersible survey (SARCYA and SARTUCYA) in the western Mediterranean. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **175**(n° 6), 607-627.
- Masce, G. H., Tricart, P., Torelli, L., Bouillin, J. P., Rolfo, F., Lapierre, H., Monie, P., Depardon, S., Masce, J. & Peis, D., 2001. Evolution of the Sardinia Channel (Western Mediterranean): new constraints from a diving survey on Cornacya seamount off SE Sardinia. *Marine Geology*, **179**(3-4), 179-201.
- Massonne, H.-J. & Schreyer, W., 1987. Phengite geothermobarometry based on the limiting assemblage with K-felspar, phlogopite, and quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **96**, 212-224.
- Mattei, M., Speranza, F., Argentieri, A., Rossetti, F., Sagnotti, L. & Funicciello, R., 1999. Extensional tectonics in the Amantea basin (Calabria, Italy): a comparison between structural and magnetic anisotropy data. *Tectonophysics*, **307**(1-2), 33-49.
- Mauffret, A., 2007. The Northwestern (Maghreb) boundary of the Nubia (Africa) Plate. *Tectonophysics*, **429**(1-2), 21-44.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksoz, M. N. & Veis, G., 2000. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the

- eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **105**(B3), 5695-5719.
- McDougall, I. & Harrison, T. M., 1988 Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method. *Oxford University Press (Ed.)*, 212 p.
- Messina, A., Compagnoni, R., de Francesco, A. M. & Russo, S., 1992. Alpine metamorphic overprint in the crystalline basement of the Aspromonte Unit (Calabrian-Peloritan Arc – southern Italy). *IGCP Project 276, Newsletter*(5), 353-379.
- Messina, A., Giacobbe, A., Perrone, V. & de Francesco, A. M., 1996. The Mela Unit: a new medium-grade metamorphic unit in the Peloritani Mts (Calabrian-Peloritan Arc, Italy). *Bolletino della Società Geologica Italiana*, **115**, 16.
- Meulenkamp, J. E., Hilgen, F. & Voogt, E., 1986. Late Cenozoic sedimentary-tectonic history of the Calabrian Arc. *Giornale di Geologia*, **48**, 345-359.
- Michard, A., 2006. Extension in Alpine Western Europe and West Mediterranean. *Comptes-Rendus Geoscience*, **338** (4), 225-228.
- Michard, A., Chalouan, A., Feinberg, H., Goffé, B. & Montigny, R., 2002. How does the Alpine belt end between Spain and Morocco. *Bulletin de la Société géologique de France*, **173**, 3-15.
- Molli, G., Tribuzio, R. & Marquer, D., 2006. Deformation and metamorphism at the eastern border of the Tenda Massif (NE Corsica): a record of subduction and exhumation of continental crust. *Journal of Structural Geology*, **28**(10), 1748-1766.
- Monie, P., 1984. Etude par la méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar de la redistribution de l'argon dans les minéraux des socles anciens repris par l'orogénèse alpine. Application à la géochronologie des massifs de l'Argentera-Mercantour, du Mont-Rose et de la Grande Kabylie. *Thèse 3ème cycle, Univ. Sci. et Techn. du Languedoc, Montpellier*, 206 p.
- Mukhopadhyay, B., Holdaway, M. J. & Koziol, A. M., 1997. A statistical model of thermodynamic mixing properties of Ca–Mg–Fe²⁺ garnets. *Am. Mineral.*, **82**, 165– 181.
- Mulch, A. & Cosca, M. A., 2004. Crystallization or cooling ages? In situ UV-laser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of muscovite in mylonitic rocks. *Journal of the Geological Society of London*, **161**, 573-582.
- Munoz, M., De Andrade, V., Vidal, O., Lewin, E., Pascarelli, S. & Susini, J., 2006. Redox and speciation micromapping using dispersive X-ray absorption spectroscopy: Application to iron chlorite mineral of a metamorphic rock thin section. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **7**.

N-O

- Nemanich, R. J. & Solin, S. A., 1979. 1st-Order and 2nd-Order Raman-Scattering from Finite-Size Crystals of Graphite. *Physical Review B*, **20**(2), 392-401.
- Nicolosi, I., Speranza, F. & Chiappini, M., 2006. Ultrafast oceanic spreading of the Marsili Basin, southern Tyrrhenian Sea: Evidence from magnetic anomaly analysis. *Geology*, **34**(9), 717-720.
- Nigro, F. & Puglisi, D., 1993. Caratteri strutturali e sedimentologico-petrografici del Flysch di Frazzano (Peloritani occidentali Sicilia). *G. Geol.*, **55** (1), 105–117.
- Nishimura, Y., Coombs, D. S., Landis, C. A. & Itaya, T., 2000. Continuous metamorphic gradient documented by graphitization and K-Ar age, southeast Otago, New Zealand. *American Mineralogist*, **85**(11-12), 1625-1636.
- Nocquet, J. M. & Calais, E., 2004. Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe. *Pure and Applied Geophysics*, **161**(3), 661-681.
- Ogniben, L., 1960. Nota illustrativa dello Schema geologico della Sicilia nord-orientale. *Riv. Miner. Sic.*, **11**, 183-212.
- Ogniben, L., 1973. Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni. *Geologica Romana*, **12**, 243-585.
- Oldow, J. S., Ferranti, L., Lewis, D. S., Campbell, J. K., D'Argenio, B., Catalano, R., Pappone, G., Carmignani, L., Conti, P. & Aiken, C. L. V., 2002. Active fragmentation of Adria, the north African promontory, central Mediterranean orogen. *Geology*, **30**(9), 779-782.
- Olivet, J. L., 1984. Cinématique de l'Atlantique Nord et Central. *Centre National pour l'Exploitation des Océans, Rapports Scientifiques et Techniques (France)*, 108p.
- Ortolano, G., Cirrincione, R. & Pezzino, A., 2005. P-T evolution of Alpine metamorphism in the southern Aspromonte Massif (Calabria - Italy). *Schweizerisch Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **85**, 31-56.

P-Q

- Parra, T., Vidal, O. & Theye, T., 2005. Experimental data on the Tschermak substitution in Fe-chlorite. *American Mineralogist*, **90**(2-3), 359-370.
- Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J., 1998. Micro-tectonics. *Ed: Springer (2nd reprint)*, 289 p.
- Pezzino, A., Pannucci, S., Puglisi, G., Atzori, P., Ioppolo, S. & Lo Giudice, A., 1990. Geometry and metamorphic environment of the contact between the Aspromonte-Peloritani Unit

- (Upper Unit) and the Madonna di Polsi Unit (Lower Unit) in the Central Aspromonte area (Calabria). *Bolletino della Società Geologica Italiana*, **109**, 455-469.
- Pezzino, A. & Puglisi, G., 1980. Indagine geologico-petrografica sul cristallino dell'Aspromonte centro-settentrionale (Calabria). *Bolletino della Società Geologica Italiana*, **99**, 255-268.
- Pezzino, A., Puglisi, G., Pannucci, S. & Ioppolo, S., 1992. Due unità cristalline a grado metamorfico diverso in Aspromonte centrale. Geometria dei loro rapporti, ambientazione metamorfica del loro contatto e caratteri petrografici delle metamorfiti. *Bolletino della Società Geologica Italiana*, **111**, 69-80.
- Piluso, E. & Morten, L., 2004. Hercynian high temperature granulites and migmatites from the Catena Costiera, northern Calabria, southern Italy. *Periodico di Mineralogia* **73**, 159-72.
- Piomallo, C. & Morelli, A., 2003. P wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **108**(B2).
- Platt, J. P. & Compagnoni, R., 1990. Alpine ductile deformation and metamorphism in a calabrian basement nappe (Aspromonte, south Italy). *Eclogae geol. Helv.*, **83**(1), 41-58.
- Pondrelli, S., Salimbeni, S., Ekstrom, G., Morelli, A., Gasperini, P. & Vannucci, G., 2006. The Italian CMT dataset from 1977 to the present. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **159**(3-4), 286-303.
- Powell, R. & Evans, J. A., 1983. A new geobarometer for the assemblage biotite - muscovite - chlorite - quartz. *Journal of metamorphic Geology*, **1**, 331-336.
- Quitow, H., 1935. Der Deckenbau des Kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete. *Abh. Ges. d. Wiss. zu Göttingen. Math-Phys. Kl.*, **III Folge**(Heft 13), 179p.

R

- Rehault, J.-P., Boillot, G. & Mauffret, A., 1984. The western mediterranean basin geological evolution. *Marine Geology*, **55**, 447-477.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa, A., Filikov, S. V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R. & Karam, G., 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **111**(B5).

- Renne, P. R., Swisher, C. C., Deino, A. L., Karner, D. B., Owens, T. L. & DePaolo, D. J., 1998. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Chemical Geology*, **145**, 117-152.
- Richter, F. M., Lovera, O. M., Harrison, T. M. & Copeland, P., 1991. Tibetan tectonics from Ar/Ar analysis of a single K-felspar sample. *Earth and Planetary Science Letters*, **105**, 266-278.
- Ricou, L. E., 1994. Tethys Reconstructed - Plates, Continental Fragments and Their Boundaries since 260-Ma from Central-America to South-Eastern Asia. *Geodinamica Acta*, **7**(4), 169-218.
- Ring, U., Layer, P. W. & Reischmann, T., 2001. Miocene high-pressure metamorphism in the Cyclades and Crete, Aegean Sea, Greece: Evidence for large-magnitude displacement of the Cretan detachment. *Geology*, **29**(5), 395-398.
- Roda, C., 1965. Il calcare portlandiano a Dasycladaceae di M. Mutolo (Reggio Calabria). *Geol. Romana*, **4**, 259-290.
- Roddick, J. C., 1978. The application of isochron diagram in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating: a discussion. *Earth and Planetary Science Letters*, **41**, 233-244.
- Roddick, J. C., Cliff, R. A. & Rex, D. C., 1980. The evolution of excess argon in Alpine biotites - A $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, **48**.
- Rosenbaum, G. & Lister, G. S., 2004. Neogene and quaternary rollback evolution of the Tyrrhenian Sea, the Apennines, and the Sicilian Maghrebides. *Tectonics*, **23**, TC1013.
- Rossetti, F., Faccenna, C., Goffé, B., Monié, P., Argentieri, A., Funicello, R. & Mattei, M., 2001. Alpine structural and metamorphic signature of the Sila Piccola Massif nappe stack (Calabria, Italy): Insights for the tectonic evolution of the Calabrian Arc. *Tectonics*, **20**(1), 112-133.
- Rossetti, F., Goffé, B., Monié, P., Faccenna, C. & Vignaroli, G., 2004. Alpine orogenic P-T-t-deformation history of the Catena Costiera area and surrounding regions (Calabria Arc, southern Italy): The nappe edifice of north Calabria revised with insights on the Tyrrhenian-Apennine system formation. *Tectonics*, **23**, TC6011.
- Royden, L. H., 1993. Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, **12**, 629-638.

S

- Saadallah, A. & Caby, R., 1996. extensional detachment tectonics in the Grande Kabylie metamorphic core complex of the Maghrebides (northern Algeria). *Tectonophysics*, **267**, 257-274.
- Samson, S. D. & Alexander, E. C., 1987. Calibration of the Interlaboratory Ar-40 Ar-39 Dating Standard, Mmhb-1. *Chemical Geology*, **66**(1-2), 27-34.
- Savostin, L. A., Sibuet, J. C., Zonenshain, L. P., Lepichon, X. & Roulet, M. J., 1986. Kinematic Evolution of the Tethys Belt from the Atlantic-Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, **123**(1-4), 1-35.
- Scandone, P., 1979. Origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc. *Bolletino della Società Geologica Italiana*, **98**, 27-34.
- Scheepers, P. J. J., Langerais, C. G., Zijdeveld, J. D. A. & Hilgen, F. J., 1994. Paleomagnetic evidence for a Pleistocene clockwise rotation of the Calabro-Peloritani block (southern Italy). *Tectonophysics*, **230**, 19-48.
- Schenk, V., 1980. U-Pb and Rb-Sr radiometric dates and their correlations with metamorphic events in the granulite-facies basement of the Serre, southern Calabria (Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **73**, 23-38.
- Schettino, A. & Turco, E., 2006. Plate kinematics of the Western Mediterranean region during the Oligocene and Early Miocene. *Geophysical Journal International*, **166**(3), 1398-1423.
- Schmidt, M. W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **110**, 304-310-Abstract.
- Scholz, C. H., 1988. The brittle plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geol. Rundschau*, **77**, 319-328.
- Seranne, M., 1999. The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. In: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F., Seranne, M. (eds) *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, Special Publications, **156**, 15-36.
- Seranne, M., Benedicto, A., Labaum, P., Truffert, C. & Pascal, G., 1995. Structural Style and Evolution of the Gulf-of-Lion Oligomiocene Rifting - Role of the Pyrenean Orogeny. *Marine and Petroleum Geology*, **12**(8), 809-820.
- Sodoudi, F., Kind, R., Hatzfeld, D., Priestley, K., Hanka, W., Wylegalla, K., Stavrakakis, G., Vafidis, A., Harjes, H. P. & Bohnhoff, M., 2006. Lithospheric structure of the Aegean obtained from P and S receiver functions. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **111**(B12).

- Somma, R., Messina, A. & Mazzoli, S., 2005. Syn-orogenic extension in the Peloritani Alpine Thrust Belt (NE Sicily, Italy): Evidence from the Ali Unit. *Comptes-Rendus Geoscience*, **337**, 861-871.
- Spear, F. S., 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure - temperature time paths. *Mineralogical Society of America*, 799 pp.
- Speranza, F., Mattei, M., Sagnotti, L. & Grasso, F., 2000. Rotational differences between the northern and southern Tyrrhenian domains: palaeomagnetic constraints from the Amantea basin (Calabria, Italy). *Journal of the Geological Society*, **157**, 327-334.
- Speranza, F., Villa, I. M., Sagnotti, L., Florindo, F., Cosentino, D., Cipollari, P. & Mattei, M., 2002. Age of the Corsica–Sardinia rotation and Liguro–Provençal Basin spreading: new paleomagnetic and Ar/Ar evidence. *Tectonophysics*, **347**, 231-251.
- Steiger, R. H. & Jäger, E., 1977. Subcommittee on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, **36**, 359-362.

T

- Thomson, S. N., 1994a. Fission-track analysis and provenance studies in Calabrian Arc sedimentary rocks, southern Italy. *Journal of the Geological Society, London*, **151**, 463-471.
- Thomson, S. N., 1994b. Fission track analysis of the crystalline basement rocks of the Calabrian Arc, southern Italy: evidence of Oligo-Miocene late-orogenic extension and erosion. *Tectonophysics*, **238**, 331-352.
- Thomson, S. N., 1998. Assessing the nature of tectonic contacts using fission-track thermochronology: an example from the Calabrian Arc, southern Italy. *Terra Nova*, **10**(1), 32-36.
- Tiberi, C., Lyon-Caen, H., Hatzfeld, D., Achauer, U., Karagianni, E., Kiratzi, A., Louvari, E., Panagiotopoulos, D., Kassaras, I., Kaviris, G., Makropoulos, K. & Papadimitriou, P., 2000. Crustal and upper mantle structure beneath the Corinth rift (Greece) from a teleseismic tomography study. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **105**(B12), 28159-28171.
- Tricart, P., Schwartz, S., Sue, C., Poupeau, G. & Lardeaux, J. M., 2001. The tectonic denudation of the Ultra-dauphine Zone and the inversion of the Briançonnais frontal thrust to the southeast of the Pelvoux massif (western Alps): a Miocene to present-day dynamics. *Bulletin De La Societe Geologique De France*, **172**(1), 49-58.

- Trombetta, A., Cirrincione, R., Corfu, F., Mazzoleni, P. & Pezzino, A., 2004. Mid-Ordovician U-Pb ages of porphyroids in the Peloritani Mountains (NE Sicily): palaeogeographical implications for the evolution of the Alboran microplate. *Journal of the Geological Society, London*, **161**, 265-276.
- Truillet, R., 1962. Présence de Berriasien coincé entre les phyllades et la nappe de cristallin des monts Péloritains (Sicile). *Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs*, **64**(2), 29-30.
- Tuinstra, F. & Koenig, J. L., 1970. Raman spectrum of graphite. *Journal of Chemical Physics*, **53**, 1126-1130.
- Turner, G., 1971. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating: the optimization of irradiation parameters. *Earth and Planetary Science Letters*, **10**, 227-234.

U-V

- Uyeda, S. & Kanamori, H., 1979. Back-Arc Opening and the Mode of Subduction. *Journal of Geophysical Research*, **84**(NB3), 1049-1061.
- Van Dijk, J., Bello, M., Brancaleoni, G. P., Cantarella, G., Costa, V., Frixia, A., Golfetto, F., Merlini, S., Riva, M., Torricelli, S., Toscano, C. & Zerilli, A., 2000. A regional structural model for the northern sector of the Calabrian Arc (southern Italy). *Tectonophysics*, **324**, 267-320.
- Viallard, P. & Gorini, C., 1994. Faulting Process of a Prestructured Passive Margin - the Gulf of Lions (Northwestern Mediterranean-Sea). *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii*, **319**(5), 567-572.
- Vidal, O., De Andrade, V., Lewin, E., Munoz, M., Parra, T. & Pascarelli, S., 2006. P-T-deformation-Fe³⁺/Fe²⁺ mapping at the thin section scale and comparison with XANES mapping: application to a garnet-bearing metapelite from the Sambagawa metamorphic belt (Japan). *Journal of Metamorphic Geology*, **24**(7), 669-683.
- Vidal, O. & Parra, T., 2000. Exhumation paths of high-pressure metapelites obtained from local equilibria for chlorite-phengite assemblages. *Geological Journal*, **35**, 139-161.
- Vidal, O., Parra, T. & Vieillard, P., 2005. Thermodynamic properties of the Tschermak solid solution in Fe-chlorite: Application to natural examples and possible role of oxidation. *American Mineralogist*, **90**(2-3), 347-358.
- Vigliotti, L. & Langenheim, V. E., 1995. When Did Sardinia Stop Rotating - New Paleomagnetic Results. *Terra Nova*, **7**(4), 424-435.
- Villa, I. M., 1997. Isotopic closure. *Terra Nova*, **10**, 42-47.

W-Z

- Walpersdorf, A., Baize, S., Calais, E., Tregoning, P. & Nocquet, J. M., 2006. Deformation in the Jura Mountains (France): First results from semi-permanent GPS measurements. *Earth and Planetary Science Letters*, **245**(1-2), 365-372.
- Wells, M. L., Snee, L. W. & Blythe, A. E., 2000. Dating of major normal fault systems using thermochronology: An example from the Raft River detachment, Basin and Range, western United States. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **105**(B7), 16303-16327.
- Weltje, G., 1992. Oligocene to Early Miocene sedimentation and tectonics in the southern part of the Calabrian-Peloritan Arc (Aspromonte, southern Italy): a record of mixed-mode piggy-back basin evolution. *Basin Research*, **4**, 37-68.
- Wezel, F. C., 1977. Widespread manifestations of Oligocene-Lower Miocene volcanism around Western Mediterranean. *International Symposium on the Structural History of Western Mediterranean Basins, Split (Yugoslavia)*, (Ed. by B. Biju-Duval & L. Montadert), pp. 287-302.
- Wortel, M. J. R. & Spakman, W., 2000. Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. *Science*, **290**, 1910-1917.
- Wu, C. M. & Cheng, B. H., 2006. Valid garnet-biotite (GB) geothermometry and garnet-aluminum silicate-plagioclase-quartz (GASP) geobarometry in metapelitic rocks. *Lithos*, **89**(1-2), 1-23.
- York, D., 1969. Least squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth and Planetary Science Letters*, **5**, 320-324.
- Zang, W. & Fyfe, W. S., 1995. Chloritisation of the hydrothermally altered bedrock at the Igarape Bahia gold deposit, Carajas, Brazil. *Mineral. Deposita*, **30**, 30-38.
- Zuffa, G. & De Rosa, R., 1980. Petrologia delle successioni torbiditiche Eoceniche della Sila Nord-Orientale (Calabria). *Memorie della Società Geologica Italiana*, **18**, 31-55.

Annexes

<i>Localisation des échantillons</i>

Echantillon	Localité	Unité	Lat. E (°;',000)		Long. N (°;',000)		Lithologie
Ca02.43	Bova Marina	AU					orthogneiss
Ca02.68	Montalto	AU					paragneiss
Ca02.72	Montalto	AU	38	8,997	15	56,68	gneiss mylonitique
Ca02.75	Bonamico	APU	38	9,445	15	58,236	micaschiste à grt
Ca02.77	Bonamico	APU	38	9,454	15	58,179	micaschiste à grt
Ca02.78	Bonamico	APU	38	9,454	15	58,179	micaschiste à grt
Ca02.82	La Verde	APU					métabasite SV
Ca02.84	La Verde	APU					calcaire métam.
Ca02.111	Cardeto	APU	38	5,174	15	46,913	micaschiste à grt
Ca02.112	Cardeto	APU	38	5,174	15	46,913	micaschiste à grt
Ca02.113	Cardeto	APU	38	5,174	15	46,913	micaschiste à grt
IT03.12	Iermanata	SU	37	58,353	16	1,497	schistes sombres
IT03.14	Iermanata	AU	37	58,353	16	1,497	paragneiss
IT03.16	Iermanata	AU	37	58,353	16	1,497	paragneiss à grt
IT03.18	Palizzi Mar.	AU	37	55,822	16	0,65	paragneiss
IT03.20	Iermanata	AU	37	55,822	16	0,65	paragneiss
IT03.25	Roccaforte	AU	38	2,895	15	54,139	paragneiss
IT03.28a	Roccaforte	SU	38	2,889	15	53,681	porphyroïdes
IT03.38	Montebello	SU	37	58,835	15	45,971	phyllades
IT03.40	Fossato	AU	38	1,137	15	45,658	micaschiste à grt
IT03.72	Casalnuovo	APU	38	2,847	15	59,631	grésoschistes à chl
IT03.88	La Verde	APU	38	4,001	16	0,575	chloritoschistes
TH006	Iermanata	SU	37	58,767	16	1,461	schistes carbonés
TH007	Iermanata	SU	37	58,767	16	1,461	schiste carboné
TH011	Montebello	AU	37	58,933	15	45,039	schiste à biotite
TH012	Montebello	AU	37	58,336	15	44,868	orthogneiss
TH013	Montebello	AU	37	58,336	15	44,868	orthogneiss
TH022	Samo	APU	38	5,982	15	59,841	chloritoschiste
TH025	Samo	APU	38	6,074	15	59,804	chloritoschiste
TH027	Samo	AU	38	6,096	15	59,813	gneiss mylonitique
TH029	Samo	APU	38	4,459	16	1,222	grésoschiste à chl
TH031	Samo	APU	38	4,459	16	1,222	grésoschiste à chl
TH032	Samo	APU	38	4,459	16	1,222	grésoschiste à chl
TH034	Samo	APU	38	4,459	16	1,222	grésoschiste à chl
TH035	Samo	AU	38	4,459	16	1,222	gneiss mylonitique
TH037	Samo	AU	38	4,459	16	1,222	gneiss mylonitique
TH038	Samo	AU	38	4,377	16	1,83	grès micacé
TH043	Samo	AU	38	4,928	16	2,177	orthogneiss
TH044	Samo	AU	38	4,928	16	2,177	gneiss cataclastique
TH047	Samo	AU	38	4,066	16	2,047	gneiss chloriteux
TH048	Casalnuovo	APU	38	2,33	15	59,933	grésoschiste à chl
TH049	Casalnuovo	AU	38	2,847	15	59,631	orthogneiss
TH052	Casalnuovo	APU	38	2,847	15	59,631	grès chloriteux
TH061	Cardeto	APU	38	5,223	15	47,052	micaschiste à grt

Echantillon	Localité	Unité	Lat. (°;',000)		Long. (°;',000)		Lithologie
TH063	Cardeto	AU	38	5,4	15	47,519	gneiss ocellaire
TH064	Cardeto	APU	38	5,456	15	47,518	marbre impur
TH066	Cardeto	APU	38	5,456	15	47,518	micaschiste
TH069	Cardeto	AU	38	5,454	15	47,572	amphibolite
TH070	Cardeto	APU	38	5,449	15	47,879	micaschiste
TH072	Montalto	AU	38	9,128	15	53,931	paragneiss
TH074	Montalto	AU	38	9,342	15	56,133	pegmatite mylonit.
TH076	Bonamico	AU	38	9,476	15	58,191	micaschiste à grt
TH077	Roccaforte	AU	38	2,79	15	53,087	grésoschiste à chl
TH078	Roccaforte	AU	38	2,79	15	53,087	grésoschiste à chl
TH079	Roccaforte	SU	38	2,79	15	53,087	micaschiste à grt
TH080	Roccaforte	SU	38	2,781	15	52,996	micasch. à grt, and
TH081	Roccaforte	SU	38	2,781	15	52,996	micasch. à grt, and
TH083	Roccaforte	SU	38	3,049	15	53,307	micaschiste à grt
TH084	Roccaforte	AU	38	3,096	15	53,265	gneiss chloriteux
TH089	Chorio	SU	37	59,354	15	48,843	porphyroïde
TH090	Chorio	AU	37	59,354	15	48,843	porphyroïde
TH093	San Luca	AU	38	7,614	16	1,674	grésoschiste à chl
TH094	Bonamico	AU	38	7,378	16	0,764	gneiss mylonitique
TH096	Bonamico	AU	38	7,378	16	0,764	gneiss mylonitique
TH097	Bonamico	AU	38	9,714	15	58,15	schiste amphibol.
TH098	Bonamico	AU	38	9,925	15	57,899	schiste amphibol.
TH099	Bonamico	AU	38	9,827	15	57,71	schiste amphibol.
TH100	Bonamico	AU	38	9,827	15	57,71	schiste amphibol.
TH109	La Verde	AU	38	3,961	15	59,377	gneiss mylonitique
TH111	La Verde	APU	38	4	15	59,673	chloritoschiste
TH112	La Verde	APU	38	3,599	16	2,124	metabasite
TH113	La Verde	APU	38	3,599	16	2,124	chloritoschiste
TH117	Jofri	AU	38	4,906	16	0,883	pegmatite
TH126	San Luca	AU	38	10,125	16	0,21	gneiss mylonitique
TH128	San Luca	AU	38	10,369	15	59,555	paragneiss
TH130	San Luca	APU	38	8,249	16	2,982	chloritoschiste
TH133	Bonamico	APU	38	8,492	16	2,194	micaschiste à grt
TH139	Bonamico	APU	38	9,743	15	59,377	micaschiste à grt
TH140	Bonamico	APU	38	9,686	15	59,339	micaschiste à grt
TH142	Bonamico	APU	38	9,639	15	59,507	metabasite
TH149	Bonamico	APU	38	8,895	16	1,052	schiste carboné
TH153	San Luca	APU	38	8,6	16	1,347	grésoschiste à grt
TH157	Bonamico	APU	38	10,128	15	57,836	micaschiste à grt
TH161	San Luca	APU	38	10,114	15	57,769	grésoschiste à grt
TH164	Bonamico	APU	38	9,827	15	57,71	schiste amphibol.
TH169	Bonamico	APU	38	9,832	15	57,845	amphibolite
TH170	Bonamico	APU	38	9,832	15	57,845	amphibolite
TH178	La Verde	AU	38	3,719	16	3,301	orthogneiss
TH184	La Verde	APU	38	2,077	15	58,928	grésoschiste à chl
TH197	Bova Marina	AU	37	55,977	15	56,238	pegmatite

Echantillon	Localité	Unité	Lat. (°;',000)		Long. (°;',000)		Lithologie
TH201	Bova Sup.	AU	38	1,318	15	56,131	chloritoschistes
TH211	San Lorenzo	AU	38	0,766	15	50,598	orthogneiss
TH217	Bova Sup.	AU	38	1,32	15	56,083	chloritoschistes
TH225	San Luca	APU	38	8,583	16	1,684	grésoschiste à grt
TH226	Bonamico	APU	38	8,895	16	1,052	schiste carboné
TH229	Bonamico	APU	38	10,11	15	59,33	micashiste à grt
TH230	San Luca	APU	38	10,116	15	58,492	micashiste à grt
TH231	La Verde	AU	38	3,664	16	1,825	paragneiss
TH232	La Verde	AU	38	3,714	16	1,775	paragneiss
TH237	La Verde	APU	38	3,9	16	1,37	schiste carboné
TH240	Palizzi sup	AU	37	56,983	15	58,806	orthogneiss brech.
TH241	Palizzi sup	AU	37	56,983	15	58,806	orthogneiss brech.
TH243	Palizzi sup	AU	37	56,983	15	58,806	orthogneiss brech.
TH248	San Lorenzo	AU	38	0,796	15	50,699	orthogneiss
TH253	Roccaforte	AU	38	3,592	15	53,126	orthogneiss
TH254	Roccaforte	AU	38	3,592	15	53,019	granite déformé
TH256	Roccaforte	SU-AU	38	3,592	15	53,019	granite déformé
TH258	Roccaforte	AU	38	3,859	15	52,77	granite déformé
TH262	Casalnuovo	AU	38	3,537	15	59,837	orthogneiss
TH263	Casalnuovo	AU	38	3,537	15	59,837	orthogneiss
TH266	Bonamico	APU	38	10,301	15	57,638	amphibolite
TH268	San Luca	APU	38	10,51	15	57,88	schiste amphibol.
TH269	Bonamico	AU	38	10,57	15	57,83	gneiss mylonitique
TH273	Palizzi Mar.	AU	37	55,54	15	59,624	paragneiss
TH276	Palizzi Mar.	AU	37	55,65	16	0,609	paragneiss
TH277	San Luca	AU	38	7,878	16	3,217	gneiss mylonitique
TH280	San Luca	APU	38	8,334	16	2,676	micashiste à grt
TH283	San Luca	APU	38	8,506	16	2,121	micashiste à grt
TH284	Samo	AU	38	5,986	16	0,085	pegmatite mylonit.
TH291	Samo	APU	38	4,074	16	1,128	schiste carboné
TH292	Samo	APU	38	3,964	16	0,915	schiste carboné
TH293	Samo	APU	38	4,004	16	0,563	schiste carboné
TH295	Casalnuovo	APU	38	2,354	15	59,787	schiste carboné
TH296	Casalnuovo	APU	38	2,348	15	59,935	schiste carboné
TH298	Casalnuovo	APU	38	2,558	15	59,663	schiste carboné
TH304	Montalto	AU	38	9,907	15	55,592	gneiss mylonitique
TH312	Bagaladi	SU-AU	38	2,312	15	48,726	paragneiss
TH318	Roccaforte	SU-AU	38	3,477	15	53,353	gneiss chloriteux
TH319	Roccaforte	AU	38	3,464	15	53,385	pegmatite mylonit.
TH320	Roccaforte	AU	38	3,464	15	53,385	pegmatite mylonit.
TH330	San Luca	APU	38	7,862	16	3,268	filon de quartz
TH332	San Luca	AU	38	7,47	16	1,202	gneiss mylonitique
TH333	San Luca	APU	38	7,47	16	1,202	chloritoschistes
TH334	San Luca	AU	38	7,4	16	1,21	gneiss mylonitique
TH335	San Luca	AU	38	7,012	16	1,473	gneiss mylonitique
TH336	San Luca	AU	38	7,318	16	1,223	gneiss mylonitique

Echantillon	Localité	Unité	Lat. (°;',000)		Long. (°;',000)		Lithologie
TH337	La Verde	APU	38	5,971	16	0,763	grésoschiste à chl
TH339	La Verde	APU	38	5,357	16	1,415	lydienne
TH341	Jofri	AU	38	5,428	16	1,065	gneiss mylonitique
TH342	La Verde	AU	38	4,812	15	59,229	gneiss mylonitique
TH343	La Verde	APU	38	4,896	15	59,054	micaschiste à grt
TH344	La Verde	APU	38	5,004	15	58,917	schiste à bt
TH348	La Verde	APU	38	4,825	15	59,654	lydienne

Analyses MEB-EDS

Secteur de Cardeto

GRENATS

Sample	Ca02-11 2										
Label	1.1 grt	1.2 grt	1.5-grt	1.6-grt	1.7-grt	1.8-grt	1.9-grt	1.10-grt	1.11-grt	2.4-grt	3.2-grt
SiO2	36,835	36,715	36,963	36,195	36,598	37,026	36,047	36,501	37,205	36,567	37,109
TiO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al2O3	20,224	20,462	20,942	20,204	20,714	20,489	20,722	20,788	21,042	20,666	20,924
FeO(t)	37,695	36,923	32,48	30,803	30,881	36,111	37,85	38,458	31,81	29,762	34,139
MnO	0,15		2,123	5,741	5,303	1,165	0,905		1,315	6,55	1,517
MgO	2,086	2,001	1,472	0,951	1,01	1,769	1,899	1,932	1,524	0,936	1,659
CaO	3,212	3,772	6,189	6,286	6,314	4,926	2,844	2,97	8,435	6,245	6,023
Total	100,20	99,87	100,17	100,18	100,82	101,49	100,27	100,65	101,33	100,73	101,37

Sample	TH061										
Label	1.1 grt	1.2-grt	1.3-grt	1.4-grt	1.5-grt	1.6-grt	1.7-grt	1.8-grt	1.9-grt	1.10-grt	1.11-grt
SiO2	36,565	36,553	35,911	36,063	36,826	36,536	36,146	36,605	36,184	36,12	36,211
TiO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al2O3	20,556	20,915	20,419	20,534	20,652	20,501	20,576	20,265	20,506	20,336	20,295
FeO(t)	35,819	32,595	32,237	36,944	33,939	28,238	28,474	31,051	27,825	29,225	26,201
MnO	2,378	3,092	5,47	2,822	3,072	9,372	9,609	5,501	9,431	7,597	11,719
MgO	2,033	1,37	1,493	1,974	1,709	0,962	1,002	1,639	1,085	1,36	0,76
CaO	2,918	6,121	3,48	2,441	4,325	5,554	4,754	5,048	5,027	4,834	5,277
Total	100,269	100,646	99,01	100,778	100,523	101,163	100,561	100,109	100,058	99,472	100,463

Sample	TH061										
Label	1.12-grt	1.13-grt	1.14-grt	1.15-grt	1.16-grt	1.17-grt	1.18-grt	1.19-grt	1.27-grt	1.40-grt	1.41-grt
SiO2	36,216	36,19	35,701	36,391	35,676	36,083	36,013	36,079	35,951	35,602	36,077
TiO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al2O3	20,205	20,339	20,346	20,163	20,226	20,284	19,663	20,287	20,452	19,858	19,995
FeO(t)	27,071	25,433	26,184	28,425	27,649	30,43	31,914	34,136	35,442	34,856	35,619
MnO	10,072	11,832	11,358	8,907	9,763	6,685	4,358	2,596	2,241	2,344	2,985
MgO	0,996	0,742	0,805	1,098	1,013	1,292	1,72	1,851	2,061	1,852	1,769
CaO	5,223	5,021	4,779	4,912	4,657	4,313	3,766	4,189	3,241	2,656	2,248
Total	99,783	99,557	99,173	99,896	98,984	99,087	97,434	99,138	99,388	97,168	98,693

Sample	TH061										
Label	1.42-grt	1.43-grt	1.44-grt	1.45-grt	1.53-grt	3.3-grt	3.4-grt	3.19-grt	3.20-grt	3.21-grt	3.22-grt
SiO2	36,282	35,942	36,479	37,145	36,35	36,328	35,181	35,654	35,539	36,517	37,018
TiO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al2O3	20,288	20,306	20,71	21,257	20,98	20,053	19,795	19,996	19,916	20,439	21,133
FeO(t)	35,942	37,301	37,335	33,189	33,08	39,037	37,155	33,655	33,371	35,283	33,226
MnO	2,951	2,293	2,842	2,206	2,14	1,074	1,676	4,533	4,67	4,268	2,068
MgO	1,694	2,267	1,887	1,701	1,526	2,421	2,05	1,365	1,38	1,411	1,617
CaO	2,358	1,063	2,309	6,477	6,082	1,342	2,186	3,347	3,601	3,364	5,526
Total	99,515	99,172	101,562	101,975	100,158	100,255	98,043	98,55	98,477	101,282	100,588

Sample	TH061										
Label	4.1-grt	4.2-grt	4.3-grt	4.4-grt	4.5-grt	4.6-grt	4.7-grt	4.8-grt	4.9-grt	4.10-grt	4.11-grt
SiO2	35,94	36,233	36,179	36,175	35,924	35,991	35,615	36,024	36,256	36,592	36,599
TiO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al2O3	20,467	20,301	20,649	20,21	20,244	20,547	20,294	20,694	20,231	20,502	20,86
FeO(t)	36,719	32,262	31,765	26,593	31,004	28,985	26,778	27,117	32,672	29,618	35,777
MnO	2,733	6,052	6,521	11,045	5,923	7,084	9,388	9,685	4,042	7,445	3,155
MgO	1,863	1,314	1,392	0,92	1,392	1,208	0,958	0,982	1,654	1,29	1,995
CaO	2,288	3,356	3,76	5,579	4,803	5,044	4,82	5,079	4,03	5,058	3,181
Total	100,01	99,518	100,266	100,522	99,29	98,859	97,853	99,581	98,885	100,505	101,567

Sample	TH061				
Label	4.12-grt	4.13-grt	4.14-grt	4.15-grt	4.30-grt
SiO2	36,668	36,519	36,256	36,92	36,736
TiO2	0	0	0	0	0
Al2O3	20,574	20,554	20,445	20,917	20,391
FeO(t)	32,145	35,606	36,72	36,346	36,968
MnO	6,297	3,082	2,159	2,57	2,374
MgO	1,577	1,851	2,104	2,094	1,932
CaO	4,041	3,158	2,87	2,407	2,693
Total	101,302	100,77	100,554	101,254	101,094

PHENGITES

Sample	Ca02.112					TH061					
Label	1.17-Ms	1.19-Ms	2.5-Ms	2.7-Ms	2.8-Ms	1.22-ms	1.25-ms	1.26-ms	1.30-ms	1.31-ms	1.33-ms
SiO2	44,584	48,457	45,903	46,086	45,861	45,074	43,259	43,895	44,824	45,231	45,191
TiO2	0	0,386	0,418	0	0,433	0	0	0,491	0,423	0	0,432
Al2O3	31,619	31,209	34,082	32,751	32,623	34,618	29,724	30,909	32,861	32,456	29,896
FeO	3,552	2,701	1,386	2,431	2,094	1,638	1,822	2,266	1,825	1,711	2,453
MgO	1,909	1,769	0,806	1,478	1,516	0,743	1,343	1,405	1,037	1,015	1,713
Na2O	0,83	0,942	1,552	1,012	1,145	1,403	0,905	1,086	1,251	1,294	1,069
K2O	9,303	10,131	9,284	9,774	9,775	9,509	9,431	9,44	9,135	9,261	9,358
Total	91,80	95,60	93,43	93,53	93,45	92,985	86,484	89,492	91,356	90,968	90,112

Sample	TH061										
Label	1.35-ms	1.37-ms	1.39-ms	1.47-ms	1.50-ms	1.52-ms	1.55-ms	1.57-ms	3.6-ms	3.8-ms	3.10-ms
SiO2	43,875	45,881	46,704	45,253	45,75	46,317	44,66	44,423	46,705	45,855	46,213
TiO2	0,357	0,46	0	0	0,443	0,425	0	0	0,539	0,389	0,389
Al2O3	33,214	31,254	31,045	33,86	33,246	30,079	31,693	33,363	33,679	34,053	32,568
FeO	1,81	2,335	2,103	1,599	1,858	2,577	1,995	1,591	1,758	1,603	2,514
MgO	0,86	1,434	1,651	0,704	1,081	1,69	1,055	0,86	0,983	0,844	1,236
Na2O	1,201	1,302	1,216	1,359	1,128	0,906	1,144	0,97	1,126	1,542	1,074
K2O	9,411	9,505	9,592	9,385	9,476	9,642	9,531	9,619	9,69	9,026	9,674
Total	90,728	92,171	92,311	92,16	92,982	91,636	90,078	90,826	94,48	93,312	93,668

Sample	TH061										
Label	3.12-ms	3.14-ms	3.16-ms	3.18-ms	3.24-ms	3.26-ms	3.28-ms	4.17-ms	4.19-ms	4.21-ms	4.27-ms
SiO2	45,459	45,913	44,911	45,033	44,641	45,922	44,716	46,04	46,111	45,418	45,776
TiO2	0,627	0,395	0,442	0	0,41	0	0	0,405	0,383	0,467	0,487
Al2O3	33,517	32,9	33,39	32,76	31,798	31,05	32,582	33,377	33,825	32,278	31,603
FeO	1,87	1,92	1,797	2,005	2,174	2,622	2,481	1,825	1,905	1,786	2,408
MgO	0,961	1,135	0,733	0,918	0,972	1,552	1,068	0,984	1,103	1,032	1,436
Na2O	1,269	1,076	1,226	1,325	1,098	1,008	0,922	1,142	0,997	1,145	1,162
K2O	9,548	9,658	9,217	9,442	9,59	9,636	9,972	9,622	9,422	9,598	9,344
Total	93,251	92,997	91,716	91,483	90,683	91,79	91,741	93,395	93,746	91,724	92,216

Sample	TH061		
Label	4.29-ms	4.32-ms	1.49-ms
SiO2	45,346	44,346	43,412
TiO2	0,552	0	0,469
Al2O3	32,541	34,965	32,342
FeO	2,17	1,651	4,661
MgO	1,344	0,623	2,06
Na2O	1,307	1,29	1,154
K2O	9,466	9,326	8,549
Total	92,726	92,201	92,647

CHLORITES

Sample	Ca02.112			TH061							
	1.16-chl	1.18-chl	2.9-chl	1.20-chl	1-21-chl	1.23-chl	1.24-chl	1.28-chl	1.29-chl	1.32-chl	1.34-chl
SiO2	25,277	26,302	24,705	23,798	23,71	23,749	23,409	23,773	23,943	22,289	24,153
TiO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al2O3	22,588	22,815	21,888	20,765	21,161	21,622	21,534	21,008	21,269	19,896	21,632
FeO	27,355	25,92	27,653	27,427	28,141	25,755	26,95	27,04	26,807	26,649	26,967
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	13,4	14,792	13,227	12,356	12,41	12,035	11,947	11,849	12,542	11,053	12,375
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na2O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K2O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	88,62	89,83	87,47	84,346	85,422	83,161	83,84	83,67	84,561	79,887	85,127

Sample	TH061										
Label	1-36-chl	1.38-chl	1.46-chl	1.48-chl	1.51-chl	1.54-chl	1-56-chl	3.5-chl	3.7-chl	3.9-chl	3.11-chl
SiO2	24,627	23,818	24,279	25,039	22,758	24,506	24,092	24,476	24,194	23,667	24,812
TiO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al2O3	20,628	21,228	22,648	22,713	21,215	21,684	21,109	21,557	21,41	22,143	23,297
FeO	26,579	26,378	27,474	26,837	27,561	27,137	27,021	27,881	27,456	28,185	27,23
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	12,96	12,344	12,328	12,734	11,136	12,574	12,406	12,33	11,515	12,53	12,509
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na2O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K2O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,242
Total	84,794	83,768	86,729	87,323	82,67	85,901	84,628	86,244	84,575	86,525	88,09

Sample	TH061										
Label	3.13-chl	3.15-chl	3.17-chl	3.23-chl	3.25-chl	3.27-chl	4.16-chl	4.18-chl	4.20-chl	4.22-chl	4.23-chl
SiO2	24,613	24,265	24,136	23,234	23,878	23,237	23,041	23,713	23,412	24,02	24,413
TiO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al2O3	21,41	21,032	21,548	20,848	21,628	21,402	21,753	21,436	21,21	21,274	21,266
FeO	27,422	27,821	27,481	28,044	27,473	27,291	29,254	27,312	27,528	29,536	28,792
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	12,808	12,248	12,452	11,983	12,333	11,9	10,643	11,533	11,37	11,744	12,012
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na2O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K2O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	86,253	85,366	85,617	84,109	85,312	83,83	84,691	83,994	83,52	86,574	86,483

Sample	TH061			
Label	4.25-chl	4.26-chl	4.28-chl	4.31-chl
SiO2	23,363	22,431	23,232	23,673
TiO2	0	0	0	0
Al2O3	21,296	22,888	20,552	21,871
FeO	28,147	27,161	27,514	28,124
MnO	0	0	0	0
MgO	11,798	11,189	12,014	11,728
CaO	0	0	0	0
Na2O	0	0	0	0
K2O	0	0	0	0
Total	84,604	83,669	83,312	85,396

Secteur de la fumarola La Verde

PHENGITES

Sample	TH022								TH034		
Label	1.4-ms	1.10-ms	1.15-ms	1.16-Ms	1.18-Ms	1.21-Ms	1.22-Ms	2.6-Ms	1.1-ms	1.2-ms	1.3-ms
SiO2	38,079	44,18	39,125	41,631	39,228	44,111	43,028	40,884	45,753	45,592	45,744
TiO2	0,39	0,51	0,441	0,531	0,445	0,534	0,544	0,615	0,468	0,519	0,51
Al2O3	25,979	28,52	26,305	27,535	24,598	29,214	29,24	25,7	28,716	28,882	29,179
FeO	9,228	4,517	8,292	6,432	10,85	4,155	4,03	7,959	3,563	4,2	3,889
MgO	6,8	2,446	5,355	3,655	6,458	1,542	1,741	4,362	1,733	1,65	1,607
Na2O	0,415	0,926	0,443	1,063	0	0,641	0,7	0	0,56	0,324	0,764
K2O	7,023	9,325	7,628	8,5	6,985	10,731	10,035	8,744	10,243	10,589	10,257
Total	87,91	90,42	87,59	89,35	88,56	90,93	89,32	88,26	91,036	91,756	91,95

Sample	TH034			TH111							
Label	2.1-ms	2.2-ms	2.3-ms	1,6-ms	1,8-ms	1,11-ms	1,13-ms	1,15-ms	1,17-ms	1,20-ms	1,22-ms
SiO2	45,254	45,753	46,334	44,313	46,17	38,571	45,73	46,524	44,394	46,033	44,085
TiO2	0	0	0,459	0,904	0,515	0,391	0,597	0,664	0,768	0,549	0,574
Al2O3	27,101	27,853	30,092	28,513	30,245	25,519	30,156	30,404	29,06	30,943	30,256
FeO	4,742	5,005	3,826	5,249	3,661	11,176	3,126	2,607	3,338	2,29	2,939
MgO	2,023	2,245	1,617	2,799	2,494	6,94	1,885	1,819	1,975	1,651	1,758
Na2O	0	0,315	0,816	0,377	0,56	0,376	0,512	0,69	0,436	0,665	0,558
K2O	10,042	10,526	10,457	10,215	10,238	6,531	10,236	10,192	10,272	10,173	9,778
Total	89,162	91,697	93,601	92,372	93,882	89,504	92,242	92,9	90,244	92,305	89,949

Sample	TH111										
Label	1,24-ms	1,27-ms	1,31-ms	1,32-ms	1,34-ms	1,35-ms	1,36-ms	1,37-ms	2,2-ms	2,3-ms	2,5-ms
SiO2	45,475	45,908	43,384	46,027	45,99	46,066	45,398	45,612	43,902	40,379	41,439
TiO2	0,718	0,701	0,436	0,463	0,533	0,588	0,636	0,668	0,509	0,489	0,704
Al2O3	30,574	30,324	27,992	28,827	30,079	29,64	30,446	29,82	29,866	27,675	29,599
FeO	2,608	2,347	4,399	2,428	2,572	3,332	2,364	2,294	3,947	7,512	6,037
MgO	1,693	1,659	2,981	2,167	1,759	1,813	1,57	1,706	2,359	4,78	3,134
Na2O	0,719	0,555	0,61	0,542	0,583	0,511	0,825	0,703	0,639	0,505	0,706
K2O	10,262	10,078	8,889	10,007	10,249	10,253	10,147	10,531	9,606	7,407	8,644
Total	92,049	91,571	88,691	90,46	91,764	92,203	91,386	91,335	90,828	88,748	90,262

Sample	TH111										
Label	2,7-ms	2,11-ms	2,11ms	2,13-ms	2,14-ms	2,15-ms	2,16-ms	2,17-ms	2,21-ms	2,22-ms	2,23-ms
SiO2	44,791	42,923	43,624	44,323	44,246	44,016	44,075	44,714	42,155	44,337	44,633
TiO2	0,731	0,517	0,584	0,807	0,616	0,618	0,613	0,415	0,393	0,709	1,001
Al2O3	30,236	29,445	30,196	28,545	29,476	29,397	29,495	29,823	29,413	30,152	29,491
FeO	2,726	4,841	3,387	3,842	2,574	3,251	3,459	2,673	4,965	2,7	2,606
MgO	1,768	2,778	2,16	2,355	1,674	2,143	2,27	1,927	2,864	1,703	1,659
Na2O	0,516	0,49	0,571	0,42	0,453	0,535	0,504	0,692	0,653	0,832	0,748
K2O	9,899	9,247	9,642	9,898	10,243	9,587	9,807	10,107	8,801	9,963	9,522
Total	90,666	90,241	90,163	90,189	89,282	89,548	90,224	90,352	89,244	90,397	89,659

Sample	TH111		
Label	3,4-ms	3,8-ms	3,10-ms
SiO2	44,057	44,161	44,89
TiO2	0,6	0,747	0,643
Al2O3	30,574	30,754	30,687
FeO	2,816	2,37	2,133
MgO	1,572	1,495	1,396
Na2O	0,796	0,739	0,703
K2O	9,903	9,978	10,3
Total	90,318	90,244	90,753

CHLORITES

Sample	TH022								TH111		
Label	1.3-chl	1.8-chl	1.9-chl	1.17-chl	1.20-chl	2.4-chl	2.5-chl	2.7-chl	1,9-chl	1,10-chl	1,12-chl
SiO2	25,018	28,407	25,614	29,721	24,74	26,552	26,041	24,498	25,421	26,666	25,125
TiO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al2O3	20,273	20,313	18,366	21,066	20,448	20,27	19,69	20,275	20,199	19,862	21,526
FeO	20,275	18,713	21,719	18,788	20,26	21,58	20,313	20,605	24,583	23,708	24,094
MnO	0	0	0	0,454	0	0	0	0	0,417	0	0
MgO	16,808	14,041	16,909	13,174	17,132	17,541	17,677	17,532	15,579	14,418	15,762
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na2O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K2O	0,696	1,951	0	2,086	0	0	0	0	0	1,006	0
Total	83,07	83,43	82,61	85,29	82,58	85,94	83,72	82,91	86,199	85,661	86,506

Sample	TH111										
Label	1,14-chl	1,16-chl	1,21-chl	1,23-chl	1,25-chl	1,28-chl	1,29-chl	1,30-chl	1,33-chl	2,1-chl	2,4-chl
SiO2	25,694	24,781	24,41	24,272	24,392	26,125	26,739	24,989	25,034	25,773	26,823
TiO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al2O3	21,175	21,632	21,286	20,897	20,744	21,708	22,42	21,185	20,806	20,795	22,193
FeO	23,956	24,11	23,862	24,062	23,753	22,895	22,289	23,612	23,311	23,045	20,858
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	15,766	14,867	15,223	14,955	14,788	14,25	13,967	14,884	14,36	14,539	13,322
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na2O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K2O	0	0	0	0	0	0,643	0,885	0	0,339	0,456	1,304
Total	86,592	85,39	84,782	84,186	83,677	85,621	86,301	84,67	83,85	84,607	84,5

Sample	TH111										
Label	2,6-chl	2,8-chl	2,9-chl	2,12-chl	2,18-chl	2,19-chl	2,20-chl	2,24-chl	2,26-chl	3,2-chl	3,3-chl
SiO2	26,224	27,423	26,095	25,634	30,011	28,575	25,276	29,298	24,512	24,506	24,399
TiO2	0	0	0	0	0,33	0	0	0	0	0	0
Al2O3	21,123	21,287	20,973	20,003	23,092	22,388	20,591	22,931	19,781	21,135	20,657
FeO	22,874	21,476	22,661	22,91	19,278	19,884	23,225	18,905	22,811	24,13	23,988
MnO	0	0	0,392	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	14,209	13,284	14,22	13,784	11,909	12,014	14,584	11,555	14,815	14,952	14,504
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na2O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K2O	0,643	1,182	0,645	0,77	2,244	2,039	0,281	2,4	0,464	0	0
Total	85,073	84,652	84,987	83,1	86,863	84,9	83,958	85,089	82,383	84,795	83,549

Sample	TH111		
Label	3,5-chl	3,6-chl	3,9-chl
SiO2	25,272	24,866	24,606
TiO2	0	0	0
Al2O3	19,314	19,275	19,177
FeO	23,416	24,442	24,19
MnO	0	0	0
MgO	14,732	14,897	14,307
CaO	0	0	0
Na2O	0	0	0
K2O	0,443	0,236	0
Total	83,176	83,716	82,28

Secteur de la fumara Bonamico

GRENATS

Sample	TH099										TH100
Label	1.12-grt	1.13-grt	2.1-grt	2.2-grt	2.3-grt	2.4-grt	3.1-grt	4.7-grt	5.7-grt	5.16-grt	1.1-grt
SiO2	37,238	36,521	37,175	37,354	37,084	37,225	37,35	37,126	37,065	37,085	36,397
TiO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al2O3	20,893	20,475	20,752	20,551	20,9	20,665	20,977	20,453	21,174	20,673	20,891
FeO(t)	29,358	30,612	32,295	32,009	32,064	31,024	31,61	29,695	31,688	32,03	32,078
MnO	5,317	2,578	2,396	3,29	3,043	5,068	3,052	6,198	2,883	4,036	2,314
MgO	2,225	2,845	2,6	2,554	2,559	2,426	2,823	2,326	2,937	2,49	2,857
CaO	6,073	6,23	5,422	5,639	5,556	4,71	6,066	5,749	6,006	4,323	4,946
Total	101,10	99,26	100,64	101,40	101,21	101,12	101,88	101,55	101,75	100,64	99,483

Sample	TH100										
Label	1.2-grt	1.3-grt	1.4-grt	1.5-grt	2.1-grt	2.3-grt	2.4-grt	2.5-grt	2.6-grt	2.8-grt	2.9-grt
SiO2	37,327	36,547	36,204	37,03	36,702	36,824	37,217	36,683	37,546	37,675	37,292
TiO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al2O3	20,789	20,635	20,459	21,279	20,893	21,097	20,858	20,483	21,285	21,218	21,108
FeO(t)	31,488	31,473	31,559	31,788	31,441	27,805	32,085	31,152	31,569	31,154	32,135
MnO	1,593	1,015	0,989	0,978	3,24	2,681	1,768	1,073	1,031	0,727	0,853
MgO	2,063	2,402	2,461	2,385	2,674	1,956	2,282	2,383	2,214	2,457	2,459
CaO	7,741	7,861	7,36	7,303	5,032	9,743	7,044	7,507	7,768	8,06	7,71
Total	101,001	99,933	99,032	100,763	99,982	100,106	101,254	99,281	101,413	101,291	101,557

Sample	TH100		TH133								
Label	2.10-grt	2.15-grt	1.8-grt	1.11-grt	2.4-grt	2.9-grt	2.26-grt	3.5-grt	3.6-grt	3.7-grt	3.8-grt
SiO2	37,218	36,972	38,184	36,858	35,858	36,722	34,788	37,865	36,789	36,596	36,072
TiO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al2O3	21,245	20,71	21,009	20,612	21,331	21,007	22,079	21,676	20,393	20,583	20,538
FeO(t)	32,179	32,013	28,175	30,3	32,818	32,492	34,95	29,459	27,91	27,844	31,648
MnO	0,901	0,759	3,048	2,077	5,815	6,019	3,947	1,909	4,318	5,013	7,337
MgO	2,175	2,226	1,859	1,993	2,43	2,258	2,353	2,158	1,7	1,486	2,207
CaO	7,987	7,633	7,892	8,176	2,011	1,956	1,977	8,651	8,176	8,533	1,399
Total	101,705	100,312	100,604	100,015	100,263	100,454	100,093	101,718	99,598	100,055	99,202

Sample	TH133										
Label	3.9-grt	3.10-grt	3.11-grt	3.12-grt	3.13-grt	3.14-grt	3.15-grt	3.16-grt	3.17-grt	3.18-grt	3.19-grt
SiO2	36,197	35,976	35,267	33,937	35,438	35,577	36,288	36,113	36,32	36,472	34,923
TiO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al2O3	20,386	20,433	21,928	20,388	21,289	20,401	20,56	20,273	20,239	20,075	21,41
FeO(t)	31,877	31,597	31,187	30,479	31,707	31,384	30,787	31,821	31,575	32,689	31,025
MnO	7,824	7,646	7,452	7,416	6,909	6,679	6,839	7,052	7,57	6,099	6,297
MgO	2,291	2,33	2,03	2,054	2,007	2,135	2,184	2,227	2,444	2,419	2,401
CaO	1,511	1,557	1,41	1,775	2,394	2,759	2,379	2,354	1,611	2,087	2,418
Total	100,086	99,539	99,274	96,05	99,743	98,934	99,038	99,841	99,758	99,841	98,474

Sample	TH133										
Label	3.20-grt	3.21-grt	3.22-grt	3.23-grt	3.24-grt	3.25-grt	3.26-grt	3.27-grt	3.28-grt	3.29-grt	3.30-grt
SiO2	36,457	35,582	35,324	36,515	36,312	35,945	36,773	34,851	36,544	36,804	36,092
TiO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al2O3	20,696	20,632	22,002	20,622	20,747	20,597	20,43	21,428	20,554	20,232	20,581
FeO(t)	32,964	32,372	31,133	31,34	32,076	30,891	31,4	30,912	28,935	27,125	28,092
MnO	4,34	5,126	6,341	6,359	6,956	6,462	6,895	6,405	6,494	5,75	4,285
MgO	2,335	2,401	2,503	2,277	2,235	2,191	2,266	2,193	1,924	1,478	1,539
CaO	2,127	2,642	2,032	2,5	2,492	3,685	3,079	2,435	5,941	8,166	8,41
Total	98,919	98,756	99,336	99,613	100,819	99,77	100,843	98,225	100,392	99,555	98,998

Sample	TH133				TH140						
Label	3.31-grt	3.32-grt	3.33-grt	3.34-grt	1.1-grt	1.2-grt	1.3-grt	1.4-grt	1.5-grt	1.6-grt	1.7-grt
SiO2	36,214	36,747	34,027	35,576	37,304	37,177	37,065	36,698	36,612	36,717	36,712
TiO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al2O3	20,278	20,784	20,793	20,695	20,992	20,926	21,068	20,329	20,697	20,39	20,502
FeO(t)	29,465	29,416	29,017	32,535	27,793	27,507	28,769	24,896	25,293	26,32	25,741
MnO	2,119	1,925	1,533	5,934	10,534	10,368	10,315	10,965	11,158	10,459	10,686
MgO	1,798	1,922	1,895	2,161	3,806	3,998	3,651	3,519	3,552	3,556	3,709
CaO	9,109	8,937	8,116	2,36	0,693	0,636	0,6	3,5	2,668	3,04	3,081
Total	98,983	99,731	95,38	99,261	101,12	100,61	101,47	99,91	99,98	100,48	100,43

Sample	TH140										
Label	1.8-grt	1.9-grt	1.10-grt	1.11-grt	1.12-grt	1.13-grt	1.14-grt	1.15-grt	1.16-grt	1.17-grt	1.18-grt
SiO2	36,858	36,82	36,77	36,841	37,264	36,718	36,369	37,332	37,477	36,513	36,52
TiO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al2O3	20,699	20,424	20,874	20,494	20,907	21,002	20,043	20,993	20,692	20,712	21,021
FeO(t)	26,936	26,681	26,479	26,606	27,453	25,187	26,937	25,895	25,692	26,712	28,434
MnO	10,375	10,543	9,307	9,799	9,881	9,176	9,976	10,28	9,243	9,724	10,561
MgO	3,418	3,289	3,71	3,577	3,586	3,214	3,466	3,621	3,058	3,643	3,446
CaO	2,67	2,842	2,749	2,8	1,622	5,237	3,057	2,937	4,932	2,111	0,813
Total	100,96	100,60	99,89	100,12	100,71	100,53	99,85	101,06	101,09	99,42	100,80

Sample	TH140										
Label	1.19-grt	1.20-grt	1.21-grt	1.22-grt	1.29-grt	1.30-grt	1.31-grt	1.33-grt	1.36-grt	1.40-grt	1.41-grt
SiO2	36,994	36,519	36,489	36,528	33,966	35,297	36,861	36,994	36,802	37,052	36,6
TiO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al2O3	21,208	20,426	20,836	20,809	22,238	19,816	20,86	21,209	20,497	21,091	20,158
FeO(t)	26	26,944	27,976	27,537	24,268	24,665	27,057	24,998	26,849	25,502	26,381
MnO	9	10,429	9,595	10,061	9,379	10,815	10,331	9,254	10,477	9,531	10,52
MgO	3,279	4,263	3,345	4,118	2,57	2,227	3,617	2,966	3,223	3,26	3,035
CaO	4,526	0,561	1,08	0,621	3,086	3,792	2,28	5,182	2,661	3,933	3,227
Total	101,01	99,14	99,32	99,67	95,51	96,61	101,01	100,60	100,51	100,37	99,92

Sample	TH140										
Label	1.45-grt	1.46-grt	2.1-grt	2.2-grt	2.3-grt	2.4-grt	2.5-grt	2.6-grt	2.7-grt	2.8-grt	2.9-grt
SiO2	36,884	37,417	37,103	36,748	36,765	36,991	36,796	36,747	36,986	36,516	37,147
TiO2	0	0	0	0	0	0	0	0,509	0	0	0
Al2O3	20,871	21,118	20,952	21,009	20,867	20,872	21,417	20,803	20,918	20,402	20,613
FeO(t)	28,058	27,343	25,579	27,587	27,293	26,189	25,276	25,668	26,034	26,339	25,982
MnO	10,424	10,395	9,37	9,947	10,12	9,696	9,191	9,893	10,465	9,675	9,836
MgO	3,854	3,362	3,694	4,008	3,833	2,601	3,171	3,579	3,655	3,242	3,549
CaO	0,764	3,498	3,757	1,132	1,564	4,397	4,566	2,704	2,968	2,987	2,997
Total	100,86	103,13	100,46	100,43	100,44	100,75	100,42	99,90	101,03	99,16	100,12

Sample	TH140										
Label	2.10-grt	2.11-grt	2.12-grt	2.13-grt	2.14-grt	2.15-grt	2.16-grt	2.20-grt	3.20-grt	3.22-grt	3.23-grt
SiO2	36,548	36,684	36,808	36,722	36,547	36,755	36,228	35,14	37,057	37,191	37
TiO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al2O3	20,95	20,686	20,702	20,67	20,65	20,703	21,067	19,659	20,568	20,804	20,97
FeO(t)	26,801	26,606	26,472	25,802	27,454	24,977	27,422	25,474	25,995	27,395	26,905
MnO	9,832	9,933	9,584	9,885	9,847	9,723	10,078	9,433	9,69	9,983	9,995
MgO	3,108	3,325	3,708	3,458	3,119	3,014	3,99	2,609	3,035	2,94	3,414
CaO	3,138	2,803	2,859	3,496	2,624	4,641	0,726	3,93	4,368	2,804	3,12
Total	100,38	100,04	100,13	100,03	100,24	99,81	99,51	96,25	100,71	101,12	101,40

Sample	TH140						TH157				
Label	3.24-grt	4.8-grt	4.12-grt	4.14-grt	4.23-grt	4.24-grt	1.2-grt	1.3-grt	1.6-grt	1.28-grt	1.31-grt
SiO2	36,853	36,569	37,127	36,598	37,214	37,159	35,704	36,399	36,46	36,776	37,156
TiO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al2O3	20,828	21,412	21,143	21,11	20,978	20,87	20,395	20,86	20,478	20,693	21,503
FeO(t)	27,171	26,622	27,118	28,047	26,311	27,408	30,13	24,536	29,252	27,019	30,989
MnO	9,798	10,111	9,925	9,775	9,393	10,029	1	6,325	1,717	2,249	0,904
MgO	2,83	2,568	2,782	2,929	3,261	3,044	2,247	0,98	2,079	2,105	2,511
CaO	3,339	3,322	3,746	2,905	4,415	3,233	7,364	10,699	8,046	9,876	7,684
Total	100,82	100,60	101,84	101,36	101,57	101,74	96,84	99,80	98,03	98,72	100,75

Sample	TH157										
Label	1.32-grt	1.33-grt	1.34-grt	1.35-grt	1.36-grt	1.37-grt	1.38-grt	2.15-grt	2.16-grt	2.17-grt	2.18-grt
SiO2	36,461	36,37	35,813	36,484	36,484	36,729	36,437	36,741	36,761	36,205	36,188
TiO2	0	0	0	0	0	0,571	0	0	0	0	0
Al2O3	20,701	20,48	21,161	20,626	20,389	20,57	20,485	20,872	20,895	20,388	20,644
FeO(t)	29,942	28,004	25,839	25,733	26,449	27,376	31,433	29,581	27,444	26,954	29,541
MnO	1,486	2,121	3,352	4,147	3,627	2,823	1,544	0,837	3,004	3,156	2,846
MgO	1,77	1,461	1,217	1,101	1,344	1,641	2,023	2,212	1,418	1,464	1,982
CaO	8,384	10,376	10,966	11,435	10,809	10,195	7,041	8,355	10,85	10,62	7,821
Total	98,74	98,81	98,35	99,53	99,10	99,91	98,96	98,60	100,37	98,79	99,02

Sample	TH157										
Label	2.19-grt	2.20-grt	2.21-grt	2.22-grt	2.23-grt	2.24-grt	2.25-grt	2.26-grt	2.27-grt	2.28-grt	2.30-grt
SiO2	35,889	36,109	36,279	36,308	36,06	36,459	36,621	36,943	36,904	35,847	36,52
TiO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al2O3	20,137	19,89	20,244	20,49	20,059	20,588	20,297	20,465	20,61	20,413	20,551
FeO(t)	29,015	28,316	27,131	28,544	28,233	29,709	29,881	30,649	29,121	29,241	30,572
MnO	2,958	4,023	4,779	3,784	2,79	2,256	1,205	1,039	2,63	1,804	0,989
MgO	1,411	1,472	1,155	1,264	1,641	1,606	1,684	1,718	2,3	1,825	1,975
CaO	9,028	9,13	9,75	9,13	9,525	8,526	9,204	8,863	8,591	9,663	8,498
Total	98,44	98,94	99,34	99,52	98,31	99,14	98,89	99,68	100,16	98,79	99,11

AMPHIBOLES

Sample	TH099										TH133	
Label	1.1-Amp	1.2-Amp	1.3-Amp	1.4-Amp	1.14-Amp	3.2-Amp	3.3-Amp	5.6-Amp	5.11-Amp	1,1-amp	1,2-amp	
SiO2	43,669	42,187	45,487	43,976	43,405	42,738	41,883	44,612	43,401	44,045	46,085	
TiO2	0,466	0,681	0,618	0,383	0,532	0,555	0,53	0,449	0,697	0	0	
Al2O3	14,778	14,756	13,356	13,717	13,691	14,167	14,395	13,967	13,783	15,822	13,731	
FeO	17,326	18,149	19,485	18,279	17,972	18,091	17,521	17,493	17,564	16,845	16,32	
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
MgO	8,896	8,313	9,85	9,056	9,358	8,98	8,503	9,304	9,333	8,52	9,801	
CaO	10,793	10,556	7,77	8,424	9,902	9,414	10,388	9,421	9,504	10,504	10,571	
Na2O	2,273	2,511	2,68	3,126	2,956	2,891	2,942	2,319	2,841	2,429	2,302	
K2O	0,515	0,576	0,563	0,499	0,494	0,452	0,461	0,337	0,489	0,428	0,359	
Total	98,716	97,729	99,809	97,46	98,31	97,288	96,623	97,902	97,612	98,593	99,169	

Sample	TH133								TH157			
Label	1,5-amp	1,6-amp	1,16-amp	2,22-amp	3,4-amp	3,39-amp	3,41-amp	1,8-amp	1,20-amp	1,21-amp	1,22-amp	
SiO2	47,359	47,239	45,177	44,849	44,431	42,872	41,858	41,311	39,902	42,829	43,666	
TiO2	0	0	0	0	0,615	0	0	0,461	0,449	0,534	0,452	
Al2O3	11,885	11,508	13,675	14,475	15,024	16,69	15,606	15,267	14,923	13,657	13,541	
FeO	17,946	17,988	16,091	16,394	18,197	16,543	15,282	15,391	15,017	14,973	14,649	
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
MgO	10,029	10,513	9,46	9,728	9,445	8,47	8,449	8,759	8,941	9,674	9,896	
CaO	12,388	12,288	10,724	10,615	10,315	10,217	10,525	11,427	10,015	10,408	10,351	
Na2O	1,481	1,667	2,392	2,542	2,331	2,625	2,584	1,885	1,818	2,41	2,444	
K2O	0,337	0,363	0,363	0,325	0,446	0,529	0,43	0,457	0,403	0,424	0,45	
Total	101,425	101,566	97,882	98,928	100,804	97,946	94,734	94,958	91,468	94,909	95,449	

Sample	TH157				TH266							
Label	1,23-amp	1,24-amp	1,25-mp	1,26-amp	1,3-amp	1,4-amp	1,9-amp	1,15-amp	2,1-amp	2,3-amp	2,6-amp	
SiO2	42,86	43,652	43,03	42,327	43,967	43,421	43,931	45,104	44,559	44,272	43,759	
TiO2	0,57	0	0,446	0,557	0,603	0,509	0,455	0,441	0,446	0,51	0,431	
Al2O3	14,322	13,677	14,345	14,43	14,407	14,487	13,803	12,956	14,412	14,168	16,14	
FeO	14,203	15,162	15,276	15,404	14,014	13,742	14,284	13,967	14,322	14,607	13,618	
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
MgO	9,792	10,025	9,579	9,41	10,147	9,914	10,308	10,614	10,167	10,088	9,442	
CaO	10,105	10,667	10,864	11,081	10,319	10,338	10,46	10,802	10,166	10,228	10,143	
Na2O	2,655	2,223	2,272	2,316	2,493	2,165	2,157	1,61	2,024	2,147	2,08	
K2O	0,404	0,446	0,501	0,269	0,4	0,439	0,391	0,32	0,405	0,387	0,772	
Total	94,911	95,852	96,313	95,794	96,35	95,015	95,789	95,814	96,501	96,407	96,385	

Sample	TH266			
Label	2.8-amp	2.12-amp	2.14-amp	2.20-amp
SiO ₂	41,759	43,028	41,775	44,58
TiO ₂	0,607	0,566		0,467
Al ₂ O ₃	14,589	15,481	15,12	14,352
FeO	13,907	14,229	14,034	14,345
MnO	0	0	0	0
MgO	9,617	9,619	9,79	10,25
CaO	10,812	10,572	11,133	10,592
Na ₂ O	2,207	2,104	1,86	2,149
K ₂ O	0,41	0,502	0,314	0,41
Total	93,908	96,101	94,026	97,145

BIOTITES

Sample	TH99							TH100			
Label	1.8-Bt	1.9-Bt	4.2-Bt	5.3-Bt	5.5-Bt	5.9-Bt	5.12-Bt	1.15-Bt	1.16-Bt	2.13-Bt	2.14-Bt
SiO ₂	36,734	36,051	36,452	37,688	36,945	36,051	36,874	35,631	35,367	37,222	37,422
TiO ₂	1,039	1,309	3,159	1,727	1,674	1,865	1,662	1,443	1,357	1,817	1,692
Al ₂ O ₃	18,416	17,637	16,701	18,012	17,166	16,922	17,165	16,129	15,865	16,955	17,399
FeO	16,078	17,634	19,221	17,850	17,311	16,977	17,874	16,221	17,491	17,317	17,294
MnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MgO	9,717	10,920	10,591	11,852	11,453	11,163	12,159	11,400	11,942	12,063	12,134
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,381	0,000	0,000	0,000	0,000
K ₂ O	8,428	9,820	9,671	9,511	9,331	9,234	9,077	8,798	9,136	9,004	9,151
Total	90,412	93,371	95,795	96,640	93,880	92,212	95,192	89,622	91,158	94,378	95,092

Sample	TH133				TH140							
Label	2.10-bt	2.11-bt	2.12-bt	2.13-bt	1.25-bt	1.42-bt	1.43-bt	3.14-bt	3.15-bt	3.26-bt	3.27-bt	
SiO ₂	36,470	37,316	35,266	36,957	35,997	35,136	33,277	38,083	36,916	37,158	37,868	
TiO ₂	1,565	1,907	1,322	1,874	1,323	1,086	1,267	1,873	2,304	1,495	1,513	
Al ₂ O ₃	16,451	17,025	17,759	17,371	17,093	17,910	16,218	17,704	17,399	17,961	17,792	
FeO	19,485	20,499	22,915	19,891	13,783	16,276	17,285	14,702	14,774	15,668	14,197	
MnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,719	0,783	0,672	0,000	0,577	0,570	
MgO	9,907	10,646	11,470	10,708	12,210	12,096	10,062	12,458	11,146	11,650	11,861	
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,555	0,000	0,000	0,000	0,000	
Na ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,416	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
K ₂ O	8,685	8,753	6,754	9,196	8,440	6,766	7,131	9,000	8,607	9,047	8,771	
Total	92,563	96,146	95,486	95,997	89,262	89,989	86,578	94,492	91,146	93,556	92,572	

Sample	TH140		TH157							
Label	4.13-bt	4.19-bt	1.1-bt	1.7-bt	1.9-bt	1.17-bt	1.18-bt	1.19-bt	2.7-bt	2.8-bt
SiO ₂	34,861	37,749	36,321	36,491	35,941	35,947	35,804	36,288	35,393	36,054
TiO ₂	1,555	1,418	1,873	1,842	2,274	1,712	1,588	1,383	2,684	1,574
Al ₂ O ₃	17,185	19,931	17,364	17,620	17,171	16,467	17,341	17,733	16,571	16,665
FeO	13,720	12,903	17,024	16,039	17,468	18,084	17,408	18,999	16,804	17,474
MnO	0,000	0,477	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MgO	10,167	10,742	11,227	10,843	10,914	11,411	11,651	12,045	11,211	11,449
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,403	0,000	0,000
Na ₂ O	0,468	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K ₂ O	7,590	8,440	8,578	9,541	9,237	9,138	9,299	8,493	8,908	8,982
Total	85,546	91,660	92,387	92,376	93,005	92,759	93,091	95,344	91,571	92,198

PHENGITES

Sample	TH099										
Label	1.5-Ms	1.6-Ms	1.7-Ms	1.10-Ms	4.1-Ms	4.5-Ms	5.4-Ms	5.8-Ms	5.10-Ms	5.13-Ms	5.15-Ms
SiO ₂	46,743	47,385	47,837	48,227	47,592	46,32	46,53	45,301	44,483	44,977	47,145
TiO ₂	0,572	0,841	0,764	0,655	0,656	0,788	0,604	0,667	0,783	0,706	0,672
Al ₂ O ₃	29,593	30,721	30,239	29,722	29,763	29,788	31,038	28,728	27,916	29,302	29,279
FeO	3,363	2,96	2,871	3,186	2,928	2,881	2,688	3,13	3,539	3,482	3,035
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	2,221	1,988	1,979	2,347	2,225	1,978	1,871	1,981	2,116	2,409	2,182
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na ₂ O	1,154	1,03	1,028	0,943	0,768	0,951	1,024	1,404	1,047	0,932	0,924
K ₂ O	9,83	10,332	9,989	10,138	10,393	10,394	10,421	9,995	9,717	10,118	9,807
Total	93,48	95,26	94,71	95,22	94,33	93,10	94,18	91,21	89,60	91,93	93,04

Sample	TH099				TH100						
Label	6.2-Ms	6.4-Ms	6.6-Ms	6.10-Ms	1.6-ms	1.7-ms	1.12-ms	1.13-ms	1.14-ms	2.11-ms	2.12-ms
SiO ₂	46,484	47,304	46,966	46,764	46,786	46,197	45,989	45,255	45,113	47,811	47,005
TiO ₂	0,629	0,537	0,542	0,77	0,594	0,462	0,935	0,85	0,632	0,764	0,667
Al ₂ O ₃	28,256	28,902	29,303	31,418	30,165	31,062	28,465	27,97	30,58	30,542	31,608
FeO	3,796	3,532	3,841	2,874	1,813	1,858	2,402	2,007	1,436	2,119	1,911
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	2,387	2,236	2,18	1,775	2,123	1,854	2,501	2,453	1,644	2,119	1,88
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na ₂ O	1,09	1,063	1,142	1,114	0,894	1,078	0,77	0,967	0,976	1,055	0,984
K ₂ O	9,662	9,658	9,779	10,162	9,983	9,75	9,43	9,617	9,52	10,005	10,016
Total	92,30	93,23	93,75	94,88	92,358	92,261	90,492	89,119	89,901	94,415	94,071

Sample	TH133						TH140				
Label	1.10-ms	1.12-ms	3.35-ms	3.36-ms	3.42-ms	3.43-ms	1.23-ms	1.24-ms	1.26-ms	1.28-ms	1.32-ms
SiO ₂	47,197	46,249	45,494	46,897	44,99	46,741	46,108	46,043	46,773	46,365	45,391
TiO ₂			0,53	0,438	0,47	0,575	0,741	0,56			0,584
Al ₂ O ₃	29,404	34,241	30,741	30,38	28,784	27,461	30,463	29,348	29,706	28,304	29,918
FeO	2,492	1,549	2,376	2,589	2,547	2,683	1,853	1,398	1,869	2,08	1,867
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	2,33	0,913	1,985	2,26	1,977	2,125	2,004	2,278	2,649	2,894	2,44
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na ₂ O	0,775	1,316	0,648	0,686	0,621	0,688	1,243	1,116	0,974	0,872	1,118
K ₂ O	10,392	9,777	10,019	10,21	10,318	9,691	9,429	9,429	9,538	9,296	9,432
Total	92,589	94,045	91,793	93,46	89,706	89,964	91,84	90,17	91,509	89,811	90,75

Sample	TH140										
Label	1.37-ms	1.38-ms	1.39-ms	2.21-ms	2.22-ms	3.2-ms	3.4-ms	3.6-ms	3.8-ms	3.10-ms	3.11-ms
SiO ₂	48	48,275	47,878	47,704	46,633	47,561	46,94	47,707	47,426	46,856	47,238
TiO ₂		0,378		0,567	0,661	0,501	0,686	0,679	0,564	0,518	0,569
Al ₂ O ₃	28,595	27,98	28,514	29,697	30,192	29,467	29,799	30,676	30,285	32,024	30,481
FeO	1,819	1,721	2,066	1,41	1,428	1,833	1,847	1,622	1,792	1,866	1,43
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	2,933	2,871	3,082	2,607	2,234	2,648	2,306	2,381	2,609	1,903	2,191
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na ₂ O	0,84	0,814	0,821	0,996	1,15	0,868	1,031	1,152	1,05	1,056	1,002
K ₂ O	9,686	9,832	9,826	9,612	9,587	9,583	9,528	9,593	9,462	9,602	9,693
Total	91,874	91,872	92,187	92,594	91,885	92,461	92,138	93,81	93,188	93,825	92,605

Sample	TH140										
Label	3.12-ms	3.13-ms	3.16-ms	3.17-ms	3.18-ms	3.19-ms	4.3-ms	4.5-ms	4.20-ms	4.21-ms	4.25-ms
SiO ₂	47,058	48,511	46,403	47,935	47,572	45,696	45,338	48,501	45,565	48,184	47,014
TiO ₂	0,625	0,516	0,541	0,674	0,531	0,525	0,482	0,699	0,665	0,542	0,587
Al ₂ O ₃	30,739	30,266	29,31	29,472	29,92	32,098	30,312	29,022	31,678	29,199	29,88
FeO	1,904	1,623	1,639	1,693	1,465	1,551	1,478	1,29	1,695	1,476	1,558
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	2,15	2,444	2,341	2,614	2,366	1,761	2,117	2,312	1,604	2,717	2,233
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na ₂ O	1,054	1,121	0,892	1,008	0,994	1,141	1,183	1,454	1,134	0,902	1,101
K ₂ O	9,492	9,687	9,427	9,676	9,808	9,376	9,468	9,234	9,416	9,87	9,879
Total	93,022	94,168	90,552	93,07	92,655	92,148	90,378	92,511	91,757	92,89	92,251

Sample	TH140							TH157			
Label	4.26-ms	4.27-ms	4.28-ms	5.1-ms	5.5-ms	5.8-ms	5.10-ms	1.4-ms	1.5-ms	1.14-ms	1.16-ms
SiO ₂	47,184	45,456	45,701	46,118	46,085	47,417	46,046	46,138	45,301	45,373	42,601
TiO ₂	0,774	0,601	0,583	0,476	0,741	0,554	0,601	0,856	0,742	0,788	0,666
Al ₂ O ₃	29,595	30,198	30,704	32,762	29,931	29,438	30,575	29,405	29,799	29,957	29,619
FeO	1,673	1,401	1,291	1,681	1,608	1,746	1,83	2,207	2,099	2,483	2,688
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	2,458	2,407	2,361	1,283	1,999	2,614	2,28	2,059	1,86	1,997	2,025
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na ₂ O	1,069	1,046	1,075	1,269	1,045	1,044	1,064	0,842	0,807	0,821	0,841
K ₂ O	9,669	9,403	9,25	9,824	9,483	9,497	9,469	9,847	9,832	10,05	8,95
Total	92,422	90,511	90,965	93,413	90,893	92,31	91,864	91,354	90,44	91,468	87,389

Sample	TH157							TH269		
Label	1.27-ms	1.29-ms	1.30-ms	2.3-ms	2.4-ms	2.14-ms	2.31-ms	1-Ms	2-Ms	1-Ms
SiO ₂	45,817	46,562	45,994	44,757	46,557	46,169	44,103	46,177	47,075	46,994
TiO ₂	0,847	0,686	0,735	0,875	0,774	0,872	0,571	0,133	0,147	0,163
Al ₂ O ₃	28,219	28,555	28,29	29,646	29,675	29,549	31,748	33,009	34,036	33,365
FeO	2,101	2,123	2,096	2,876	1,957	2,115	1,785	1,115	1,071	1,148
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0,122	0,092	0,044
MgO	2,374	2,453	2,386	2,435	2,147	2,104	1,275	1,250	1,164	1,169
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0,019	0	0,035
Na ₂ O	0,728	0,699	0,688	0,849	1,154	1,002	0,8	0,290	0,278	0,136
K ₂ O	9,837	10,065	9,939	9,507	9,448	9,304	10,053	11,032	10,799	11,078
Total	89,924	91,142	90,129	90,944	91,711	91,114	90,335	93,147	94,662	94,132

CHLORITES

Sample	TH099					TH133					
Label	4.3-Chl	4.4-Chl	6.1-chl	6.3-Chl	6.5-chl	1.3-chl	1.4-chl	1.14-chl	2.20-chl	2.23-chl	3.2-chl
SiO ₂	25,67	26,454	25,814	25,527	25,793	27,451	27,949	25,964	27,035	24,951	25,976
Al ₂ O ₃	20,902	20,067	20,636	21,53	21,632	19,016	20,041	21,798	21,635	21,858	22,303
FeO	22,271	24,731	22,836	22,522	20,194	27,982	26,607	23,134	23,54	22,191	24,044
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	16,715	16,477	16,636	16,425	17,384	14,414	15,214	16,524	16,995	15,599	15,856
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na ₂ O	0	0	0	0	0,357	0	0	0	0	0	0
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	85,56	87,73	85,92	86,00	85,36	88,863	89,81	87,421	89,205	84,599	88,499

Sample	TH133			TH140							
Label	3.3-chl	3.38-chl	3.44-chl	1.34-chl	2.18-chl	3.1-chl	3.3-chl	3.7-chl	3.9-chl	5.2-chl	5.3-chl
SiO2	26,009	24,46	24,6	25,11	24,961	25,771	25,99	26,471	24,945	25,526	26,033
Al2O3	21,602	20,172	20,207	19,917	21,155	21,226	21,078	21,868	22,058	21,033	20,92
FeO	23,056	24,752	22,176	17,45	22,926	19,226	19,681	19,071	20,786	19,255	18,44
MnO	0	0	0	0	1,205	0	0	0	0	0,518	0,605
MgO	16,389	13,82	15,425	18,178	14,859	18,177	18,084	18,251	16,101	18,176	18,593
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na2O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K2O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	87,055	83,204	82,408	80,655	85,106	84,4	84,833	85,661	83,89	84,508	84,591

Sample	TH140		TH157					
Label	5.4-chl	5.9-chl	1.11-chl	1.12-chl	1.13-chl	1.15-chl	2.1-chl	2.2-chl
SiO2	24,638	25,626	24,785	25,067	25,2	26,117	25,269	25,229
Al2O3	20,446	20,979	20,546	21,085	21,082	22,503	21,53	21,334
FeO	19,68	19,263	21,746	21,713	21,67	21,102	22,282	20,248
MnO	0,538	0,402	0	0	0	0	0	0
MgO	16,802	17,549	15,984	16,181	16,403	16,634	16,406	15,523
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0
Na2O	0	0	0	0	0	0	0	0
K2O	0	0	0	0	0	0	0	0,487
Total	82,104	83,819	83,061	84,046	84,355	86,356	85,487	82,821

PLAGIOCLASES

Sample	TH140						TH157						
Label	4.1-plg	4.2-plg	4.4-plg	4.6-plg	4.7-plg	4.15-plg	2.5-plg	2.6-plg	2.9-plg	2.10-plg	2.11-plg	2.12-plg	2.13-plg
SiO2	65,287	65,967	65,406	66,902	63,607	65,423	64,6	65,834	66,001	64,631	66,845	66,553	64,581
TiO2	0	0	0	0	2,641	0	0	0	0	0	0	0	0
Al2O3	20,147	20,411	19,751	20,1	19,707	20,611	20,641	20,017	19,145	19,846	19,124	18,968	18,895
FeO	0	0	0	0	0,851	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	1,495	1,441	0,985	0,691	0,722	1,076	1,948	1,196	0,362	1,332	0,385		0,525
Na2O	10,252	10,3	10,321	10,859	10,087	10,329	9,996	10,272	10,588	10,307	10,577	10,69	10,161
K2O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	97,18	98,12	96,463	98,552	97,614	97,438	97,185	97,319	96,097	96,116	96,932	96,212	94,162

Paramètres de Margules utilisés pour les calculs de température de l'équilibre grenat-biotite selon la calibration de Holdaway (2000) :

Paramètres de Margules	W_H	W_S
Grenat	5672	-5,99
Biotite	22998	17,396

Analyses microspectroscopie Raman

Chacun des spectres obtenus a été décomposé en plusieurs pics G, D1 et D2 dont les caractéristiques (position, hauteur et aire) ont été calculées avec le logiciel Fityk et reportées ci-dessous. Le paramètre R2 (Beysac et al., 2002) est calculé avec les hauteurs des pics.

Sample	TH226										
PeakFit	G Position	G Height	G Area	D1 Position	D1 Height	D1 Area	D2 Position	D2 Height	D2 Area	R2 ratio	T (°C)
TH226-202	1582,15	3330,47	102864	1358,33	459,478	31730,4	1623,73	134,885	1647,85	0,23	537
TH226-203	1582,04	3776,26	106202	1359,46	227,902	14692,6	1624,41	98,3256	1233,68	0,12	587
TH226-204	1582,6	2204,29	67028,4	1359,56	473,896	26833,1	1624,17	266,461	3248,42	0,28	518
TH226-205	1582,31	2502,96	79918,6	1359,75	505,24	28749	1623,86	167,773	1935,89	0,26	525
TH226-206	1582,11	2800,07	87010,3	1359,98	656,398	40803,7	1624,21	261,698	3048,32	0,31	502
TH226-207	1582,32	2522,44	81768,1	1358,05	479,862	29177,5	1623,54	151,256	1954,82	0,26	526
TH226-208	1582,85	1377,56	45255,7	1358,62	282,226	18345	1624,58	61,7575	757,291	0,29	514
TH226-209	1581,4	2060,64	66928,6	1358,48	222,896	16905,1	1624,4	72,7348	823,796	0,20	552
TH226-210	1581,58	3781,03	111140	1359,8	488,328	32348,5	1623,64	146,023	1605,14	0,22	542
TH226-211	1582,23	3359,44	109260	1358,31	557,841	38050,6	1623,21	163,491	2548,71	0,25	528
TH226-212	1580,98	3351,92	95685,7	1358,12	588,748	34484,8	1622,12	247,536	3039,67	0,26	526
TH226-213	1582,75	2457,8	85071,5	1358,47	456,291	32280,6	1620,11	134,797	3102,61	0,27	522
TH226-214	1582,35	2577,92	88972,6	1358,05	522,972	36102,2	1622,93	171,92	2748,16	0,28	515
TH226-215	1581,83	4205,29	133514	1355,48	767,34	65810,3	1618,44	267,33	6210,39	0,32	499
TH226-216	1582,3	3729,21	121757	1357,57	657,221	47238	1621,64	214,141	3669,14	0,27	519

Nb Spectra	15	1 σ
T. moy. (°C)	527	22

Sample	TH149										
PeakFit	G Position	G Height	G Area	D1 Position	D1 Height	D1 Area	D2 Position	D2 Height	D2 Area	R2 ratio	T (°C)
TH149-031	1582,06	1144,92	33626,7	1356,3	212,758	12812,5	1624,31	85,4024	1051,53	0,27	521
TH149-032	1582,11	2020,21	64987,6	1357,4	327,466	23021,2	1623,48	121,763	1668,59	0,26	527
TH149-033	1581,43	2137,43	60063,3	1363,29	322,536	12501,6	1623,1	128,151	1463,98	0,17	566
TH149-034	1581,47	1795,66	58470	1357,05	311,096	21038,4	1622,14	81,7196	1318,94	0,26	525
TH149-035	1581,44	2056,09	66565,6	1351,12	333,512	19566,8	1623,68	90,7726	945,036	0,22	541
TH149-036	1581,88	2342,68	74670	1354,81	366,553	25215,6	1623,12	120,049	1428,13	0,25	530
TH149-037	1581,49	1657,19	50783,2	1352,11	247,168	15066,6	1623,65	86,5506	902,277	0,23	541
TH149-038	1581,49	1657,19	50783,2	1352,11	247,168	15066,6	1623,65	86,5506	902,277	0,23	541
TH149-039	1581	2398,37	69243	1350,96	252,85	14202	1621,99	88,4721	1177,42	0,17	566
TH149-040	1581,8	1970,56	64639	1352,09	220,805	13947,4	1621,96	68,9653	1737,4	0,17	564
TH149-041	1581,39	1653,16	50758,3	1351,06	261,544	16359,8	1623,22	83,8678	1049,78	0,24	534

Nb Spectra	11	1 σ
T. moy. (°C)	541	17

Sample	TH139										
PeakFit	G Position	G Height	G Area	D1 Position	D1 Height	D1 Area	D2 Position	D2 Height	D2 Area	R2 ratio	T (°C)
TH139-003	1582,31	2744,59	90936,4	1357,13	231,254	17499,8	1624,47	36,7248	420,183	0,16	569
TH139-006	1582,27	3063,51	99630,5	1358,42	282,071	19006	1624,28	70,182	819,366	0,16	570
TH139-007	1581,86	3141,08	92175,3	1358,66	346,027	23177,5	1623,95	74,1937	731,596	0,20	552
TH139-008	1582,42	3714,25	113217	1357,11	482,684	28874,8	1624,07	97,9942	1470,03	0,20	551
TH139-010	1582,26	3275,15	93539,2	1360,31	309,951	18037,2	1623,55	55,6242	678,553	0,16	569
TH139-011	1582,26	3302,37	95028,4	1359,94	306,145	20330,3	1624,03	56,0033	662,545	0,18	563
TH139-012	1582,45	3482,28	106468	1358,69	429,27	27050,9	1624,52	73,4192	772,89	0,20	551
TH139-013	1582,24	2024,09	66883,8	1358,84	244,407	16166,3	1623,03	41,4991	565,554	0,19	555
TH139-014	1582,81	3696,23	107522	1359,46	492,585	27774,5	1623,91	104,602	1214,92	0,20	550
TH139-015	1582,08	2622,98	74539,1	1359,4	387,632	22602	1623,99	84,4094	834,16	0,23	538

Nb Spectra	10	1 σ
T. moy. (°C)	557	11

Sample	TH229										
PeakFit	G Position	G Height	G Area	D1 Position	D1 Height	D1 Area	D2 Position	D2 Height	D2 Area	R2 ratio	T (°C)
TH229-002	1582,12	3320,38	107196	1358,19	297,964	33176,8	1624,45	76,2743	775,234	0,24	536
TH229-004	1582,98	3713,45	118424	1359,91	408,383	35872,3	1625,16	91,2741	990,639	0,23	538
TH229-006	1581,63	3648,76	108158	1358,66	240,287	18553	1624,5	80,0548	576,828	0,15	576
TH229-007	1581,4	4126,5	138205	1356,92	392,996	35256,4	1623,72	67,061	648,545	0,20	551
TH229-008	1582,09	4690,52	134465	1358,72	732,074	51119,2	1624,16	144,869	1537,47	0,27	519
TH229-009	1582	2787,37	81082	1359,66	412,626	28841	1623,23	91,1026	926,072	0,26	525
Nb Spectra										6	1 σ
T. moy. (°C)										541	20

Sample	Ca02-113										
PeakFit	G Position	G Height	G Area	D1 Position	D1 Height	D1 Area	D2 Position	D2 Height	D2 Area	R2 ratio	T (°C)
Ca02-113-1	1582,19	1319,97	41182,5	1358,2	238,904	17620,5	1623,46	77,6809	1494,87	0,29	511
Ca02-113-2	1582,59	1577,64	57028,5	1361	226,223	17172	1619,38	67,9727	1965,97	0,23	541
Ca02-113-5	1582,36	1635,04	56691	1356,7	279,163	27885,8	1622,77	84,343	2239,52	0,32	498
Ca02-113-6	1582,72	1514,26	50188,5	1359,39	200,637	19464,6	1615,76	48,4038	1508	0,27	519
Ca02-113-8	1582,33	2465,47	72963,4	1358,97	297,127	19974,1	1624,15	107,654	1591,21	0,21	547
Ca02-113-10	1581,99	2362,27	74596,9	1358,61	375,682	30027,9	1623,9	109,816	1808,01	0,28	515
Nb Spectra										6	1 σ
T. moy. (°C)										522	19

Sample	TH237										
PeakFit	G Position	G Height	G Area	D1 Position	D1 Height	D1 Area	D2 Position	D2 Height	D2 Area	R2 ratio	T (°C)
TH237-1	1583,92	2968,49	139584	1355,39	1649,22	111307	1622,15	307,885	5962,54	0,43	448
TH237-2	1583,97	3979,45	170459	1355,86	1830,78	106265	1621,73	332,932	6532,54	0,38	474
TH237-4	1584,72	2657,05	120721	1355,76	1448,6	87632,3	1621,98	229,202	5112,09	0,41	458
TH237-5	1583,58	2922,59	124707	1355,52	1641,56	93760,8	1616,77	269,367	8048,59	0,41	457
TH237-6	1581,64	3515,3	133411	1355,32	943,806	63006,6	1621,92	172,947	3042,61	0,32	500
TH237-8	1583,62	3691,37	163246	1355,63	1616,92	98022,7	1620,58	286,839	5874,01	0,37	478
TH237-9	1583,29	3378,2	140022	1355	1715,39	101241	1621,48	302,349	5611,6	0,41	459
TH237-10	1583,84	4005,31	174426	1354,96	2404,07	146384	1617,21	506,819	22329	0,43	451
TH237-11	1584,36	2669,72	117214	1355,95	1077,25	72438,7	1623,34	185,832	3524,87	0,37	474
TH237-12	1583,65	4373,5	185513	1355,45	2181,92	125287	1621,36	378,143	7640,19	0,39	466
TH237-13	1584,37	2523,58	119410	1355,77	1596,05	98789	1621,53	254,818	5681,37	0,44	445
TH237-15	1582,88	2969,11	113277	1354,77	1431,48	84853,7	1620,61	244,955	5040,91	0,42	455
TH237-17	1584,1	3310,81	143247	1356,22	1311,88	84197,5	1621,48	228,617	4692,27	0,36	480
TH237-18	1583,99	3425,43	156066	1355,56	1822,06	111424	1621,86	289,707	5792,01	0,41	460
Nb Spectra										14	1 σ
T. moy. (°C)										465	15

Sample	TH298										
PeakFit	G Position	G Height	G Area	D1 Position	D1 Height	D1 Area	D2 Position	D2 Height	D2 Area	R2 ratio	T (°C)
TH298-1	1582,82	2301,23	79554	1357,37	472,529	32992,1	1623,78	140,411	2303,8	0,29	513
TH298-2	1583,59	1731,52	64142,9	1357,77	461,976	34060	1624,62	100,884	1685,19	0,34	489
TH298-3	1583,23	1984,21	70588	1357,72	379,02	24252,5	1622,7	117,086	2319,49	0,25	530
TH298-5	1582,88	1232,16	39432,9	1358,48	211,82	11741,1	1612,17	45,5434	1510,25	0,22	542
TH298-6	1584,2	2153,07	83586,5	1358,94	544,341	38566,1	1622,35	161,71	3094,84	0,31	504
TH298-7	1583,26	1974,72	65452,7	1357,53	507,675	27304,1	1623,79	171,444	2315,3	0,29	513
TH298-8	1583,59	2219,72	77726,2	1357,92	629,22	34496,7	1622,26	126,517	2091,9	0,30	507
TH298-9	1583,19	2634,71	106480	1356,8	1120,42	78687	1622,13	234,586	4710,46	0,41	457
TH298-10	1583,52	2521,92	93025,2	1357,91	720,083	44599,2	1621,11	148,84	3630,76	0,32	500
TH298-11	1583,59	2147,74	81604	1357,19	758,167	48418,8	1622,62	202,573	3276,54	0,36	479
TH298-14	1583,78	1815,81	70171,6	1358,71	429,791	26673,9	1622,71	107,677	2406,53	0,27	521
TH298-15	1583,52	1123,71	42565,4	1357,87	344,221	20576,8	1621,35	79,1722	1925,17	0,32	500
TH298-16	1583,37	2397,08	85798,8	1357,26	757,044	42248,6	1622,24	169,465	3211,46	0,32	498
TH298-17	1583	2350,38	82906,2	1357,4	591,551	36230	1623	147,51	2308,3	0,30	508
Nb Spectra										15	1 σ
T. moy. (°C)										502	22

Sample	TH295											
PeakFit	G Position	G Height	G Area	D1 Position	D1 Height	D1 Area	D2 Position	D2 Height	D2 Area	R2 ratio	T (°C)	
TH295-1	1582,82	2718,43	96218,9	1357,02	681,571	39168,4	1621,49	154,974	3087,12	0,28	515	
TH295-2	1582,11	2066,23	67695,6	1357,08	355,115	22547,2	1624,07	75,9071	961,104	0,25	531	
TH295-3	1582,45	2697,3	96593,5	1357,02	529,225	35038	1623,6	147,577	2505,92	0,26	525	
TH295-4	1583,06	3115,67	107682	1357,18	711,055	42914,9	1623,79	177,736	2789,99	0,28	516	
TH295-6	1583,08	1867,89	66573,1	1357,03	401,083	26603,5	1624,25	128,48	1978,31	0,28	517	
TH295-7	1582,95	3320,38	114629	1356,84	695,343	42899,8	1623,26	183,505	2715,72	0,27	522	
TH295-8	1582,65	3317,95	115671	1357,18	642,905	40269,8	1622,79	130,597	2060,5	0,25	528	
TH295-9	1582,73	2280,09	76805,9	1358,1	271,945	19342,4	1625,31	68,9634	1076,96	0,20	552	
TH295-10	1582,2	2772,07	93422,2	1357,77	464,654	28518	1618,92	96,4639	2627,22	0,23	539	
TH295-11	1582,91	1588,52	53319,1	1357,9	351,189	21185,7	1623,86	93,6108	1612,73	0,28	517	
TH295-12	1583,33	3476,25	115509	1356,89	719,547	39743,5	1624,13	162,028	1847,72	0,25	528	
TH295-13	1581,96	2320,55	73328,5	1356,41	286,015	17863,8	1623,87	84,725	968,882	0,19	555	
TH295-14	1582,75	1830,9	56007,7	1356,51	314,116	19440,1	1624,23	84,1811	1276,65	0,25	528	
TH295-15	1582,09	3196,95	101862	1356,72	510,163	29696,3	1622,14	102,035	1711,73	0,22	542	
										Nb Spectra	14	1 σ
										T. moy. (°C)	530	13

Sample	TH348											
PeakFit	G Position	G Height	G Area	D1 Position	D1 Height	D1 Area	D2 Position	D2 Height	D2 Area	R2 ratio	T (°C)	
TH348-1	1581,82	2137,61	68172,7	1356,97	353,032	23194,3	1621,03	77,67	1715,7	0,25	530	
TH348-2	1582,04	2460,29	84551,5	1356,18	436,794	27341,8	1622,7	105,726	1773,47	0,24	534	
TH348-3	1581,88	2111,1	70747,4	1357,01	460,583	28223,2	1619,32	101,972	2243,57	0,28	517	
TH348-4	1581,66	2005,53	74589,5	1359,29	161,341	13480,9	1620,68	39,4153	1387,38	0,15	574	
TH348-5	1581,29	2306,16	74633,1	1355,07	463,807	27087,1	1621,89	120,74	1706,4	0,26	524	
TH348-6	1582,08	1656	56061,9	1357,72	246,967	16729,8	1622,97	70,9601	1001,32	0,23	540	
TH348-7	1582,21	1306,66	44203,3	1357,83	285,079	18513,1	1623,13	74,7636	1442,42	0,29	513	
TH348-8	1581,64	1090,46	32917,9	1357,06	224,738	15751,9	1621,36	50,5487	997,992	0,32	500	
TH348-9	1581,5	1614	54838,2	1356,93	306,791	22305,6	1621,64	87,3779	1583,13	0,28	515	
TH348-10	1581,64	2547,67	87404,4	1356,46	380,007	25135,7	1622,39	98,0248	1644,61	0,22	543	
TH348-11	1582,03	1698,18	51782,5	1357,1	297,033	15384,3	1623,84	101,102	1164,17	0,23	541	
TH348-12	1581,9	2456,41	85585,1	1356,63	395,986	26392,7	1622,08	85,8824	1424,86	0,23	537	
TH348-13	1581,85	2572,4	81108,3	1357,53	343,796	18258,7	1618,9	79,1857	1615,76	0,18	561	
TH348-14	1581,72	1722,51	55755,6	1354,78	473,253	31556	1620,15	108,121	2229,5	0,35	484	
TH348-15	1582,31	2810,71	92630,3	1357,74	551,476	34078	1619,67	112,741	2616,65	0,26	524	
TH348-16	1582,77	2123,73	77821,2	1356,83	458,629	33826,4	1623,19	104,669	1994,31	0,30	509	
TH348-17	1582,04	2158,17	73908,4	1356,61	440,131	28889,6	1622,44	111,258	1939,45	0,28	518	
										Nb Spectra	17	1 σ
										T. moy. (°C)	529	23

Sample	TH291											
PeakFit	G Position	G Height	G Area	D1 Position	D1 Height	D1 Area	D2 Position	D2 Height	D2 Area	R2 ratio	T (°C)	
TH291-1	1581,76	2508	93502,1	1356,32	478,061	30062,5	1621,97	126,323	2278,82	0,24	535	
TH291-2	1581,7	3306,34	119897	1356,36	809,149	49195,7	1620,18	163,189	2893,49	0,29	514	
TH291-3	1581,49	3625,33	118723	1356,69	509,198	29691,2	1623,46	227,163	2575,71	0,20	553	
TH291-4	1581,02	2842,63	99192,7	1356,21	342,303	20112,9	1620,93	86,277	1312,17	0,17	567	
TH291-5	1580,91	1912,94	61093	1356,65	305,028	17312,4	1621,44	80,5008	1233,86	0,22	544	
TH291-6	1581,46	2339,8	83078,7	1355,95	451,974	29761,4	1622,19	98,9245	1556,75	0,26	525	
TH291-7	1580,56	1949,84	58526,2	1356,4	161,084	9802,89	1597,82	41,3249	2105,04	0,14	579	
TH291-10	1581,32	2402,05	83433,7	1356,08	406,997	25620,4	1617,87	80,5453	2197,35	0,23	539	
TH291-11	1581,75	2325,32	83637,9	1356,62	574,681	38010,1	1622,69	129,31	2495,54	0,31	505	
TH291-12	1581,33	1922,49	68931	1356,33	472,423	29647,9	1619,92	93,2454	1979,63	0,29	510	
TH291-13	1581,87	2449,44	88755,3	1356,52	837,604	48856,1	1621,06	197,84	3989,1	0,35	487	
TH291-14	1582,91	2746,45	98974	1357,31	523,502	31051,2	1622,89	121,272	1662,9	0,24	536	
TH291-15	1581,43	2365,45	82786,1	1356,23	415,676	24745,1	1622,1	108,373	1870,22	0,23	540	
										Nb Spectra	13	1 σ
										T. moy. (°C)	533	26

Sample	TH293										
PeakFit	G Position	G Height	G Area	D1 Position	D1 Height	D1 Area	D2 Position	D2 Height	D2 Area	R2 ratio	T (°C)
TH293-1	1582,55	1133,31	39230,6	1357,72	162,499	12604,5	1624,13	57,7804	843,798	0,24	535
TH293-2	1583,27	1944,63	71623	1357,65	465,093	30928,9	1623	95,153	1597,67	0,30	509
TH293-3	1584,28	2742,1	108033	1358,38	625,217	40635,7	1622,47	144,157	2879,02	0,27	522
TH293-4	1583,02	1852,53	61091,3	1358,87	334,342	19910,9	1621,25	98,0044	1894,96	0,24	534
TH293-5	1582,2	1878,62	57870	1357,8	222,774	13696,5	1623,17	59,0908	908,65	0,19	557
TH293-6	1581,83	2332,12	75982,9	1357,6	368,155	20703	1620,06	87,3391	1945,3	0,21	548
TH293-7	1583,1	2563,87	91227,6	1356,91	815,247	50103,9	1622,85	187,81	3399,66	0,35	487
TH293-8	1582,14	2384,95	81305,5	1357,23	339,736	20092,6	1622,97	84,0611	1252,98	0,20	554
TH293-9	1582,34	2663,94	86022,8	1357,72	500,81	29373	1623,11	158,071	2357,34	0,25	530
TH293-10	1582,68	2561,61	91349,4	1356,83	631,729	35877,6	1621,46	165,513	3556,62	0,27	519
TH293-11	1583,08	2629,99	95359,3	1357,81	584,178	37086,8	1622,36	138,523	2475,4	0,27	519
TH293-13	1582,14	2775,3	89040,8	1357,54	423,692	25968,7	1623,97	167,284	2003,86	0,22	542

Nb Spectra	12	1 σ
T. moy. (°C)	528	21

Sample	TH339										
PeakFit	G Position	G Height	G Area	D1 Position	D1 Height	D1 Area	D2 Position	D2 Height	D2 Area	R2 ratio	T (°C)
TH339-1	1581,64	1215,59	42161,4	1356,37	232,988	18108,5	1621,23	63,6671	1421,11	0,29	510
TH339-2	1580,42	887,992	28396,8	1353,82	250,789	16761,1	1621,03	61,0416	1126,84	0,36	480
TH339-3	1580,87	1667,79	47133,2	1354,46	192,793	13871,9	1621,06	31,5029	454,518	0,23	541
TH339-4	1581,08	1214,23	36873,5	1354,6	248,096	15050,3	1622,42	76,2257	1135,51	0,28	515
TH339-5	1581,43	1713,21	60949,5	1356,68	302,494	20844,9	1621,82	72,6621	1319,34	0,25	529
TH339-6	1580,59	3200	101172	1355,01	691,399	45558,5	1621,33	166,024	2443,39	0,31	505
TH339-7	1581,3	1486,46	47163,3	1353,47	461,203	27894,7	1620,24	100,461	1786,84	0,36	479
TH339-8	1581,76	938,692	30076,7	1355,13	286,762	18765,4	1621,08	62,9223	1762,52	0,37	476
TH339-9	1581,32	2095,76	67787,9	1354,77	555,904	36374,6	1621,69	128,791	2247,93	0,34	489
TH339-11	1580,64	1585,1	49448,7	1353,52	374,731	27320,4	1620,08	70,3718	2357,39	0,35	487
TH339-13	1580,81	2016,43	60398,2	1355,87	456,748	25829,8	1620,98	102,018	1464,61	0,29	510
TH339-16	1580,94	1539,87	48695,6	1354,3	425,764	27804,7	1621,33	80,72	1598,84	0,36	483

Nb Spectra	12	1 σ
T. moy. (°C)	500	21

Sample	TH296										
PeakFit	G Position	G Height	G Area	D1 Position	D1 Height	D1 Area	D2 Position	D2 Height	D2 Area	R2 ratio	T (°C)
TH296-1	1583,23	3777,9	159882	1355,46	1585,23	102614	1622,74	301,1	5597,03	0,38	471
TH296-2	1583,48	3833,32	162209	1354,98	2086,46	112260	1620,92	305,646	5973,96	0,40	463
TH296-3	1581,5	3137,95	103309	1357,02	368,319	30841,8	1623,12	117,65	1455,39	0,23	540
TH296-4	1582,2	3759,86	124299	1357,35	744,117	46201,3	1623	249,401	3521,83	0,27	523
TH296-5	1582,4	3019,99	110462	1356,18	849,383	50561,4	1621,61	177,322	3391,76	0,31	504
TH296-8	1584,34	2191,81	94222,3	1356,17	1265,36	74244,2	1623,34	196,403	3752,88	0,43	449
TH296-11	1584,03	2331,44	89483,9	1356,06	1282,55	74964,7	1622,88	223,576	3620,48	0,45	443
TH296-12	1583,96	2872,28	118471	1355,86	1649,4	101560	1622,55	266,993	5245	0,45	440
TH296-13	1583,05	2385,57	83059,3	1357,27	780,123	54651,3	1623,32	393,222	6453,59	0,38	472

Nb Spectra	9	1 σ
T. moy. (°C)	478	36

Sample	TH292										
PeakFit	G Position	G Height	G Area	D1 Position	D1 Height	D1 Area	D2 Position	D2 Height	D2 Area	R2 ratio	T (°C)
TH292-1	1581,18	1456,38	48243,3	1355,95	292,61	16933,3	1621,46	77,8932	1046,15	0,26	527
TH292-2	1581,46	2275,22	74741,1	1356,11	542,584	34873,5	1622,5	134,26	2065,21	0,31	502
TH292-3	1580,95	2089,89	64528,8	1356,49	433,68	26174,5	1622,68	128,643	1739,35	0,28	515
TH292-7	1580,53	1868,31	62538,3	1357,23	353,569	21192,8	1621,45	74,0401	1289,17	0,25	530
TH292-8	1580,37	2259,11	69467,8	1355,49	276,744	13941,7	1622,09	68,4388	767,571	0,17	567
TH292-9	1580,76	2650,6	80364	1355,74	475,002	28765,5	1621,75	104,013	1328,94	0,26	525
TH292-10	1581,3	2137,3	67804,1	1355,83	297,178	20774,2	1623,05	88,403	1021,71	0,23	538
TH292-11	1581,3	2118,62	73201,5	1355,89	466,477	31000,8	1621,97	111,111	2048,86	0,29	511
TH292-12	1581,1	2833,38	87729	1356,09	481,044	32456,6	1621,81	112,539	1619,22	0,27	522
TH292-13	1580,72	2601,91	87077,8	1354,93	335,754	31806,6	1624,05	77,1326	836,735	0,27	523

TH292-14	1581,05	2091,5	66879,7	1355,18	447,435	25933	1622,84	184,276	2222,87	0,27	520	
TH292-15	1581,27	2334,98	78036,8	1355,37	585,291	42343,7	1622,4	165,479	2374,61	0,34	487	
TH292-16	1580,93	3367,23	104434	1355,84	477,483	27422,7	1621,85	135,853	1729,15	0,21	550	
TH292-17	1581,34	2931,38	93557,5	1355,9	552,341	31811,6	1623,23	180,705	2527,9	0,25	530	
										Nb Spectra	14	1 σ
										T. moy. (°C)	525	19

Analyses géochronologiques 40Ar/39Ar

AMPHIBOLES

TH164 Amp		(I= 0.008888)								
Temp (°C)	40/39	38/39 (Cl/K)	37/39	36/39 (E-3)	39Ar (E-14)	%39Ar	%40Ar*	40*/39K	Age (Ma)	erreur (1σ)
500	24.146	0.181	0.36125	51.800	0.092	6.61	36.61	8.84	136.493	10.587
600	14.059	0.086	0.08972	34.053	0.073	11.86	28.32	3.98	62.747	2.636
650	13.233	0.103	0.11541	13.024	0.055	15.80	70.82	9.37	144.343	3.862
700	11.369	0.106	0.15597	9.811	0.062	20.27	74.41	8.46	130.796	1.603
750	9.251	0.104	0.28217	0.613	0.069	25.23	98.01	9.07	139.847	0.790
800	7.445	0.128	0.39442	5.765	0.090	31.70	77.17	5.75	89.879	5.234
850	7.108	0.162	0.51270	7.548	0.112	39.77	68.77	4.89	76.751	4.552
900	12.245	0.283	1.39776	4.231	0.360	65.61	90.32	11.07	169.296	2.887
950	9.487	0.201	1.37227	10.351	0.184	78.80	68.42	6.50	101.275	6.891
1000	9.838	0.184	1.82410	7.851	0.089	85.20	77.34	7.62	118.185	6.430
1050	17.645	0.237	1.89652	9.794	0.047	88.61	84.14	14.86	223.866	2.914
1100	24.135	0.318	1.89462	24.424	0.028	90.62	70.49	17.03	254.325	21.889
1200	24.174	0.319	1.83112	16.245	0.075	96.02	80.52	19.49	288.178	2.515
1400	25.829	0.322	1.81837	36.936	0.055	100.00	58.09	15.02	226.093	8.874

TH157 Amp		(I= 0.009091)								
Temp (°C)	40/39	38/39 (Cl/K)	37/39	36/39 (E-3)	39Ar (E-14)	%39Ar	%40Ar*	40*/39K	Age (Ma)	erreur (1σ)
600	488.231	0.776	4.69945	1638.604	0.018	0.18	0.88	4.3	69.199	484.821
700	251.382	0.39	3.86574	794.489	0.019	0.38	6.69	16.87	257.373	193.181
800	54.109	0.099	2.73471	78.245	0.056	0.95	57.54	31.19	450.331	15.737
850	17.805	0.075	0.76741	20.572	0.123	2.19	66.01	11.76	183.225	1.77
900	29.814	0.069	0.42705	80.339	0.239	4.62	20.39	6.08	97.074	2.233
950	19.336	0.066	0.5934	41.121	0.169	6.34	37.24	7.2	114.439	2.671
1000	16.851	0.076	0.90782	27.234	0.264	9.02	52.45	8.84	139.506	1.87
1050	7.333	0.127	2.81354	7.769	0.762	16.76	70.74	5.2	83.292	1.573
1100	10.223	0.271	5.99319	8.151	1.138	28.28	79.8	8.19	129.554	0.476
1200	9.842	0.311	0	0	5.284	82.02	99.8	9.82	154.303	0.107
1400	16.422	0.323	8.13595	22.361	1.777	100	62.64	10.34	162.102	0.499

BIOTTES

TH157 Bio		(I= 0.009091)								
Temp (°C)	40/39	38/39 (Cl/K)	37/39	36/39 (E-3)	39Ar (E-14)	%39Ar	%40Ar*	40*/39K	Age (Ma)	erreur (1σ)
700	18.377	0.063	0.02151	46.018	0.111	0.39	25.90	4.76	76.430	2.997
800	11.647	0.046	0.00770	22.641	0.706	2.87	42.39	4.94	79.208	0.549
850	9.514	0.044	0.00339	11.550	1.898	9.53	63.92	6.08	97.076	0.242
900	8.137	0.042	0.00301	4.955	5.481	28.78	81.76	6.65	105.943	0.202
950	7.279	0.041	0.00315	1.988	4.123	43.27	91.66	6.67	106.235	0.120
1000	6.944	0.039	0.00707	1.555	3.437	55.34	93.10	6.46	103.024	0.166
1050	6.954	0.042	0.02817	1.249	7.292	80.95	94.43	6.57	104.605	0.138
1100	7.245	0.044	0.13471	1.421	4.663	97.33	94.04	6.81	108.429	0.118
1200	9.185	0.045	0.17580	8.095	0.693	99.76	73.86	6.78	107.970	0.322
1400	105.351	0.114	0.32480	341.210	0.068	100.00	4.29	4.52	72.720	11.774

TH344 Bio		(I= 0.0086284)								
Temp (°C)	40/39	38/39 (Cl/K)	37/39	36/39 (E-3)	39Ar (E-14)	%39Ar	%40Ar*	40*/39K	Age (Ma)	erreur (1σ)
600	127.005	0.130	0.03445	350.491	0.017	0.07	18.44	23.42	332.222	16.730
700	48.052	0.085	0.04499	127.480	0.091	0.43	21.57	10.36	154.545	3.798
750	21.727	0.077	0.04417	37.715	0.178	1.12	48.63	10.57	157.545	1.282
800	15.845	0.062	0.03698	17.044	0.524	3.19	68.10	10.79	160.682	0.623
850	16.121	0.052	0.01055	9.448	1.623	9.59	82.56	13.31	196.235	0.456
900	14.296	0.042	0.00526	3.150	5.500	31.25	93.35	13.34	196.654	0.454
950	13.975	0.038	0.00516	1.381	4.267	48.06	96.94	13.55	199.585	0.293
1000	13.926	0.039	0.01434	1.486	2.160	56.57	96.71	13.47	198.469	0.294
1050	14.765	0.039	0.00935	1.344	5.804	79.43	97.18	14.35	210.706	0.488
1100	14.515	0.033	0.02020	1.694	4.708	97.97	96.42	14.00	205.849	0.309
1200	15.771	0.033	0.14637	1.200	0.478	99.85	97.68	15.41	225.337	0.508
1400	122.807	0.086	0.13173	347.417	0.037	100.00	16.39	20.13	289.083	11.364

MUSCOVITES

Ca02-113 Mus		(I= 0.008628)								
Temp (°C)	40/39	38/39 (Cl/K)	37/39	36/39 (E-3)	39Ar (E-14)	%39Ar	%40Ar*	40*/39K	Age (Ma)	erreur (1 σ)
600	159.162	0.515	0.42520	474.583	0.003	0.01	11.89	18.93	272.979	125.176
700	22.874	0.059	0.04045	61.559	0.051	0.19	20.40	4.67	71.197	5.552
750	8.803	0.025	0.03931	20.892	0.087	0.50	29.67	2.61	40.203	2.405
800	4.840	0.019	0.00250	5.855	0.182	1.15	63.85	3.09	47.471	1.213
850	4.473	0.019	0.00762	6.887	0.368	2.46	54.07	2.42	37.258	0.588
900	3.961	0.017	0.00475	3.831	0.960	5.88	70.92	2.81	43.202	0.278
950	2.990	0.014	0.00285	1.245	1.587	11.54	87.04	2.60	40.066	0.230
1000	2.591	0.011	0.00030	0.584	6.706	35.42	92.57	2.40	36.950	0.075
1050	2.459	0.011	0.00087	0.401	7.717	62.91	94.37	2.32	35.769	0.057
1100	2.435	0.011	0.00045	0.217	9.189	95.64	96.54	2.35	36.221	0.054
1200	3.096	0.013	0.00545	0.760	1.128	99.66	92.11	2.85	43.852	0.109
1400	47.940	0.041	0.00000	124.904	0.097	100.00	22.97	11.01	163.732	3.173

TH109 Mus		(I= 0.009091)								
Temp (°C)	40/39	38/39 (Cl/K)	37/39	36/39 (E-3)	39Ar (E-14)	%39Ar	%40Ar*	40*/39K	Age (Ma)	erreur (1 σ)
600	15.694	0.064	0.02309	44.102	0.096	0.26	16.84	2.64	42.845	3.754
700	13.510	0.000	0.13770	23.966	0.034	0.34	47.49	6.42	102.289	7.182
800	6.441	0.020	0.01383	8.057	0.375	1.34	62.74	4.04	65.097	0.672
850	5.608	0.015	0.01041	3.331	0.679	3.14	82.10	4.60	73.976	0.398
900	6.714	0.016	0.00482	5.441	1.590	7.35	75.76	5.09	81.560	0.260
950	6.625	0.014	0.00236	1.010	2.464	13.88	95.19	6.31	100.578	0.243
1000	8.550	0.013	0.00121	1.355	6.112	30.08	95.08	8.13	128.641	0.163
1050	9.780	0.014	0.00181	0.836	9.038	54.04	97.27	9.51	149.641	0.118
1100	9.770	0.014	0.00194	0.831	10.448	81.73	97.28	9.50	149.519	0.111
1200	10.090	0.013	0.00569	0.762	6.428	98.77	97.57	9.84	154.643	0.128
1400	17.810	0.024	0.02635	26.801	0.465	100.00	55.43	9.87	155.049	1.086

TH111 Mus		(I= 0.009091)								
Temp (°C)	40/39	38/39 (Cl/K)	37/39	36/39 (E-3)	39Ar (E-14)	%39Ar	%40Ar*	40*/39K	Age (Ma)	erreur (1 σ)
600	50.108	0.263	0.00005	86.792	0.01	0.07	48.78	24.44	361.984	18.419
700	22.641	0.109	0.30227	67.017	0.024	0.24	12.52	2.84	45.926	8.188
800	9.44	0.029	0.0713	6.115	0.243	1.96	80.69	7.62	120.805	0.785
850	9.268	0.017	0.11809	1.256	0.379	4.63	95.86	8.89	140.136	0.379
900	12.675	0.018	0.01496	10.361	0.942	11.29	75.69	9.59	150.872	0.591
950	13.935	0.013	0.00244	0.976	2.28	27.39	97.79	13.63	210.697	0.344
1000	17.364	0.013	0.00121	0.467	4.102	56.36	99.09	17.21	262.187	0.258
1050	19.067	0.013	0.00344	0.587	3.964	84.36	98.99	18.87	285.687	0.264
1100	20.052	0.013	0.01277	0.847	1.74	96.65	98.66	19.78	298.369	0.412
1200	23.209	0.014	0.08544	4.622	0.414	99.57	94.05	21.83	326.599	0.853
1400	90.503	0.096	0.15032	201.512	0.061	100	34.19	30.95	447.256	12.837

TH140 Mus		(I= 0.009091)								
Temp (°C)	40/39	38/39 (Cl/K)	37/39	36/39 (E-3)	39Ar (E-14)	%39Ar	%40Ar*	40*/39K	Age (Ma)	erreur (1 σ)
600	31.018	0.238	0.22965	111.49	0.019	0.09	-6.23	-1.93	0	0
700	11.904	0.078	0.17195	24.877	0.044	0.3	38.16	4.54	73.018	5.314
800	3.766	0.026	0.0172	7.444	0.275	1.58	41.08	1.55	25.198	0.952
850	2.966	0.02	0.01838	3.009	0.496	3.9	69.38	2.06	33.442	0.494
900	5.426	0.02	0.00712	13.369	0.967	8.43	26.83	1.46	23.718	0.492
950	2.428	0.014	0.0015	1.77	2.099	18.25	77.65	1.89	30.661	0.154
1000	2.275	0.011	0.00032	0.503	6.563	48.98	92.59	2.11	34.227	0.287
1050	2.291	0.014	0.00126	0.841	7.262	82.98	88.29	2.02	32.878	0.071
1100	2.131	0.013	0.00204	0.266	2.726	95.75	95.38	2.03	33.037	0.08
1200	2.517	0.015	0.01961	2.787	0.804	99.51	66.53	1.67	27.257	0.309
1400	55.757	0.059	0.11742	200.927	0.104	100	-6.51	-3.63	0	0

MUSCOVITES

TH157 Mus		(I= 0.009091)								
Temp (°C)	40/39	38/39 (Cl/K)	37/39	36/39 (E-3)	39Ar (E-14)	%39Ar	%40Ar*	40*/39K	Age (Ma)	erreur (1σ)
600	55.488	0.177	0.00005	129.287	0.012	0.06	31.11	17.26	262.998	33.025
700	20.523	0.108	0.0916	60.744	0.03	0.22	12.47	2.56	41.488	10.713
800	4.649	0.03	0.0342	9.784	0.222	1.39	37.43	1.74	28.318	1.147
850	4.099	0.019	0.01132	3.731	0.456	3.79	72.63	2.98	48.184	0.838
900	6.459	0.025	0.01281	13.62	0.908	8.56	37.4	2.42	39.189	0.799
950	2.473	0.015	0.00329	0.703	1.749	17.77	90.8	2.25	36.461	0.167
1000	2.216	0.014	0.00151	0.698	5.588	47.18	89.79	1.99	32.339	0.085
1050	2.26	0.014	0.00431	0.822	5.86	78.03	88.38	2	32.465	0.159
1100	2.281	0.014	0.01036	0.671	2.969	93.66	90.46	2.06	33.527	0.083
1200	2.555	0.013	0.00782	1.394	1.064	99.26	83.12	2.12	34.503	0.188
1400	46.134	0.04	0.07061	155.061	0.141	100	0.65	0.3	4.875	6.113

TH164 Mus		(I= 0.008888)								
Temp (°C)	40/39	38/39 (Cl/K)	37/39	36/39 (E-3)	39Ar (E-14)	%39Ar	%40Ar*	40*/39K	Age (Ma)	erreur (1σ)
500	4.324	0.023	0.11403	7.717	0.611	3.21	46.96	2.03	32.273	0.440
600	2.837	0.016	0.01690	2.312	0.896	7.91	75.24	2.13	33.903	0.224
650	2.812	0.014	0.01024	2.279	1.065	13.50	75.36	2.12	33.658	0.238
700	2.570	0.014	0.00497	1.695	2.340	25.79	79.75	2.05	32.563	0.078
750	2.341	0.014	0.00289	0.974	3.177	42.47	86.86	2.03	32.310	0.108
800	2.397	0.014	0.00579	1.148	2.794	57.14	85.03	2.04	32.388	0.104
850	2.493	0.014	0.00667	1.359	2.558	70.57	83.11	2.07	32.923	0.094
900	2.436	0.014	0.00596	1.046	2.603	84.23	86.50	2.11	33.478	0.096
950	2.324	0.014	0.00683	0.601	2.030	94.89	91.51	2.13	33.787	0.120
1000	2.641	0.014	0.02035	0.049	0.636	98.23	98.75	2.61	41.346	0.146
1050	3.601	0.013	0.05295	2.413	0.229	99.43	79.73	2.87	45.459	4.959
1100	6.764	0.002	0.00002	0.002	0.066	99.78	99.70	6.74	105.013	1.237
1200	17.096	0.000	0.00004	17.776	0.027	99.92	69.16	11.82	180.270	17.071
1400	42.809	0.095	0.22670	134.468	0.015	100.00	7.17	3.07	48.536	114.222

TH164 Mus		(I= 0.008888)								
Step	40/39	38/39 (Cl/K)	37/39	36/39 (E-3)	39Ar (E-14)	%39Ar	%40Ar*	40*/39K	Age (Ma)	erreur (1σ)
1	3.164	0.016	0.00038	0.000	4.426	14.58	99.37	3.14	49.720	1.393
2	2.436	0.013	0.00000	1.070	6.505	36.00	86.20	2.10	33.362	0.639
3	3.402	0.018	0.02489	3.786	2.085	42.87	66.57	2.27	35.959	1.899
4	2.937	0.027	0.00000	4.574	0.825	45.59	53.30	1.57	24.926	4.848
5	3.851	0.015	0.06270	5.195	3.140	55.93	59.72	2.30	36.511	1.414
6	5.458	0.028	0.00000	11.108	0.843	58.71	39.50	2.16	34.240	5.092
7	8.568	0.016	0.00000	5.723	4.057	72.08	80.03	6.86	106.727	1.439
8	8.732	0.022	0.00000	3.476	8.477	100.00	88.01	7.69	119.204	0.927

TH258 Mus		(I= 0.009091)								
Step	40/39	38/39 (Cl/K)	37/39	36/39 (E-3)	39Ar (E-14)	%39Ar	%40Ar*	40*/39K	Age (Ma)	erreur (1σ)
1	15.532	0.018	0.00362	6.039	0.215	10.47	88.41	13.73	212.225	0.872
2	15.523	0.012	0.00000	0.110	0.468	33.24	99.69	15.47	237.462	0.708
3	15.267	0.012	0.00139	0.214	0.528	58.89	99.48	15.19	233.331	0.343
4	14.982	0.013	0.00799	0.000	0.099	63.70	99.90	14.97	230.154	0.674
5	15.945	0.013	0.00892	0.550	0.242	75.47	98.89	15.77	241.663	0.588
6	15.775	0.014	0.00654	0.203	0.227	86.50	99.52	15.70	240.704	0.657
7	16.024	0.014	0.00798	0.139	0.101	91.43	99.65	15.97	244.539	1.197
8	15.653	0.009	0.02166	0.000	0.040	93.36	99.90	15.64	239.819	1.232
9	16.347	0.012	0.00823	0.000	0.059	96.21	99.90	16.33	249.744	1.288
10	16.401	0.012	0.01708	0.534	0.078	100.00	98.95	16.23	248.272	1.466

MUSCOVITES

TH269 Mus(1)		(I= 0.009091)								
Temp (°C)	40/39	38/39 (Cl/K)	37/39	36/39 (E-3)	39Ar (E-14)	%39Ar	%40Ar*	40*/39K	Age (Ma)	erreur (1σ)
600	110.138	0.558	0.10479	167.249	0.003	0.05	55.11	60.71	792.838	240.107
700	14.905	0.053	0.00002	59.566	0.026	0.4	-18.23	-2.72	0	0
800	4.917	0	0.0146	5.134	0.075	1.44	68.75	3.38	54.61	1.081
850	3.537	0.008	0.02526	5.649	0.141	3.38	52.28	1.85	30.077	1.157
900	9.341	0.021	0.02249	29.746	0.484	10.05	5.7	0.53	8.714	0.616
950	2.056	0.013	0.00275	0.933	1.75	34.15	85.63	1.76	28.641	0.142
1000	1.96	0.013	0.00185	0.647	2.128	63.46	89.23	1.75	28.454	0.096
1050	1.947	0.013	0.00454	0.922	1.709	86.99	85	1.65	26.934	0.129
1100	2.075	0.013	0.01702	2.264	0.804	98.06	66.85	1.39	22.612	0.258
1200	7.06	0.015	0.11791	28.053	0.093	99.33	-17.6	-1.24	0	0
1400	159.337	0.135	0.0904	572.475	0.048	100	-6.18	-9.84	0	0

TH269 Mus(2)		(I= 0.009065)								
Temp (°C)	40/39	38/39 (Cl/K)	37/39	36/39 (E-3)	39Ar (E-14)	%39Ar	%40Ar*	40*/39K	Age (Ma)	erreur (1σ)
700	16.131	0.057	0.00785	54.614	0.165	0.20	-0.16	-0.03	0.000	0.000
750	7.451	0.019	0.00000	16.189	0.288	0.54	35.52	2.65	42.773	1.098
800	4.689	0.012	0.00000	5.377	0.362	0.97	65.69	3.08	49.678	0.673
833	3.337	0.014	0.01746	3.060	0.727	1.83	72.33	2.41	39.049	0.377
866	3.145	0.013	0.00657	1.770	0.884	2.88	82.75	2.60	42.072	0.281
900	2.301	0.012	0.00049	0.886	1.637	4.83	87.75	2.02	32.719	0.210
933	2.078	0.013	0.00264	0.807	2.450	7.74	87.56	1.82	29.509	0.146
966	2.430	0.013	0.00157	0.830	3.616	12.03	89.09	2.17	35.065	0.087
1000	1.936	0.013	0.00146	0.560	6.417	19.66	90.43	1.75	28.408	0.063
1033	1.899	0.013	0.00084	0.470	9.644	31.11	91.63	1.74	28.233	0.074
1066	1.867	0.013	0.00049	0.325	14.149	47.92	93.79	1.75	28.411	0.064
1100	1.854	0.013	0.00083	0.265	20.374	72.12	94.70	1.76	28.481	0.051
1200	1.877	0.013	0.00709	0.218	20.805	96.84	95.53	1.79	29.081	0.048
1400	3.417	0.014	0.02543	5.051	2.660	100.00	55.78	1.91	30.902	0.134

TH341 Mus		(I= 0.009091)								
Step	40/39	38/39 (Cl/K)	37/39	36/39 (E-3)	39Ar (E-14)	%39Ar	%40Ar*	40*/39K	Age (Ma)	erreur (1σ)
1	9.347	0.018	0.00000	23.070	0.141	2.87	26.90	2.51	40.775	1.866
2	4.619	0.014	0.04353	0.000	0.026	3.40	99.66	4.61	74.021	0.792
3	9.260	0.013	0.00000	0.822	0.509	13.74	97.21	9.00	141.898	0.446
4	9.108	0.015	0.01191	0.997	0.264	19.11	96.60	8.80	138.820	1.010
5	7.999	0.009	0.00000	0.518	0.271	24.61	97.89	7.83	124.063	0.510
6	9.563	0.012	0.00651	0.324	0.809	41.06	98.84	9.45	148.729	1.211
7	10.848	0.013	0.00636	0.183	0.692	55.12	99.36	10.78	168.644	0.513
8	12.659	0.013	0.00422	0.486	0.378	62.81	98.75	12.50	194.177	0.664
9	12.504	0.012	0.00059	0.360	0.624	75.48	99.03	12.38	192.443	0.545
10	12.719	0.013	0.00000	0.566	0.360	82.79	98.56	12.54	194.704	0.412
11	12.667	0.013	0.00965	0.862	0.219	87.23	97.87	12.40	192.672	0.652
12	12.747	0.014	0.01262	0.429	0.125	89.77	98.89	12.61	195.735	0.640
13	12.910	0.012	0.00357	0.545	0.504	100.00	98.63	12.73	197.620	0.370

TH342 Mus		(I= 0.009091)								
Step	40/39	38/39 (Cl/K)	37/39	36/39 (E-3)	39Ar (E-14)	%39Ar	%40Ar*	40*/39K	Age (Ma)	erreur (1σ)
1	56.967	0.150	0.00001	159.549	0.002	0.12	17.21	9.80	154.037	48.973
2	17.950	0.022	0.01247	31.946	0.071	3.46	47.33	8.50	134.208	2.647
3	12.819	0.019	0.00000	8.407	0.215	13.57	80.50	10.32	161.774	1.392
4	11.598	0.014	0.00406	1.229	0.263	25.93	96.74	11.22	175.213	0.752
5	12.793	0.015	0.00381	4.199	0.106	30.90	90.18	11.54	179.935	1.406
6	13.088	0.013	0.00000	1.037	1.089	82.07	97.54	12.77	198.090	0.777
7	13.684	0.012	0.01202	1.009	0.167	89.92	97.71	13.37	206.958	0.931
8	13.565	0.015	0.02779	0.402	0.050	92.26	99.02	13.43	207.867	2.048
9	13.645	0.015	0.00619	0.570	0.165	100.00	98.65	13.46	208.277	1.074

FELDSPATHS

TH013 Kfd (1) ($\lambda = 0.008888$)

Temp (°C)	40/39	38/39 (Cl/K)	37/39	36/39 (E-3)	39Ar (E-14)	%39Ar	%40Ar*	40*/39K	Age (Ma)	erreur (1 σ)
400	2.571	0.016	0.00038	2.412	1.786	7.12	71.5	1.84	29.239	0.26
400	2.027	0.014	0	0.323	0.499	9.1	94.3	1.91	30.388	0.106
450	2.18	0.013	0.00135	0	0.367	10.57	99.08	2.16	34.301	0.139
450	2.152	0.014	0	0.001	0.234	11.5	99.06	2.13	33.856	0.171
500	2.311	0.015	0.00109	0.265	0.259	12.53	95.74	2.21	35.137	0.205
500	2.14	0.014	0	0.001	0.192	13.29	99.06	2.12	33.671	0.264
550	1.734	0.012	0.00044	0.33	0.286	14.43	93.22	1.62	25.73	0.249
550	2.297	0.013	0	0.001	0.187	15.18	99.12	2.28	36.145	0.187
600	2.601	0.023	0.00183	0.495	0.4	16.77	93.62	2.44	38.628	0.166
600	3.21	0.03	0.00122	0.837	0.622	19.25	91.68	2.94	46.585	0.257
650	3.196	0.027	0	0.516	0.511	21.28	94.6	3.02	47.84	0.272
650	2.998	0.029	0.00078	0.119	0.374	22.77	98.16	2.94	46.575	0.279
700	3.059	0.027	0.0012	0.621	0.547	24.95	93.35	2.86	45.213	0.173
700	3.145	0.028	0.0016	0.827	0.443	26.72	91.6	2.88	45.615	0.239
750	2.82	0.023	0.00147	0.661	0.427	28.42	92.37	2.6	41.292	0.193
750	2.728	0.022	0.0013	0.166	0.337	29.76	97.47	2.66	42.137	0.311
800	2.685	0.022	0.00229	0.547	0.5	31.75	93.24	2.5	39.707	0.157
800	2.66	0.022	0.00179	1.083	0.52	33.82	87.22	2.32	36.822	0.224
800	2.557	0.021	0.00044	0.479	0.543	35.99	93.68	2.4	38.011	0.195
700	3.13	0.021	0.03252	0.867	0.095	36.37	91.24	2.86	45.226	0.347
750	2.518	0.023	0.00874	3.615	0.108	36.8	56.81	1.43	22.795	0.696
800	2.517	0.022	0.00227	1.484	0.249	37.79	81.79	2.06	32.715	0.862
850	2.54	0.021	0.00218	0.91	0.368	39.26	88.63	2.25	35.747	0.353
900	2.545	0.021	0.00236	0.804	0.695	42.02	89.89	2.29	36.31	0.22
950	2.565	0.024	0.00225	0.89	0.941	45.77	88.97	2.28	36.233	0.166
1000	2.721	0.026	0.00155	0.766	1.382	51.28	90.94	2.47	39.249	0.226
1050	2.882	0.027	0.00101	1.115	2.211	60.09	87.87	2.53	40.152	0.217
1100	3.077	0.027	0.00052	1.295	3.95	75.83	86.92	2.67	42.378	0.267
1200	3.392	0.026	0.00074	1.693	5.703	98.56	84.67	2.87	45.476	0.177
1400	4.002	0.026	0.00453	5.4	0.362	100	59.63	2.39	37.86	0.711

TH013 Kfd (2) ($\lambda = 0.009065$)

Temp (°C)	40/39	38/39 (Cl/K)	37/39	36/39 (E-3)	39Ar (E-14)	%39Ar	%40Ar*	40*/39K	Age (Ma)	erreur (1 σ)
400	36.018	0.049	0.00116	110.890	0.943	0.67	8.97	3.23	52.060	1.898
400	6.963	0.018	0.00014	16.958	0.569	1.07	27.74	1.93	31.318	0.776
450	2.774	0.014	0.00169	3.761	1.536	2.15	59.22	1.64	26.670	0.232
450	2.308	0.013	0.00048	2.178	1.463	3.19	71.25	1.64	26.700	0.220
500	2.027	0.014	0.00150	1.123	2.856	5.20	82.65	1.68	27.194	0.127
500	1.932	0.013	0.00071	0.793	2.087	6.68	86.84	1.68	27.232	0.133
550	2.109	0.014	0.00095	0.676	3.069	8.84	89.58	1.89	30.635	0.128
550	2.014	0.013	0.00000	0.482	1.782	10.10	91.94	1.85	30.032	0.143
600	2.223	0.014	0.00066	0.733	2.373	11.78	89.36	1.99	32.201	0.093
600	2.071	0.014	0.00026	0.387	1.454	12.80	93.52	1.94	31.397	0.130
650	2.250	0.014	0.00132	0.497	1.991	14.21	92.59	2.08	33.748	0.134
650	2.140	0.013	0.00000	0.376	1.269	15.11	93.88	2.01	32.552	0.124
700	2.292	0.014	0.00209	0.865	1.829	16.40	87.98	2.02	32.681	0.129
700	2.861	0.016	0.00000	0.926	1.320	17.33	89.73	2.57	41.509	0.182
750	2.874	0.021	0.00205	1.066	2.546	19.13	88.35	2.54	41.048	0.133
750	2.876	0.023	0.00000	0.785	1.826	20.42	91.24	2.62	42.418	0.171
800	2.840	0.021	0.00058	0.754	2.386	22.10	91.45	2.60	41.979	0.110
800	3.068	0.024	0.00170	0.805	2.381	23.78	91.60	2.81	45.378	0.112
800	3.166	0.026	0.00099	1.057	2.399	25.48	89.51	2.83	45.754	0.098
850	2.857	0.022	0.00078	0.803	1.346	26.43	91.00	2.60	42.028	0.205
900	2.768	0.022	0.00371	0.829	3.081	28.60	90.44	2.50	40.477	0.144
950	2.708	0.022	0.00241	0.758	5.710	32.64	90.99	2.46	39.854	0.089
1000	2.667	0.022	0.00296	0.730	7.089	37.64	91.16	2.43	39.324	0.113
1050	2.624	0.024	0.00312	0.646	9.325	44.23	91.97	2.41	39.045	0.120
1100	2.834	0.026	0.00284	0.851	16.932	56.18	90.42	2.56	41.434	0.078
1200	3.258	0.025	0.00143	1.386	59.613	98.28	86.82	2.83	45.678	0.112
1400	3.582	0.021	0.00390	3.235	2.432	100.00	72.76	2.61	42.121	0.292

FELDSPATHS

TH117 Kfd		(I= 0.008888)								
Temp (°C)	40/39	38/39 (Cl/K)	37/39	36/39 (E-3)	39Ar (E-14)	%39Ar	%40Ar*	40*/39K	Age (Ma)	erreur (1σ)
400	6.715	0.028	0.00551	5.667	1.207	6.10	74.77	5.02	78.768	0.420
400	2.251	0.014	0.00962	1.692	0.410	8.17	76.93	1.73	27.553	0.351
450	3.147	0.020	0.01312	1.671	0.353	9.95	83.70	2.63	41.745	0.369
450	2.377	0.013	0.00468	0.001	0.232	11.12	99.16	2.36	37.401	0.247
500	3.320	0.017	0.00861	1.532	0.290	12.59	85.78	2.85	45.094	0.506
500	2.489	0.013	0.00834	1.824	0.193	13.56	77.57	1.93	30.696	0.811
550	2.812	0.017	0.01051	2.504	0.233	14.74	72.99	2.05	32.611	0.917
550	2.329	0.022	0.02628	0.001	0.187	15.68	99.14	2.31	36.674	0.784
600	2.675	0.016	0.01395	1.983	0.271	17.05	77.38	2.07	32.885	0.835
600	3.751	0.037	0.01612	0.001	0.229	18.21	99.47	3.73	58.863	0.933
650	5.839	0.052	0.07119	28.770	0.426	20.36	-45.87	-2.68	0.000	0.000
650	6.363	0.029	0.00860	0.489	0.300	21.87	97.42	6.20	96.758	0.351
700	4.536	0.024	0.01105	1.079	0.341	23.60	92.54	4.20	66.087	0.366
700	4.413	0.022	0.01155	1.675	0.283	25.02	88.35	3.90	61.465	0.515
750	3.831	0.023	0.01473	1.173	0.442	27.26	90.45	3.46	54.721	1.870
750	5.691	0.026	0.00454	1.776	0.296	28.75	90.43	5.15	80.690	1.075
800	5.541	0.025	0.00456	1.272	0.487	31.22	92.86	5.15	80.680	0.577
800	6.073	0.027	0.02703	1.349	0.463	33.56	93.13	5.66	88.485	1.167
800	5.183	0.027	0.00405	1.598	0.512	36.14	90.51	4.69	73.700	2.355
700	7.585	0.017	0.00000	3.058	0.085	36.57	87.82	6.66	103.767	1.105
750	5.901	0.023	0.00624	4.900	0.084	37.00	75.13	4.43	69.727	1.292
800	5.485	0.025	0.00456	2.094	0.235	38.18	88.36	4.85	76.089	0.544
850	5.156	0.030	0.00452	1.838	0.460	40.50	89.08	4.59	72.184	0.358
900	4.849	0.030	0.00468	1.400	0.938	45.24	91.06	4.42	69.445	0.227
950	5.140	0.033	0.00518	1.513	1.499	52.82	90.92	4.67	73.415	0.153
1000	7.057	0.041	0.00616	2.236	2.434	65.11	90.36	6.38	99.458	0.136
1050	11.868	0.057	0.01129	3.782	3.534	82.96	90.42	10.73	164.349	0.279
1100	17.154	0.067	0.01625	4.314	2.680	96.50	92.46	15.86	237.907	0.230
1200	32.079	0.126	0.07243	9.584	0.534	99.19	91.12	29.23	416.688	0.658
1400	47.210	0.234	0.10727	21.631	0.159	100.00	86.43	40.81	558.301	1.363

TH178 Kfd		(I= 0.009368)								
Temp (°C)	40/39	38/39 (Cl/K)	37/39	36/39 (E-3)	39Ar (E-14)	%39Ar	%40Ar*	40*/39K	Age (Ma)	erreur (1σ)
400	2.614	0.016	0.00443	2.843	2.720	6.96	67.11	1.75	29.411	0.172
400	1.898	0.009	0.03450	0.821	0.826	9.07	86.28	1.64	27.474	0.130
450	2.092	0.011	0.05337	1.179	0.685	10.82	82.55	1.73	28.959	0.317
450	2.048	0.003	0.01953	0.575	0.457	11.99	90.78	1.86	31.143	0.173
500	2.270	0.009	0.00960	1.596	0.574	13.46	78.36	1.78	29.813	0.241
500	2.028	0.002	0.00000	1.630	0.378	14.43	75.25	1.53	25.606	0.344
550	2.255	0.008	0.00000	1.512	0.483	15.66	79.31	1.79	29.976	0.885
550	2.098	0.011	0.00000	6.164	0.354	16.57	12.23	0.26	4.330	0.631
600	2.489	0.013	0.00000	1.877	0.528	17.92	76.91	1.91	32.064	0.490
600	2.469	0.003	0.00000	2.087	0.308	18.71	74.21	1.83	30.706	0.351
650	2.231	0.009	0.00296	1.572	0.406	19.75	78.29	1.75	29.283	0.379
650	2.319	0.003	0.00000	1.820	0.321	20.57	75.94	1.76	29.514	0.263
700	2.294	0.013	0.00844	1.036	0.475	21.78	85.81	1.97	32.962	0.243
700	2.302	0.008	0.00000	0.197	0.365	22.72	96.60	2.22	37.198	0.157
750	2.462	0.010	0.00000	0.396	0.548	24.12	94.43	2.32	38.872	0.140
750	2.461	0.006	0.00000	1.281	0.416	25.19	83.81	2.06	34.524	0.358
800	2.612	0.014	0.00000	0.032	0.687	26.94	98.88	2.58	43.124	0.184
800	2.560	0.011	0.00000	0.344	0.617	28.52	95.25	2.44	40.749	0.198
800	2.646	0.001	0.00000	0.000	0.646	30.18	99.24	2.63	43.841	0.156
700	3.387	0.000	0.00001	0.002	0.066	30.35	99.39	3.37	56.016	0.455
750	2.922	0.000	0.00001	2.666	0.115	30.64	72.35	2.11	35.380	0.477
800	2.831	0.004	0.00000	1.036	0.320	31.46	88.48	2.51	41.851	0.223
850	2.882	0.017	0.00000	1.178	0.627	33.06	87.22	2.51	41.988	0.215
900	2.860	0.021	0.00102	1.798	1.331	36.47	80.73	2.31	38.613	0.187
950	3.023	0.023	0.00276	1.737	2.252	42.23	82.36	2.49	41.597	0.194
1000	3.457	0.028	0.00412	1.542	3.595	51.43	86.25	2.98	49.704	0.112
1050	4.099	0.034	0.00474	1.615	6.911	69.11	87.88	3.60	59.871	0.140
1100	3.853	0.028	0.00257	1.129	9.594	93.65	90.83	3.50	58.199	0.111
1200	3.896	0.030	0.00221	1.403	2.365	99.70	88.85	3.46	57.576	0.120
1400	16.517	0.229	0.00001	22.532	0.116	100.00	59.57	9.84	159.054	1.570

FELDSPATHS

TH197 Kfd		(I= 0.008888)								
Temp (°C)	40/39	38/39 (Cl/K)	37/39	36/39 (E-3)	39Ar (E-14)	%39Ar	%40Ar*	40*/39K	Age (Ma)	erreur (1σ)
400	31.679	0.261	0.00001	29.236	0.150	7.96	72.67	23.02	335.829	1.150
400	7.054	0.020	0.11296	14.721	0.043	10.25	38.15	2.69	42.647	9.402
450	8.556	0.024	0.00003	0.004	0.037	12.21	99.75	8.53	131.908	0.752
450	8.212	0.000	0.00005	0.005	0.025	13.51	99.74	8.19	126.775	0.888
500	9.346	0.007	0.00004	0.004	0.031	15.14	99.77	9.32	143.639	0.797
500	9.195	0.013	0.14334	12.030	0.020	16.20	61.22	5.63	88.082	3.342
550	10.592	0.011	0.00005	0.005	0.024	17.50	99.80	10.57	162.002	1.444
550	10.523	0.034	0.00006	0.007	0.020	18.57	99.79	10.50	160.977	1.065
600	12.032	0.092	0.08962	7.486	0.046	21.01	81.49	9.81	150.753	1.210
600	13.117	0.112	0.00848	0.002	0.055	23.93	99.85	13.10	198.658	0.468
650	18.353	0.213	0.04153	0.232	0.087	28.53	99.53	18.27	271.425	0.573
650	31.443	0.461	0.00003	21.130	0.038	30.54	80.08	25.18	364.342	3.042
700	18.076	0.177	0.14991	7.655	0.052	33.28	87.43	15.80	237.128	3.879
700	13.882	0.032	0.00004	0.004	0.032	34.98	99.85	13.86	209.593	1.525
750	14.786	0.053	0.00003	0.003	0.047	37.48	99.86	14.77	222.458	0.832
750	14.931	0.050	0.00004	0.004	0.035	39.32	99.86	14.91	224.503	1.019
800	17.461	0.054	0.00002	0.233	0.054	42.16	99.49	17.37	259.032	1.278
800	18.300	0.064	0.00836	0.003	0.049	44.76	99.89	18.28	271.599	1.196
800	19.910	0.075	0.00001	0.003	0.041	46.94	99.89	19.89	293.657	1.681
700	64.006	0.000	0.00006	0.036	0.004	47.14	99.95	63.98	812.182	12.557
750	48.209	0.080	0.00005	0.028	0.005	47.38	99.94	48.18	643.039	15.908
800	27.107	0.101	0.00002	0.009	0.015	48.16	99.92	27.08	389.134	5.217
850	20.648	0.084	0.03497	3.640	0.027	49.59	94.70	19.56	289.108	1.626
900	17.050	0.067	0.03596	0.702	0.056	52.55	98.68	16.83	251.427	1.346
950	17.996	0.091	0.03433	7.888	0.077	56.66	86.95	15.65	234.926	1.077
1000	26.191	0.246	0.04741	16.308	0.112	62.62	81.53	21.36	313.527	1.486
1050	38.066	0.446	0.05471	30.287	0.251	75.95	76.44	29.10	415.007	1.127
1100	40.098	0.475	0.04986	32.773	0.267	90.13	75.81	30.40	431.457	1.030
1200	73.418	0.999	0.03929	42.116	0.157	98.45	83.02	60.96	781.056	2.276
1400	258.379	3.272	0.16344	190.664	0.029	100.00	78.19	202.05	1854.813	17.843

TH253 Kfd		(I= 0.008888)								
Temp (°C)	40/39	38/39 (Cl/K)	37/39	36/39 (E-3)	39Ar (E-14)	%39Ar	%40Ar*	40*/39K	Age (Ma)	erreur (1σ)
400	3.34	0.017	0.00591	5.503	1.916	4.66	50.74	1.69	26.973	0.961
400	2.21	0.014	0.00633	1.738	0.834	6.69	75.87	1.68	26.688	0.792
450	2.183	0.016	0.00851	1.578	0.757	8.53	77.75	1.7	27.015	2.261
450	2.105	0.018	0.01034	3.004	0.508	9.77	56.91	1.2	19.109	2.379
500	2.151	0.014	0.00427	0.608	0.595	11.22	90.73	1.95	31.026	2.225
500	2.119	0.014	0.00642	0.683	0.427	12.26	89.56	1.9	30.179	1.608
550	2.211	0.016	0.0095	2.283	0.565	13.63	68.6	1.52	24.16	3.318
550	2.156	0.014	0.00393	0.16	0.457	14.74	96.9	2.09	33.185	0.675
600	2.568	0.016	0.00314	0	0.663	16.36	99.22	2.55	40.4	0.103
600	4.06	0.023	0.00035	0	0.657	17.95	99.51	4.04	63.638	0.131
650	3.955	0.021	0.00156	0	0.742	19.76	99.49	3.93	62.013	0.166
650	3.832	0.025	0.00596	1.344	0.476	20.92	89.12	3.42	53.952	0.596
700	3.541	0.021	0.00686	1.519	0.631	22.45	86.77	3.07	48.604	0.403
700	3.863	0.024	0.00878	2.308	0.54	23.77	81.84	3.16	49.991	1.084
750	3.929	0.022	0.00481	2.001	0.839	25.81	84.45	3.32	52.429	0.285
750	4.51	0.025	0.0056	2.425	0.705	27.53	83.67	3.77	59.515	0.336
800	4.696	0.024	0.00487	3.313	1.17	30.37	78.73	3.7	58.327	0.268
800	4.862	0.026	0.00496	3.019	1.2	33.29	81.25	3.95	62.25	0.235
800	4.841	0.025	0.00555	3.287	1.29	36.43	79.53	3.85	60.695	0.232
700	5.57	0.029	0.00995	3.575	0.202	36.93	80.69	4.49	70.66	0.681
750	5.018	0.026	0.00782	4.544	0.212	37.44	72.85	3.66	57.681	0.685
800	4.906	0.023	0.00731	4.059	0.563	38.81	75.16	3.69	58.18	0.388
850	4.705	0.023	0.00524	3.479	0.987	41.21	77.74	3.66	57.716	0.234
900	4.559	0.023	0.00537	3.179	1.729	45.42	78.96	3.6	56.817	0.213
950	4.953	0.025	0.00641	3.619	2.39	51.24	78.01	3.86	60.924	0.19
1000	5.966	0.031	0.00732	4.106	3.461	59.66	79.34	4.73	74.344	0.159
1050	6.964	0.035	0.00649	4.235	6.044	74.37	81.75	5.69	89.055	0.164
1100	6.497	0.03	0.00325	2.499	6.736	90.76	88.33	5.74	89.757	0.16
1200	6.012	0.026	0.00318	2.545	3.105	98.31	87.16	5.24	82.126	0.122
1400	6.713	0.025	0.00989	7.413	0.693	100	67.08	4.5	70.793	0.363

FELDSPATHS

TH262 Kfd		(I= 0.008888)								
Temp (°C)	40/39	38/39 (Cl/K)	37/39	36/39 (E-3)	39Ar (E-14)	%39Ar	%40Ar*	40*/39K	Age (Ma)	erreur (1σ)
400	2,627	0,016	0,00077	1,706	1,869	3,95	80,050	2,100	33,409	0,218
400	1,776	0,013	0,00000	0,638	0,714	5,46	88,250	1,570	24,958	0,515
450	1,927	0,014	0,00173	0,168	0,594	6,71	96,390	1,860	29,543	0,096
450	1,961	0,013	0,00201	0,416	0,367	7,49	92,710	1,820	28,914	1,236
500	2,122	0,015	0,00126	0,000	0,436	8,41	99,060	2,100	33,393	0,176
500	2,042	0,014	0,00344	0,000	0,284	9,01	99,020	2,020	32,129	0,125
550	2,273	0,016	0,00588	1,772	0,331	9,71	76,090	1,730	27,516	2,610
550	2,216	0,012	0,00000	0,001	0,247	10,23	99,090	2,200	34,873	0,207
600	2,244	0,016	0,00214	0,000	0,428	11,14	99,110	2,220	35,306	0,140
600	3,915	0,022	0,00025	0,000	0,645	12,50	99,490	3,900	61,399	0,184
650	4,308	0,023	0,00208	1,286	1,152	14,93	90,720	3,910	61,604	0,424
650	3,924	0,020	0,00066	0,000	0,694	16,40	99,490	3,900	61,537	0,187
700	3,607	0,019	0,00064	0,536	1,013	18,54	95,050	3,430	54,159	0,158
700	3,978	0,021	0,04081	0,530	0,852	20,34	95,620	3,800	59,993	0,172
750	3,432	0,019	0,00103	0,448	1,117	22,70	95,570	3,280	51,846	0,121
750	3,407	0,019	0,00000	0,056	0,877	24,56	98,930	3,370	53,247	0,117
800	3,078	0,017	0,00077	0,373	1,393	27,50	95,770	2,950	46,656	0,121
800	3,122	0,018	0,00039	0,288	1,416	30,49	96,630	3,020	47,733	0,121
800	3,112	0,017	0,00000	0,013	1,569	33,81	99,240	3,090	48,855	0,099
700	3,609	0,019	0,00000	0,001	0,210	34,25	99,440	3,590	56,653	0,314
750	3,350	0,018	0,00000	0,000	0,290	34,86	99,400	3,330	52,623	0,176
800	3,255	0,017	0,00005	0,044	0,729	36,40	98,980	3,220	50,938	0,120
850	3,203	0,017	0,00061	0,295	1,163	38,86	96,650	3,100	48,964	0,134
900	3,193	0,018	0,00050	0,180	2,036	43,17	97,710	3,120	49,350	0,093
950	3,521	0,019	0,00044	0,471	2,406	48,25	95,480	3,360	53,117	0,094
1000	3,895	0,021	0,00036	0,321	3,327	55,28	97,050	3,780	59,614	0,114
1050	4,320	0,023	0,00037	0,471	5,868	67,68	96,320	4,160	65,521	0,059
1100	4,895	0,024	0,00020	0,615	9,618	88,01	95,880	4,690	73,730	0,071
1200	4,757	0,022	0,00021	0,628	5,307	99,22	95,680	4,550	71,546	0,066
1400	3,931	0,019	0,00000	1,502	0,368	100,00	88,200	3,470	54,751	0,223

TH273 Kfd (1)		(I= 0.008888)								
Temp (°C)	40/39	38/39 (Cl/K)	37/39	36/39 (E-3)	39Ar (E-14)	%39Ar	%40Ar*	40*/39K	Age (Ma)	erreur (1σ)
400	5.964	0.043	0.00771	12.104	0.708	7.74	39.70	2.37	37.576	0.364
400	3.509	0.016	0.01224	2.891	0.273	10.73	75.11	2.64	41.767	0.409
450	4.120	0.018	0.01371	3.357	0.237	13.32	75.46	3.11	49.170	0.469
450	3.703	0.014	0.01167	0.732	0.161	15.08	93.64	3.47	54.764	0.373
500	4.094	0.018	0.00893	3.120	0.173	16.97	77.00	3.15	49.855	0.492
500	3.835	0.017	0.01379	0.397	0.136	18.46	96.44	3.70	58.357	0.329
550	3.874	0.017	0.01596	3.482	0.120	19.78	72.95	2.83	44.758	0.832
550	3.916	0.018	0.01519	0.001	0.123	21.12	99.49	3.90	61.422	0.380
600	4.456	0.030	0.02390	4.363	0.190	23.20	70.65	3.15	49.793	0.702
600	5.403	0.049	0.02039	4.722	0.222	25.63	73.83	3.99	62.849	0.621
650	5.997	0.068	0.02407	6.338	0.385	29.85	68.46	4.11	64.664	0.543
650	5.846	0.063	0.02290	4.453	0.196	31.99	77.17	4.51	70.930	0.588
700	5.758	1.058	0.02395	6.119	0.194	34.12	68.27	3.93	61.961	0.790
700	5.620	0.043	0.01954	7.052	0.151	35.77	62.59	3.52	55.538	0.906
750	6.406	0.043	0.02049	9.401	0.218	38.15	56.34	3.61	56.968	1.059
750	6.291	0.043	0.01864	10.768	0.183	40.15	49.12	3.09	48.889	2.357
800	6.625	0.047	0.01821	12.385	0.315	43.60	44.47	2.95	46.639	1.876
800	6.085	0.048	0.01961	8.508	0.267	46.52	58.38	3.55	56.083	1.997
800	6.276	0.046	0.01911	7.151	0.262	49.38	66.03	4.14	65.255	0.627
700	8.300	0.057	0.00001	2.097	0.042	49.84	92.29	7.66	118.825	1.007
750	7.878	0.053	0.02225	3.275	0.039	50.27	87.48	6.89	107.257	1.304
800	7.123	0.048	0.03083	7.918	0.108	51.45	66.90	4.76	74.830	1.006
850	6.539	0.046	0.02177	9.981	0.202	53.65	54.61	3.57	56.375	0.888
900	5.948	0.046	0.02516	8.590	0.389	57.90	57.02	3.39	53.576	0.503
950	5.754	0.047	0.03087	8.165	0.604	64.52	57.75	3.32	52.510	0.411
1000	6.169	0.061	0.03374	8.220	0.792	73.19	60.33	3.72	58.709	0.371
1050	6.607	0.075	0.04042	8.238	0.994	84.06	62.89	4.16	65.434	0.415
1100	6.327	0.076	0.03109	6.336	0.882	93.71	70.12	4.44	69.770	0.281
1200	8.076	0.107	0.04635	6.667	0.465	98.80	75.39	6.09	95.079	0.476
1400	16.172	0.207	0.07759	18.164	0.110	100.00	66.71	10.79	165.208	1.626

FELDSPATHS

TH273 Kfd (2)		(I= 0.009065)								
Temp (°C)	40/39	38/39 (Cl/K)	37/39	36/39 (E-3)	39Ar (E-14)	% ³⁹ Ar	% ⁴⁰ Ar*	40*/39K	Age (Ma)	erreur (1σ)
400	186.366	0.350	0.06064	577.964	0.223	0.54	8.35	15.56	238.068	9.402
400	30.557	0.082	0.02439	87.771	0.122	0.83	15.06	4.60	73.739	2.703
450	14.736	0.054	0.02859	36.912	0.350	1.68	25.86	3.81	61.259	1.086
450	7.772	0.025	0.01867	15.759	0.313	2.43	39.84	3.10	49.943	1.197
500	7.462	0.032	0.02794	15.782	0.773	4.29	37.26	2.78	44.910	0.423
500	5.375	0.027	0.02404	8.237	0.588	5.71	54.38	2.92	47.181	0.562
550	6.092	0.028	0.03239	11.393	1.146	8.47	44.44	2.71	43.747	0.393
550	4.464	0.017	0.04167	5.818	0.767	10.32	61.10	2.73	44.061	0.448
600	6.032	0.026	0.04442	10.642	1.365	13.61	47.58	2.87	46.343	0.308
600	3.974	0.016	0.04204	3.774	0.841	15.64	71.50	2.84	45.879	0.327
650	4.718	0.021	0.04991	6.103	1.287	18.75	61.41	2.90	46.777	0.290
650	3.710	0.017	0.05241	2.673	0.783	20.63	78.25	2.90	46.864	0.296
700	4.362	0.022	0.06134	4.293	1.097	23.28	70.54	3.08	49.629	0.393
700	5.146	0.024	0.06874	3.369	0.744	25.07	80.35	4.14	66.388	0.519
750	5.753	0.051	0.09950	6.587	1.517	28.73	65.92	3.79	60.988	0.427
750	5.992	0.057	0.12813	6.653	0.911	30.93	66.98	4.01	64.473	0.392
800	6.168	0.047	0.11946	8.494	0.942	33.20	59.10	3.65	58.648	0.296
800	6.369	0.045	0.06898	8.789	0.846	35.24	58.98	3.76	60.410	0.356
800	7.153	0.049	0.05503	11.015	0.969	37.57	54.26	3.88	62.385	0.527
850	7.669	0.046	0.06501	12.997	0.904	39.75	49.71	3.81	61.300	0.467
900	6.701	0.045	0.06621	10.057	1.868	44.25	55.41	3.71	59.729	0.281
950	6.376	0.045	0.08390	9.145	2.904	51.26	57.38	3.66	58.868	0.316
1000	6.551	0.045	0.11015	9.438	3.502	59.70	57.22	3.75	60.284	0.261
1050	6.826	0.056	0.13207	9.046	4.567	70.71	60.66	4.14	66.487	0.233
1100	7.167	0.071	0.14769	8.956	6.147	85.53	62.92	4.51	72.287	0.166
1200	7.332	0.088	0.12785	6.432	5.392	98.53	73.91	5.42	86.518	0.322
1400	17.399	0.175	0.31400	19.299	0.610	100.00	67.22	11.70	181.818	1.141

TH276 Kfd		(I= 0.008888)								
Temp (°C)	40/39	38/39 (Cl/K)	37/39	36/39 (E-3)	39Ar (E-14)	% ³⁹ Ar	% ⁴⁰ Ar*	40*/39K	Age (Ma)	erreur (1σ)
400	10.757	0.030	0.19418	29.938	0.505	11.09	17.68	1.90	30.250	0.817
400	4.386	0.015	0.18870	2.717	0.167	14.75	81.50	3.58	56.436	0.623
450	4.818	0.014	0.24044	5.444	0.153	18.11	66.50	3.20	50.661	1.100
450	4.677	0.014	0.26338	3.731	0.106	20.43	76.34	3.57	56.364	1.156
500	5.466	0.014	0.41667	5.649	0.123	23.12	69.56	3.80	59.972	1.090
500	5.128	0.016	0.46121	4.029	0.081	24.90	76.94	3.95	62.202	0.992
550	5.284	0.011	0.58328	5.420	0.094	26.97	69.98	3.70	58.363	1.081
550	5.093	0.014	0.70628	1.925	0.073	28.57	89.28	4.55	71.506	0.772
600	5.177	0.022	1.12067	6.334	0.106	30.89	64.77	3.36	53.027	1.101
600	6.181	0.031	1.40785	7.568	0.078	32.61	64.87	4.01	63.230	2.190
650	6.136	0.029	1.85787	8.931	0.088	34.53	58.50	3.59	56.725	2.015
650	6.080	0.024	1.60089	7.975	0.062	35.89	62.51	3.80	59.996	2.761
700	7.649	0.028	1.28194	13.059	0.094	37.94	50.30	3.85	60.715	1.178
700	6.714	0.014	0.77110	3.304	0.068	39.43	85.86	5.77	90.191	1.065
750	5.494	0.020	0.61174	5.615	0.110	41.85	70.11	3.85	60.753	0.854
750	5.805	0.016	0.50030	5.441	0.077	43.54	72.48	4.21	66.258	1.451
800	5.564	0.021	0.45471	6.188	0.113	46.03	67.27	3.74	59.050	0.930
800	5.674	0.014	0.42843	7.137	0.082	47.84	62.94	3.57	56.384	1.152
800	5.813	0.011	0.36347	6.134	0.079	49.58	68.85	4.00	63.070	1.324
800	6.924	0.005	0.42212	4.256	0.039	50.43	81.91	5.67	88.746	1.066
850	5.912	0.020	0.41843	8.522	0.092	52.44	57.49	3.40	53.706	1.120
900	4.966	0.019	0.40314	6.699	0.240	57.70	60.23	2.99	47.348	0.598
950	4.588	0.023	0.42939	6.596	0.459	67.77	57.65	2.65	41.936	0.372
1000	6.253	0.035	0.79693	12.842	0.609	81.12	39.76	2.49	39.453	0.435
1050	10.790	0.068	1.86055	27.601	0.528	92.68	25.27	2.73	43.254	0.458
1100	17.852	0.129	4.57206	45.819	0.194	96.92	25.60	4.58	72.033	1.326
1200	33.964	0.315	12.38719	78.784	0.090	98.87	33.60	11.51	175.662	3.015
1400	50.416	0.442	7.08022	121.213	0.052	100.00	29.77	15.08	226.860	5.418

Middle Oligocene extension in the Mediterranean Calabro-Peloritan belt (Southern Italy). Insights from the Aspromonte nappes-pile.

Heymes, T.¹, Bouillin, J.-P.¹, Pêcher, A.¹, Monié, P.² & Compagnoni, R.³

Tectonics, 27, TC2006, doi:10.1029/2007TC002157

Accepté le 17 Janvier 2008, publié le 19 Avril 2008

(1) Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, UMR-CNRS 5025, Université Joseph Fourier, Grenoble, France ; (2) Géosciences Montpellier, UMR-CNRS 5243, Université Montpellier 2, Montpellier, France ; (3) Dipartimento di Scienze Mineralogiche e Petrologiche, Università di Torino, Torino, Italy

1/ Abstract

The Calabro-Peloritan belt constitutes the eastward termination of the southern segment of the Alpine Mediterranean belt. This orogenic system was built up during the convergence between the Eurasian and the African plates, roughly directed North-South since the Upper Cretaceous. It was subsequently fragmented during the opening of the Western Mediterranean basins since Oligocene times. The curved shape of the Calabro-Peloritan belt was acquired during the opening of the Tyrrhenian basin since Tortonian. The origin, kinematics and significance of the Calabro-Peloritan tectonic pile are still debated. Our data in the Aspromonte Massif of Southern Calabria reveal an Alpine history marked by two main superimposed kinematic regimes. (i) A first phase corresponds to the piling up of basement nappes with a top-to-the-SE vergence, i.e. in a direction orthogonal to the belt trend and towards the Adriatic foreland. This external vergence is similar to what is observed in both Northeastern Sicily and Northern Calabria. In Sicily, the age of nappe piling is Alpine, as evidenced by pinched slices of Mesozoic sediments. In the Aspromonte Massif, thrusting age is less constrained. Our data suggest remnants of late Hercynian structuration before the Alpine stacking. (ii) A second phase corresponds to the thinning of the continental crust, dated at around 30 Ma by both geochronological and stratigraphical data. This extension is mainly localized on two low-angle detachment contacts, with top-to-the-NE displacement. The lower one corresponds to the reworking of the former main nappe contact. The upper one is a large detachment fault cutting across the pile from upper sedimentary levels down to metamorphic basement. Extension of similar Alpine age and similar internal vergence has been already recognized in other parts of the Calabro-Peloritan Arc: in the

basement nappes of Northeastern Sicily and in the ophiolitic units of Northern Calabria. Coming back to the original geometry and position of the Calabro-Peloritan belt, before its bending and the opening of the Liguro-Provençal and Tyrrhenian basins, we evidence a homogeneous Oligocene NE-SW extension all along the Calabro-Peloritan segment of the Alpine Mediterranean belt. This tectonometamorphic history is best explained within the framework of the continuous Tertiary westward dipping subduction of the Tethyan oceanic domain below the European active margin and the progressive eastward retreat of the Apennine trench since Oligocene times.

2/ Introduction

The Western Mediterranean and the surrounding belts (Fig. 1) constitute the western part of the orogenic system formed during the convergence between the Eurasian and the African plates, roughly directed North-South since the Upper Cretaceous [e.g. *Olivet et al.*, 1984; *Dewey et al.*, 1989]. West of Italy, this convergence led to the complete closure of the Tethyan oceanic domain which separated Eurasia and Africa since early Mesozoic, and to the formation of the South Spain, North Africa, Sicily, Italian Peninsula and Corsica orogenic belts. At the same time, several back-arc basins were opened in the Western Mediterranean. The model of slab retreat [*Malinverno and Ryan*, 1986] is put forward to explain this tectonic evolution, marked by a spatial and temporal superimposition of compressive and extensive structures, which is known all around the Mediterranean basins [e.g. *Dogliani*, 1991; *Royden*, 1993; *Loneragan and White*, 1997; *Dogliani et al.*, 1999; *Brunet et al.*, 2000; *Jolivet and Faccenna*, 2000; *Faccenna et al.*, 2004; *Rosenbaum and Lister*, 2004; *Masclé et al.*, 2004].

Due to its paleogeographical position during Oligocene times, the Calabro-Peloritan Arc recorded the whole Alpine tectonic evolution, from subducted-related convergence to extension. In fact, the Calabro-Peloritan Arc is known to be an Alpine orogenic belt constituted by a pre-Alpine basement sheet overthrust on ophiolitic units derived from a segment of the Tethyan oceanic lithosphere, and together transported on the African-Apulian margin [e.g. *Amodio-Morelli et al.*, 1976]. In addition syn-orogenic extensional structures were recently recognized in the Calabro-Peloritan Arc: in the western part of the Peloritan Mountains (Sicily) [*Somma et al.*, 2005] and in Northern Calabria [*Rossetti et al.*, 2004]. In Southern Calabria, large ductile low-angle mylonites have been described, and interpreted as extensive contacts [*Platt and Compagnoni*, 1990]. In the same area, we recognized a large extensive flat contact, which is considered as a detachment developed at much shallower levels. This detachment is visible from the Hercynian basement up to the paleoground level without being refracted in a layered Mesozoic sedimentary

cover, here very thin or absent. The Southern Calabria area allows the study of extension tectonics from the uppermost crust down to middle crust level.

The aims of this work are the following: (i) to define the geometry of the tectonic contacts, mainly the extensive ones, and their evolution from upper to middle crust conditions, (ii) to unravel the tectonic contacts kinematics during the shortening and extension stages of the tectonometamorphic evolution. We will discuss their significance in the early geodynamic history of the Western Mediterranean region.

3/ Geological setting

The Southern Calabria (South Italy) and the adjoining Peloritan Mountains (Northeastern Sicily) (Fig. 2) constitute the southern part of the Calabro-Peloritan belt. These massifs, together with Algerian Kabylean massifs, the Sardinia channel continental basement and some parts of the Alboran domain, belong to the internal zone of the Maghrebic belt [AlKaPeCa domain, *Bouillin*, 1986]. They mainly consist of a Hercynian basement, bounded to the south by Mesozoic and Cenozoic terranes, which are remnants of the paleotethyan margin. We consider that during Mesozoic times, Calabria was close to Sardinia on the European side of the Tethys [e.g. *Alvarez et al.*, 1974; *Bouillin*, 1984], even if this model is not shared by some authors [e.g. *Amodio-Morelli et al.*, 1976; *Bonardi et al.*, 2003]. In our model, the internal zones have been transported during Miocene times onto the external zones, after the subduction of the Tethyan oceanic lithosphere, which separated the African and Eurasian plates.

The Southern Calabria is a part of the Calabro-Peloritan Arc. But as it can be seen in the Peloritan Mountains, the main flat tectonic contacts are sealed by Upper Oligocene to Lower Miocene sediments [e.g. *Amodio-Morelli et al.*, 1976; *Bonardi et al.*, 1980b] (Fig. 2). Accordingly, these structures are older than the Calabro-Peloritan Arc's bending, related to the opening of the Tyrrhenian basin since Tortonian [e.g. *Kastens et al.*, 1987].

The most complete section of the Calabro-Peloritan Arc is exposed in Northern Calabria where its lowermost part is made of the Liguride Complex, i.e. ophiolitic units and their sedimentary cover going up to late Oligocene [*Amodio-Morelli et al.*, 1976]. These series, derived from the Tethyan oceanic domain, underwent a blueschist facies metamorphism. In the orogenic wedge, the Calabride Complex, a large sheet of pre-Alpine continental margin [*Ogniben*, 1973; *Amodio-Morelli et al.*, 1976] is overthrust on the Liguride Complex. As introduced above, an European origin is generally accepted for the Calabride Complex, on the basis of structural and lithological similarities [*Bouillin*, 1984; *Knott*, 1987; *Dietrich*, 1988]. In Northern Calabria, syn-

orogenic extensional deformation is evident within the ophiolitic complex [Rossetti, *et al.*, 2001; Rossetti, *et al.*, 2004].

Farther to the south, in the Aspromonte Massif of Calabria and in the Peloritan Mountains of Sicily, only the upper part of the Calabride Complex is exposed. In the Peloritan Mountains (Fig 2), the Calabride Complex is subdivided into two main parts: a basement sheet, overthrust on a composite footwall, subdivided into several subunits constituted by Paleozoic cover series with some of them incorporating Mesozoic sediments from the European margin [Quitsov, 1935; Cirrincione and Pezzino, 1993]. In the Aspromonte Massif, almost all studies since Bonardi *et al.* [1979] agree on the presence of three tectonic units, which are (from the geometric bottom to the top): the Africo Unit (redefined here as the Africo-Polsi Unit), the Aspromonte Unit and the Stilo Unit, separated from each other by two low-angle tectonic contacts (Fig. 2).

3.1/ The Africo-Polsi Unit (APU)

The lower tectonic unit consists mainly of metasedimentary and metavolcanic rocks. Its upper part is best exposed in the Fiumara La Verde (Fig. 3a). East of Africo Vecchio, the following sequence can be observed (from bottom to top): decimetre-thick beds of carbonaceous-rich schist, then metachert and metacarbonate, overlain by several meters of metasiltite, and about 10 m of metadolomite and metalimestone. The metacarbons are intruded by dykes, most probably feeding metabasalts up to 30 m thick, overlain by volcanoclastic around 100 m thick, in turn covered by boudinaged and folded metacherts, and by a thick metapelitic to metapsammitic foliated sequence. By comparison with paleontologically dated Paleozoic sequences from both Europe and North Africa, this lithostratigraphic sequence may be referred to Silurian to Lower Carboniferous [Bouillin, 1987 and references there in]. No rocks ascribable to a Mesozoic series have been noticed.

Recent data by Ortolano *et al.* [2005] together with our new data indicate that the lower unit (Africo Unit) extends much farther to the north than previously regarded and that it actually merges into the Madonna dei Polsi Unit, as defined by Pezzino *et al.* [1990] and Pezzino *et al.* [1992] (Fig. 3a). This last unit consists almost exclusively of metasedimentary and metavolcanoclastic rocks which sharply contrast with the gneisses of the overlying Aspromonte Unit (see below). South of San Luca (Fig 3a), the series is composed of chloriteschists and carbonates very similar to those exposed in the Fiumara La Verde (Fig 3a). Toward the NW, along the Fiumara Bonamico, the straightforward comparison with the Africo Vecchio sector is less obvious as the series is composed of various micaschists and amphibolites. However no tectonic discontinuity can be observed, the main metamorphic foliation being without break up to the Madonna dei

Polsi area. Thus we consider this lower part of the Aspromonte tectonic pile as a single unit that we will refer to as the Africo-Polsi Unit (APU). This lower unit is probably exposed also farther to the west in a small tectonic window near Cardeto (Fig. 2), where very similar metamorphic rocks in the same structural position are observed, as already described by *Bonardi et al.* [1980a].

3.2/ The Aspromonte Unit (AU)

Above the Africo-Polsi Unit, the Aspromonte Unit forms in Calabria the main part of the Aspromonte Massif and in Sicily the upper structural unit of the Peloritan Mountains. It is made of paragneisses with rare micaschist, amphibolite and marble intercalations, and characteristic large bodies of augen gneisses. In this unit, the Hercynian metamorphism seems rather uniform and reaches the sillimanite stability field [e.g. *Messina, et al.*, 1990].

The Aspromonte Unit was intruded by kilometre-long lens-like bodies of Late Hercynian peraluminous granites (such as Punta d'Atò granite, in the central part of the Aspromonte Massif), which are mostly undeformed. The Aspromonte Unit is also intruded by many lens-like bodies and dykes of muscovite + tourmaline +/- biotite +/- garnet pegmatite, either highly deformed and transported into in the main metamorphic foliation or undeformed and discordant to the Hercynian foliation.

3.3/ The Stilo Unit (SU)

The upper part of the tectonic pile (Fig. 4), which is separated from the Aspromonte Unit by a major tectonic contact, is a sequence only slightly metamorphosed in its southern part. Its apparent thickness, measured perpendicularly to the metamorphic foliation, is up to 7 km (Fig. 7). The top of the unit is made of Late Jurassic - Early Cretaceous neritic carbonates [*Roda*, 1965; *Afchain*, 1968]. Their upper surface is a paleokarst, filled up with bauxitic clays, and, cupped by a transgressive Lower Oligocene sequence [*Bouillin*, 1985]. Jurassic carbonates overlay unconformably a predominantly phyllitic series, part of which is Paleozoic (paleontologically dated as Lower Devonian, *Gelmini, et al.* [1978]), and similar to the series recognized all along the Calabro-Peloritan Arc [*Bouillin, et al.*, 1987]. This Paleozoic fossiliferous sequence overlays stratigraphically a thick pile of metamorphic phyllite and metarhyolite. The metamorphism increases downwards, i.e. from south to north on the map (Fig. 4), from the chlorite to the sillimanite-muscovite zone [*Graessner and Schenk*, 1999]. As it do not affect the Mesozoic cover, but though lacking radiometric data, this sequence is considered by several authors to be of the

same age as the Late Hercynian metamorphics of the Aspromonte Unit [*Crisci et al.*, 1982; *Graessner and Schenk*, 1999].

On the basis of facies similarity of the Mesozoic lithologies, *Bonardi et al.* [1984b] correlate this uppermost Southern Calabria unit to the Stilo Unit defined farther north in the Serre massif [e.g. *Amodio-Morelli et al.*, 1976].

3.4/ The Stilo - Capo d'Orlando Formation (SCOF)

The Aspromonte nappes-pile is covered by the Stilo - Capo d'Orlando Formation [*Bonardi, et al.*, 1980b], a sedimentary sequence which extends all along the Ionian coast from the Peloritan Mountains in Sicily to the Serre Massif in Calabria (Fig. 2). It is a detrital sequence made of breccias and conglomerates at the base, covered by coarse-grained sandstones, passing upwards and laterally to finer sandstones or even to mudstones suggesting a deposition in a subsiding environment [e.g. *Weltje*, 1992]. The basal breccias consist almost exclusively of clasts derived from phyllites and Jurassic carbonates of the Stilo Unit [*Bonardi, et al.*, 1984b]. According to *Cavazza* [1989] and *Weltje* [1992], the deposition of the Stilo - Capo d'Orlando Formation occurred in a series of basins from the Peloritan Mountains to the Serre Massif. The Peloritan Mountains and the Aspromonte Massif belong to the southern petrofacies described by *Cavazza* [1989]. The conglomerate bodies are mostly composed by pebbles of various size (from decimetre to metre scale, but locally even more) and nature, typically high-grade metamorphics and granitoids probably derived from the Aspromonte Unit, and by low-grade phyllite derived from the Stilo Unit [*Bonardi et al.*, 1980b; *Cavazza*, 1989]. No metapelite pebbles characteristic of the Africo-Polsi Unit have been described, suggesting that the latter was not yet exposed to erosion. However, in the northern part of the Aspromonte Massif, the basal surface of the Stilo – Capo d'Orlando Formation, as seen at the geologic map scale (Fig. 3a), is discordant on the contact between the Aspromonte and the Africo-Polsi units. As we describe below, the exhumation of the Aspromonte nappe-pile seems to have occurred during Alpine kinematics. Consequently, the deposition of the Stilo – Capo d'Orlando Formation could be directly related to this kinematics.

Concerning the age of the Stilo – Capo d'Orlando Formation, most of studies indicate a depositional age comprised between upper Rupelian and Lower Burdigalian [see *Weltje*, 1992 and reference there in]. This chronological limit brings a major constraint to date the kinematic evolution of the Aspromonte nappes-pile.

4/ The tectonic pile architecture

4.1/ Evidences for a Late-Hercynian shortening phase (DH)

According to *Bonardi et al.* [1979], *Crisci et al.* [1982], *Atzori et al.* [1984] and *Graessner and Schenk* [1999], the main metamorphic imprint in the Aspromonte massif is Hercynian. It affects the three tectonic units defined by *Bonardi et al.* [1979] and previously described. In the lowermost Africo-Polsi Unit, we observed a NW-SE metamorphic zoning inherited from Hercynian stages (Fig. 5), from amphibole and garnet zone to the NW to chlorite zone to the SE (prograde chlorite, and lack of higher grade metamorphism relics). Except this apparent metamorphic zoning, it is rather difficult to identify large-scale syn-metamorphic structures essential to better constraint the kinematics of this local Hercynian deformation. Rb-Sr ages, which range from 331 Ma to 22 Ma [*Bonardi, et al.* 1987] are mixed ages. Our recent investigations from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ technique [*Heymes et al.*, work in progress] indicate a similar pre-Alpine age for this metamorphic event but do not allow to precise its age. In the Aspromonte Unit, the main structural marker is the metamorphic foliation, formed under amphibolite-facies conditions [*Bonardi et al.*, 1984a; *Graessner and Schenk*, 1999]. U-Pb ages on monazites from the gneisses are in the range 305 - 290 Ma [*Graessner et al.*, 2000]. Such ages are very similar to the monazite U-Pb Permian age of 303 ± 0.7 Ma obtained for the late peraluminous Punta d'Atò granite [*Graessner et al.*, 2000] (see Fig. 4 for location). In the uppermost Stilo Unit, the metamorphic zoning observed in the central part of the massif [*Graessner and Schenk*, 1999] is associated to a shortening deformation marked by a main metamorphic foliation and by a late E-W trending folding stage (Fig. 4 and 6). The unconformable Mesozoic cover limited at the southeastern part of the Stilo Unit is not implied in these deformation and metamorphism, suggesting that this N-S shortening is Hercynian in age as already suggested by *Bonardi et al.* [1979] or *Graessner et al.* [2000].

4.2/ Evidences for an Alpine nappe stacking event (DA₁)

In the area between San Luca and Africo Vecchio (Fig. 3a), the higher grade metamorphics of the Aspromonte Unit, the large orthogneiss bodies included, overlie the lower grade metasediments of the Africo-Polsi Unit [*Burton, et al.*, 1971; *Pezzino, et al.*, 1990; *Pezzino, et al.*, 1992]. This evidences a nappe structure. The same nappe geometry is observed in the Peloritan Mountains (NE Sicily), where the upper unit, equivalent of the Aspromonte Unit overthrusts the Mandanici series [*Quitzon*, 1935] with a top-to-the-S vergence [e.g. *Somma, et al.*, 2005]. In the Peloritan Mountains, the nappe emplacement is clearly at least in part Alpine, as the footwall units include Mesozoic sediments pinched in the nappe contact towards the south [*Truillet*, 1962; *Cirrincione and Pezzino*, 1993] (see Fig 2).

In the Aspromonte Massif, such stratigraphic constraints are not available to date the nappe emplacement. Nowhere Mesozoic rocks pinched in the contacts have been found and the youngest metasediments of the footwall Africo-Polsi Unit are probably Lower Carboniferous in age. But the straightforward continuity of the Sicilian Peloritan nappe and the Aspromonte nappe implies that the nappe stacking event should be at least in part Alpine too, with a similar southwards vergence.

Mixed ages presented above [Bonardi *et al.*, 1987] indicate a post-Hercynian (i.e. Alpine) partial metamorphic re-equilibration of the Hercynian ages. Moreover, an Alpine metamorphic overprint has been described in the northeastern part of the Aspromonte Massif, marked by kyanite and/or chloritoid bearing parageneses [Bonardi *et al.*, 1984a; Platt and Compagnoni, 1990; Messina *et al.*, 1992; Bonardi *et al.*, 1992]. According to these authors, it indicates MP greenschist-facies conditions ($500 \pm 30^\circ\text{C}$ and 5 ± 1 kbar) probably related to a main thickening event (DA₁). According to Pezzino *et al.* [1992], and Ortolano *et al.* [2005], this metamorphic overprint would be limited to the rocks of the Africo-Polsi Unit, but would not have affected the Aspromonte Unit. In addition, we observed a widespread chlorite development close to the nappe contact both in the Africo-Polsi Unit and in the Aspromonte Unit. The Aspromonte Unit emplacement might be a good candidate to explain the Alpine metamorphic overprint.

However, it is difficult to fix unambiguously timing and kinematics of the nappe emplacement from structural and metamorphic data. Due to the superposition of these two Hercynian and Alpine metamorphisms, interpretation and timing of both microstructural markers and regional structures remains difficult to establish. The basal contact of the Aspromonte nappe cuts the Hercynian metamorphic zoning identified in the Africo-Polsi Unit, from higher grade zones to the NW to lower grade metamorphic zones, to the SE. In outline, it implies a bulk top-to-the-SE post-metamorphic nappe emplacement. At local scale, the metamorphic foliation is parallel to the nappe contact, both in the hanging wall and the footwall. This suggests a partial transposition of the Hercynian metamorphic foliation during the Alpine nappe thrusting. Actually, small scale structural markers observed close to the thrust contact seem linked to the nappe emplacement: (i) In the upper Paleozoic series of the Africo Vecchio area along the Fiumara La Verde, dissymmetrical folds (Fig. 3b, stereoplot 1) indicate a top-to-the-SE rotational deformation in the footwall of the nappe. (ii) In addition, at the base of the Aspromonte Unit (Fig. 3a and 3b – stereoplot 1), in domains escaped to the DA₂ mylonitization described below, the stretching lineation also underlines a NW-SE shearing in the hanging wall.

Thus it appears that if a Hercynian nappe emplacement with the same vergence as the later Alpine vergence cannot be excluded, the basal contact of the Aspromonte Unit in Southern

Calabria is an Alpine nappe contact, with a probable top-to-the-SE transport sense (DA₁). Farther to the north in the Calabro-Peloritan belt, a similar top-to-the-SE sense of displacement is described in the Alpine nappes-pile of the Northern Serre [Langone *et al.*, 2006]. Still farther along the arc strike, in Northern Calabria, a first Alpine deformation phase associated with an external top-to-the-E vergence has also been pointed out in the lower part of the nappes-pile of the Liguride Complex [Rossetti *et al.*, 2004]. Thus, all along the Calabro-Peloritan belt, Alpine nappe stacking is evidenced. It is poorly dated, but shares the same external vergence, with transport directions always roughly perpendicular to the local Arc strike (see Fig. 11).

4.3/ Extensional reworking (DA₂)

4.3.1/ Structural data

In the upper part of the tectonic pile, the Stilo Unit overlays the Aspromonte Unit along a low-angle tectonic contact, usually interpreted as a thrust [Bonardi *et al.*, 1979; Crisci *et al.*, 1982; Bonardi *et al.*, 1984b] (Fig. 4). On the contrary, according to Bouillin *et al.* [in prep], it is a large detachment fault, which can be best observed in its southernmost part, where the non-metamorphic Jurassic limestones and low-grade metamorphic Devonian and Silurian schists of the Stilo Unit directly overlie the medium-grade metamorphic rocks of the Aspromonte Unit along a flat silicified tectonic surface.

Farther to the north (Fig. 4), the metamorphic grade of the Stilo Unit progressively increases [Graessner and Schenk, 1999] and the metamorphic contrast between the Stilo and the Aspromonte units fades out, making the tectonic contact more difficult to be identified. North of Bagaladi, the contact defined by previous authors does not appear to be a real tectonic boundary (Fig 4 and 6). It seems that the Punta d'Atò granite, considered as a part of the Aspromonte Unit, has been used to locate the limit of the Stilo Unit. Actually, along the continuous geological section of the Fiumara Pietre Bianche (Fig. 4), no lithological, tectonic or metamorphic discontinuities can be recognized, but from south to north, the lithologies progressively change, first from metapelite to metapsammite, then to paragneisses commonly referred to as Aspromonte gneisses. These gneisses form the country rocks of the Punta d'Atò granite, on both south and north sides (Fig. 6 - section CC'). In a similar way, farther to the west, the fault drawn along the Fiumara Valanidi [Crisci *et al.*, 1982; Bonardi *et al.*, 1984b] does not seem to be a major contact. Here again there is a progressive lithological transition from the Stilo type to the Aspromonte type rocks (Fig. 6 - sections AA' and BB'). Thus in these two sections, the actual lower limit of the Stilo Unit must be located farther to the north: however we have not been able to find it because of the poor

exposition of the central plateaus of the Piani di Aspromonte. But to the east, north of Roccaforte del Greco up to Punta d'Atò (Fig. 4), the detachment surface has been identified: it appears to split into several meter thick low angle shear zones (Fig. 6 - section DD' and Fig. 7).

Thus, the clear lithological based distinction between a Stilo Unit (at the hanging wall) and an Aspromonte Unit (at the footwall), obvious farther to the south, is unnoticeable in the Punta d'Atò area, as both hangingwall and footwall are made of similar Aspromonte type gneisses. Rather than two different series, the Stilo and Aspromonte units form the upper and the lower part, respectively, of a former continuous single sedimentary and metamorphic pile. The detachment fault described here cuts this tectonic pile from the paleoground surface to the south through the Mesozoic cover, to deeper levels toward the north.

In the southern sector, the deformation is mainly cataclastic and the breccia associated to the detachment surface does not provide any clear kinematic indicators. In the northern sector (i.e. in the Punta d'Atò area), where the detachment occurred at deeper levels, deformation is more ductile, and shear-zones cut both the Aspromonte gneisses and the late Hercynian Punta d'Atò granite. In those shear zones, the direction of transport for DA₂ is given by the stretching lineation, regularly oriented close to NNE-SSW (fig 4, stereoplot) while a top-to-the-N sense of movement is given by S-C type almonds, asymmetric boudinage and rare drag folds (Fig. 8).

DA₂ structures are not only localized at the base of the Stilo detachment, but also within the lower part of the tectonic pile, down to the basal contact of the Aspromonte Unit and the upper part of the Africo-Polsi Unit. They are marked by the development of a mylonitic foliation in narrow bands (up to 10 m thick), already mentioned by *Bonardi et al.* [1984a] and *Platt and Compagnoni* [1990]. These structures are rather low temperature blastomylonites [*Passchier and Trouw*, 1996], best expressed when they cut or follow former quartz-rich pegmatite veins (Fig. 7c). They are particularly continuous and thick in the contact zone between the Aspromonte Unit and the Africo-Polsi Unit. In those mylonites, the penetrative stretching lineation trend NNE-SSW (Fig. 3a and 3b, stereoplots 2 and 3), while asymmetric S-C and S-C' fabrics indicate a top-to-the-NE sense of displacement (Fig 8 and 9). Below the contact, but close to it in the Africo-Polsi Unit, S-C' fabrics indicate the same trend and sense of displacement (Fig. 8 and 9). Lower down in the Africo-Polsi Unit, still the same sense of displacement is indicated by both the late metamorphic stretching and mineral lineation and post-metamorphic "a" type folds (Fig. 8 and 9). It strongly suggests that they are due to the same DA₂ deformation.

Thus, the top-to-the-NE deformation (DA₂) affects all the Southern Calabria pile. In its upper part, extension is localized along a simple top-to-the-NE detachment fault, which is cutting across the pile from very shallow Mesozoic sediments to low-grade metamorphic rocks. Lower in

the pile, below this contact, extensional deformation is more pervasive, even if it is often localized along mylonitic shear zones. At the base of the Aspromonte Unit, the former nappe contact structures have been partly reactivated under ductile conditions.

In addition to the kinematic markers, the extension/thinning process is also documented by thermobarometric estimates from the lower mylonitic zone between the Aspromonte and the Africo-Polsi units, which indicate a progressive decompression in the greenschist facies conditions from 8 to 3 kbar during the top-to-the-NE shearing phase [Ortolano, *et al.*, 2005]. It corresponds to a tectonic denudation of some 15 km of the overlying rocks.

4.3.2/ Age of the extensional tectonics

Both stratigraphical and thermochronological data can help to date the detachment. The extensional tectonics is bracketed by: i) the age of the youngest Lower Oligocene sediments [Bouillin *et al.*, 1985] transported above the detachment surface with the Stilo Unit, and ii) the Upper Oligocene age [Weltje, 1992] of the oldest deposits of the Stilo-Capo d'Orlando formation, cartographically unconformable to the detachment surface. An Oligocene apatite Fission Track age of 32.8 +/- 1.4 Ma (sample BOV-30 in Thomson [1994] – see location on Fig. 10), obtained from a sample from the footwall of the detachment surface in the southern area, i.e in the shallower zone of the detachment, indicates very fast denudation at this period. It would reflect the tectonic denudation consecutive to the detachment activation. In lower structural levels, Rb-Sr data on white-micas from Alpine flat shear-zones [Bonardi *et al.*, 1987] provide ages ranging between 25 Ma and 30 Ma. It is difficult to estimate from these published data an exhumation rate, and to understand if they reflect tectonic or erosional denudation. Nevertheless, these geochronologic data combined with a 32.8 Ma apatite FT age and around 30 Ma $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages from muscovites from the contact zone between the Aspromonte and the Africo-Polsi units [Heymes *et al.*, work in progress], also implies a fast cooling at this period which is best explained by tectonic thinning. Thus, even if additional cooling ages are needed in order to precise the timing of the extensional tectonics, both available geochronological and sedimentary constraints lead to a Middle Oligocene age for the northeastwards spreading of orogenic edifice of the Aspromonte Massif.

5/ Discussion

The tectonometamorphic history recorded in the upper part of the orogenic wedge exposed in Southern Calabria is best explained within the framework of the continuous Tertiary westward

dipping subduction of the Tethyan oceanic domain below the European active margin and the progressive eastward retreat of the Apennine trench [Doglioni, 1991; Jolivet *et al.*, 1998; Faccenna *et al.*, 2001; Rossetti *et al.*, 2004]. In this geodynamic evolution, the present shape and location of the Calabro-Peloritan Arc result from the following multistage extensional history of the Western Mediterranean. (i) Opening of the Liguro-Provençal basin and rotation of the Corsica-Sardinia block, initiated in the Lower Miocene times, around 20 Ma ago [Vigliotti and Langenbeim, 1995]; (ii) opening of the Tyrrhenian basin between Corsica and Apulia in the Tortonian, around 10 Ma ago. This opening is most probably already initiated since Serravalian times as evidenced by the lamproite intrusions of Sisco in Corsica [Serri *et al.*, 1993] or by the Cornacya submarine mountain in the Sardinia channel [Masce *et al.*, 2001]; and (iii) coeval rollback of the Ionian subduction since Tortonian [e.g. Doglioni, 1991; Faccenna *et al.*, 2001], during which the bent shape of the Calabro-Peloritan Arc has been progressively acquired, with complex counterclockwise and/or clockwise rotations of the blocks. By restoring these rotations, it is possible to reconstruct both the shape and the position of the Calabro-Peloritan segment from Present back to Tortonian [Rosenbaum and Lister, 2004], and the thickening and thinning transport directions in the Calabro-Peloritan Arc during the main steps of this history (Fig. 11).

(1) Thickening phase - In the Peloritan Mountains, no transport lineation data are available. But N-S transport direction can be inferred from the trend of the fold axes, systematically E-W trending (see fig. 2 in Somma *et al.* [2005]). In addition, the bulk geometry of the nappes implies a general top-to-the-S nappe-stacking. In Southern Calabria, our data also indicate a transport direction with top-to-the-SE movement, perpendicular to the belt trend. In Northern Calabria, data of Rossetti *et al.* [2004] indicate a consistent top-to-the-ENE nappe piling up, that is very different from the one observed southwards, but still perpendicular to the belt trend. Considering now the geometry of the belt at Tortonian [Rosenbaum and Lister, 2004], it was not curved, and the thickening direction appears to be very homogeneous all along the belt, visually top-to-the-E. Before the opening of the Liguro-Provençal basin, it would correspond to a top-to-the-SE displacement (Fig. 11). This vergence of the Alpine nappe emplacement in the Calabro-Peloritan belt prior to 30 Ma is in good agreement with the interpretative tectonic models of the African vergence of the orogenic wedge proposed by most authors [e.g. Ogniben, 1973; Thomson, 1994; Jolivet *et al.*, 1998; Faccenna *et al.*, 2001; Rossetti, *et al.*, 2004].

(2) Thinning phase - In Peloritan Mountains, extensional tectonics has been described within the nappes-pile [Somma, *et al.*, 2005]. The available structural data related to this extension, which are fold trends, cleavage orientations, and few S-C fabrics, indicate a top-to-the-N or NE displacement. In Southern Calabria, our data clearly indicate a top-to-the-NE displacement. In

Northern Calabria, this direction is apparently quite different, having a top-to-the-NW motion [Rossetti, *et al.*, 2004]. But again, if we plot the extension directions at Tortonian before the bending of the arc, all these orientations become consistent, making a constant angle of about 30° with the belt trend. If we consider the direction at the beginning of the extension, i.e. just before the opening of the Ligurian-Provençal basin, the extension direction was top-to-the-NE in the all Calabro-Peloritan belt (Fig. 11). The extension probably occurred just later to the main stacking event, i.e. the nappes emplacement. It is sealed by the deposition of the Stilo - Capo d'Orlando Formation which might be contemporaneous with the first step of the opening of the North Algerian basin. In the Kabylean, this opening is marked by the deposition of the “Oligo-Miocene Kabyle”, considered as the lateral extension of the Calabro-Peloritan Stilo – Capo d'Orlando Formation [e.g. *Gelard et al.*, 1973]. It is thus possible to propose that the Calabro-Peloritan belt was located at the eastern edge of the North-Algerian basin before the onset of the counterclockwise rotation of the Corso-Sardinian block since 20.5 Ma [*Vigliotti and Langenheim*, 1995] and the opening of the Tyrrhenian basin.

6/ Conclusion

The Aspromonte Massif is a link between Sicily (southwestern ending of the Calabro-Peloritan belt), where Alpine nappe tectonics with an external (top-to-the-S) vergence is the most obvious structure, and Northern Calabria (north ending of the Calabro-Peloritan Arc), where two opposite Alpine shearing events are described. In the intermediate Aspromonte segment, our structural data, together with the metamorphic and published or unpublished geochronological data, point to a two main steps structuring, during (i) a post-Hercynian crustal thickening event (DA₁) with an external (top-to-the-SE) vergence. And (ii) a Middle Oligocene spreading event (DA₂), with an internal (top-to-the-NE) vergence, stretching apart the previously structured nappe edifice (Fig. 10). This subsequent detachment-style extension in the Calabride complex of Southern Calabria is contemporaneous with the initiation of the exhumation of the Alpine oceanic-derived metamorphic units of Northern Calabria [Rossetti *et al.*, 2004]. Using the paleomagnetic data compiled by *Rosenbaum and Lister* [2004], it appears (1) that a common vergence (i.e. towards the Adriatic foreland) during the crustal thickening and nappe construction can be described all along the Calabro-Peloritan Arc; and (2) that the extensional tectonics is a crucial feature in the entire tectonic edifice of the Calabro-Peloritan belt since Oligocene times, probably related to the beginning of the retreat of the Apennine trench initially NS-directed.

7/ Références

- Afchain, C. (1968), Le témoin calcaire de Sideroni, près de Bova Marina (Calabre méridionale), *C. R. somm. Soc. géol. France*, 9, 329-330.
- Alvarez, W., et al. (1974), Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal, *Nature*, 248, 309-312.
- Atzori, P., et al. (1984), Remnants of the Hercynian orogen along the Calabrian-Peloritan arc, southern Italy: a review, *J. geol. Soc. London*, 141, 137-145.
- Amodio-Morelli, L., et al. (1976), L'Arco Calabro-Peloritano nell'orogene Appenninico-Maghrebide, *Mem. Soc. Geol. It.*, 17, 1-60.
- Bonardi, G., et al. (1987), Riequilibrazioni tettono-metamorfiche alpine nell'unità dell'Aspromonte, Calabria meridionale, *Rend. Soc. It. Min. Pet.*, 42, 301 (Abstract).
- Bonardi, G., et al. (1984a), Riequilibrazioni metamorfiche di probabile età alpina nell'unità dell'Aspromonte - Arco Calabro-Peloritano, *Rend. Soc. It. Min. Pet.*, 39, 613-628.
- Bonardi, G., et al. (1992), Sovrimpronta metamorfica alpina nell'unità dell'Aspromonte (settore meridionale dell'Arco Calabro-Peloritano), *Boll. Soc. Geol. It.*, 111, 81-108.
- Bonardi, G., et al. (2003), Oligocene-to-Early-Miocene depositional and structural evolution of the Calabria-Peloritani Arc southern terrane (Italy) and geodynamic correlations with the Spanish Betics and Morocco Rif, *Geodinamica Acta*, 16, 149-169.
- Bonardi, G., et al. (1979), Osservazioni geologiche e petrografiche sull'Aspromonte, *Boll. Soc. Geol. It.*, 98, 55-73.
- Bonardi, G., et al. (1980a), La finistra tettonica di Cardeto (Reggio Calabria), *Rend. Soc. It. Min. Pet.*, 3, 3-4.
- Bonardi, G., et al. (1980b), Osservazioni sull'evoluzione dell'Arco Calabro-Peloritano nel Miocene inferiore : La Formazione di Stilo-Capo d'Orlando, *Boll. Soc. Geol. It.*, 99, 279-309.
- Bonardi, G., et al. (1984b), L'unità di Stilo nel settore meridionale dell'arco Calabro-Peloritano, *Boll. Soc. Geol. It.*, 103, 279-309.
- Bouillin, J.-P. (1984), Nouvelle interprétation de la liaison Apennin-Maghrebides en Calabre : conséquences sur la paléogéographie téthysienne entre Gibraltar et les Alpes, *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, 25, 321-338.
- Bouillin, J.-P. (1985), Transgression de l'Oligocène inférieur (formation de Palizzi) sur un karst à remplissage bauxitique dans les zones internes calabro-péloritaines (Italie), *C.R. Acad. Sc. Paris*, 301, 415-420.
- Bouillin, J.-P. (1986), Le « bassin maghrébin » : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes, *Bull. Soc. géol. France*, 8, 547-558.

Bouillin, J.-P., et al. (1987), Les formations paléozoïques de l'arc calabro-péloritain dans leur cadre structural, *Boll. Soc. Geol. It.*, 106, 693-698.

Brunet, C., et al. (2000), Migration of compression and extension in the Tyrrhenian Sea, insights from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on micas along a transect from Corsica to Tuscany *Tectonophysics*, 321, 127-155.

Burton, A.N., et al., (1971), Carta Geologica della Calabria, 25.000^e, 255 IISW Africo Cassa per il Mezzogiorno, Ercolano (Napoli).

Cavazza, W. (1989), Detrital modes and provenances of the Stilo-Capo d'Orlando Formation (Miocene), southern Italy, *Sedimentology*, 36, 1077-1090.

Cirrinzione, R., and A. Pezzino (1993), Nuovi dati strutturali sulle successioni mesozoiche metamorfiche dei Monti Peloritani orientali, *Boll. Soc. Geol. It.*, 13, 195-203.

Crisci, G. M., et al. (1982), L'unità superiore dell'Aspromonte. Studio geologico e petrografico, *Rend. Soc. It. Min. Pet.*, 38, 989-1014.

Dewey, J. F., et al. (1989), Kinematics of the Western Mediterranean, *Alpine Tectonics, GSSP*, 45, 265-283.

Dietrich, D. (1988), Sense of overthrust shear in the Alpine nappes of Calabria (Southern Italy), *J. Struct. Geol.*, 10, 373-381.

Doglioni, C. (1991), A proposal for the kinematic modelling of W-dipping subductions - possible applications to the Tyrrhenian-Apennines system, *Terra Nova*, 3, 423-434.

Doglioni, C., et al. (1999), Orogens and slabs vs. their direction of subduction, *Earth-Science Reviews*, 45, 167-208.

Faccenna, C., et al. (2004), Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs, *Tectonics*, 23, TC1012.

Gelabert, B., et al. (2002), A new proposal for the Late Cenozoic geodynamic evolution of the Western Mediterranean, *Terra Nova*, 14, 93-100.

Gelard, J.-P. et al. (1973), L'âge de la transgression (Oligocène terminal – Aquitanien basal) sur le socle de Grande Kabylie (Algérie), *C. R. somm. Soc. géol. France*, 7-9.

Gelmini, R., et al. (1978), Rinvenimento di fossili devoniani nel cristallino dell'Aspromonte (Calabria), *Rend. Soc. It. Min. Pet.*, 1, 45-47.

Graessner, T., and V. Schenk (1999), Low-pressure metamorphism of Paleozoic pelites in the Aspromonte, southern Calabria: constraints for the thermal evolution in the Calabrian crustal cross-section during Hercynian orogeny, *J. metam. Geol.*, 17, 157-172.

Graessner, T., et al. (2000), Geochronological constraints on the timing of granitoid magmatism, metamorphism and post-metamorphic cooling in the Hercynian crustal cross-section of Calabria, *J. metam. Geol.*, *18*, 409-421.

Jolivet, L., et al. (1998), Midcrustal shear zones in post-orogenic extension : Example from the northern Tyrrhenian Sea (Italy), *J. Geophys. Res.*, *103*, 12,123 – 12,160.

Jolivet, L., and C. Faccenna (2000), Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision, *Tectonics*, *19*, 1095-1106.

Kastens, K., et al. (1987), Proc. ODP. Init. Repts, 107, College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Knott, S. D. (1987), The Liguride Complex of Southern Italy, a Cretaceous to Paleogene accretionary wedge, *Tectonophysics*, *142*, 217-226.

Langone, A., et al. (2006), The Curinga-Girifalco fault zone (northern Serre, Calabria) and its significance within the Alpine tectonic evolution of the western Mediterranean, *J. of Geodynamics*, *42*, 140-158.

Loneragan, L., and N. White (1997), Origin of the Betic-Rif mountain belt, *Tectonics*, *16*, 504-522.

Malinverno, A., and W. Ryan, B. F. (1986), Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere, *Tectonics*, *5*, 227-245.

Masce, G. H., et al. (2001), Evolution of the Sardinia Channel (Western Mediterranean): new constraints from a diving survey on Cornacya seamount of SE Sardinia, *Marine Geol.*, *179*, 179-201.

Masce, G. H., et al. (2004), Structure of the Sardinia Channel: crustal thinning and tardi-orogenic extension in the Apenninic-Maghrebian orogen; results of the Cyana submersible survey (SARCYA & SARTUCYA) in the western Mediterranean, *Bull. Soc. géol. France*, *175*, 607-627.

Messina, A., et al. (1990), Alpine metamorphic overprint in the Aspromonte Nappe of Northeastern Peloritani Mts (Calabria-Peloritani Arc, Southern Italy), *Boll. Soc. Geol. It.*, *109*, 655-673.

Messina, A., et al. (1992), Alpine metamorphic overprint in the crystalline basement of the Aspromonte Unit (Calabrian-Peloritani arc – southern Italy), *IGCP*, *276*, 353-379.

Michard, A. (2006), Extension in Alpine Western Europe and West Mediterranean, *C. R. Geoscience*, *338*, 225-228.

Ogniben, L. (1973), Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni, *Geol. Romana*, *12*, 243-585.

- Olivet, J.L., et al. (1984), Cinématique de l'Atlantique Nord et Central. CNEXO (eds), *Rapp. Sci. Techn.*, Paris, 108 p.
- Ortolano, G., et al. (2005), P-T evolution of Alpine metamorphism in the southern Aspromonte Massif (Calabria - Italy), *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 85, 31-56.
- Passchier, C. W. and R.A.J. Trouw (1996). Microtectonics. Springer Verlag (eds), 325 p.
- Pezzino, A., et al. (1990), Geometry and metamorphic environment of the contact between the Aspromonte-Peloritani Unit (Upper Unit) and the Madonna di Polsi Unit (Lower Unit) in the Central Aspromonte area (Calabria), *Boll. Soc. Geol. It.*, 109, 455-469.
- Pezzino, A., et al. (1992), Due unità cristalline a grado metamorfico diverso in Aspromonte centrale. Geometria dei loro rapporti, ambientazione metamorfica del loro contatto e caratteri petrografici delle metamorfiti, *Boll. Soc. Geol. It.*, 111, 69-80.
- Platt, J. P., and R. Compagnoni (1990), Alpine ductile deformation and metamorphism in a calabrian basement nappe (Aspromonte, south Italy), *Eclogae geol. Helv.*, 83, 41-58.
- Quitow, H. (1935), Der Deckenbau des Kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete, *Abh. Ges. d. Wiss. zu Göttingen. Math-Phys. Kl., III Folge*, 179p.
- Roda, C. (1965), Il calcare portlandiano a Dasycladaceae di M. Mutolo (Reggio Calabria), *Geol. Romana*, 4, 259-290.
- Rosenbaum, G., and G. S. Lister (2004), Neogene and Quaternary rollback evolution of the Tyrrhenian Sea, the Apennines, and the Sicilian Maghrebids, *Tectonics*, 23, TC1013.
- Rossetti, F., et al. (2001), Alpine structural and metamorphic signature of the Sila Piccola Massif nappe stack (Calabria, Italy): Insights for the tectonic evolution of the Calabrian Arc, *Tectonics*, 20, 112-133.
- Rossetti, F., et al. (2004), Alpine orogenic P-T-t-deformation history of the Catena Costiera area and surrounding regions (Calabria Arc, southern Italy): The nappe edifice of north Calabria revised with insights on the Tyrrhenian-Apennine system formation, *Tectonics*, 23, TC6011.
- Royden, L. H. (1993), Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision, *Tectonics*, 12, 629-638.
- Serri G., et al. (1993), Geochemical and petrological evidence of the subduction of delaminated Adriatic continental lithosphere in the genesis of the Neogene-Quaternary magmatism of central Italy, *Tectonophysics*, 223, 117-147.
- Somma, R., et al. (2005), Syn-orogenic extension in the Peloritani Alpine Thrust Belt (NE Sicily, Italy): Evidence from the Alì Unit, *C.R. Geosciences*, 337, 861-871.

Thomson, S. N. (1994), Fission track analysis of the crystalline basement rocks of the Calabrian Arc, southern Italy: evidence of Oligo-Miocene late-orogenic extension and erosion, *Tectonophysics*, 238, 331-352.

Truillet, R. (1968), Etude géologique des Péloritains orientaux, *Thèse d'état*. Paris, 547 p.

Vigliotti, L., and V. E. Langenheim (1995), When did Sardinia stop rotating - new paleomagnetic results, *Terra Nova*, 7, 424-435.

Weltje, G. (1992), Oligocene to Early Miocene sedimentation and tectonics in the southern part of the Calabrian-Peloritani Arc (Aspromonte, southern Italy): a record of mixed-mode piggy-back basin evolution, *Basin Research*, 4, 37-68.

8/ Figures

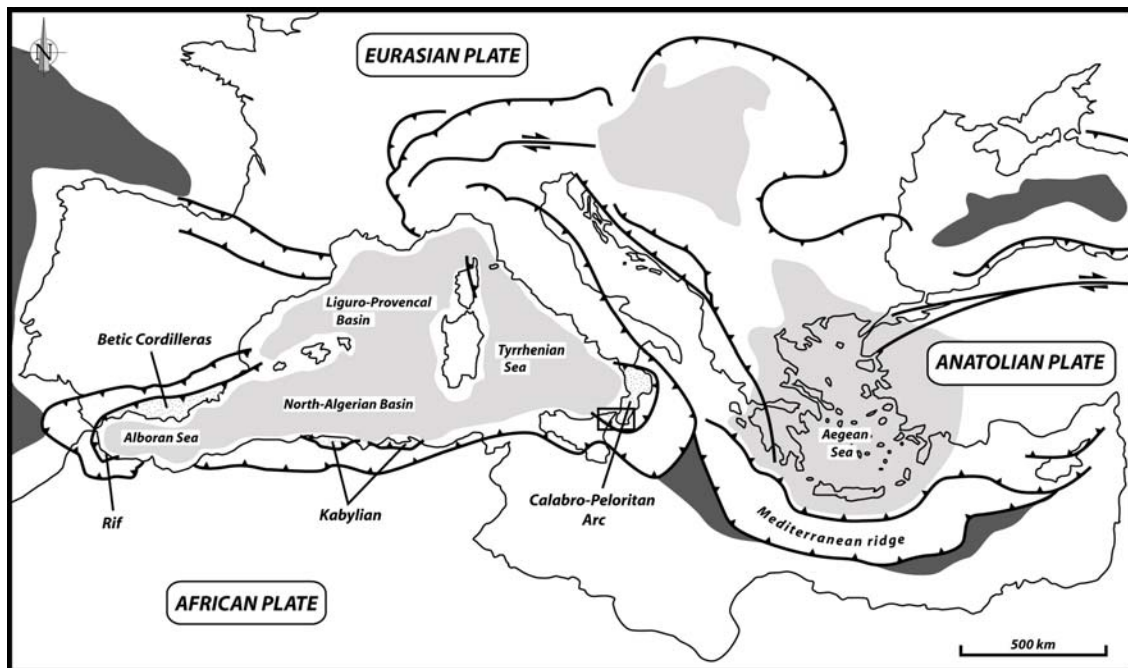


Figure 1 - Simplified tectonic map of the Mediterranean region (modified after Jolivet et al. [1998]). In dark grey, the Mesozoic oceanic domain; in light grey, the Cenozoic thinned continental crust and oceanic domains. The studied area is localized with the black box.

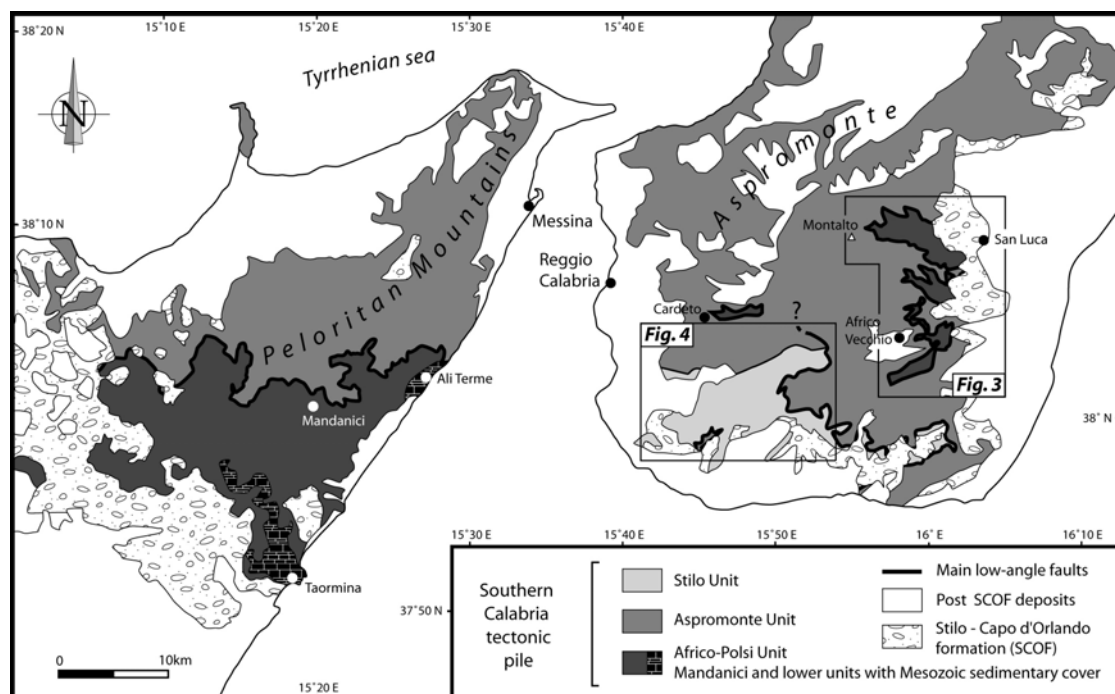


Figure 2 - Sketch-map of the southern sector of the Calabro-Peloritan Arc. From Pezzino and Puglisi [1980], Bonardi et al. [1984b], Somma et al. [2005], Ortolano et al. [2005]. In grey, the tectonic pile sheets. In white, the post-orogenic sediments. In the Mandanici area, some small Mesozoic cover slivers have not been reported.

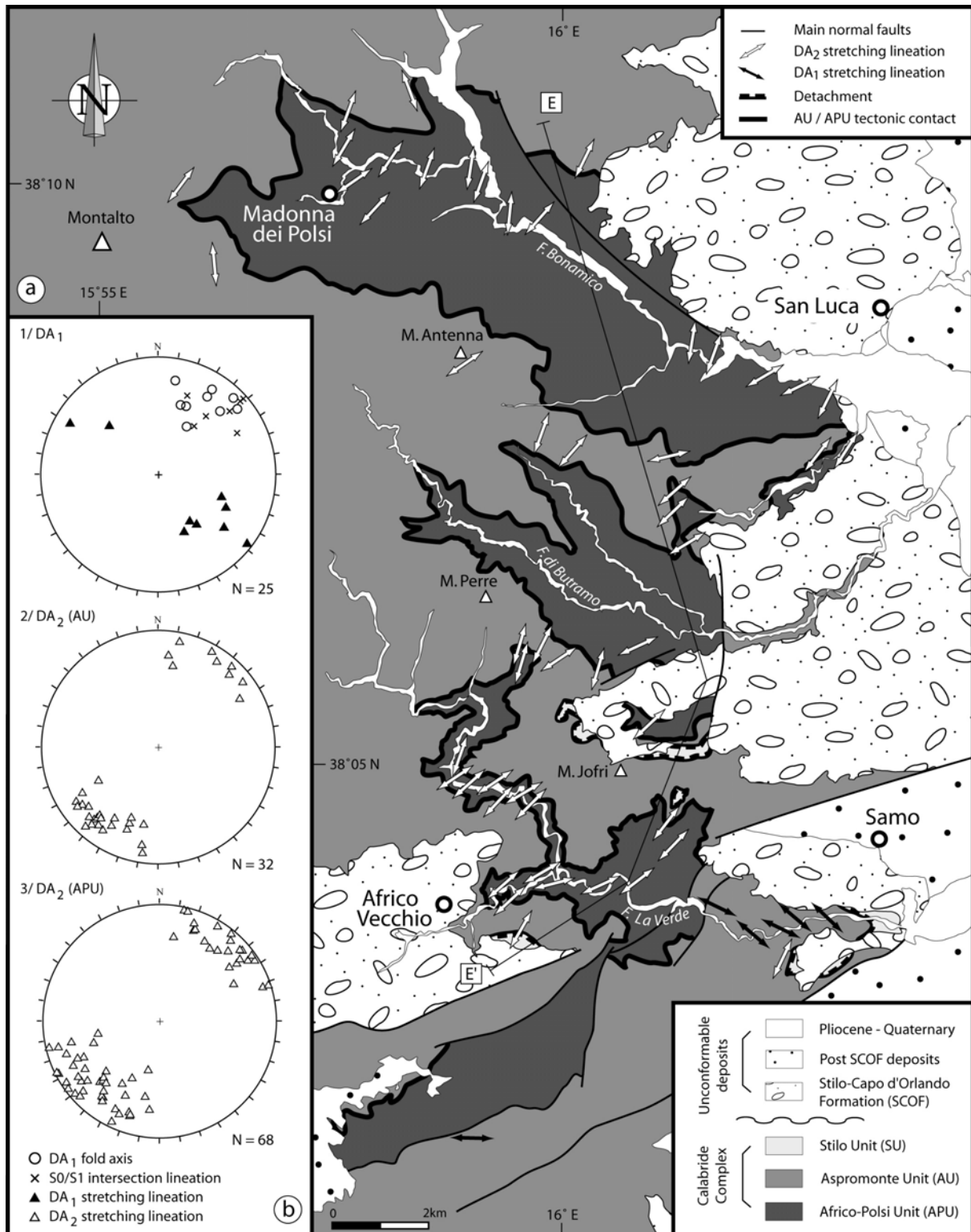


Figure 3 - (a): Simplified tectonic map of the San Luca - Africo Vecchio area (modified and readapted after Pezzino and Puglisi [1980], Bonardi et al. [1984b], Ortolano et al., [2005] and new observations). (b): Stereoplots of the kinematic indicators for DA₁ and DA₂ events in the Aspromonte Unit (AU) and in the Africo-Polsi Unit (APU) (Wulff net, lower hemisphere). EE' cross-section: see Figure 9.

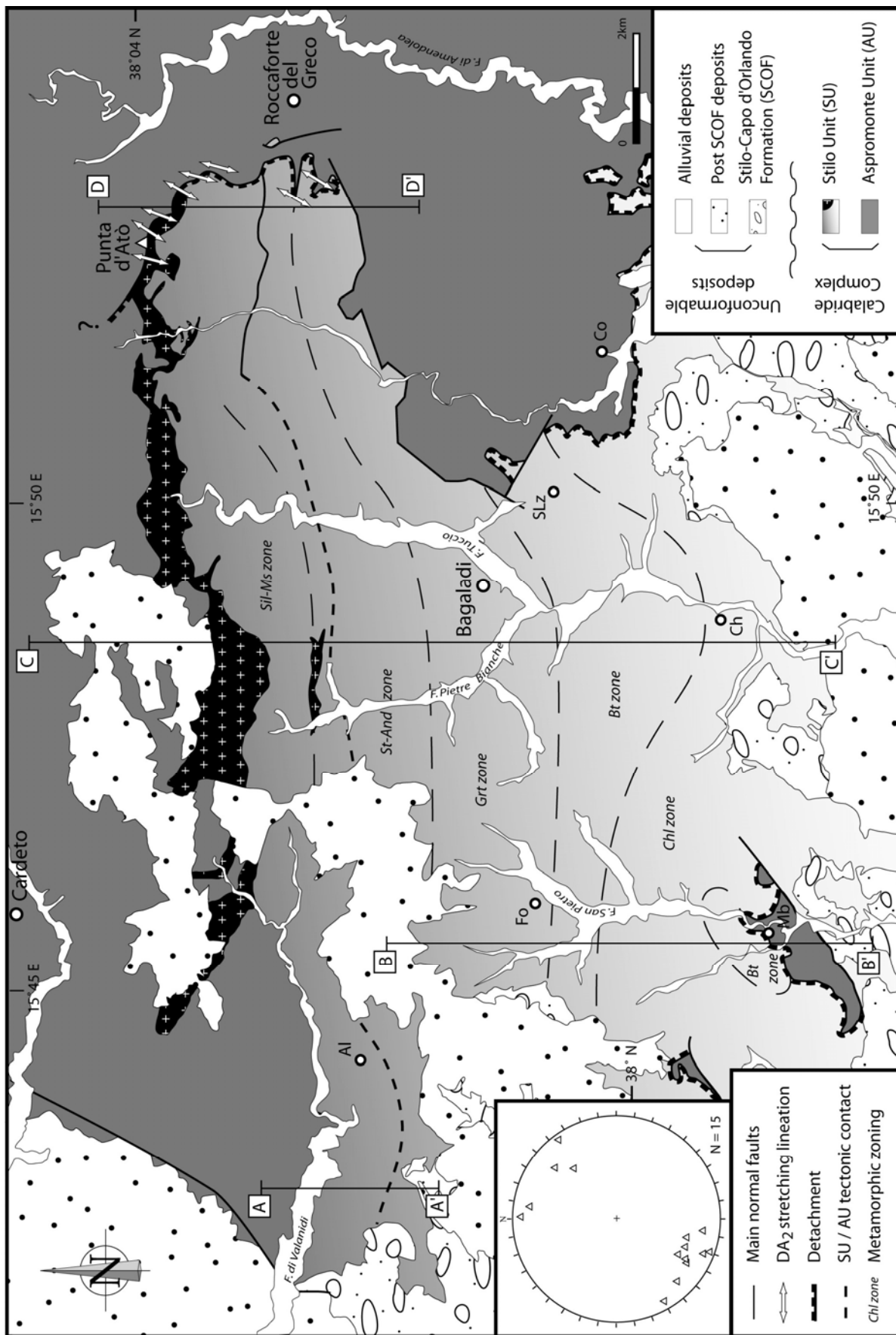


Figure 4 - Simplified tectonic map of the central Aspromonte massif (modified and readapted Bonardi et al. [1984b], Graessner and Schenk [1999] and new observations). The Punta d'Atò granite (in black with white crosses) is located in the Stilo Unit. Gray shades illustrate the metamorphic zoning of the Stilo Unit in agreement with field metamorphic isogrades after Graessner and Schenk [1999]. The Stilo Unit – Aspromonte Unit contact shown by a dotted thick line is from Bonardi et al., [1984b]. Stereoplot represents the stretching lineations measured in the main shear bands near the detachment surface (Wulff net, lower hemisphere). AA', BB', CC' and DD' lines correspond to cross-sections reported in figure 6. Additional localities: Al: Allai; Fo: Fossato; Ch: Choriò; Co: Condofuri; Mb: Montebello Ionico; Slz: San Lorenzo.

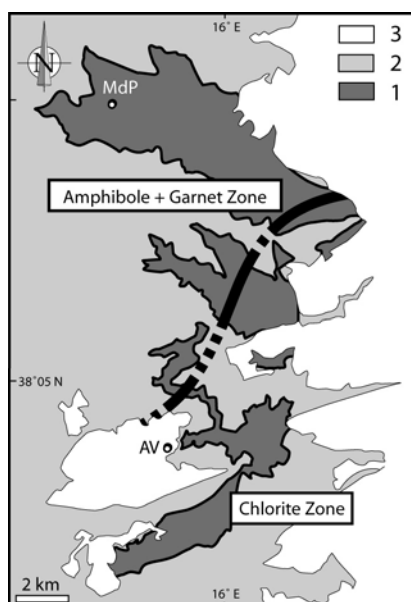


Figure 5 - Schematic illustration of the probably Hercynian metamorphic zoning of the Africo-Polsi Unit, below the Aspromonte Unit nappe contact. The rough limit between the amphibole + garnet bearing paragenesis zone to the north and the chlorite bearing paragenesis zone to the south is marked by the thick NE-SW line. (1) Africo-Polsi Unit separated from (2) Aspromonte Unit by a nappe contact and both covered by (3) unconformable sediments. MdP: Madonna dei Polsi; AV: Africo Vecchio.

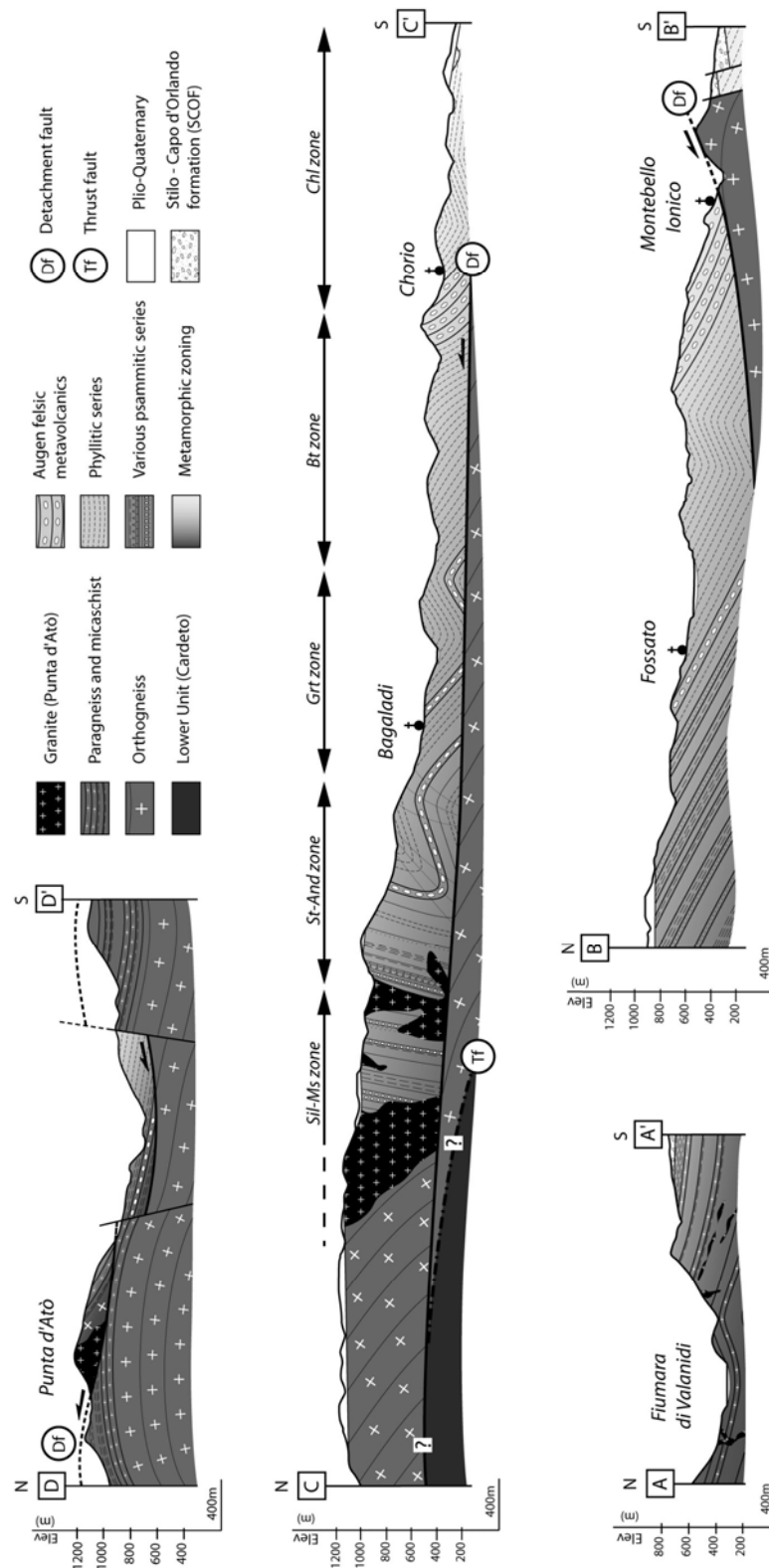


Figure 6 - Geological cross-sections of the central Aspromonte Massif. The tectonometamorphic pile made by the Aspromonte and the Stilo units is cut by the upper detachment fault (Df). Structure of the Aspromonte Unit is simplified and, due to its local thinness, the Stilo - Capo d'Orlando Formation is not always represented.

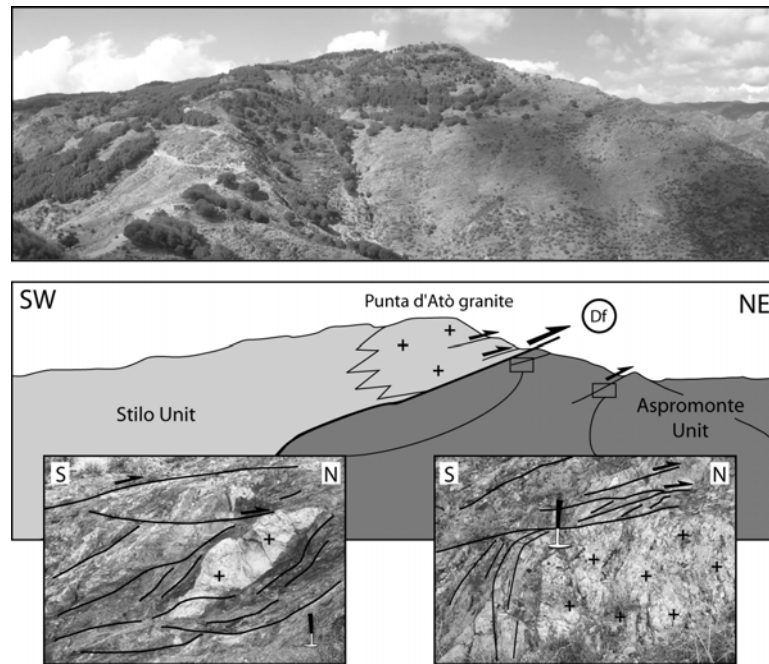


Figure 7 - View and interpretative drawing of the Punta d'Atò area. The pictures illustrate two examples of meter-scale structures observed in the shear zones, both indicating a top-to-the-N or NE motion. Hammer gives scale.

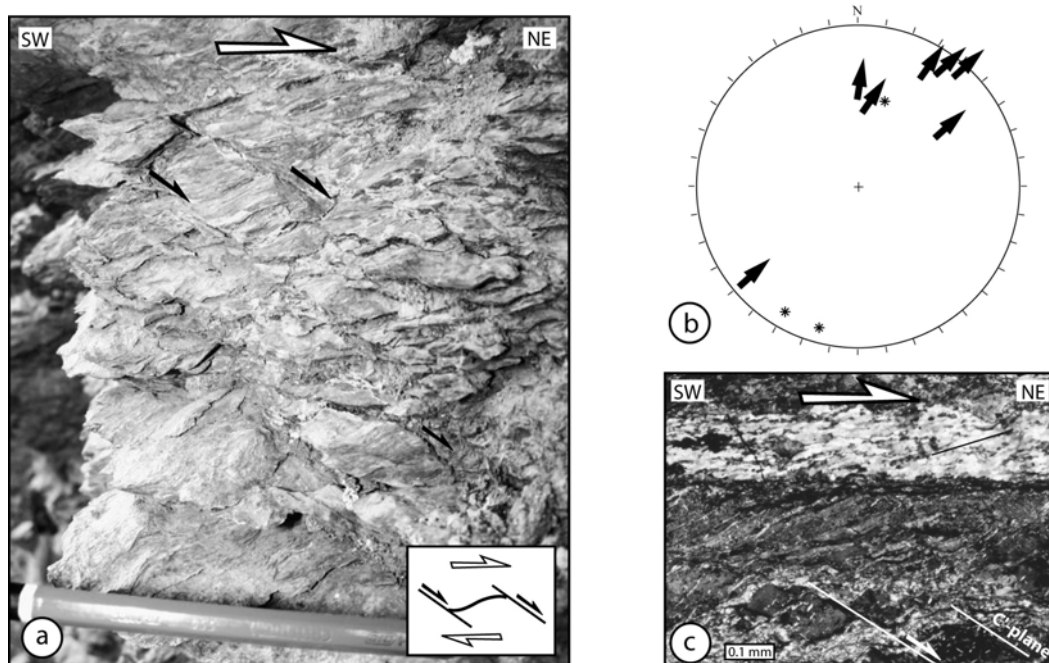


Figure 8 - Meso- and microstructural kinematic indicators for the shearing direction in “cold” mylonites during the DA₂ event. (a) S-C' structures in the Africo-Polsi Unit just below the contact with the Aspromonte Unit. (b) Stereoplot of the transport direction derived from S-C' structures from the Africo-Polsi Unit below the lower contact (Wulff net, lower hemisphere). The hanging wall movement is shown by the arrows. Stars: postmetamorphic “a” type fold axes roughly parallel to the transport direction. (c) Microstructures observed in “cold” mylonites from the main shear band in the Africo-Polsi Unit / Aspromonte Unit contact.

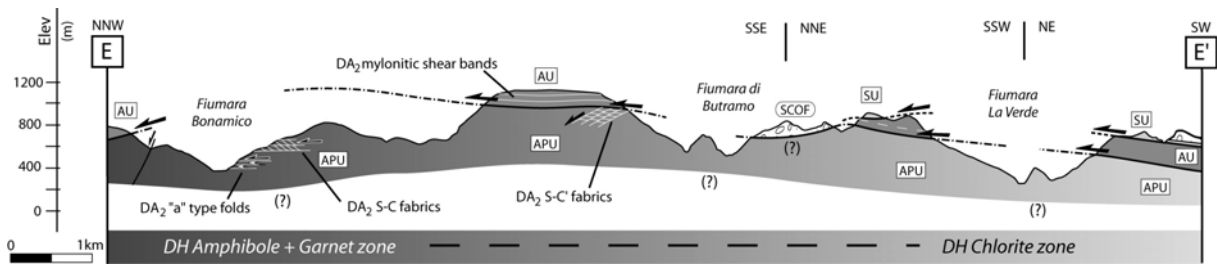


Figure 9 - Simplified geological cross-section showing DA₂ top-to-the-NE shearing phase in the area between San Luca and Africo Vecchio. Location and caption in Figure 3. The gray-shades of the box on the bottom represents the DH Hercynian metamorphic zoning of the Africo-Polsi Unit. APU: Africo-Polsi Unit; AU: Aspromonte Unit; SU: Stilo Unit; SCOF: Stilo - Capo d'Orlando Formation.

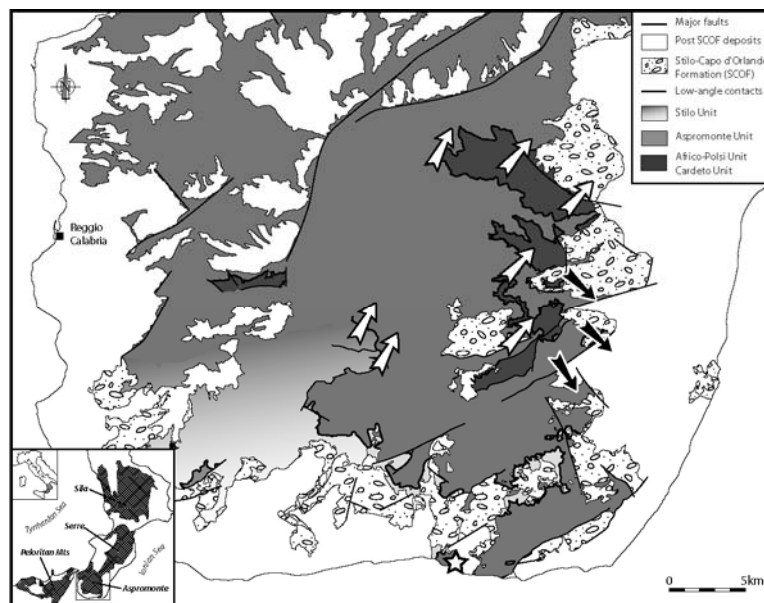


Figure 10 - Average transport direction for the DA₁ top-to-the-SE thickening (black arrows) and the DA₂ top-to-the-NE thinning (white arrows) events from the Aspromonte. White star indicates the location of sample BOV-30 [Thomson, 1994]. See text for further explanations.

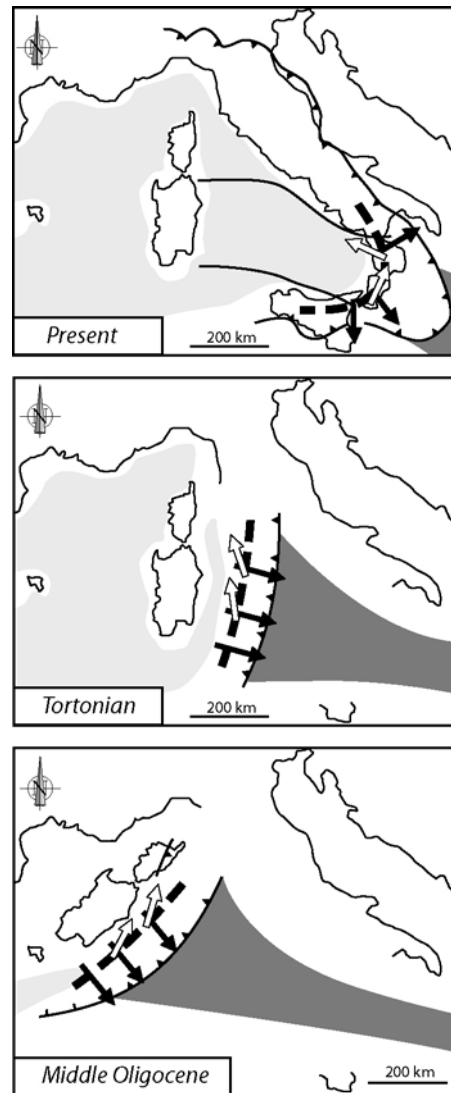


Figure 11 - Schematic reconstruction of the orientation of the two Alpine stacking/unstacking transport direction described in the Calabro-Peloritan Arc from present to initial (Middle Oligocene) positions. Restoration of the Calabro-Peloritan belt position at Tortonian after Rosenbaum and Lister [2004]. Restoration of the position of the Calabro-Corsica-Sardinian blocks at Middle Oligocene after Lonergan and White [1997], Gelabert et al., [2002] and Michard [2006].

*21^{ème} Réunion des Sciences de la Terre – Décembre 2006 - Dijon***Extension alpine précoce en Calabre méridionale (Italie),
Implications géodynamiques pour l'ouverture de la Méditerranée Occidentale.**T. Heymes¹, J.-P. Bouillin¹, A. Pêcher¹, P. Monié² et R. Compagnoni³¹ UMR CNRS 5025 LGCA, 1381 rue de la Piscine, F-38041 Grenoble Cedex 09² UMR CNRS 5573 LDL, Place E. Bataillon, F-34095 Montpellier Cedex 05³ DSMP, Via Valperga Caluso 35-37, I-10125 Torino

L'arc calabrais occupe une position charnière entre les Maghrébides (Afrique du Nord et Sicile) et l'Apennin (Italie continentale). Il est constitué d'un empilement de nappes impliquant des unités ophiolitifères alpines et des unités cristallophyliennes. Les hypothèses proposées pour interpréter cet édifice de nappes s'accordent sur une structuration au sein d'un prisme d'accrétion formé lors de la convergence Eurasie - Afrique. La position actuelle de ces nappes est le résultat de la fragmentation de la marge sud-européenne en arrière de la zone de collision au cours de l'ouverture des bassins de la Méditerranée Occidentale.

En Calabre méridionale, la pile tectonique est formée de 3 unités, soit, de haut en bas : Stilo, Aspromonte et Polsi-Africo, séparées par deux contacts majeurs qui sont scellés par des dépôts sédimentaires post-nappes d'âge oligocène supérieur-miocène inférieur. Nous montrons que le contact supérieur n'est pas un contact de nappe, mais une structure tectonique distensive qui superpose directement les formations pas à peu métamorphiques de Stilo aux gneiss de l'Aspromonte. L'ensemble supérieur se déplace vers le N ou le NW. L'âge oligocène inférieur des sédiments les plus récents transportés par le compartiment le plus élevé fournit une limite supérieure pour l'âge de cette déformation.

Par ailleurs, le contact inférieur superpose les gneiss hercyniens de l'Aspromonte à des formations paléozoïques moins métamorphiques : c'est donc bien un contact de chevauchement. Il a joué ou rejoué à l'alpin (32,8 Ma en ⁴⁰Ar/³⁹Ar sur des micas blancs du contact). Il semble possible que ce dernier jeu soit distensif, comme c'est le cas pour le contact supérieur. Cela s'accorderait avec l'extension ductile N-S diffuse qui a été décrite dans les parties profondes de l'édifice de nappes par J. Platt et R. Compagnoni (1990).

On décrit ainsi en Calabre méridionale un jalon important pour la reconstruction de la cinématique de la Méditerranée Occidentale : un épisode extensif marquant une étape d'ouverture précoce (Oligocène), antérieure aux épisodes Liguro-Provençal et Tyrrhénien, avec une direction d'extension (reconstituée à l'Oligocène) N-S.

*European Geosciences Union – General Assembly, April 2008 – Vienna, Austria***Shortening vs extension in the Aspromonte nappes-pile (Calabria, Italy).****New insights from structural and geochronological data.**

T. Heymes¹, P. Monié², N. Arnaud², J.-P. Bouillin¹, A. Pêcher¹ and R. Compagnoni³

¹ UMR CNRS 5025 LGCA, 1381 rue de la Piscine, F-38041 Grenoble Cedex 09

² UMR CNRS 5573 LDL, Place E. Bataillon, F-34095 Montpellier Cedex 05

³ DSMP, Via Valperga Caluso 35-37, I-10125 Torino

In the Calabrian Arc (Southern Italy), the tectonic pile is made of Hercynian crystalline rocks and Alpine ophiolitic-derived rocks, resting on top of the Apennian and Sicilian sedimentary thrust belts. This tectonic edifice was built up during the Cenozoic convergence between the Eurasian and African plates. It is partly coeval with the opening of the Mediterranean Liguro-Provencal basin since Oligocene times. Several thickening events have been recorded in the Calabrian Arc. But syn-orogenic extensional structures are also described all along the Arc.

In the southern part of the Calabrian Arc (Aspromonte massif), three stacked tectonometamorphic units are recognized. The lower one (Africo-Polsi Unit), mostly made of meta-sedimentary rocks is tectonically overlain by a crystalline basement sheet with its Meso-Cenozoic sedimentary cover (Aspromonte and Stilo units). Structural and thermochronological data suggest that this tectonic edifice result from a two step Alpine tectonics, which has partially reset Hercynian minerals. The first step corresponds to a top-to-SE shortening event, also identified in the Silician Peloritan Mountains. The second step corresponds to a top-to-NE extensional deformation, observed along the whole tectonometamorphic pile. In the lower part of the pile, it corresponds to the reactivation of the former Aspromonte Unit thrust contact. In the upper part of the pile, we identify a large detachment fault separating the Aspromonte and Stilo units. From South to North, we observe this low-angle fault from the paleo-ground surface to deeper ductile levels. In the shallowest part, it is associated with heterogeneous brecciation of both hangingwall and footwall, while in the deepest part it is marked by diffuse ductile structures more difficult to observe.

Geochronological data available in this area are Rb-Sr ages on phengites, ranging from 331 to 22 Ma (Bonardi et al., 1987), and FT ages ranging from 299 to 18 Ma (Thomson, 1994). Our new ⁴⁰Ar/³⁹Ar data better constrain the Alpine kinematics and indicate two main steps of exhumation:

- Ages around 33 Ma, obtained on phengites from the lower unit, evidence an exhumation which probably results of the piling of the Calabrian Arc units during Upper Eocene / Lower Oligocene.

- Ages around 28 Ma obtained on synkinematic phengites in the lower extensional shear zone and on K-feldspars from the intermediate unit are clearly associated to the stretching and the thinning of the tectonic pile. This extension could probably be related to the southeastward subduction retreat, accounting for the opening of the first Mediterranean basin. These ages correspond to the Upper Oligocene age of the first transgressive sediments deposited on the Aspromonte massif.

These geochronological data bring to light a very sharp transition between the two different exhumation processes around 30 Ma.