



HAL
open science

Le magmatisme acide Néo-Protérozoïque-Cambrien en Calabre : étude pétrochimique et géochronologique des gneiss oillés

Francesca Micheletti

► **To cite this version:**

Francesca Micheletti. Le magmatisme acide Néo-Protérozoïque-Cambrien en Calabre : étude pétrochimique et géochronologique des gneiss oillés. Sciences de la Terre. Université Henri Poincaré - Nancy 1, 2005. Français. NNT : 2005NAN10007 . tel-01748089

HAL Id: tel-01748089

<https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01748089>

Submitted on 29 Mar 2018

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.



AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10

http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php

<http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm>

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI BARI
DIP. GEOMINERALOGICO

ITALIA



UNIVERSITE'U.H.P., NANCY I
CRPG – CNRS

FRANCE



DOCTORAT EN CO-TUTELE ITALIE-FRANCE
2001-2004

Thèse

UNIVERSITE'U.H.P. NANCY I
BIBLIOTHÈQUE DES SCIENCES
Rue du Jardin Botanique
54600 VILLERS-LES-NANCY

présentée pour l'obtention du titre de

Docteur en SCIENCES

Scienze della Terra: Petrografia
Sciences de la Terre et de l'Univers: Pétrologie

par ***Francesca MICHELETTI***

**“Il Magmatismo acido Neo-Proterozoico - Cambriano in Calabria:
studio petrochimico e geocronologico degli gneiss occhiadini”**

**“Le magmatisme acide Néo-Protérozoïque-Cambrien en Calabre:
étude pétrochimique et géochronologique des gneiss oeillés”**

Soutenance publique prévue le 1^{er} Avril 2005

Membres du jury:

Président	Alessandro ROTTURA	Professeur, Università di Bologna (Italie)
Examineur	Dominique GASQUET	Professeur, Université de Savoie (France)
Directeur de thèse	Pierre BARBEY	Professeur, U.H.P., Nancy I (France)
Directeur de thèse	Annamaria FORNELLI	Professeur, Univ. degli Studi di Bari (Italie)

Salle de conférence à 11,30 h
Palazzo di Scienze della Terra - Via Orabona, 4, Bari (Italia)

S.C.D. - U.H.P. NANCY 1
BIBLIOTHÈQUE DES SCIENCES
Rue du Jardin Botanique
54600 VILLERS-LES-NANCY

Alla mia famiglia

INDICE

Abstract.....	pag.1
Résumé.....	pag.3
Résumés brefs des chapitres de la thèse.....	pag.5
Riassunto.....	pag.7
INTRODUZIONE E OBIETTIVI DELLA RICERCA.....	pag.11
Capitolo 1 - CARATTERI GEOLOGICI.....	pag.15
1.1 - Il "terrane" Calabro-Peloritano.....	pag.15
1.1.2 - Catena Costiera e Sila.....	pag.16
1.1.3 - Serre.....	pag.19
1.1.4 - Aspromonte.....	pag.20
1.2 - Ipotesi circa la genesi dei protoliti degli gneiss occhiadini.....	pag.22
1.3 - Osservazioni di campagna nelle aree di campionamento.....	pag.23
Capitolo 2 – PETROGRAFIA.....	pag.30
2.1 - Gli gneiss occhiadini.....	pag.30
2.2 - Gli gneiss leucocratici minuti	pag.37
2.3 - I metasedimenti associati.....	pag.38
Capitolo 3 – GEOCHIMICA.....	pag.41
3.1 - Gli gneiss occhiadini.....	pag.42
3.2 - Gli gneiss leucocratici minuti.....	pag.48
3.3 - Confronto tra gneiss occhiadini e gneiss leucocratici minuti.....	pag.55
Capitolo 4 -LO ZIRCONI IN GEOCRONOLOGIA.....	pag.60
4.1 - CARATTERISTICHE DEL MINERALE.....	pag.60
4.1-1 - Lo zirconio come indicatore petrogenetico.....	pag.61
4.1-2 - "Zircon imaging".....	pag.63
4.1-3 - Il problema della diffusione.....	pag.64
4.1-4 - Nuclei ereditati.....	pag.64
4.1-5 - Zirconio e petrogenesi metamorfica.....	pag.65

4.2 - LO ZIRCONO COME GEOCRONOMETRO.....	pag.66
4.2-1 - Decadimento U-Pb.....	pag.66
4.2-2 - Il problema della discordanza.....	pag.69
Capitolo 5 - PROCEDURE ANALITICHE.....	pag.70
5.1 - Preparazione degli zirconi per le datazioni geocronologiche.....	pag.70
5.2 - La microsonda ionica CAMECA IMS 1270.....	pag.71
5.3 - Trattamento dei risultati	pag.73
5.3-1 - Conteggi	pag.73
5.3-2 - Il problema della calibrazione.....	pag.73
Capitolo 6 - GEOCRONOLOGIA U-Pb DEGLI ZIRCONI DEGLI GNEISS OCCHIADINI DELLA CALABRIA.....	pag.75
6.1 - Analisi in Catodoluminescenza dei cristalli di zircone degli gneiss occhiadini	pag.75
6.2 - Età.....	pag.77
6.2-1 – GO 6 (Unità di Castagna, Sila).....	pag.77
6.2-2 – GO 35 (Unità di Castagna, Sila).....	pag.80
6.2-3 – GO 100 (Serre).....	pag.81
6.2-4 – ADR 5 (Aspromonte).....	pag.83
6.2-5 – ADR 18 (Aspromonte).....	pag.85
6.3 - Discussione sulle età.....	pag.86
Capitolo 7 - IL MAGMATISMO NEOPROTEROZOICO – CAMBRIANO IN CALABRIA.....	pag.88
Capitolo 8 - IL MAGMATISMO DEL “TERRANE” CALABRO-PELORITANO NEL QUADRO DELL’ATTIVITÀ MAGMATICA AL LIMITE PROTEROZOICO-PALEOZOICO: CONFRONTI E CONSIDERAZIONI	pag.93
8.1 - Il magmatismo tardo-Proterozoico-Cambriano in Europa ed in nord-Africa	pag.93
- Europa.....	pag.93
- Africa.....	pag.96

- Calabria.....	pag.97
8.2 - La microplacca di Alboran al limite Proterozoico-Paleozoico: contributi dal “terrane” Calabro-Peloritano	pag.98

Capitolo 9 – CONCLUSIONI.....	pag.105
--------------------------------------	----------------

BIBLIOGRAFIA.....	i
--------------------------	----------

APPENDICE.....	xvii
-----------------------	-------------

METODICHE ANALITICHE:

- Studio petrografico
- Analisi di fasi effettuate al SEM
- Analisi chimiche per fluorescenza Rx e ICP-MS
- Determinazione dell’acqua di cristallizzazione

Tab.1 - Localizzazione dei campioni di gneiss occhiadino

Tab.2 - Localizzazione dei campioni di gneiss leucocratici minuti

Tab.3 - Localizzazione di altri campioni (paragneiss, micascisti, anfiboliti)

Tab.4-5-6-7- Analisi di fasi mineralogiche:

- Tab. 4 – feldspati
- Tab.5A-5B – granati
- Tab. 6A-6B – muscoviti
- Tab.7A-7B - biotiti

Tab.8 - analisi chimiche dei campioni di gneiss occhiadino

Tab.9-10 - analisi chimiche dei campioni di gneiss leucocratici minuti:

- Tab.9 – glm1
- Tab.10 – glm2

Tab.11 – Coordinate geografiche dei campioni di gneiss occhiadino utilizzati per lo studio geocronologico e isotopico

Tab.12 – Dati U-Pb degli zirconi datati alla microsonda ionica

Ringraziamenti

Abstract

This work consists of geochronological and petrological studies of the *augen gneisses* outcropping in Calabria (southern Italy).

The relationships between the augen gneisses and minute leucocratic gneisses have been defined by *field observations*. These rock types belong to three different structural units in four Calabria massifs: Castagna Unit in Catena Costiera and Sila (north-western Calabria), Sila Unit in Serre (central Calabria) and Aspromonte Unit in Aspromonte (southern Calabria).

The *petrographic analysis* of augen gneisses and minute leucocratic gneisses allowed to underline *different metamorphic conditions* in the three units: greenschist-amphibolite facies for the augen gneisses in the Castagna Unit, amphibolite facies in Aspromonte Unit and amphibolite-granulite facies in Sila Unit.

The *magmatism* of protoliths of augen gneiss was granitic-granodioritic in composition and peraluminous and K-rich calc-alkaline type, probably, it was associated to post-collisional phases in transitional regime.

The minute leucocratic gneisses show metamorphism and deformation conditions similar to those of the augen gneisses from Catena Costiera, Sila and Aspromonte massifs and they seem to derive from porphyric, aplitic or pegmatitic plutonites.

Two types of minute leucocratic gneisses have been distinguished on the basis of Nb contents: glm1 (Nb>19ppm) and glm2 (Nb<16ppm). The glm2 group might represent differentiated products of the protoliths of augen gneisses, whereas the glm1 group seem to represent the product of magmatism having different source and genesis.

The *geochronological study* has been performed on zircon crystals separated from five samples of the three units and characterised by SEM (BSE and CL). Isotopic data have been obtained using ion microprobe CAMECA IMS-1270 (CRPG-CNRS, Nancy, France). The emplacement age was fixed at **539 ± 4 Ma**. Other two cluster ages have been evidenced on zircon crystals within all samples:

- (i) Archean, Paleo-Proterozoic (e.g. 2216 ± 56 and 2404 ± 92 Ma) and Neo-Proterozoic (e.g. 621±5, 614±10 and 623±18 Ma) ages in inherited cores;
- (ii) younger ages (e.g. 464 ± 4, 494 ± 14, 446 ± 13 Ma) probably connected to Hercynian metamorphism.

Rb-Sr and Sm-Nd Isotopic data of augen gneisses appear to be contradictory. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(539 \text{ Ma})}$ ratios (0,7093-0,7140) suggest a crustal component in the source, whereas

the $\epsilon\text{Nd}_{(539 \text{ Ma})}$ values ($-3.13 / -4.66$) indicate a mantle origin. However $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ data could be suffer modifications due to the remobilization of the Rb-Sr isotopic system during successive events.

Finally, a comparison between augen gneiss protoliths and some magmatic products having similar age from European variscan chain and northern Africa was performed.

There are some similarities between the augen gneisses and the high-K calc-alkaline orthogneisses of central Europe and north-western Africa. The emplacement age (Proterozoic-Paleozoic), the geochemical affinity (K-rich calc-alkaline magmatism) and inherited archean and proterozoic ages allowed to link Neo-Proterozoic-Cambrian acidic magmatism of Calabria to *post-collisional phases of Pan-african orogeny*. These results reinforce the idea that the *Calabro-Peloritan "terrane"* was a part of the "Alboran" microplate localized at *the northern margin of Gondwana at the limit between Proterozoic and Cambrian ages* (Peri-Gondwana terranes).

Résumé

L'objet de ce travail de recherche est une étude pluridisciplinaire des *gneiss oeillés* de la Calabre (Italie méridionale).

L'*étude de terrain* a permis de définir les caractères des gneiss oeillés et des gneiss leucocrates qui leur sont généralement associés dans trois unités structurales distinctes, affleurant dans quatre massifs montagneux : l'Unité de Castagna en Catena Costiera e Sila (Calabre nord-occidentale), l'Unité de la Sila en Serre (Calabre centrale) et de l'Unité Aspromonte en Aspromonte (Calabre méridionale).

L'*étude pétrographique* a conduit à déterminer les paragenèses principales, les textures et les structures des gneiss oeillés. Cela a permis de mettre en évidence différentes conditions de métamorphisme dans les trois unités : faciès schiste-vert à faciès amphibolite pour l'Unité de Castagna, faciès amphibolite pour l'Unité Aspromonte et faciès amphibolite à faciès granulite pour l'Unité de la Sila. Les gneiss leucocrates semblent dériver de roches filoniennes aplitiques, porphyriques ou pegmatitiques et présentent les mêmes caractères métamorphiques et tectoniques que les gneiss oeillés.

L'*étude géochimique* a permis de caractériser le magmatisme des protolites des gneiss oeillés: granites et granodiorites à chimisme calco-alkalin potassique et peralumineux. Ce magmatisme peut être associé aux phases syn- et post-collisionnelles en régime transitionnel. Les gneiss leucocrates ont été subdivisés en deux groupes sur la base de leurs teneurs en certains éléments en trace, en particulier Nb qui est $>19\text{ppm}$ (glm1) ou $<16\text{ppm}$ (glm2). Les gneiss oeillés montrent des analogies chimiques avec le group glm2 qui peut représenter des produits différenciés des protolites des gneiss oeillés. Le groupe glm1, au contraire, semble représenter les produits d'un magmatisme qui dérive d'une genèse et d'une source différentes.

L'*étude géochronologique* a été réalisée sur des cristaux de zircon séparés de cinq échantillons provenant des trois unités, et caractérisés en MEB (ERD et CL). Les rapports isotopiques U-Pb ont été déterminés à la sonde ionique CAMECA 1270 (CRPG-CNRS, Nancy, France). L'âge de mise en place peut être défini à $539 \pm 4\text{ Ma}$. Les mêmes groupes d'âge ont été identifiés dans tous les échantillons:

(i) âges hérités Archéens, Paléo-Protérozoïques (p.e. 2216 ± 56 et $2404 \pm 92\text{ Ma}$) et Néo-Protérozoïques (p.e. 621 ± 5 , 614 ± 10 et $623 \pm 18\text{ Ma}$) sur des coeurs hérités d'une croute ancienne;

(ii) âges plus jeunes (p.e. 464 ± 4 , 494 ± 14 , 446 ± 13 Ma) peut être à relier au métamorphisme Hercynien.

L'analyse des compositions isotopiques *Rb-Sr* et *Sm-Nd* dans six échantillons (Sila, Serre et Aspromonte) a fourni des résultats contradictoires. Si les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(539 \text{ Ma})}$ initiaux (0,7093-0,7140) suggèrent une importante empreinte crustale dans la source, les valeurs de $\epsilon\text{Nd}_{(539 \text{ Ma})}$ ($-3.13 / -4.66$) plaident en faveur d'une contribution mantellique significative. Il est vraisemblable que cette contradiction apparente, résulte d'une re-mobilisation du système isotopique Rb-Sr au cours des orogènes hercyniens ou alpins.

Enfin, nous avons fait une *comparaison* entre les protolites des gneiss ocellés et certains produits magmatiques contemporains répartis dans la Chaîne varisque européenne et dans le nord de l'Afrique. Elle montre l'existence d'analogies significatives entre les protolites des gneiss ocellés et les produits calco-alcalins potassiques de l'Europe centrale et de l'Afrique des domaines Magrébin et Saharien. L'âge de mise en place (à la limite entre Protérozoïque et Paléozoïque), l'affinité géochimique (magmatisme calco-alcalin potassique) et les âges archéens et protérozoïques hérités de la source ont permis de rapporter le magmatisme acide Néoprotérozoïque-Cambrien de la Calabre *aux phases post-collisionnelles de l'orogénèse panafricaine*. Ceci renforce l'idée que le "terrane" Calabro-Péloritain constituait une partie de la microplaque *Alboran*, un "terrane exotique" qui était, à la limite Protérozoïque-Cambrien, partie intégrante de la *bordure septentrionale du supercontinent Gondwana* (Peri-Gondwana terranes).

Résumés brefs des chapitres de la thèse

Introduction et objectifs de la recherche

Problématique générale de la caractérisation des gneiss oillés de la Calabre et du magmatisme Précambrien en Europe et au nord de l'Afrique. Analyse des données disponibles dans la littérature et aspects à approfondir. Méthodologies utilisés pour l'étude des gneiss oillés (pétrographie, géochimie, géochimie isotopique et géochronologie). Description des objectifs de la recherche.

Chapitre 1 – Géologie

Mise en situation du "terrane" Calabro-Peloritain dans la géologie méditerranéenne et description synthétique des principales unités structurales des Massifs de la Calabre (Catena Costiera, Sila, Serre, Aspromonte). Présentation des hypothèses génétiques autrefois avancées sur la genèse des gneiss oillés. Discussion des observations géologiques sur les terrains d'échantillonnage.

Chapitre 2 – Pétrographie

Caractérisation des assemblages minéralogiques en microscopie optique et électronique à balayage. Description des textures et des structures des gneiss oillés, des gneiss leucocrates et des métasédiments associés dans les trois Unités structurales de Castagna, Sila et Aspromonte. Considérations sur les différentes conditions du métamorphisme Hercynien.

Chapitre 3 – Géochimie

Caractérisation géochimique des gneiss oillés puis des gneiss leucocrates des trois Unités structurales (étude de la distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des terres rares). Discussion sur le magmatisme potassique des protolites des gneiss oillés et formulation d'une hypothèse sur les conditions géodynamiques (post-collisionnel). Le chapitre se termine par une comparaison entre gneiss oillés et gneiss leucocrates.

Chapitre 4 – Le zircon en géochronologie

Introduction à l'étude géochronologique à travers la description des caractères principaux du zircon: propriétés physiques, techniques microscopiques de mise en évidence des structures internes, la diffusion du Pb, la signification des noyaux hérités, le zircon dans le métamorphisme. Le zircon comme géochronomètre.

Chapitre 5 - Procédures analytiques

Conditions de préparation des zircons pour les datations géochronologiques. L'analyse in situ par sonde ionique CAMECA IMS 1270. Discussion du traitement des données analytiques (comptages, calibration, standards).

Chapitre 6 - Géochronologie U-Pb des zircons des gneiss oillés

Descriptions des structures internes des cristaux de zircons à travers l'analyse des images obtenues au MEB (électrons rétrodiffusés et cathodoluminescence).

Présentation des données géochronologiques pour cinq échantillons (GO6 et GO35, Sila; GO100, Serre; ADR5 et ADR18, Aspromonte). Discussion et interprétation des données.

Chapitre 7 - *Le magmatisme NéoProtérozoïque – Cambrien de la Calabre*

Synthèse des géochimiques et géochronologiques du magmatisme des protolites des gneiss oeillés. Données Rb-Sr et Sm-Nd. Homogénéité des caractères du magmatisme pour les quatre Massifs étudiés. Considérations sur la source des magmas.

Chapitre 8 - *Le magmatisme du "terrane" Calabro-Péloritain dans le cadre de l'activité magmatique à la limite Protérozoïque-Paléozoïque: comparaisons et considerations*

Comparaison entre les gneiss oeillés et les produits magmatiques de même âge de l'Europe et du nord de l'Afrique. Discussion et interprétation des âges hérités. Définition du magmatisme Panafricain à la limite Protérozoïque-Paléozoïque. Reconstruction de la position et du contexte géodynamique de la microplaque Alboran (constituée aussi par le "terrane" Calabro-Peloritain) près de la marge septentrionale du supercontinent Gondwana.

Chapitre 9 – *Conclusions*

Apport de l'étude. Caractérisation des gneiss oeillés de la Calabre et du magmatisme des protolites. Contribution à la reconstruction paléo-géographique de la microplaque Alboran à la limite Protérozoïque-Paléozoïque.

Appendice

Riassunto

Il presente lavoro di tesi ha lo scopo di fornire un contributo scientifico alla conoscenza degli *gneiss occhiadini*, di presumibile età pre-Cambriana, affioranti in Calabria (Italia meridionale), attraverso un approccio petrografico, geochemico, geocronologico e geochemico-isotopico.

La scarsa mole di dati disponibili in letteratura, la mancanza di dati geochemici e l'esigenza di meglio definire l'età del magmatismo dei protoliti degli *gneiss occhiadini* ne hanno reso necessario lo studio.

Un preliminare *studio di terreno* ha permesso: i) di chiarire i rapporti tra gli *gneiss occhiadini* e le rocce a questi associate (metasedimenti, *gneiss leucocratici minuti*, granitoidi tardo-ercinici) e ii) di evidenziare le analogie e le differenze tra gli *gneiss occhiadini* affioranti all'interno di tre diverse unità strutturali in quattro massicci montuosi della Calabria (Unità di Castagna in Catena Costiera e Sila, Unità della Sila in Serre ed Unità Aspromonte in Aspromonte). L'analisi di terreno ha anche messo in luce come gli *gneiss occhiadini* si ritrovino spesso associati agli *gneiss leucocratici minuti* in Catena Costiera, Sila ed Aspromonte, ponendo il problema di chiarire i rapporti esistenti tra queste due famiglie di ortoderivati.

Lo *studio petrografico* (con analisi di fasi condotte al SEM) ha permesso di evidenziare la paragenesi principale ($Mc + Qtz + Pl + Bt \pm Ms \pm Act \pm Ep \pm Grt \pm Sil$), i caratteri tessiturali e deformativi degli *gneiss occhiadini* appartenenti alle tre diverse unità. Lo studio di campagna e quello petrografico hanno permesso di evidenziare che gli *gneiss occhiadini* e le rocce metasedimentarie a cui sono associati appartengono ad unità strutturali che hanno subito un metamorfismo fondamentale durante l'orogenesi ercinica in condizioni differenti. Gli *gneiss occhiadini* dell'Unità di Castagna in Sila e Catena Costiera hanno subito un metamorfismo in facies scisti verdi-anfibolitica, in Aspromonte presentano un'associazione mineralogica tipica della facies anfibolitica, mentre, nelle Serre, *gneiss occhiadini* e metasedimenti associati sono stati interessati da un metamorfismo in facies anfibolitico-granulitica. Al metamorfismo ercinico fondamentale si aggiungono, in particolare nell'Unità di Castagna e localmente nell'Unità Aspromonte, effetti retrogradi alpini esplicitati in corrispondenza di zone di taglio.

Gli *gneiss leucocratici minuti* hanno, invece, composizione granitica e una grana da media a minuta. L'associazione mineralogica è data da $Qtz + Mc + Pl + Ms \pm Ep \pm Bt \pm Grt$. I protoliti di queste rocce dovevano essere rocce filoniane di tipo aplitico-pegmatitico

e/o porfiriche. Il tipo di metamorfismo e la deformazione degli gneiss leucocratici minuti sembrano perfettamente analoghi a quelle degli gneiss occhiadini a cui sono associati.

Lo *studio geochimico* (analisi dei contenuti in elementi maggiori, in traccia e delle REE) ha permesso di caratterizzare il magmatismo dei protoliti degli gneiss occhiadini. Questo è risultato acido (SiO_2 tra 67 e 75wt%), a carattere granitico-granodioritico, peralluminoso (A/CNK tra 1.04 e 1.92) e calcocalcino ad alto K_2O (3.06-7.29wt%), riconducibile ad un contesto post-collisionale.

Lo stesso studio è stato effettuato sugli gneiss leucocratici minuti, che sono peralluminosi (A/CNK=1.07-2.15) e calc-alcalini ad alto K_2O (2.80-5.78wt%). Questi sono stati distinti in due gruppi sulla base del contenuto di alcuni elementi in traccia, in particolare il Nb: glm1 (Nb>19ppm) e glm2 (Nb<16ppm).

Dal confronto tra le composizioni degli gneiss occhiadini e quelle degli gneiss leucocratici minuti è risultata una maggiore affinità geochimica con il gruppo glm2, per cui si ritiene che questi possano rappresentare dei differenziati dei protoliti degli gneiss occhiadini. I glm1, invece, rappresenterebbero i prodotti di un magmatismo caratterizzato da condizioni genetiche differenti.

Lo *studio geocronologico* è stato condotto su cristalli di zirconio separati da cinque campioni di roccia provenienti dalle tre unità studiate in Sila, Serre ed Aspromonte, attraverso *datazioni puntuali U-Pb* eseguite con la microsonda ionica CAMECA 1270 (CRPG-CNRS, Nancy, Francia). I cristalli di zirconio sono stati fotografati al SEM (elettroni retrodiffusi, BSE, e in catodoluminescenza, CL) per evidenziarne i pattern di zonazione interna. La maggior parte dei cristalli indagati presenta una zonatura oscillatoria caratteristica di crescita in condizioni magmatiche e, in un numero minore di casi, è stata riscontrata la presenza di nuclei ereditati più antichi.

Le datazioni isotopiche effettuate su cinquantuno cristalli di zirconio hanno permesso di fissare a **539±4 Ma** l'età di messa in posto dei loro protoliti magmatici. Importanti indicazioni si sono avute anche dall'individuazione di analoghi *cluster* di età in tutti i campioni: i) età Archeane, Paleoproterozoiche (e.g. 2216 ± 56 e 2404 ± 92 Ma) e Neoproterozoiche (e.g. 621±5, 614±10 e 623±18 Ma) determinate su core ereditati da una crosta antica ed ii) età Ordoviciane (e.g. 464 ± 4, 494 ± 14, 446 ± 13 Ma) imputabili, probabilmente, a parziale resetting del sistema U-Pb dovuto all'evento metamorfico ercinico.

Lo *studio geochimico-isotopico* Rb-Sr e Sm-Nd, condotto su sei campioni provenienti da Sila, Serre ed Aspromonte ha permesso di trarre informazioni sulla natura del materiale sorgente dei magmi protoliti. I rapporti $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ed i valori dell' ϵNd misurati sono stati calcolati a 539 ± 4 Ma e sembrano essere in contraddizione. I rapporti $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(539 \text{ Ma})}$ (da 0,7093 a 0,7140) suggeriscono una componente crostale nella sorgente, mentre i valori di $\epsilon\text{Nd}_{(539 \text{ Ma})}$ (da -3.13 a -4.66) indicano un'origine mantellica. Questa apparente contraddizione potrebbe risultare dalla rimobilizzazione del sistema Rb-Sr in relazione alle orogenesi ercinica ed alpina. Se da un lato l'assenza di inclusi mafici microgranulari, la composizione chimica acida e peralluminosa degli gneiss occhiadini ed i valori del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(539 \text{ Ma})}$ evidenziano una importante impronta crostale nel materiale sorgente, dall'altro i valori di $\epsilon\text{Nd}_{(539 \text{ Ma})}$ ed i grandi volumi di tali granitoidi calc-alcalinici sono indicativi di un contributo mantellico nella loro genesi. Si ipotizza, quindi, un processo di omogeneizzazione di magmi ibridi alla transizione crosta-mantello o in crosta inferiore secondo il modello MASH, senza importanti modificazioni durante la risalita e l'intrusione.

Infine è stato effettuato un confronto tra i dati raccolti e quelli relativi ad alcuni prodotti magmatici simili e coevi, diffusi nelle catene varisiche europee ed in nord Africa. Ciò con l'intento di trarre informazioni sull'*ambientazione geodinamica* di messa in posto dei protoliti degli gneiss occhiadini calabresi e ottenere *indicazioni di tipo paleogeografico*. Da tale confronto sono emersi numerosi elementi comuni tra i protoliti degli gneiss occhiadini ed i prodotti magmatici calc-alcalinici ad alto K_2O presenti in Europa ed in Africa nord-occidentale: *età di messa in posto delle magmatiti* (al limite tra Proterozoico e Paleozoico), *affinità geochimica* (magmatismo calc-alcalinico ad alto K_2O) ed *età Archeane, Paleoproterozoiche e Neo-Proterozoiche* rinvenute come *antiche componenti ereditate* nel materiale sorgente. L'insieme di tali caratteri ha permesso di ascrivere il magmatismo acido tardo-Proterozoico-Cambriano della Calabria alle *fasi post-collisionali dell'Orogenesi Pan-africana*.

Tali deduzioni rafforzano l'idea che il "terrane" Calabro-Peloritano costituisca un terreno esotico facente parte della microplacca *Alboran* che al limite Proterozoico-Cambriano era parte integrante del *bordo settentrionale del supercontinente Gondwana* (Peri-Gondwana terranes).

INTRODUZIONE E OBIETTIVI DELLA RICERCA

Negli ultimi decenni ha avuto ampia diffusione lo studio dei prodotti magmatici di età pre-Cambriana presenti a scala globale.

Scopo di tale ricerca è quello di caratterizzare gli eventi magmatici più rappresentati e di inquadrarli nello spazio e nel tempo con l'intento di trarre informazioni di tipo geodinamico e paleogeografico a grande scala.

Attraverso l'analisi della distribuzione delle tipologie geochemiche dei prodotti magmatici intrusivi ed effusivi, infatti, si possono raccogliere preziose informazioni sugli ambienti geodinamici, per ricostruire prima l'assetto locale, poi quello globale, delle placche litosferiche.

Estese masse di ortoderivati (metagabbri, gneiss occhiadini e gneiss leucocratici minuti), alcune delle quali di sicura età pre-Cambriana, sono diffuse anche in Calabria ed in Sicilia, all'interno di unità tettoniche erciniche di differente grado metamorfico, per cui si è cercato di condurre, su alcune di queste, uno studio geochemico e geocronologico al fine di stabilire l'età, il carattere dei protoliti magmatici e le possibili modificazioni indotte dal metamorfismo.

Il "terrane" Calabro-Peloritano rappresenta un'area chiave nelle complesse dinamiche tra Europa ed Africa, per cui, al fine di caratterizzare i prodotti magmatici pre-Cambriani della Calabria occorre porre particolare attenzione alla distribuzione ed ai caratteri dei prodotti analoghi diffusi in Europa ed in nord-Africa.

In numerosi settori delle variscidi europee, infatti, affiorano basamenti di età pre-Cambriana caratterizzati da importanti volumi di plutoniti e vulcaniti acide e basiche di età tardo-Proterozoico-Cambriana e Cambro-Ordoviciane (e.g. von Raumer et al., 2002).

In *Europa centrale* (Eastern Erzgebirge, Lusatian, Saxothuringian, Foresta Nera, Massiccio Boemo, Carpazi, Alpi) grandi masse di ortogneisses datati tra 480 e 588 Ma testimoniano un diffuso evento magmatico che ha prodotto suite granitiche a carattere peralluminoso e calc-alcalino in ambiente sin e post-collisionale (e.g. Kroner et al., 1995, 2001; Liégeois et al., 1996; Turniak et al., 2000; Tichomirowa et al., 2001; Chen et al., 2000; Dorr et al., 1998; Neubauer et al., 2002; Bussy et al., 1996; Muller et al., 1995).

Anche in *Europa occidentale* magmatiti acide pre-cambriane-cambriane sono molto diffuse: leptiniti del Massiccio dei Mauri (548 Ma, Innocent et al., 2003), metarioliti leptinitiche del Massiccio Centrale Francese (545 Ma, Caen-Vachette, 1979), ortogneisses di Plaisance (532 Ma, Ducrot et al., 1979), metadaciti di Sériès nella Montagna Nera

(545 Ma, Lescuyer et Cocherie, 1992), metadioriti quarzose de l'Aubrac (540, Pin et Lancelot, 1978). Una intensa attività calc-alcalina tra 590 e 510 Ma è testimoniata anche nel Massiccio Iberico, nella Zona Ossa Morena (Spagna sud-occidentale; Ochsner, 1993) ed in Galizia (Spagna nord-occidentale, ≈500 Ma, Abati et al., 1999).

A seconda dei casi, sono state proposte diverse ipotesi di ambientazione geodinamica. Per alcuni Autori tali prodotti magmatici si sarebbero messi in posto in un contesto di subduzione, derivanti da magmi di underplating (Muller et al., 1995; Turniak et al., 2000), oppure in un complesso accrezionale (Abati et al., 1999) o ancora in ambiente di arco vulcanico (Kroner et al., 2001). Per altri Autori si tratterebbe di prodotti prevalentemente sin-collisionali derivanti da fusione parziale di metagrovacche e metapeliti (Kroner et al., 1995, 2001; Turniak et al., 2000; Tichomirowa et al., 2001) e, secondo altri ancora, le magmatiti si sarebbero messe in posto in regime transtensivo e/o di assottigliamento litosferico (von Quadt, 1992; Dorr et al., 1998; Chen et al., 2000; Innocent et al., 2003).

In *Europa centrale ed occidentale* sono anche abbondanti le testimonianze di eventi magmatici intrusivi ed effusivi, spesso a carattere bimodale, di età Ordoviciano, ad esempio in *Spagna* (e.g. Valverde-Vaquero et al., 2000), *Pirenei francesi* (e.g. Barbey et al., 2001; Deloule et al., 2002), *Alpi* (Guillot et al., 2002; Colombo et al., 1994), *Massiccio Boemo* (Glodny et al., 1998), *Bacino Saxothuringiano* (Schatz et al., 2002) e *Sardegna* (e.g. Giacomini et al., 2003; Bomparola et al., 2004). A seconda dei casi, tali prodotti sono stati attribuiti dai vari Autori a contesti distensivi o compressivi.

Anche in *Africa nord-occidentale* lavori recenti hanno evidenziato la presenza di grossi volumi di granitoidi calc-alcalinici post-collisionali ad alto K₂O di età tardo Proterozoico-Cambriano (e.g. Ennih et al., 2001; El-Khanchaoui et al., 2001); meno diffusi sembrano i prodotti Ordoviciani.

In questa area viene riscontrata un'ampia gamma di prodotti magmatici, passando dai graniti peralluminosi della Namibia (e.g. Tack et al., 1999), generatisi per fusione parziale di crosta profonda in seguito ad assottigliamento crostale, ai prodotti intrusivi (granitici, granodioritici e gabbro-dioritici) datati tra 559 e 595 Ma (Walsh et al., 2002) fino a quelli effusivi (trachiti, ignimbriti, rioliti, daciti) datati tra 563 e 618 Ma (Walsh et al., 2002; Gasquet et al., 2004) del Marocco.

Nell'ambito di tali diverse tipologie di prodotti magmatici, i più rappresentati sono i granitoidi post-collisionali calc-alcalinici ad alto K₂O datati tra 630 e 550 Ma circa, particolarmente diffusi nella regione dell'Anti-Atlante in Marocco (e.g. Thomas et al.,

2002; Barbey et al., 2004), nella Regione dell'Hoggar Centrale in Algeria (e.g. Acef et al., 2003) e nella Regione del Taureg Shield al confine tra Algeria, Mali e Niger (e.g. Azzouni-Sekkal et al., 2003).

Da questo breve excursus emerge un quadro estremamente complesso in cui ad un'ampia varietà di prodotti magmatici fa seguito un alto numero di ipotesi circa le ambientazioni geodinamiche.

Un dato è però particolarmente interessante, ossia che la maggior parte degli Autori concorda sul fatto che la totalità delle magmatiti tardo Proterozoico-Cambriane, insieme a quelle Cambro-Ordoviciane, affioranti nelle variscidi europee ed in nord Africa si sia messa in posto lungo il *marginne settentrionale del Gondwana* in un *contesto post-collosionale Pan-africano* (e.g. Chen et al., 2000; Kroner et al., 2001; Acef et al., 2003; Azzouni-Sekkal et al., 2003).

In questo quadro si inserisce lo studio degli gneiss occhiadini di presumibile età pre-Cambriana affioranti in Calabria, con l'intento di caratterizzare il magmatismo dei loro protoliti e con lo scopo ultimo di fornire un contributo alla ricostruzione del complesso assetto delle microplacche (di cui il "terrane" Calabro-Peloritano faceva parte) che costituivano il margine settentrionale del Gondwana al passaggio tra Proterozoico e Paleozoico.

Nel massiccio delle Serre ed in Aspromonte, datazioni U-Pb su zircone (diluizione isotopica) avevano già segnalato la presenza di magmatiti pre-Cambriane.

Nelle Serre centro-settentrionali metagabbri e gneiss occhiadini affiorano all'interno di una sezione quasi completa di crosta profonda metamorfosata in facies alto-anfibolitico-granulitica (Schenk, 1990; Caggianelli et al., 1991; Fornelli et al., 2002). Alcune datazioni effettuate da Schenk (1980) hanno fornito un'età di 553 ± 27 Ma per i protoliti dei metagabbri ed un'unica datazione sugli gneiss occhiadini ha fornito un'età U-Pb di 549 ± 4 Ma (Senesi, 1999).

Nelle Serre meridionali ed in Aspromonte, invece, affiorano porzioni metaigne e metasedimentarie di crosta intermedia e superiore. I protoliti degli ortoderivati hanno una composizione intermedio-acida e le datazioni radiometriche hanno fornito età di circa 500 Ma, 516 ± 25 Ma e 622 ± 120 Ma (Schenk and Todt, 1989), interpretate come età del magmatismo.

Il così grande intervallo di età pre-Cambriane stimate e la mancanza di dati geochimici non ha permesso ai diversi Autori di formulare un modello di ambientazione geodinamica in tempi antecedenti all'evento ercinico.

Inoltre, informazioni di carattere geochimico e datazioni radiometriche assolute di prodotti analoghi a quelli affioranti in Serre ed Aspromonte mancano del tutto nei settori di crosta intermedia e superiore presenti in Sila e Catena Costiera. Gli unici dati disponibili su gneiss occhiadini affioranti in queste aree sono età Rb-Sr su biotite comprese tra 183 ± 6 e 56 ± 2 Ma (Borsi e Dubois, 1968). Tali età furono interpretate come il risultato del dinamometamorfismo alpino su protoliti granitici di età Carbonifera (e.g. Borsi et al., 1968; Faure, 1980). Ciò induceva a ritenere che gli gneiss occhiadini della Sila e della Catena Costiera avessero età e storia metamorfica completamente differenti da quelle degli ortoderivati delle Serre e dell'Aspromonte.

Di conseguenza, la mancanza di dati geochimici e l'esigenza di meglio definire l'età del magmatismo dei protoliti degli gneiss occhiadini ne hanno reso necessario lo studio.

Gli aspetti affrontati sono stati:

- i) la *caratterizzazione petrografico-geochimica e geochimico-isotopica* attraverso lo studio microscopico, l'analisi chimica delle fasi mineralogiche, l'analisi degli elementi maggiori, in traccia e delle REE e le determinazioni isotopiche Rb-Sr e Sm-Nd;
- ii) la *stima dell'età di messa in posto dei protoliti magmatici*, attraverso determinazioni puntuali di età effettuate con il metodo U-Pb su zirconi;
- iii) l'*inquadramento spazio-temporale del magmatismo* di cui sono stati espressione tali prodotti.

Una volta definita l'età e la tipologia del magmatismo dei protoliti degli gneiss occhiadini, si è proceduto ad un confronto dei dati raccolti con quelli relativi ad alcuni prodotti magmatici simili e coevi, diffusi in particolare nelle catene varisiche europee ed in nord Africa. Tale confronto ha avuto lo scopo di trarre *informazioni sull'ambientazione geodinamica* del magmatismo acido pre-ercinico della Calabria e di ottenere *indicazioni di tipo paleogeografico* per inquadrare il “terrane” Calabro-Peloritano nell'assetto globale delle placche litosferiche in tempi tardo Proterozoico-Cambriani.

Capitolo 1

CARATTERI GEOLOGICI

1.1 - Il “terrane” Calabro- Peloritano

Il “terrane” Calabro-Peloritano (CPT) si colloca nel Mediterraneo centrale come un terreno esotico che connette la catena Kabilo-Maghrebide a quella Appenninica lungo un tratto del margine collisionale tra la placca africano-adriatica e la placca europea (Bonardi et al., 2001; Festa et al., 2004).

I due elementi tettonici che lo delimitano a nord e a sud sono rispettivamente la Linea di Sanginetto e la Linea di Taormina (Bonardi et al., 2001).

Il CPT, costituito da falde sovrapposte tettonicamente comprendenti frammenti di crosta continentale pre-triassica e frammenti di crosta oceanica mesozoica, rappresenta un segmento di catena Alpina sovrascorsa sulla catena Appenninico-Maghrebide nel Miocene (e.g. Amodio Morelli et al., 1976). Secondo questa interpretazione le falde cristalline proverrebbero dal margine continentale africano (e.g. Alvarez, 1976; Amodio Morelli et al., 1976).

Il basamento cristallino pre-triassico ha registrato una storia tettono-metamorfica complessa in cui gli effetti magmatici e metamorfici più evidenti sono dovuti all'orogenesi ercinica. Il metamorfismo passa dalla facies scisti verdi, a quella anfibolitica, fino a raggiungere le condizioni granulitiche accompagnate da fusione parziale (Amodio Morelli et al., 1976; Schenk, 1980; Fornelli et al., 2002). Solo localmente nel basamento sono osservabili effetti metamorfici alpini (prevalenti in facies scisti verdi, ma anche in facies di HP/LT). Alcuni Autori hanno ipotizzato anche la presenza di eventi metamorfici pre-varisici: Schenk (1980, 1981) ricava una isocrona Rb-Sr su roccia totale che indica una età di 450 ± 20 Ma interpretata come probabile omogeneizzazione metamorfica, mentre altri Autori affermano che in Aspromonte sono presenti metamorfiti caratterizzate da un evento granulitico pre-varisico (Messina, 2002).

Gli elementi strutturali principali del CPT sono i massicci cristallini della Catena Costiera, della Sila, delle Serre e dell'Aspromonte, separati gli uni dagli altri da bassi strutturali delimitati da faglie mioceniche quali la Valle del Fiume Crati, la Stretta di Catanzaro, la Valle del Fiume Mesima, il Graben di Siderno (Fig.1.1).

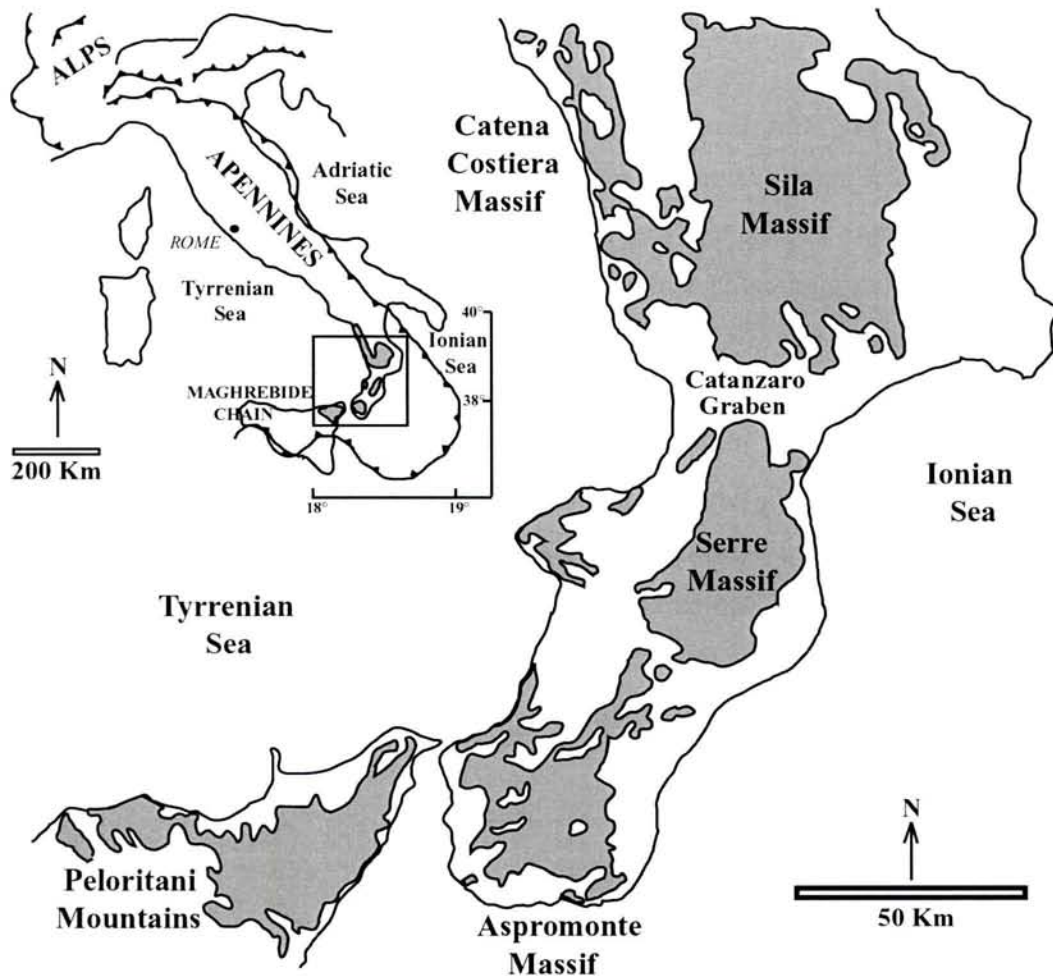
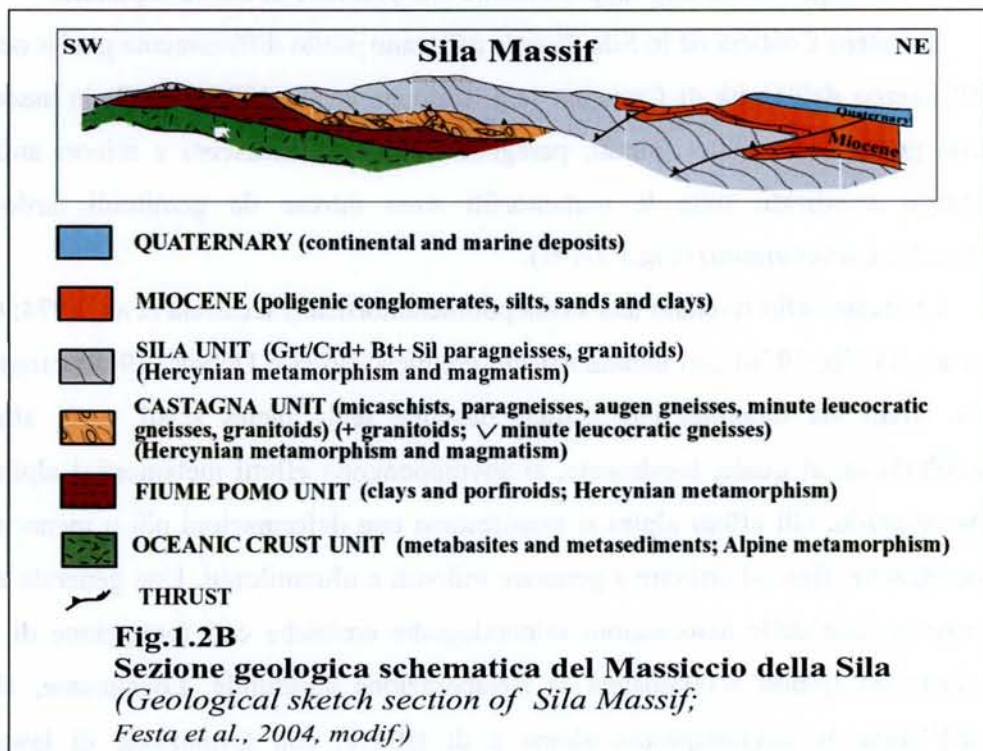
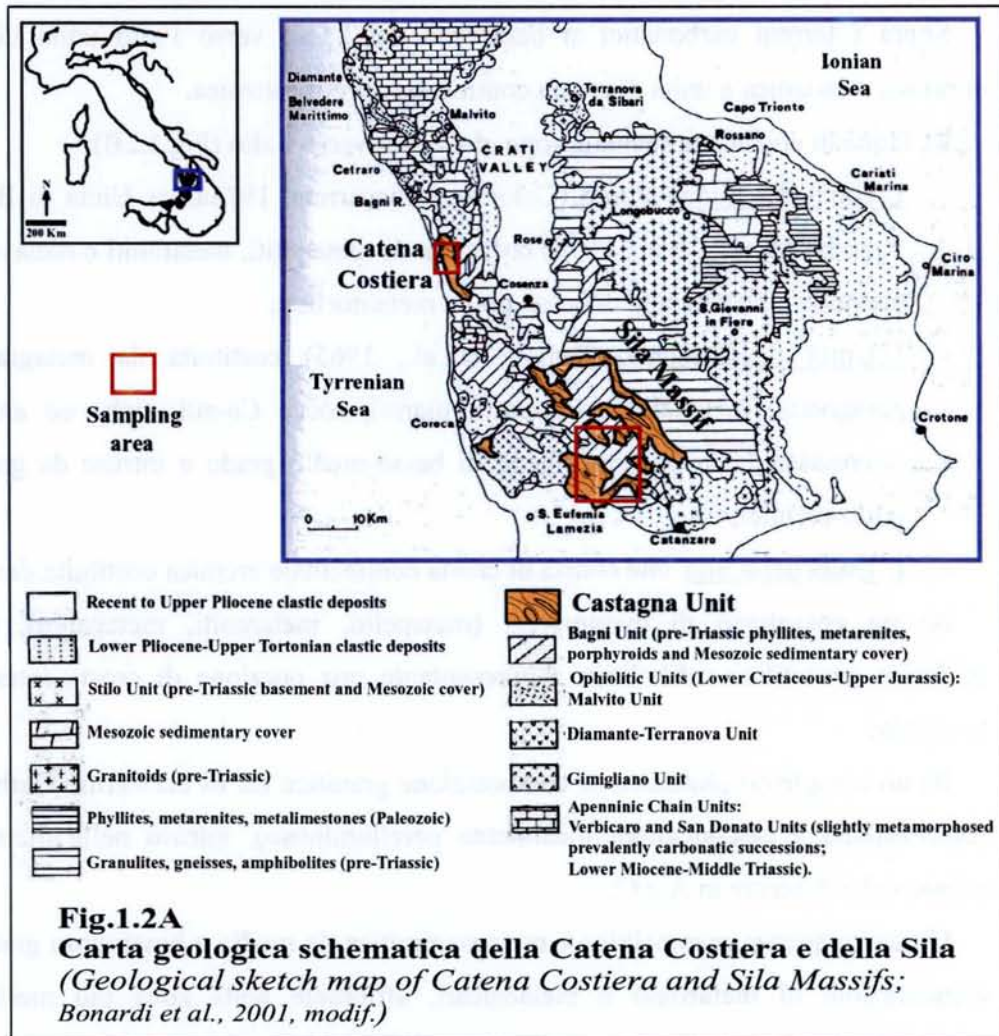


Fig.1.1
Carta geologica schematica della Calabria e dei Monti Peloritani.
In grigio i principali affioramenti di rocce di crosta continentale pre-Triassica.
(Da Festa et al., 2004, modif.)
(Geological sketch map of Calabria and Peloritani Mts. In grey the main outcrops of the pre-Triassic continental crust; Festa et al., 2004, modif.)

1.1.1 - Catena Costiera e Sila

I massicci cristallini della Catena Costiera e della Sila sono caratterizzati dall'impilamento di numerose unità tettoniche alpine sovrapposte in toto alle unità carbonatiche appenniniche (e.g. Amodio Morelli et al., 1976; Colonna e Compagnoni, 1982) (Fig.1.2A-B).



Sopra i terreni carbonatici si osservano dal basso verso l'alto unità di crosta oceanica mesozoica e unità di crosta continentale pre-mesozoica.

Le Unità di crosta continentale sono, dal basso verso l'alto (Fig.1.2B):

- L'Unità del Fiume Pomo (Colonna e Piccarreta, 1975a, ex Unità di Bagni in Amodio Morelli et al., 1976) costituita da metapeliti, metareniti e metavulcaniti prevalentemente acide di basso grado metamorfico;
- L'Unità di Castagna (Dubois et al., 1965) costituita da metagranitoidi, paragneiss, metapeliti, metareniti, marmi, rocce Ca-silicatiche ed anfiboliti, interessate da un metamorfismo di basso-medio grado e intruse da granitoidi tardo-ercinici;
- L'Unità della Sila che consta di crosta continentale ercinica costituita da:
 - A)** un complesso di metamorfiti (metapeliti, metareniti, metagabbri, marmi) in facies granulitico-anfibolitica rappresentante una porzione di crosta intermedio-profonda;
 - B)** un complesso plutonico di composizione granitica l.s. di età Permo-Carbonifera (essenzialmente calc-alcaino, localmente peralluminoso), intruso nelle metamorfiti paleozoiche descritte in A e C;
 - C)** una sequenza metapelitica e metapsammitica da medio a bassissimo grado, con intercalazioni di metabasiti e metacalcari, affiorante nella zona più meridionale (Stilo-Bivongi-Mammola), rappresentante una porzione di crosta superiore.

In Catena Costiera ed in Sila Piccola affiorano molto diffusamente gneiss occhiadini all'interno dell'Unità di Castagna (e.g. Colonna et al., 1975a, 1982) in associazione con gneiss leucocratici minuti, paragneiss biotitici, micascisti e minori anfiboliti e marmi a silicati; tutte le metamorfiti sono intruse da granitoidi tardo-ercinici (tonaliti e leucograniti) (Fig.1.2A-B).

Le metamorfiti rivelano una storia polimetamorfica (Piccarreta et al., 1974; Colonna et al., 1975b, 1976) con metamorfismo ercinico (Borsi e Dubois, 1968) caratterizzato da effetti sia dinamici che statici, passante dalla facies scisti verdi alla facies anfibolitica, al quale, localmente, si sovrappongono effetti metamorfici alpini di più basso grado. Gli effetti alpini si manifestano con deformazioni più o meno intense e penetrative, fino ad arrivare a generare miloniti e ultramiloniti. Una generale e diffusa retrocessione delle associazioni mineralogiche erciniche con formazione di sericite, clorite ed epidoti accompagna la rielaborazione strutturale. Localmente, alla base dell'Unità, la sovraimpronta alpina è di HP/LT, con formazione di lawsonite e

glaucofane rispettivamente all'interno di micascisti e anfiboliti (Colonna e Piccarreta, 1975b). Anche i granitoidi tardo-ercinici sono stati parzialmente coinvolti nella tettonogenesi alpina che ha determinato la formazione di fasce milonitiche dello spessore di qualche metro.

1.1.2 - Serre

Nelle Serre settentrionali, nelle zone comprese tra gli abitati di San Pietro a Maida, Maida, Jacurso, Cortale e Girifalco affiorano gneiss occhiadini e paragneiss dell'Unità di Castagna (e.g. Paglionico e Piccarreta, 1976) (Fig.1.3). Gli gneiss occhiadini si presentano fortemente scompaginati a causa della vicinanza al contatto tettonico con la sovrastante Unità della Sila.

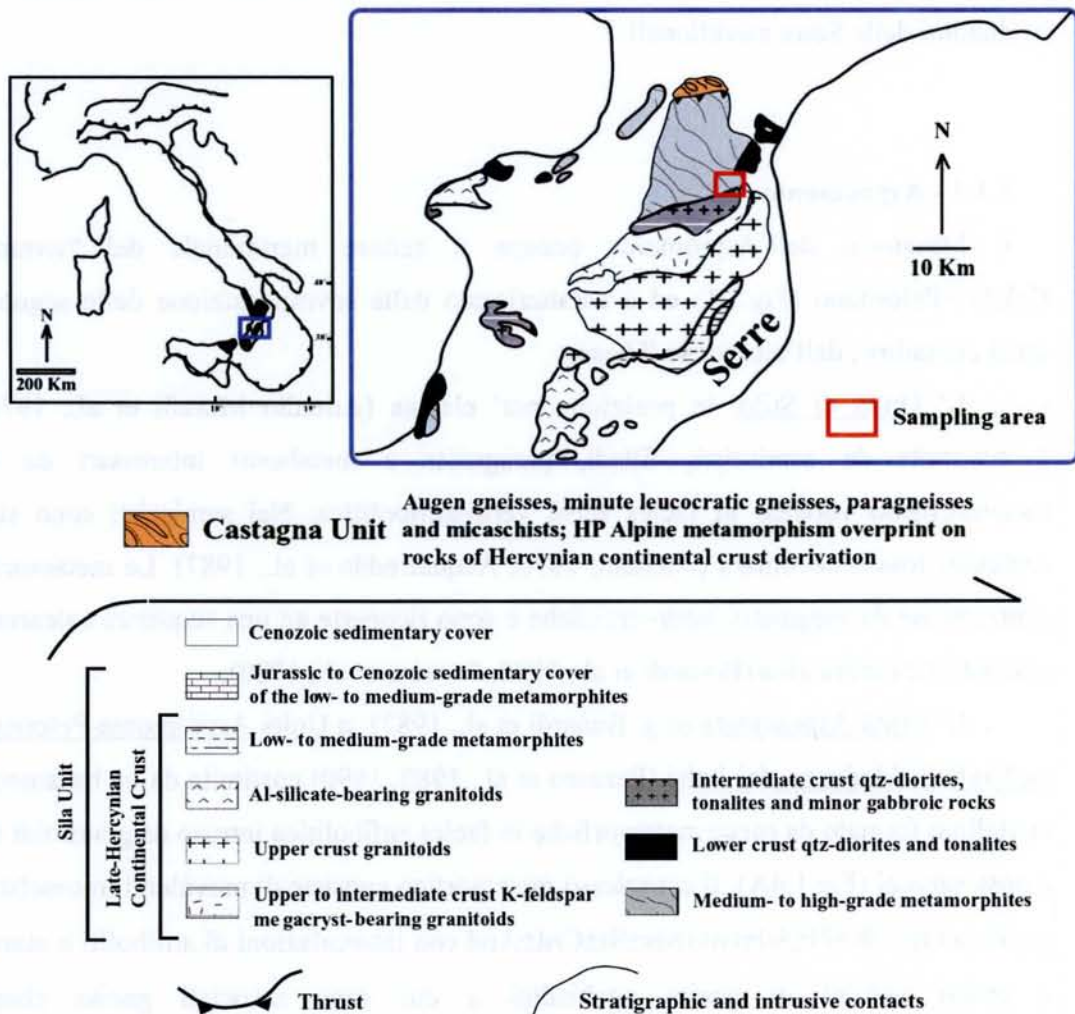


Fig. 1.3
Carta geologica schematica del Massiccio delle Serre
(Geological sketch map of Serre Massif; Festa et al., 2004, modif.)

Le Serre meridionali sono caratterizzate dall'esposizione pressoché completa dell'Unità della Sila, che rappresenta una sezione di crosta continentale spessa oltre 20 Km (Fornelli et al., 2002). Procedendo da NW verso SE si osserva il passaggio dalla crosta profonda alla crosta superiore. La crosta profonda consiste dal basso verso l'alto di: metagabbri calc-alcalini stratificati, granuliti mafiche e felsiche e metasedimenti migmatitici. Le rocce mostrano un'impronta metamorfica fondamentale ercinica in condizioni alto-anfibolitico-granulitiche con fusione parziale ed estrazione di fusi (Fornelli et al., 2002).

Piccoli corpi di gneiss occhiadini affiorano all'interno della zona migmatitica di bordo tra i metasedimenti di crosta profonda ed i granitoidi tardo-ercinici del batolite delle Serre.

Effetti di retrocessione e rielaborazione strutturale alpini non coinvolgono gli gneiss occhiadini delle Serre meridionali.

1.1.3 - Aspromonte

Il Massiccio dell'Aspromonte occupa il settore meridionale del "terrane" Calabro-Peloritano (Fig.1.1) ed è caratterizzato dalla sovrapposizione delle seguenti unità cristalline, dall'alto verso il basso:

- L' Unità di Stilo, in posizione più elevata (Amodio Morelli et al., 1976), è costituita da semiscisti, filladi, paragneiss e metabasiti interessati da un metamorfismo varisico in facies scisti verdi-anfibolitica. Nei semiscisti sono stati rinvenuti fossili devoniani (Afchain, 1970; Acquafredda et al., 1987). Le metamorfiti sono intruse da magmatiti tardo-erciniche e sono ricoperte ad una sequenza calcarea e silicoclastica giurassica (Bonardi et al., 1982; Pezzino et al., 1980);

- L' Unità Aspromonte (e.g. Bonardi et al., 1982) o Unità Aspromonte-Peloritani ed Unità di Madonna dei Polsi (Pezzino et al., 1980, 1990) costituita da un basamento cristallino formato da rocce metamorfiche in facies anfibolitica intruso da granitoidi sin e post-varisici (Fig.1.4A). Il complesso metamorfico consiste di prevalenti micascisti e gneiss a $Qtz+Bt+Pl\pm Sil\pm Grt\pm Ms\pm St\pm Crd\pm And$ con intercalazioni di anfiboliti e marmi e grossi volumi di gneiss occhiadini a cui sono associati gneiss chiari. Secondo Graessner & Schenk (2001) le Unità di Stilo e dell'Aspromonte costituiscono un'unica unità.

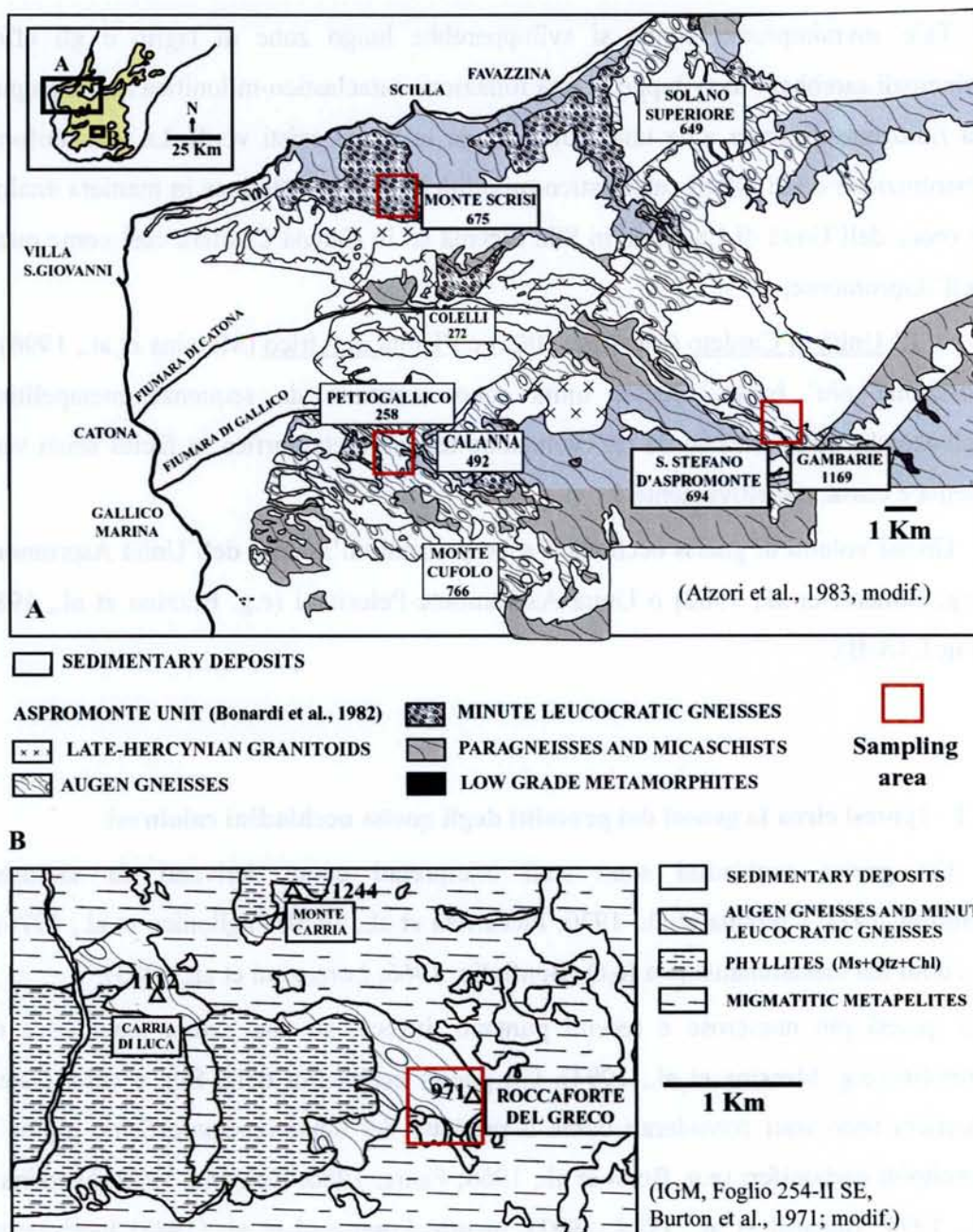


Fig. 1.4
Carta geologica schematica dell'Aspromonte Nord-Occidentale (1.4A) e dell'area di Roccaforte del Greco (1.4B)
(Geological sketch map of N-W Aspromonte (1.4A) and Roccaforte area (1.4B))

Bonardi et al. (1982) segnalano la presenza di un'importante fascia milonitica nella porzione medio-profonda dell'Unità Aspromonte, in corrispondenza della quale sono evidenti gli effetti della riequilibratura tettono-metamorfica alpina. Pezzino et al. (1980, 1990), invece, ritengono che tale fascia milonitica rappresenti un contatto tettonico e quindi distinguono due unità (Aspromonte-Peloritani e Madonna dei Polsi).

Tale sovraimpronta alpina si svilupperebbe lungo zone di taglio e gli effetti principali sarebbero lo sviluppo di una foliazione cataclastico-milonitica accompagnata da riduzione di grana e da una retrocessione in facies scisti verdi. La non uniforme distribuzione degli effetti cataclastico-milonitici alpini caratterizza in maniera analoga le rocce dell'Unità di Castagna in Sila Piccola ed in Catena Costiera così come quelle dell'Aspromonte;

- L' Unità di Cardeto (Messina, 2002) e l'Unità di Africo (Messina et al., 1996) in posizione più bassa. Queste unità sono costituite da sequenze metapelitiche paleozoiche caratterizzate da un'evoluzione tettono-metamorfica in facies scisti verdi media e bassa, rispettivamente.

Grossi volumi di gneiss occhiadini sono presenti all'interno dell'Unità Aspromonte (e.g. Bonardi et al., 1982) o Unità Aspromonte-Peloritani (e.g. Pezzino et al., 1980) (Fig.1.4A-B).

1.2 - Ipotesi circa la genesi dei protoliti degli gneiss occhiadini calabresi

Gli gneiss occhiadini sono stati interpretati come derivanti da sedimenti (Burton, 1971; Colonna et al., 1970; Piccarreta et al., 1970; Paglionico et al., 1976) o prodotti dal metasomatismo a K₂O (Bonfiglio, 1966; Lorenzoni et al., 1983).

Le ipotesi più numerose e recenti puntano, invece, su una natura magmatica dei protoliti (e.g. Messina et al., 1994). Gli gneiss occhiadini della Sila e della Catena Costiera sono stati considerati come il prodotto del dinamometamorfismo alpino di granitoidi carboniferi (e.g. Borsi et al., 1968; Faure, 1980; Colonna, 1982; Messina et al., 1994; Bonardi et al., 1984, 1992), mentre Lorenzoni et al. (1983) ipotizzarono un'età pre-ercinica dei protoliti sulla base della ricostruzione di diversi eventi metamorfici.

Le prime evidenze della presenza di un magmatismo bimodale in Calabria al limite tra Proterozoico e Cambriano furono fornite da Schenk (1980, 1990) nelle Serre. Un'età di cristallizzazione magmatica di 553 ± 27 Ma (datazioni U-Pb su zirconi, diluizione isotopica) fu infatti determinata su due campioni di metagabbro delle Serre settentrionali. Un'età di 549 ± 4 Ma (metodo U-Pb su zirconi, diluizione isotopica; Senesi, 1999), interpretata come età di cristallizzazione magmatica, fu determinata su gneiss occhiadini delle Serre rinvenuti all'interno della zona migmatitica di bordo.

Schenk & Todt (1989) segnalano in Aspromonte la presenza di grossi volumi di ortogneiss granitici peralluminosi all'interno della sezione di crosta superiore costituita da metasedimenti metamorfosati in facies scisti verdi-anfibolitica. Questi presentarono le seguenti datazioni U-Pb su zircone, determinate con il metodo della diluizione isotopica:

- 622 ± 120 Ma, età di cristallizzazione magmatica in gneiss granitici ad anfibolo di tipo I (Sinopoli, Aspromonte nord-occidentale);
- 516 ± 25 Ma, età di cristallizzazione magmatica in gneiss occhiadini affioranti nell'area di Mammola (tra Serre meridionali e Aspromonte);
- ~ 500 Ma, età di cristallizzazione magmatica in gneiss occhiadini in località Roccaforte del Greco (Aspromonte meridionale).

Schenk (1990) avanzò le seguenti due ipotesi circa la genesi degli gneiss occhiadini: i) gli gneiss occhiadini potevano essere tra i primi prodotti della differenziazione della crosta profonda calabrese (età di sedimentazione dei metasedimenti di crosta profonda compresa tra 600 e 1000 Ma, dati Rb-Sr su roccia totale); ii) gli gneiss occhiadini Cadomiani e Pan-africani si erano formati all'interno di un settore crostale differente da quello calabrese ed erano entrati a far parte di quest'ultimo in seguito ad eventi tettonici pre-ercinici.

1.3 - Osservazioni di campagna nelle aree di campionamento

Gli gneiss occhiadini della Calabria hanno aspetto massivo e colore grigio quando non sono alterati (Fig.1.5A); la loro grana è medio-grande, caratterizzata da individui di K-feldspato di grandezza da 1 a 4 cm e da quantità variabili di biotite e muscovite.

In Catena Costiera, Sila e localmente in Aspromonte si presentano frequentemente cataclastici e milonitici (Fig.1.5B), in particolare in corrispondenza di zone di taglio di potenza da metrica a decametrica. La deformazione subita è di intensità variabile: gli gneiss occhiadini debolmente deformati conservano una grana molto grossa con occhi di feldspato talvolta idiomorfi che raggiungono i 3-4 cm di lunghezza; quelli fortemente deformati presentano grana più fine ed una colorazione grigio-verde a causa della diffusa cloritizzazione della biotite. Talvolta la foliazione è micropieggettata secondo un sistema di pieghe chevron.

Fasce milonitiche sono osservabili di frequente all'interno degli gneiss occhiadini dell'Unità di Castagna, ad esempio nell'area di Amantea (Catena Costiera, Fig.1.5C-D) ed in Loc. Amella Soprano (strada Miglierina-Angoli, Sila Piccola, Fig.1.5E).



Fig. 1.5A - Gneiss occhiadino (Serre)
 (Augen gneiss, Serre)

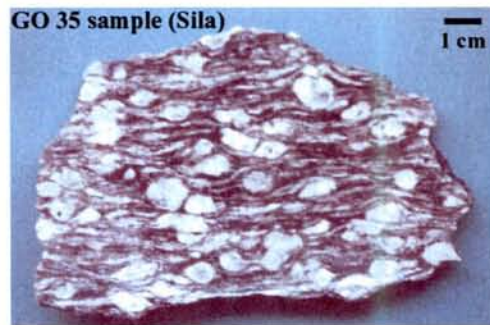


Fig. 1.5B - Gneiss occhiadino milonitico (Sila)
 (Mylonitic augen gneiss, Sila)

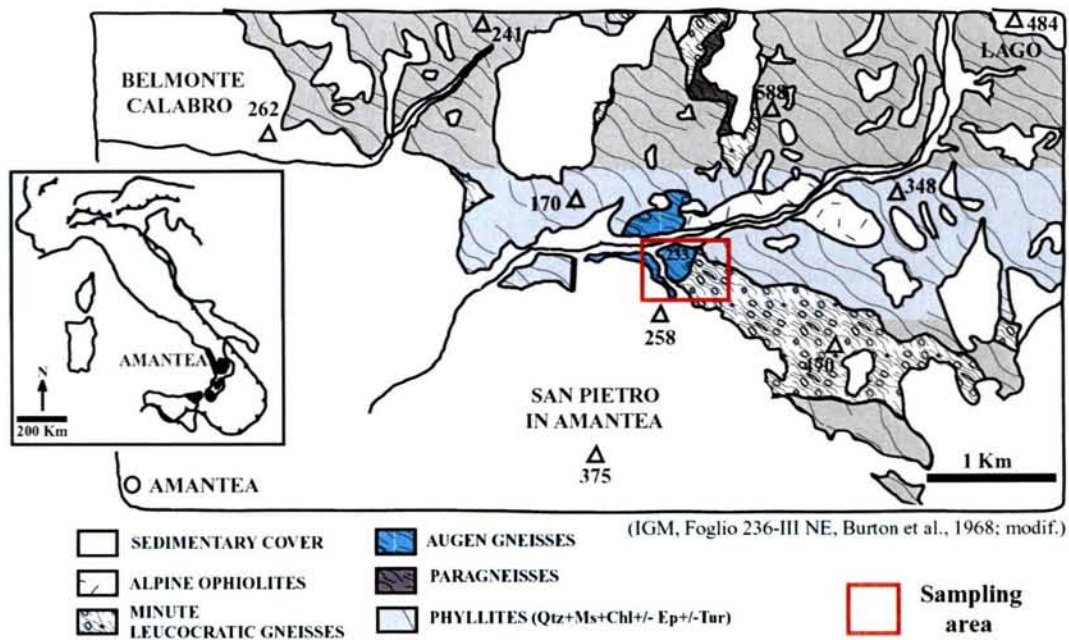


Fig.1.5C - Carta geologica schematica dell'area di Amantea (Catena Costiera)
 (Geological sketch map of Amantea area, Catena Costiera)



Fig.1.5D - Fascia milonitica in gneiss occhiadini (Amantea)
 (Shear zone in augen gneiss, Amantea)

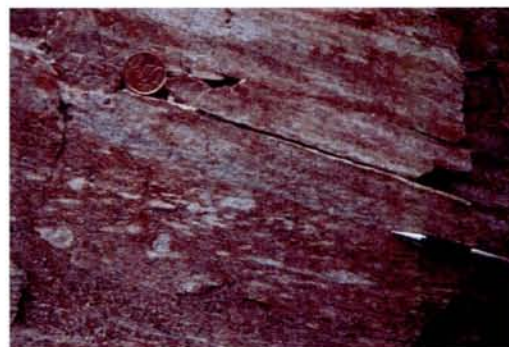


Fig.1.5E - Gneiss occhiadini e gneiss leucocratici minuti concordanti e milonitici (Sila)
 (Mylonitic augen gneisses and minute leucocratic gneisses, Sila. They have the same foliation)

Fig.1.5

Qui sono osservabili gneiss occhiadini in concordanza con gneiss leucocratici minuti ed entrambi i litotipi appaiono fortemente milonitizzati e mostrano una evidente lineazione; si tratta quindi di tettoniti L-S (Fig.1.5E). L'intensa milonisi ha cancellato la struttura microgranulare degli gneiss leucocratici minuti, producendo una struttura a bande in cui si concentrano quarzo a nastri, feldspati o miche chiare. Gli gneiss occhiadini presentano una matrice fine bruno-rossastra che è stata fortemente ridotta ed omogeneizzata, in cui risaltano occhi feldspatici bianchi visibilmente deformati ed allungati secondo la lineazione milonitica (Fig.1.5E). Gli effetti dovuti al dinamometamorfismo alpino si rinvengono di frequente negli gneiss occhiadini dell'Unità di Castagna (Catena Costiera e Sila Piccola) e dell'Unità Aspromonte (Aspromonte), mentre sono più rari in quelli dell'Unità della Sila (Serre).

In Catena Costiera, Sila ed Aspromonte gli gneiss occhiadini si rinvengono in contatto con paragneiss e micascisti e sono spesso associati a gneiss leucocratici minuti con cui mostrano generalmente un assetto concordante (Fig.1.6A).

Gli gneiss leucocratici minuti sono considerati coevi con gli gneiss occhiadini (e.g. Borsi et al., 1968; Faure, 1980), anche se mancano datazioni assolute degli stessi.

In letteratura sono disponibili soltanto alcune età Rb-Sr su muscovite a 247 ± 3 Ma (dati inediti) e tra 245 ± 8 e 229 ± 7 Ma (Borsi e Dubois, 1968) e un'età Rb-Sr su roccia totale a 271 ± 9 Ma (Borsi e Dubois, 1968).

Sono state avanzate differenti ipotesi sulla genesi degli gneiss leucocratici minuti, noti come "scisti bianchi" o "gneiss a placchette" (e.g. Cortese, 1895). Cortese (1895) e Quitzow (1935) li hanno attribuiti a serie paleozoiche vulcano-sedimentarie, Bonfiglio (1966) ne ha ipotizzato un'origine metasomatica, Colonna e Zanettin (1970) e Piccarreta e Zirpoli (1970) ne indicavano un'origine da sedimenti, mentre un altro gruppo di Autori li ha considerati come ortoderivati (Dubois et al., 1965; Dubois, 1966a-b; Borsi et al., 1968; Faure, 1980).

Riguardo l'età di tali rocce, per alcuni Autori gli ortoderivati dell'Unità di Castagna (gneiss occhiadini e gneiss leucocratici minuti) erano il prodotto della tettonica alpina su granitoidi carboniferi (Borsi e Dubois, 1968; Faure, 1980; Colonna, 1982), mentre Lorenzoni et al. (1983) ipotizzarono sulla base delle ricostruzioni metamorfiche che fossero prodotti magmatici pre-ercinici.

L'associazione gneiss leucocratici minuti-gneiss occhiadini di età pre-varisica è stata documentata anche in altre località delle variscidi europee.



Fig.1.6A - Gneiss occhiadini in concordanza con gneiss leucocratici minuti (Sila)
 (Augen gneisses concordant with minute leucocratic gneisses, Sila)



Fig. 1.6C- Xenolite metasedimentario in gneiss occhiadino (Palizzi, Aspromonte)
 (Metasedimentary xenolith in augen gneiss, Palizzi area, Aspromonte)

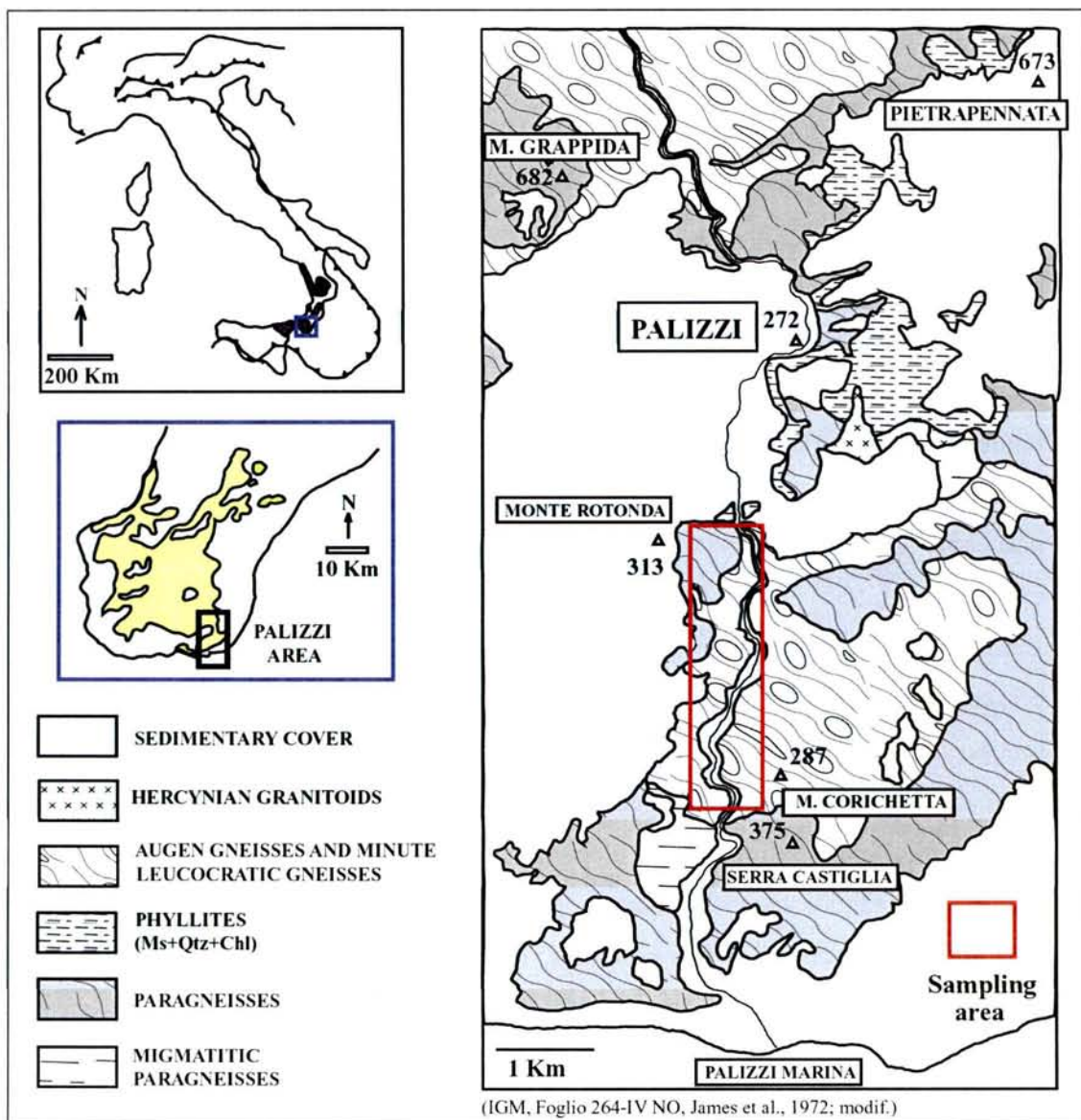


Fig.1.6B
 Carta geologica schematica dell'area di Palizzi (Aspromonte meridionale)
 (Geological sketch map of Palizzi area, Southern Aspromonte)

Ad esempio, nel Massiccio di Canigou, nei Pirenei orientali, ortogneiss occhiadini biotitici sono spesso associati a gneiss minuti a microclino e muscovite, inizialmente interpretati come prodotto della pervasiva milonitizzazione dei primi (Guitard et al., 1970). Lavori recenti hanno invece dimostrato che i due tipi di ortoderivati derivano da pulsanti magmatici diversi e datazioni puntuali U-Pb su zirconi hanno evidenziato che la loro età di messa in posto è la stessa (475 ± 10 Ma; Barbey et al., 2001; Deloule et al., 2002).

I protoliti degli gneiss occhiadini della Calabria sembra siano intrusi in un basamento metasedimentario. In Aspromonte (Km 5 della strada che collega Palizzi Marina a Palizzi Superiore, Fig.1.6B) il rapporto di intrusione è suggerito dalla presenza di xenoliti lenticolari di paragneiss biotitici del basamento all'interno degli gneiss occhiadini (Fig.1.6C).

Nelle Serre gli gneiss occhiadini intrudono un basamento metasedimentario di alto grado (Fornelli et al., 2002) come è chiaramente osservabile a ovest dell'abitato di Montepaone (Fig.1.7A), in sponda sinistra del Torrente Grizzo (Fig.1.7B) ed in Loc. Rognosi.

I rapporti di intrusione dei granitoidi tardo-ercinici negli gneiss occhiadini (Fig.1.7C) e negli gneiss leucocratici minuti sono spesso evidenti. In Sila ad esempio, in Loc. Cristiani (tra Villaggio Mancuso e Carlopoli) leucograniti sodici intrudono gneiss leucocratici minuti (Fig.1.8A), mentre in località Cutura zolle di gneiss occhiadini sono presenti all'interno dei granitoidi tardo-ercinici (Fig. 1.8B-C). Anche nelle Serre (Loc. Rognosi, a nord-ovest di Montepaone, Fig.1.7A) xenoliti di gneiss occhiadini di forma lenticolare (spessore max 1 m) si rinvennero all'interno delle tonaliti tardo-erciniche (Fig.1.8D).

Ciò evidenzia il fatto che il basamento in cui si sono intrusi i granitoidi tardo-ercinici doveva essere costituito anche da gneiss occhiadini, in associazione, da un lato, con micascisti, paragneiss e gneiss leucocratici minuti di medio basso grado (Catena Costiera, Sila, parte dell'Aspromonte) e dall'altro con paragneiss migmatitici in facies alto-anfibolitica (Serre).

In Appendice (Tab.1-2-3) è riportata la localizzazione dei campioni prelevati nei quattro massicci montuosi e studiati dal punto di vista petrografico e geochimico.

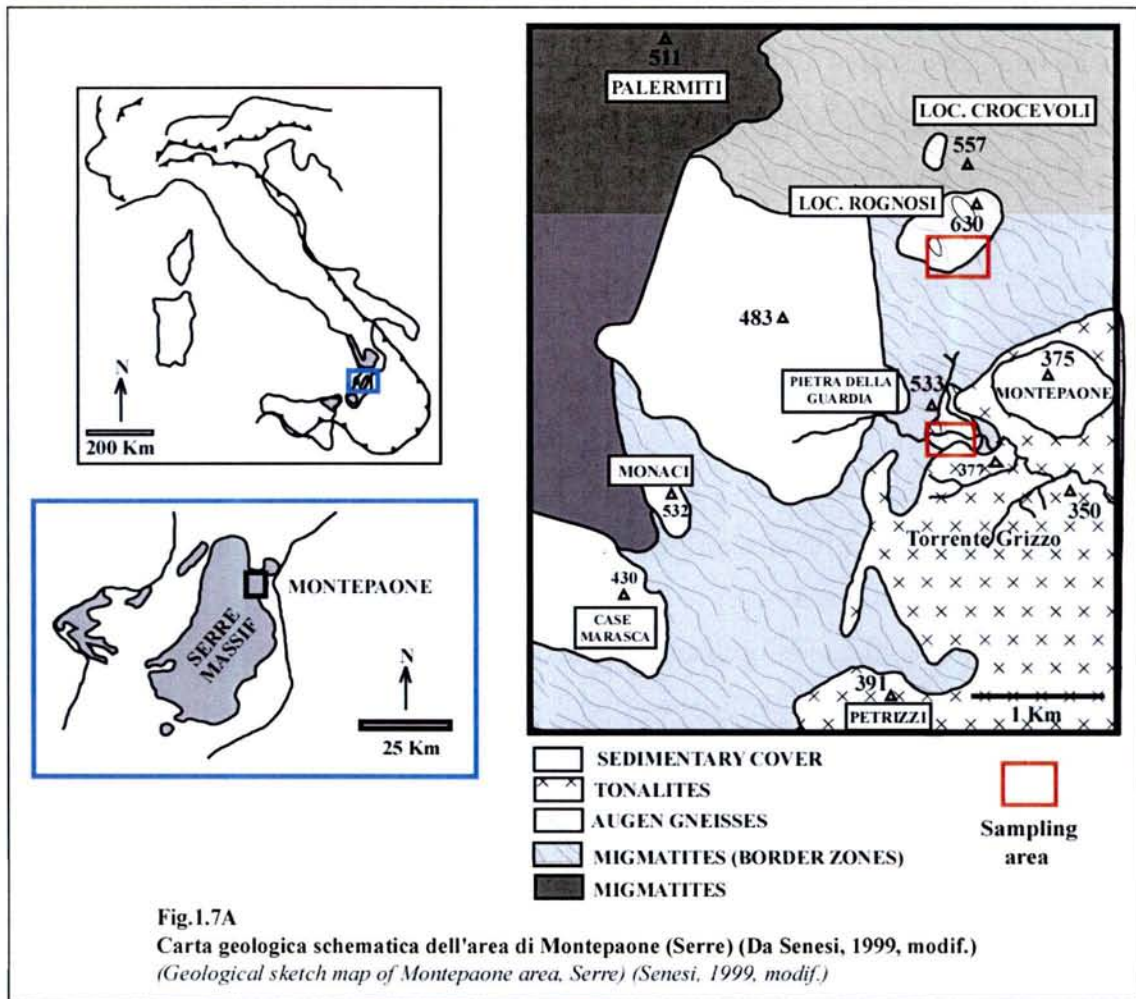


Fig.1.7B - Gneiss occhiadino intruso in metasedimenti e deformato con questi (Serre)
 (Augen gneiss-metasediments showing the same deformation, Serre. The protolith of augen gneiss were intruded in metasediments and subsequently both were metamorphosed)



Fig.1.7C - Granitoidi tardo-ercinici intrusi in gneiss occhiadini (Aspromonte)
 (Late-Hercynian granitoids intruded augen gneisses, Aspromonte)



Fig. 1.8A
Leucograniti sodici tardo-Ercinici
intrusi in gneiss occhiadini (Sila)
(Intrusion contact between late-Hercynian sodic leucogranites and augen gneisses, Sila)

Fig. 1.8B
Leucograniti tardo-Ercinici intrusi in
gneiss occhiadini (Loc. Cutura, Sila)
(Intrusion contact between late-Hercynian leucogranites and augen gneisses, Loc. Cutura, Sila)



Fig. 1.8C
Xenolite di gneiss occhiadino in granodiorite
tardo-Ercinica (Loc. Cutura, Sila)
(Xenolith of augen gneiss in late-Hercynian granodiorite, Loc. Cutura, Sila)

Fig.1.8D
Xenolite di gneiss occhiadino in tonalite
tardo-Ercinica (Loc. Rognosi, Serre)
(Xenolith of augen gneiss in late-Hercynian tonalite, Loc. Rognosi, Serre)



Capitolo 2

PETROGRAFIA

2.1 - Gli gneiss occhiadini

Gli gneiss occhiadini mostrano nel complesso una composizione mineralogica omogenea. Hanno una grana variabile da media a grande, talvolta sono molto foliati e sono costituiti da microclino + quarzo + plagioclasio + biotite \pm epidoti (Fig.2.1A). In alcuni tipi, in Sila, è presente la muscovite o l'anfibolo actinolitico, mentre negli gneiss occhiadini delle Serre e in alcuni campioni dell'Aspromonte sono presenti granato e fibrolite. Le fasi accessorie più comuni sono: zircone, apatite e tormalina.

La tessitura occhiadina è definita da singoli cristalli centimetrici di microclino peritico (che talvolta include plagioclasio, goccioline di quarzo e piccole lamelle di biotite) (Fig.2.1B) o da aggregati di microclino + quarzo + plagioclasio che conservano l'originaria tessitura magmatica. La foliazione è definita dall'orientazione dei porfiroclasti feldspatici e dalla distribuzione preferenziale della biotite.

Alcune tra le principali fasi mineralogiche degli gneiss occhiadini sono state analizzate al SEM (Tab.4-5-6-7 in Appendice).



Fig.2.1A - Tipica tessitura di uno gneiss occhiadino (Kfs+Qtz+Pl+Bt+/-Ms)
(Typical texture of augen gneiss)

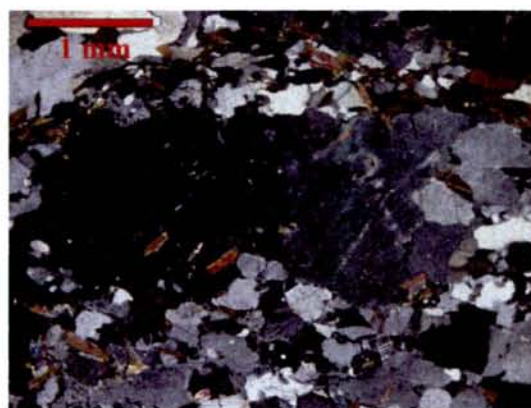


Fig.2.1B - Lamine di biotite incluse in microclino (Biotites included in microcline)

In tutti i campioni studiati di gneiss occhiadino il *K-feldspato* è risultato essere generalmente un microclino con $Or = 76.46-96.96$ e $Ab=3.35-23.54$; il *plagioclasio* è generalmente oligoclasico ($An_{22,33}-An_{23,54}$) senza evidenti zonature composizionali.

Le *biotiti* degli gneiss occhiadini affioranti in Sila ed Aspromonte mostrano rapporto $Fe/(Fe+Mg)$ e contenuti in Ti variabili in ristretti intervalli: $Fe/(Fe+Mg)$ intorno a 0.58 e $Ti/11ox$ intorno a 0.16 apfu (Fig.2.2).

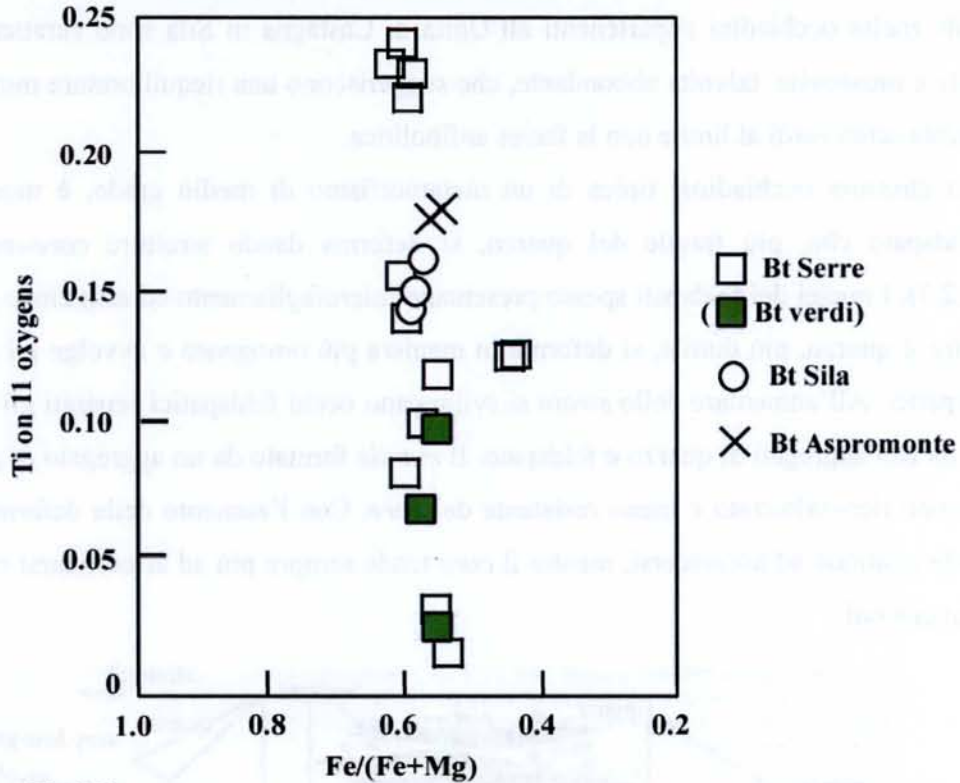


Fig.2.2
Diagramma Fe/(Fe+Mg) vs Ti/11 ossigeni mostrante le composizioni delle biotiti analizzate per quattro campioni di gneiss occhiadino
(Fe/(Fe+Mg) vs Ti on 11 oxygens diagram showing composition of analyzed biotites for four samples of augen gneisses)

Le biotiti degli gneiss occhiadini delle Serre mostrano invece un'ampia variazione sia nel rapporto Fe/(Fe+Mg) (da 0.44 a 0.63) che nei tenori di Ti/11ox (0.02 – 0.24 apfu). In particolare, le biotiti verdi mostrano contenuti generalmente più bassi di Ti/11ox (0.03-0.10 apfu) (Fig.2.2). Ciò sembra essere in relazione alla storia metamorfica degli gneiss occhiadini delle Serre che, successivamente al metamorfismo ercinico in facies alto-anfibolitico-granulitica, hanno subito metamorfismo retrogrado durante la decompressione ed il raffreddamento, con formazione di biotite verde più povera in titanio (Schenk, 1990).

Anche le composizioni delle *muscoviti* degli gneiss occhiadini sembrano riflettere storie metamorfiche differenti per le Serre e gli altri settori. Nelle Serre le muscoviti hanno rapporto Fe/(Fe+Mg) più elevato rispetto a quelle della Sila (Fe/(Fe+Mg) = 0.68 contro 0.47), mentre i tenori in Ti/11ox sono analoghi e generalmente bassi (0.01-0.07 apfu). Il Si/11ox è generalmente basso per tutte le muscoviti, intorno a 3.11 apfu, per cui si ritiene che le muscoviti degli gneiss occhiadini delle Serre siano retrograde.

Gli gneiss occhiadini appartenenti all'Unità di Castagna in Sila sono caratterizzati da biotite e muscovite, talvolta abbondante, che suggeriscono una riequilibratura metamorfica in facies scisti verdi al limite con la facies anfibolitica.

La struttura occhiadina, tipica di un metamorfismo di medio grado, è mostrata dal K-feldspato che, più fragile del quarzo, si deforma dando strutture *core-and-mantle* (Fig.2.3). I nuclei dei feldspati spesso presentano microfagliamento ed estinzione ondolata, mentre il quarzo, più duttile, si deforma in maniera più omogenea e avvolge gli aggregati feldspatici. All'aumentare dello *strain* si sviluppano occhi feldspatici separati gli uni dagli altri da fini aggregati di quarzo e feldspato. Il *mantle* formato da un aggregato di granuli di feldspato ricristallizzato è meno resistente del *core*. Con l'aumento della deformazione il *mantle* continua ad accrescersi, mentre il *core* tende sempre più ad arrotondarsi e a ridursi di dimensioni.

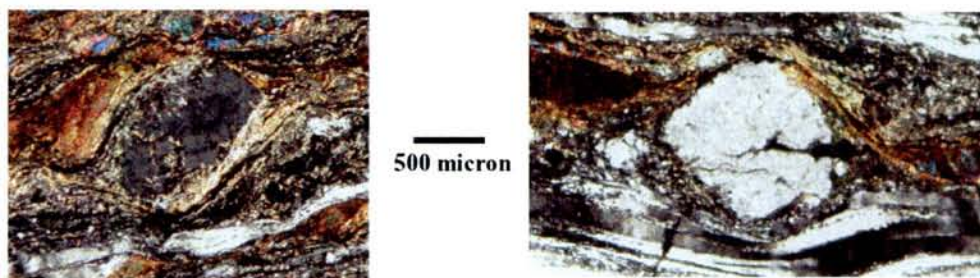
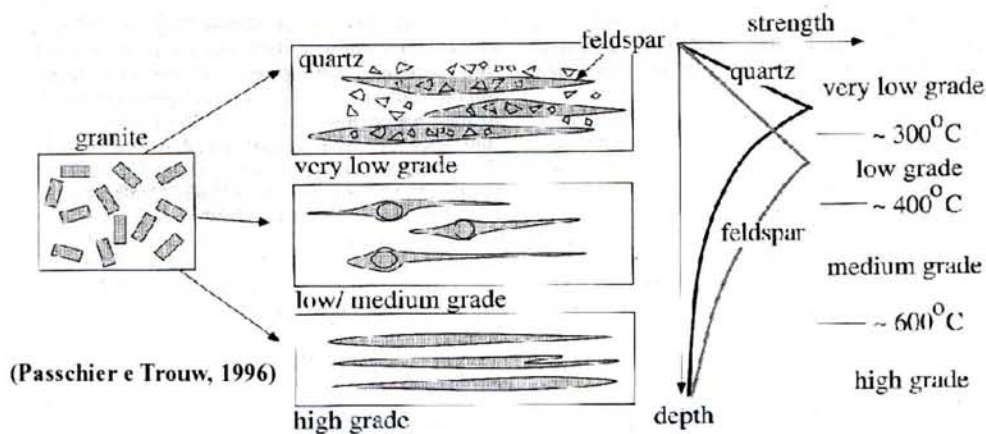


Fig.2.3 - Formazione delle strutture core and mantle
 (Core and mantle structure formation)

Il probabile riequilibrio chimico del K-feldspato durante il processo metamorfico è mostrato dall'assenza di zonatura del BaO nel microclino degli gneiss occhiadini. Questi infatti, pur mostrando alti contenuti in BaO (0.15-0.78wt%, in media 0.40wt%), non presentano alcuna variazione verso la periferia, come invece ci si aspetterebbe in un contesto genetico esclusivamente magmatico (Long, 1984; Long et al., 1986).

Spesso gli gneiss occhiadini mostrano una sovraimpronta milonitica che conferisce tessiture che meritano particolare attenzione (Fig.2.4). I porfiroclasti di K-feldspato sono interessati generalmente da micro-faglie lungo le quali si è avuto *tilting* tra i diversi frammenti del cristallo (Fig.2.4A). Nel quarzo sono diffusi sia gli effetti della deformazione intracristallina (estinzione ondulata e deformation lamellae), sia quelli dovuti a ricristallizzazione dinamica come le strutture flaser, la grain boundary migration e la subgrain rotation recrystallisation (Fig.2.4B). L'ultima è evidenziata dalla variazione dell'angolo di estinzione tra i singoli individui di quarzo che formano gli aggregati.

Fig.2.4 - Strutture milonitiche
(*Mylonitic structures*)

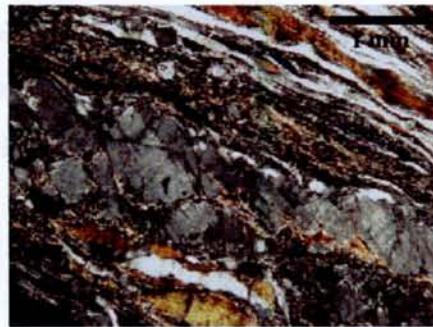


Fig.2.4A - Tessitura cataclastico-milonitica
in uno gneiss occhiadino della Sila
(*Cataclastic-mylonitic texture in augen gneiss from Sila*)



Fig. 2.4B1 - Deformation lamellae



Fig. 2.4B2 - Flaser structure



Fig. 2.4B3 - Grain boundary migration

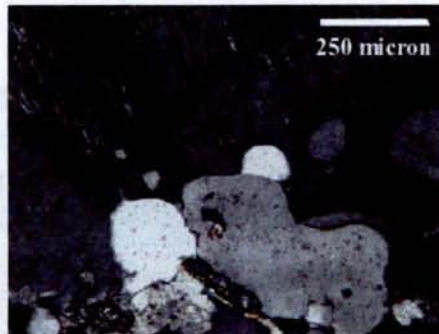


Fig.2.4B - Strutture deformative del quarzo
(*Deformation structures in Quartz*)

Le miche sono spesso piegate e fratturate e la muscovite, mediamente più resistente alla deformazione rispetto alla biotite, può formare *white mica fish*. Diffuse sono anche le *C-type* e le *C'-type shear bands*. Alcuni o tutti questi elementi del fabric cataclastico-milonitico si ritrovano in corrispondenza di zone di taglio interpretate come alpine (e.g. Colonna e Piccarreta, 1975; Faure, 1980).

La deformazione milonitica è accompagnata da retrocessione metamorfica con decolorazione e cloritizzazione della biotite, sericitizzazione dei plagioclasti, caolinizzazione del microclino, formazione di opachi ed epidoti.

L'evento cataclastico-milonitico alpino ha portato talvolta alla cristallizzazione di clorite vermicolare ed anfibolo actinolitico (Fig.2.5A). L'anfibolo cristallizza talvolta in un fine aggregato di piccoli individui lungo fasce di triturazione in associazione con clorite, avvolgendo gli occhi di microclino (Fig.2.5B); altre volte l'actinoto si sviluppa in sottili prismi a formare aggregati a rosetta che sembrano originarsi dalla biotite per poi svilupparsi all'interno del quarzo (Fig.2.5C), altre volte ancora forma prismi ben sviluppati ed è sin-cinematico (Fig.2.5D).

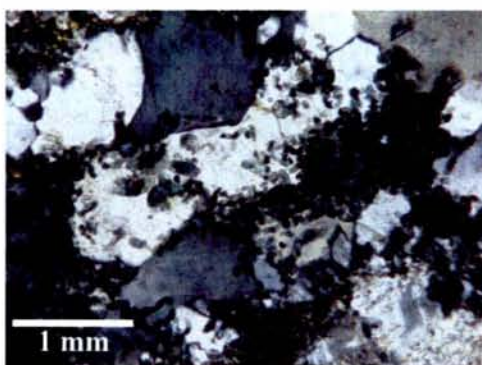


Fig. 2.5A - Clorite vermicolare
(Worming chlorite)

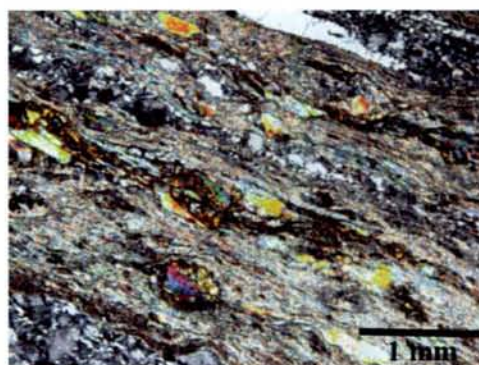


Fig. 2.5B - Anfibolo e clorite in gneiss occhiadino milonitico
(Amphibole and chlorite in mylonitic augen gneiss)

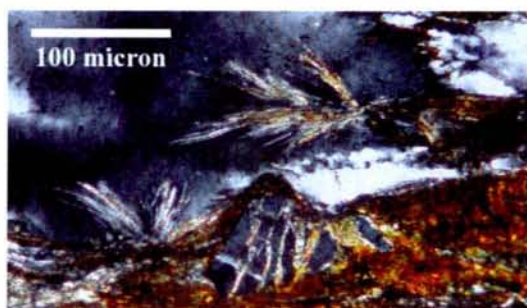


Fig. 2.5C - Actinoto aciculare
(Fibrolitic actinolite)

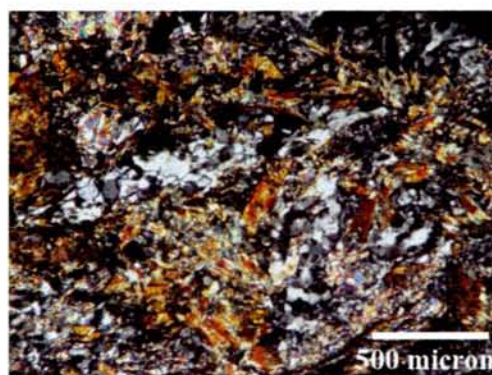


Fig. 2.5D - Sezioni prismatiche di anfibolo
(Prismatic amphibole)

Gli gneiss occhiadini affioranti in Aspromonte, prevalentemente a grana grossa (i cristalli di K-feldspato raggiungono i 4-5 cm di lunghezza) mostrano variabili contenuti in biotite e feldspati, mentre la muscovite è rara. Alcuni campioni contengono fibrolite e piccoli individui di granato, indicando condizioni metamorfiche in facies anfibolitica. Solo in corrispondenza di shear zones sono osservabili paragenesi retrograde in facies scisti verdi e tessiture milonitiche simili a quelle già descritte per gli gneiss occhiadini dell'Unità di Castagna.

Negli gneiss occhiadini dell'Unità della Sila affioranti nelle Serre il granato è più abbondante. Talvolta appare scheletrico e fortemente riassorbito (Fig.2.6A). E' generalmente ricco in molecola di almandino (Alm=69.3-81.8; Pyr=3.7-9.4; Grs=2.6-4.3; Sps=7-22.8) (Fig.2.6B); in alcuni cristalli a contatto con plagioclasio si registra una diminuzione di grossularia dal *core* verso il *rim* (da 4.10 a 3.74; da 3.90 a 3.72 e da 3.90 a 3.14), probabilmente dovuta alla riequilibratura con tale fase. Spesso il granato include quarzo poligonale e al contatto tra granato e quarzo si osserva generalmente un sottile film costituito in prevalenza da plagioclasio (An₂₄-An₂₅) e subordinatamente da feldspato potassico (Or=90.16-94.09, Ab=5.91-9.84) (Fig.2.6C).

Nei pressi dei granati scheletrici e talvolta a colmare le fratture, si rinviene la biotite verde con bassi contenuti in Ti/11ox (vedi prima) (Fig.2.6D).

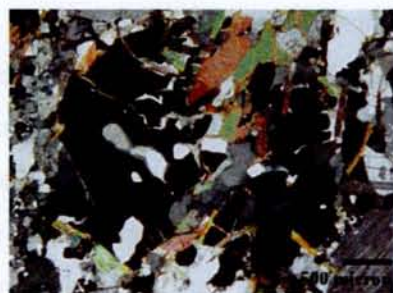


Fig. 2.6A - Granato riassorbito
(Resorbed garnet)

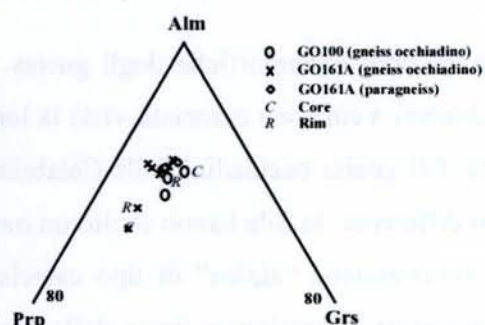


Fig. 2.6B - Composizione dei granati di due campioni di gneiss occhiadino e di un campione di paragneiss
(Garnet compositions for two samples of augen gneiss and one sample of paragneiss)



Fig. 2.6C
Film di plagioclasio tra quarzo e granato
(Plagioclase film between quartz and garnet)

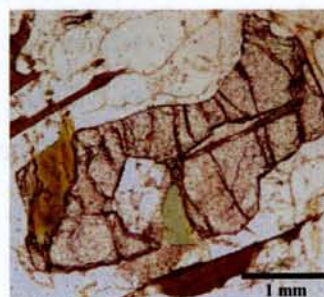


Fig.2.6D - Biotite verde
(Green biotite)

Alcune strutture indicherebbero incipiente fusione negli gneiss occhiadini delle Serre: lamelle di biotite e individui di plagioclasio inclusi nel microclino, spesso circondati da un film di quarzo, goccioline di quarzo nei cristalli di microclino e di plagioclasio (Fig.2.7) ed il sottile film costituito da plagioclasio e feldspato potassico al contatto tra granato e quarzo poligonale incluso in questo (Fig.2.6C).

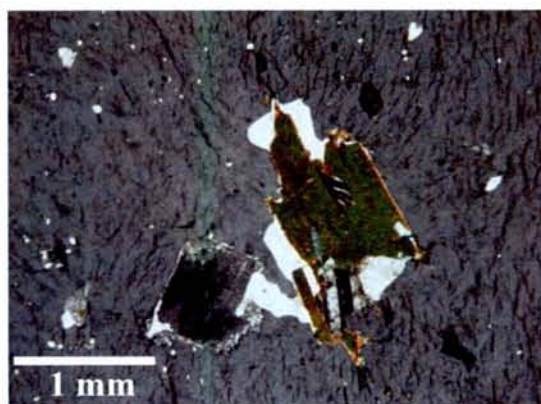


Fig.2.7A - Biotite e plagioclasio avvolti da un film di quarzo
(*Biotite and plagioclase surrounded by a film of quartz*)

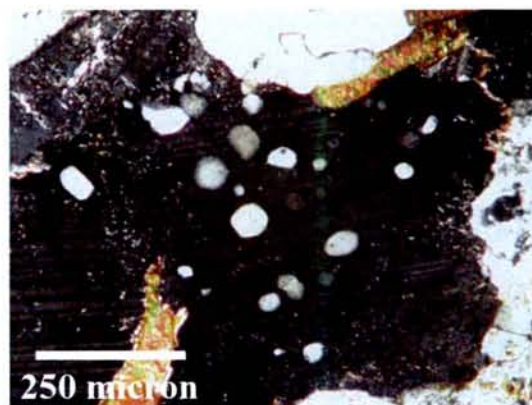


Fig.2.7B - Goccioline di quarzo in microclino
(*Quartz droplets in microcline*)

Fig. 2.7 - Strutture indicanti fusione incipiente
(*Textures indicating incipient melting*)

Le condizioni metamorfiche degli gneiss occhiadini sono state dedotte da quelle dei metasedimenti a cui sono associati, vista la loro banale mineralogia e la loro composizione granitica. Gli gneiss occhiadini della Calabria mostrano quindi un metamorfismo ercinico di grado differente: in Sila hanno subito un metamorfismo in facies scisti verdi-anfibolitica ed una retrocessione "alpina" di tipo cataclastico-milonitico, in Aspromonte presentano un'associazione mineralogica tipica della facies anfibolitica con locale rielaborazione di tipo cataclastico-milonitico, mentre nelle Serre gli gneiss occhiadini sono stati interessati da un metamorfismo in facies alto anfibolitico-granulitica, fino a subire, probabilmente, processi di fusione parziale, testimoniati d'altra parte dalle metapeliti migmatitiche a cui sono associati (Fornelli et al., 2002). La rielaborazione cataclastico-milonitica non interessa la porzione studiata di gneiss occhiadini delle Serre.

2.2 - Gli gneiss leucocratici minuti

Gli gneiss leucocratici minuti sono spesso associati agli gneiss occhiadini in Catena Costiera, Sila ed Aspromonte. Questi hanno composizione granitico-leucogranitica e grana da media a minuta. L'associazione mineralogica è data da quarzo + K-feldspato + plagioclasio + muscovite ± epidoti ± biotite ± granati. Tra gli accessori le fasi più diffuse sono l'apatite, gli opachi e la tormalina, più raro è lo zircone. Passando dai litotipi meno deformati a quelli più foliati si notano variazioni tessiturali importanti.

Le rocce meno deformate presentano una struttura magmatica eterogranulare localmente ben conservata. La matrice scistosa a grana minuta, costituita da quarzo+feldspato+miche+epidoti+opachi, avvolge porfiroclasti di K-feldspato idiomorfo che spesso presentano smescolamenti perititici e inclusioni di plagioclasio, quarzo e muscovite. I plagioclasii, spesso idiomorfi, sono fratturati e deformati e di frequente mostrano antipertiti, la loro composizione è oligoclasica ($An_{13}-An_{14}$).

Tra gli accessori l'apatite può formare cristalli anche di 2 mm. In alcuni campioni è molto abbondante la tormalina, raro è il granato. Gli epidoti (pistacite e clinozoisite) sono sempre associati a sericite e quarzo e costituiscono la compagine minuta.

Le rocce più deformate, diffuse soprattutto in Sila, presentano struttura micro-occhiadina, abbondante quarzo ricristallizzato stirato e fettucciato con prevalente struttura *flaser*, anche se non mancano letti monomineralici in cui è tendenzialmente poligonale (Fig.2.8). Diffusi sono i processi di *grain boundary migration* e *subgrain rotation*. I feldspati sono arrotondati e presentano spesso fratture che vengono colmate da quarzo o dalla matrice feldspatico-sericitica. Ciò accade anche per i granati che risultano ruotati e frammentati e inglobano porzioni ricristallizzate dalla matrice quarzoso-feldspatica. Il granato (Fig.2.8A), presente negli gneiss che contengono biotite, è ricco in molecola di almandino e spessartina ($Alm=64.6$; $Pyr=2.9$; $Grs=1.6$; $Sps=31$), tipico di rocce pegmatitiche (App., Tab. 5B). In alcuni campioni la deformazione è tale che l'originaria tessitura viene sostituita dall'alternanza di letti sericitici e letti a feldspati e quarzo ricristallizzato. La deformazione si sviluppa anche a spese della muscovite dalla quale si originano *mica fish* (Fig.2.8B).

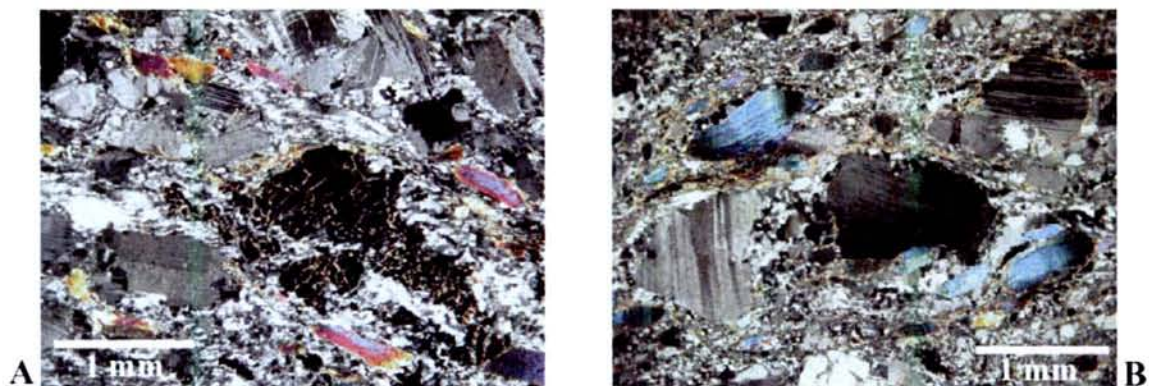


Fig. 2.8 - Caratteri tessiturali di gneiss leucocratici minuti deformati e foliati
(Qtz+Kfs+Pl+Ms+/-Ep+/-Bt+/-Grt)
(Textural characters of deformed and foliated minute leucocratic gneisses)

Le osservazioni petrografiche permettono di avanzare l'ipotesi che il protolite degli gneiss leucocratici minuti doveva essere una roccia magmatica acida filoniana di tipo aplitico-pegmatitico e/o con strutture magmatiche che potevano essere di tipo porfirico.

Il tipo di metamorfismo e la deformazione degli gneiss leucocratici minuti sembrano perfettamente analoghi a quelli degli gneiss occhiadini.

2.3 - I metasedimenti associati

Gli gneiss occhiadini appartenenti alle tre Unità strutturali sono associati a metasedimenti (paragneiss, micascisti e marmi) che probabilmente costituivano il basamento entro cui i protoliti degli gneiss occhiadini e degli gneiss leucocratici minuti si intrusero e successivamente, insieme a questi, furono metamorfosati.

Tra i metasedimenti prevalgono i paragneiss.

I paragneiss appartenenti all'Unità di Castagna in Sila hanno di norma un colore giallo-bruno e la paragenesi più comune è a Qtz+Pl+Kfs+Bt±Ms. Si osservano sia tipi a grana fine molto ricchi in miche che sottolineano la scistosità (Fig.2.9A) e altri tipi a grana più grossa, con una maggiore frazione di minerali quarzoso-feldspatici (Fig.2.9B). Comuni tra gli accessori sono apatite, zircone, opachi e tormalina.

Alcune tra le principali fasi mineralogiche dei paragneiss sono state analizzate al SEM (Tab.5-6-7 in Appendice).

Il K-feldspato è un microclino (Or=93.72-100, Ab=0-6.28) con contenuti elevati di BaO (0.54-1.36wt%).

Nei paragneiss dell'Unità di Castagna affioranti nell'area di Amantea cristallizza abbondante anfibolo actinolitico formando aggregati a rosetta, con aspetto analogo a quelli che si osservano negli gneiss occhiadini affioranti nella stessa area (Fig.2.5C). L'impronta metamorfica dominante è ercinica in facies da scisti verdi ad anfibolitica. Localmente queste rocce hanno subito episodi cataclastico-milonitici che hanno indotto modificazioni strutturali (stiramento e fratturazione del quarzo e dei plagioclasti, piegamento delle miche) e mineralogiche (clorite, sericite, epidoti).

In Aspromonte prevalgono i paragneiss biotitici a grana più o meno grossa con la seguente associazione mineralogica: Qtz+Pl+Kfs+Bt±Ms±Sil. Il K-feldspato è un microclino (Or=89.78-92.51, Ab=7.49-10.22) con contenuti alti di BaO (1.22-1.60wt%), mentre il plagioclasio è un oligoclasio-andesina (An₂₀-An₃₃). Nell'ambito di tali paragneiss si osserva un'apprezzabile variabilità compositiva, passando da tipi a sola biotite ad altri caratterizzati da grossi covoni di fibrolite (Fig.2.9C) e piccoli individui di granato. Sono presenti anche porzioni leucosomatiche concordanti con la foliazione dei paragneiss. Subordinati sono i micascisti biotitico-muscovitici a grana medio grossa. La biotite ha un rapporto Fe/Fe+Mg di 0.49 e Ti/11ox di 0.14 apfu (Fig.2.10).

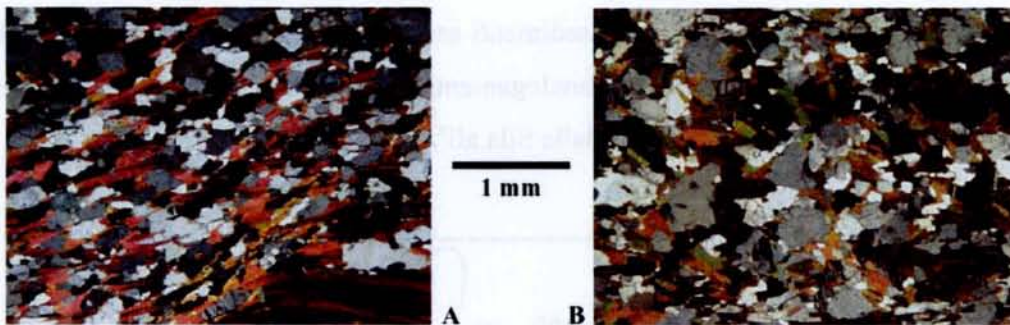


Fig. 2.9A-B
Paragneiss (Qtz+Pl+Kfs+Bt+/-Ms)

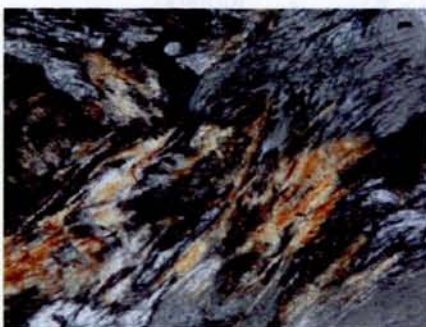


Fig.2.9C
Fibrolite in paragneiss (Aspromonte)
(Fibrolite in paragneiss)(Aspromonte)

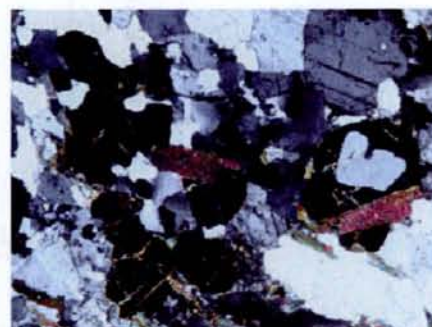


Fig.2.9D
Granato in paragneiss (Serre)
(Garnet in paragneiss)(Serre)

I metasedimenti dell'Unità Aspromonte hanno quindi subito un metamorfismo in facies anfibolitica e riequilibrazioni di tipo cataclastico-milonitico in corrispondenza di zone di taglio.

Gli gneiss occhiadini dell'Unità della Sila in Serre, invece, sono associati a paragneiss migmatitici in facies anfibolitico-granulitica (e.g. Paglionico & Piccarreta, 1976). I paragneiss, a grana media, sono fondamentalmente a biotite e sono ricchi di granato (Fig.2.9D). Il granato è ricco in molecola di almandino (Alm=73.1-77.8; Pyr=3.9-5.1; Grs=3.4-3.9; Sps=13.6-19.1) e presenta debole zonatura con un lieve aumento di grossularia dal *core* al *rim* (da 3.43 a 3.89) (Fig.2.6B).

Il K-feldspato è un microclino (Or=90.04-93.52, Ab=6.48-9.97) con contenuti abbastanza bassi di BaO (0.34-0.56wt%), mentre il plagioclasio è un oligoclasio (An=24.3-26.4).

Le biotiti dei paragneiss migmatitici delle Serre hanno un rapporto Fe/(Fe+Mg) più elevato rispetto a quelle dei paragneiss dell'Aspromonte (0.6 contro 0.49) e sono mediamente più titanifere (Ti/11ox = 0.20 contro 0.14 apfu) (Fig.2.10). Anche la muscovite di un paragneiss delle Serre ha Fe/(Fe+Mg) maggiore rispetto alle muscoviti dei metasedimenti della Sila e dell' Aspromonte (0.63 contro 0.49).

In definitiva si evince che i metasedimenti associati agli gneiss occhiadini e agli gneiss leucocratici minuti memorizzano, analogamente agli ortoderivati, un metamorfismo di grado differente e via via crescente dalla Sila all'Aspromonte, fino alle Serre.

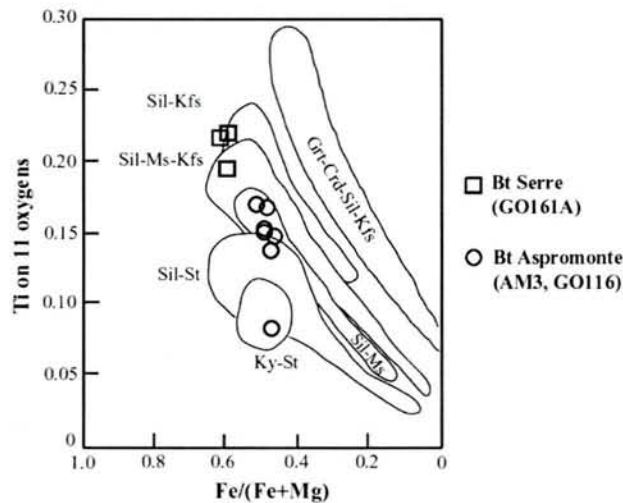


Fig.2.10 - Diagramma Fe/(Fe+Mg) vs Ti/11 ossigeni mostrante le composizioni delle biotiti per tre campioni di paragneiss (Robinson et al., 1982)
(*Fe/(Fe+Mg) vs Ti on 11 oxygens diagram showing composition of biotites for three samples of paragneisses*)

Capitolo 3**GEOCHIMICA**

Al fine di caratterizzare il magmatismo acido pre-Cambriano della Calabria è stato effettuato uno studio comparato tra gli gneiss occhiadini e gli gneiss leucocratici minuti, generalmente associati in Catena Costiera, Sila ed Aspromonte (e non in Serre). L'idea che queste due famiglie di ortogneiss derivino da magmatiti coeve fra di loro rappresenta un'ipotesi di lavoro, in quanto solo datazioni puntuali U-Pb da effettuare sugli gneiss leucocratici minuti potrebbero verificare i rapporti tra i protoliti di questi ed i protoliti degli gneiss occhiadini.

Sono state eseguite analisi chimiche (XRF, Dip. Geomineralogico, Univ. di Bari) su 39 campioni di gneiss occhiadini (4 campioni per la Catena Costiera, 13 per la Sila, 8 per le Serre e 14 per l'Aspromonte) e su 16 di questi sono state determinate le REE ed alcuni elementi in traccia (ICP-MS, CRPG-CNRS, Nancy, Francia). I dati analitici per ciascun campione sono riportati in Appendice (Tab.8). Per gli gneiss leucocratici minuti sono stati analizzati 43 campioni e su 12 di questi sono state determinate le REE ed i tenori di alcuni elementi in traccia. I dati analitici per ciascun campione sono riportati in Appendice (Tab.9-10).

I due gruppi di ortogneiss mostrano una composizione granitica (go: SiO₂ da 67 a 75 wt.%; glm: SiO₂ da 69 a 77 wt.%) e presentano un carattere peralluminoso (go: A/CNK tra 1.04 e 1.92; glm: A/CNK tra 1.07 e 2.15) e calc-alcinalo (Fig.1A-B-C). Gli gneiss leucocratici minuti presentano una composizione più evoluta (Fig.1C) e sono riconducibili a serie calc-alcaline alte in K₂O (Fig.1D), mentre gli gneiss occhiadini sono riferibili sia a serie calc-alcaline alte in K₂O che a serie shoshonitiche (Fig.1D).

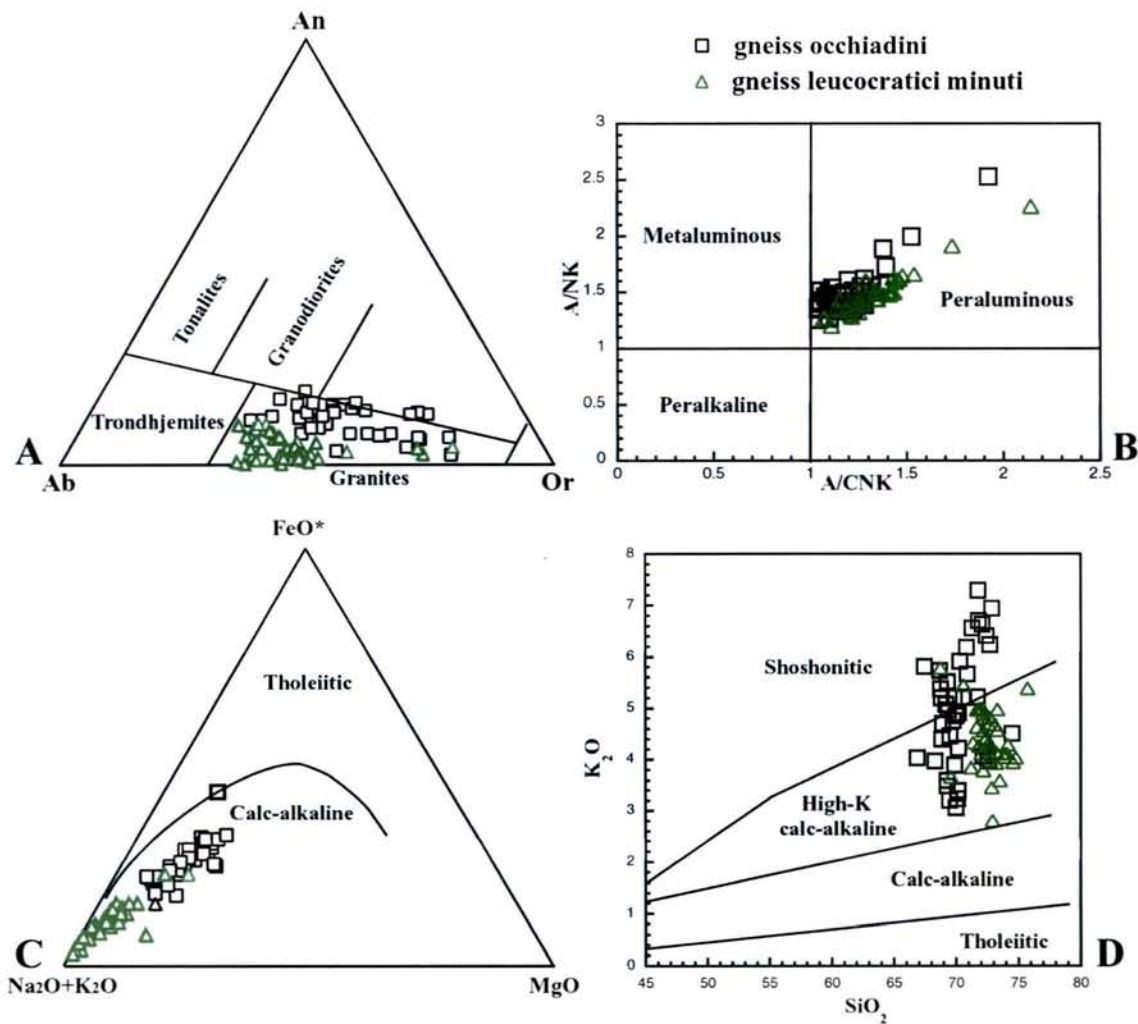


Fig. 3.1
 Diagrammi mostrandoti il carattere granitico, peralluminoso e calc-alkalino alto in K₂O degli gneiss occhiadini
 (Diagrams showing granitic, peraluminous and K-rich calc-alkaline affinity of augen gneisses)

3.1 - Gli gneiss occhiadini

Gli gneiss occhiadini sono mediamente ricchi in SiO₂ (70.28wt.%), K₂O (4.99 wt.%) e Na₂O (2.58 wt.%) e relativamente poveri in CaO (1.28 wt.%), MgO (1.37wt.%) e FeO* (3.01 wt.%) (Fig.3.2). Generalmente il rapporto K₂O/Na₂O è elevato, fino a raggiungere il valore di 5.97 negli gneiss occhiadini dell'Unità Aspromonte.

Particolarmente elevati sono i contenuti di alcuni elementi in traccia, quali Ba (588ppm), Sr (116ppm), Rb (175ppm), Y (33ppm), Th (20ppm) e Zr (201ppm) (Fig.3.3), mentre relativamente bassi sono i tenori in Nb (13ppm), U (4ppm) e Ta (1.07ppm).

Gneiss occhiadini

- AMANTEA □ SERRE
 ◇ SILA × ASPROMONTE

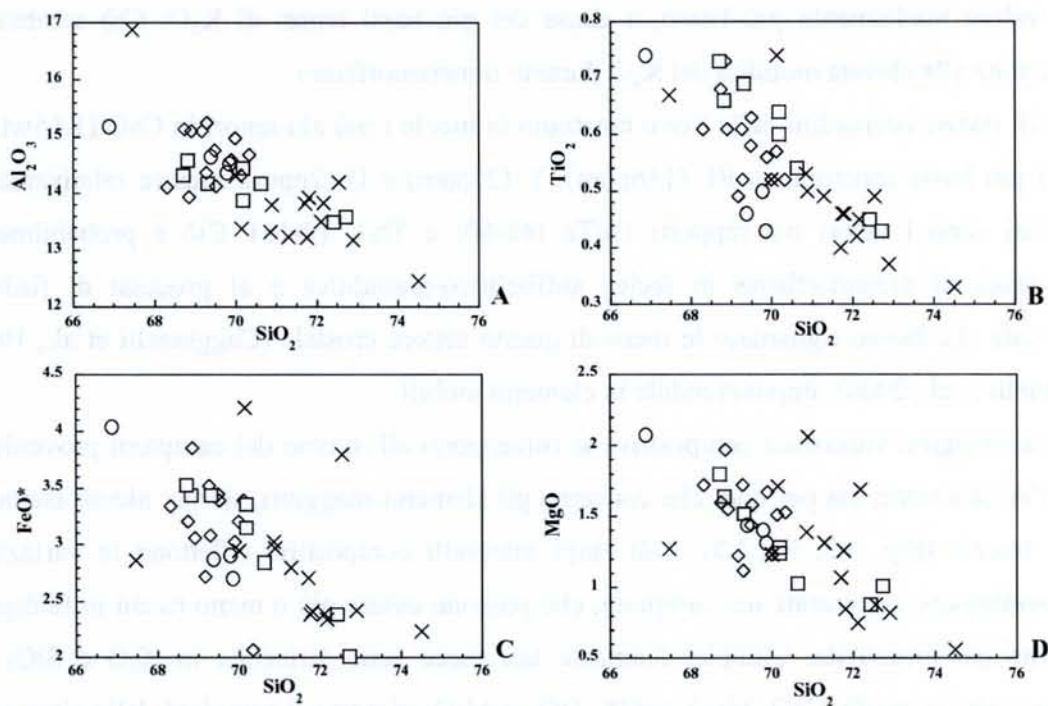


Fig.3.2 - Diagrammi di Harker per gli gneiss occhiadini
(Harker diagrams for augen gneisses)

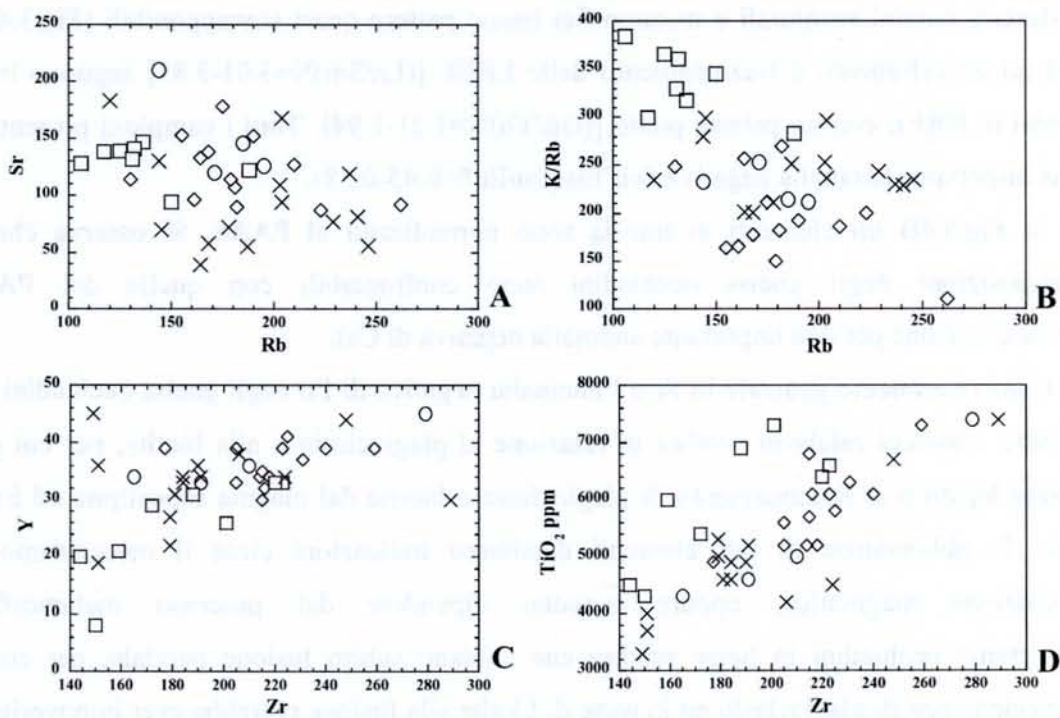


Fig.3.3 - Variazione di alcuni elementi in traccia negli gneiss occhiadini
(Rb vs Sr, Rb vs K/Rb, Zr vs Y, Zr vs TiO_2 ppm)
(Trace element variation in augen gneisses)

Il rapporto K/Rb varia da 110 a 389, raggiungendo i valori più elevati nei campioni dell'Unità della Sila in Serre (Fig.3.3B). Negli gneiss occhiadini della Sila tale rapporto ha un valore mediamente più basso, a causa dei più bassi tenori di K_2O . Ciò sembra in relazione alla elevata mobilità del K_2O durante il metamorfismo.

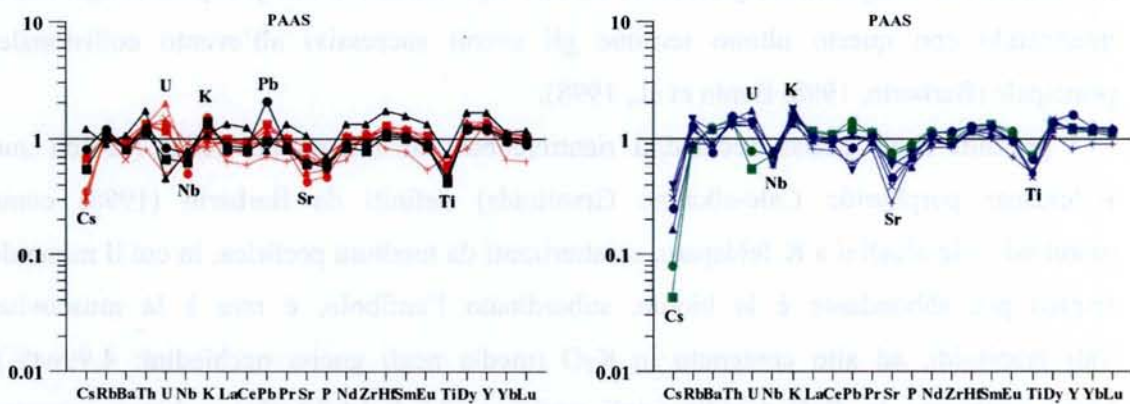
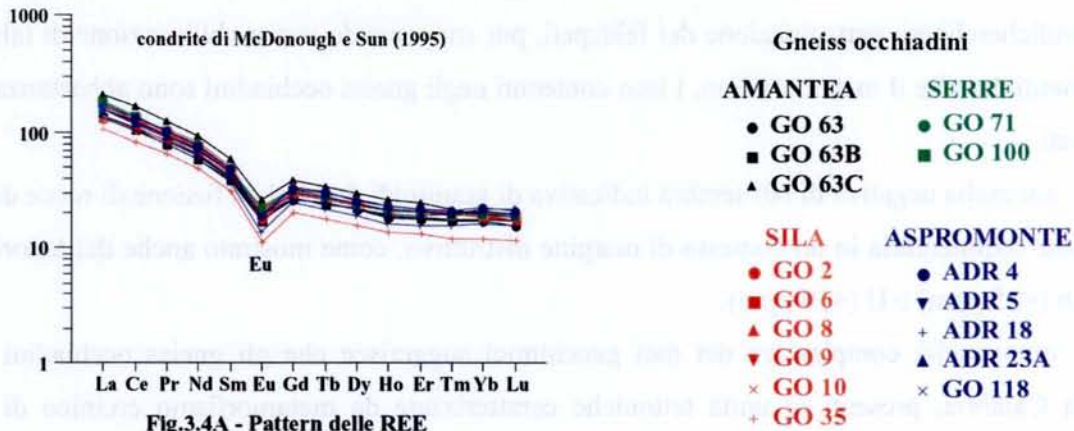
Gli gneiss occhiadini delle Serre mostrano in media i più alti tenori in CaO (1.65wt.%) ed i più bassi contenuti in Rb (136ppm), Y (25ppm) e U (2ppm), mentre relativamente elevati sono i valori dei rapporti La/Ta (48-60) e Th/U (8-13). Ciò è probabilmente connesso al metamorfismo in facies anfibolitico-granulitica e ai processi di fusione parziale che hanno riguardato le rocce di questo settore crostale (Caggianelli et al., 1991; Fornelli et al., 2004), impoverendole in elementi mobili.

Le maggiori variazioni compositive si rinvencono all'interno dei campioni provenienti dall'Aspromonte, sia per quel che concerne gli elementi maggiori, sia per alcuni elementi in traccia (Fig. 3.2, Fig.3.3). Tali ampi intervalli compositivi riflettono le variazioni mineralogiche riscontrate nei campioni, che possono essere più o meno ricchi in feldspati, biotite e/o muscovite. Complessivamente tali rocce sono arricchite in K_2O e SiO_2 ed impoverite in Na_2O , CaO, MgO, FeO^* , TiO_2 e Al_2O_3 rispetto ai campioni delle altre unità (Fig. 3.2).

La normalizzazione delle REE alla condrite mostra che gli gneiss occhiadini dei differenti domini strutturali e metamorfici hanno pattern quasi sovrapponibili (Fig.3.4A). Ad un arricchimento e frazionamento delle LREE [(La/Sm) $N=3.01-3.83$] seguono bassi tenori in HREE con un pattern piatto [(Gd/Yb) $N=1.21-1.94$]. Tutti i campioni presentano una importante anomalia negativa dell'Eu (Eu/Eu $^*=0.45-0.58$).

In Fig.3.4B gli elementi in traccia sono normalizzati al PAAS. Si osserva che le composizioni degli gneiss occhiadini sono confrontabili con quelle del PAAS (fatta eccezione per una importante anomalia negativa di Cs).

L'impoverimento generale in Sr e l'anomalia negativa di Eu negli gneiss occhiadini dei quattro massicci calabresi sembra in relazione al plagioclasio e alla biotite, per cui può essere legato o al frazionamento di plagioclasio e biotite dal magma capostipite ed in tal caso le abbondanze di tali elementi darebbero indicazioni circa il meccanismo di evoluzione magmatica, oppure possono dipendere dal processo metamorfico. Gli gneiss occhiadini in Serre sembra che abbiano subito fusione parziale, per cui la partecipazione di plagioclasio ed in parte di biotite alla fusione potrebbe aver impoverito la roccia in Sr e Eu (Fornelli et al., 2002, 2004).



Alcune delle differenze composizionali riscontrate per gli gneiss occhiadini del massiccio delle Serre e in parte per quelli dell'Aspromonte trovano una giustificazione nel diverso grado del metamorfismo ercinico: l'ultrametamorfismo ha in parte modificato la composizione originaria dei protoliti.

Escludendo quegli elementi che possono essere stati maggiormente mobilizzati, quali Rb, Sr, CaO, K₂O e Na₂O (Fornelli et al., 2004), la composizione chimica complessiva ed i *pattern* degli elementi in traccia evidenziano per il magmatismo un carattere omogeneo. Alcune considerazioni sulla sorgente dei granitoidi possono di conseguenza essere avanzate ricavando informazioni soprattutto dalle composizioni degli gneiss occhiadini meno modificati dal punto di vista chimico dai processi metamorfici, cioè quelli della Catena Costiera, della Sila e in parte dell'Aspromonte.

Relativamente alla sorgente del magma genitore degli gneiss occhiadini, lo scarso contenuto in HREE ed il *pattern* piatto suggeriscono l'assenza di partecipazione di granato e/o anfibolo alla fusione della roccia sorgente, mentre le abbondanze assolute di K₂O, Sr e

Ba indicherebbero partecipazione dei feldspati, pur supponendo una mobilitazione di tali elementi durante il metamorfismo, i loro contenuti negli gneiss occhiadini sono abbastanza elevati.

L'anomalia negativa di Nb sembra indicativa di granitoidi derivati da fusione di rocce di origine sedimentaria in un contesto di margine distruttivo, come mostrato anche dai tenori di Th (<25 ppm) e U (<10 ppm).

L'omogeneità complessiva dei dati geochimici suggerisce che gli gneiss occhiadini della Calabria, presenti in unità tettoniche caratterizzate da metamorfismo ercinico di grado differente, possano derivare da protoliti simili. Il magmatismo è inquadrabile nell'ambito del *magmatismo granitoide ad alto K₂O associato alle fasi post-orogeniche*, intendendo con questo ultimo termine gli eventi successivi all'evento collisionale principale (Barbarin, 1998; Bonin et al., 1998).

I protoliti degli gneiss occhiadini rientrerebbero all'interno dei KCG (K-rich and K-feldspar porphyritic Calc-alkaline Granitoids) definiti da Barbarin (1998) come granitoidi calc-alcalini a K-feldspato, caratterizzati da tessitura porfirica, in cui il minerale femico più abbondante è la biotite, subordinato l'anfibolo, e rara è la muscovite. Tali granitoidi, ad alto contenuto in K₂O (media negli gneiss occhiadini: 4.99wt%), basso contenuto in CaO (media negli gneiss occhiadini: 1.28wt%) e basso rapporto FeO*/(FeO*+MgO) (media negli gneiss occhiadini: 0.69), potrebbero rappresentare il risultato di due principali processi evolutivi: la *crystallizzazione frazionata* di fasi femiche da un magma capostipite basico, e quindi i granitoidi ad alto K₂O rappresenterebbero i fusi più evoluti di un magma basico, oppure il risultato di un *processo di mixing* di un magma basico di origine mantellica ed un magma acido di origine crostale (i KCG di Barbarin, 1998).

Secondo Pearce et al. (1984) tali magmi granitici possono derivare da una sorgente esclusivamente crostale per fusione parziale di crosta profonda dovuta all'aumento termico post-collisionale oppure per differenziazione di fusi prodotti nel mantello a causa della decompressione adiabatica indotta dal sollevamento post-orogenico e dall'erosione.

Granitoidi di questo tipo si rinvencono in una ampia varietà di ambienti geodinamici, per cui di sovente risulta difficile dedurre un esclusivo ambiente tettonico (Pearce et al., 1984; Barbarin, 1998). Raramente si ritrovano in ambienti di subduzione, mentre sono più diffusi in regime di collisione continentale. Durante le fasi sin-collisionali l'ispessimento crostale è accompagnato dalla messa in posto di prevalenti granitoidi peralluminosi a muscovite, a cui si accompagnano volumi minori di granitoidi ad alto K₂O.

Il magmatismo post-collisionale, pur coinvolgendo il mantello, è ancora influenzato dal materiale crostale subdotto (Black and Liégeois, 1993). Durante le fasi post-collisionali i KCG diventano i prodotti predominanti in quanto l'instabilità termica porta all'assottigliamento litosferico per delaminazione e la risalita di astenosfera induce *under-plating* magmatico e fusione parziale di crosta profonda (e.g. Barbarin, 1998).

Gli eventi post-collisionali si concludono con prodotti magmatici alcalini anorogenici in cui i contributi mantellici diventano via via più importanti. Tali prodotti si mettono in posto durante le tensioni regionali post-orogeniche in corrispondenza di sistemi di faglie trascorrenti (Bonin et al., 1998). Lungo il margine orientale del West African Craton, ad esempio, i KCG sono associati a granitoidi alcalini a formare complessi anulari (e.g. Liégeois et al., 1987).

I granitoidi ad alto K_2O sono quindi caratteristici delle fasi finali delle orogenesi (Maniar and Picolli, 1989) e di regimi transizionali da compressivi a distensivi (Lameyre, 1988; Bonin, 1990), per cui sono buoni indicatori di importanti cambiamenti del contesto geodinamico (Barbarin, 1998). Il carattere transizionale dei protoliti magmatici degli gneiss occhiadini della Calabria viene evidenziato anche dal fatto che le loro composizioni ricadono spesso a cavallo di più campi (granitoidi orogenici, anorogenici, ecc.) nei diagrammi petrogenetici proposti dai vari Autori (Pearce et al., 1984; Whalen et al., 1987) (Fig.3.5).

I prodotti magmatici ad alto K_2O hanno una diffusione a scala globale sia nel Pan-africano (750-550 Ma), che nel Caledoniano (400 Ma), che nel Varisico (350 Ma), sebbene siano particolarmente diffusi nella Catena Caledoniana in Irlanda e Gran Bretagna (Brown et al., 1981; Halliday et al., 1984; Pitcher, 1983; Frost, 2001) e nella Catena Ercinica dell'Europa occidentale (e.g. Barbarin, 1983).

In definitiva si può affermare che granitoidi ad alto K_2O pre-Ercinici esistono anche in Calabria, con caratteri composizionali indicanti regimi transizionali da compressivi a distensivi e tale magmatismo mostra carattere primario omogeneo. Le variabilità mostrate per alcuni elementi in traccia sembrano indotte dalla storia metamorfica ercinica esplicitasi in maniera diversa nei quattro massicci studiati.

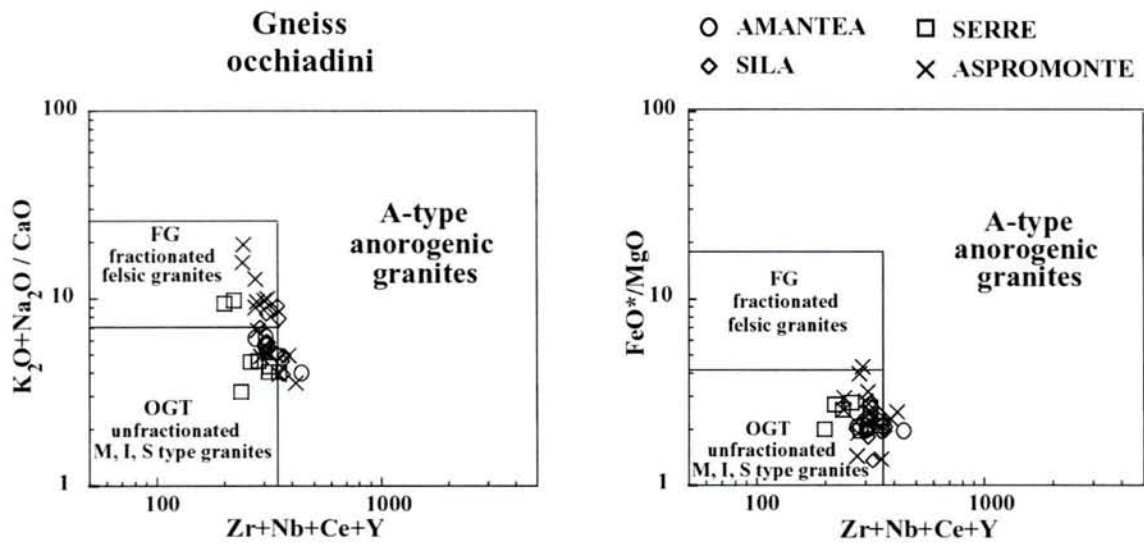


Fig.3.5

Diagrammi (Zr+Nb+Ce+Y) vs (K₂O+Na₂O)/CaO e vs (FeO*/MgO) (Whalen et al., 1987)
 (Zr+Nb+Ce+Y) vs (K₂O+Na₂O)/CaO and vs (FeO*/MgO) diagrams)

3.2 - Gli gneiss leucocratici minuti

Il contenuto in SiO₂ è generalmente compreso tra 71 e 77wt.%, fatta eccezione per tre campioni (GO43, GO75 e GO36) che presentano tenori più bassi di SiO₂ e contenuti più alti di Al₂O₃ (17.36wt.%) ed MgO (1.16wt.%) (Fig.3.6). Tutti gli altri campioni mostrano contenuti molto variabili degli elementi maggiori e non definiscono alcun *trend* (Fig.3.6).

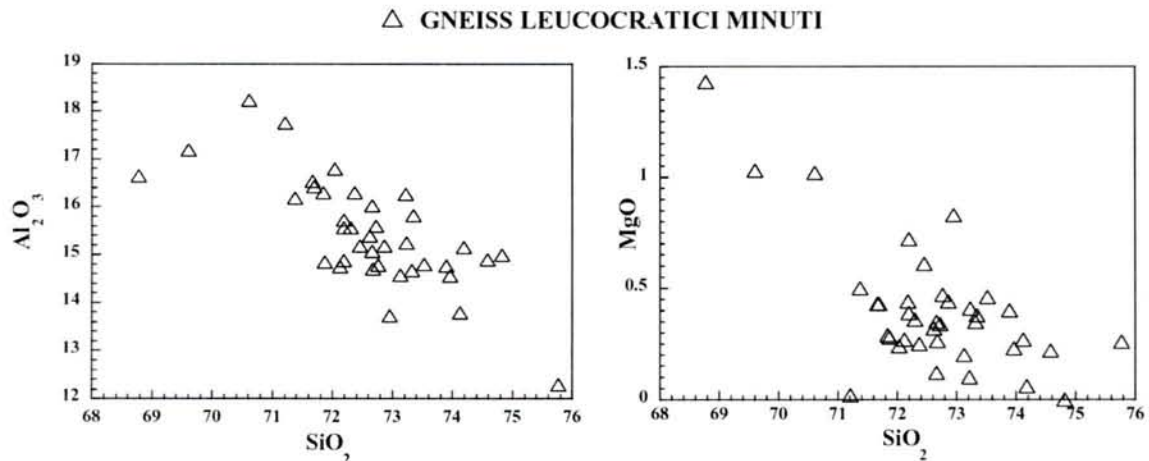


Fig.3.6 - Diagrammi di Harker per gli gneiss leucocratici minuti
 (Harker diagrams for minute leucocratic gneisses)

Mentre in base alla distribuzione degli elementi maggiori non risulta possibile delineare l'esistenza di famiglie con specifici caratteri composizionali, dalla distribuzione degli elementi in traccia è invece possibile evidenziare la presenza di due popolazioni distinte di campioni, una con contenuti di Nb > 19 ppm ed un'altra con contenuti di Nb < 16 ppm ed esiste un salto composizionale tra 16 e 19 ppm di Nb (Fig.3.7). Sulla base del contenuto di Nb gli gneiss leucocratici minuti sono stati quindi distinti in due gruppi: glm1 (alto Nb) e glm2 (basso Nb) (Fig.3.7, Tab.3.1).

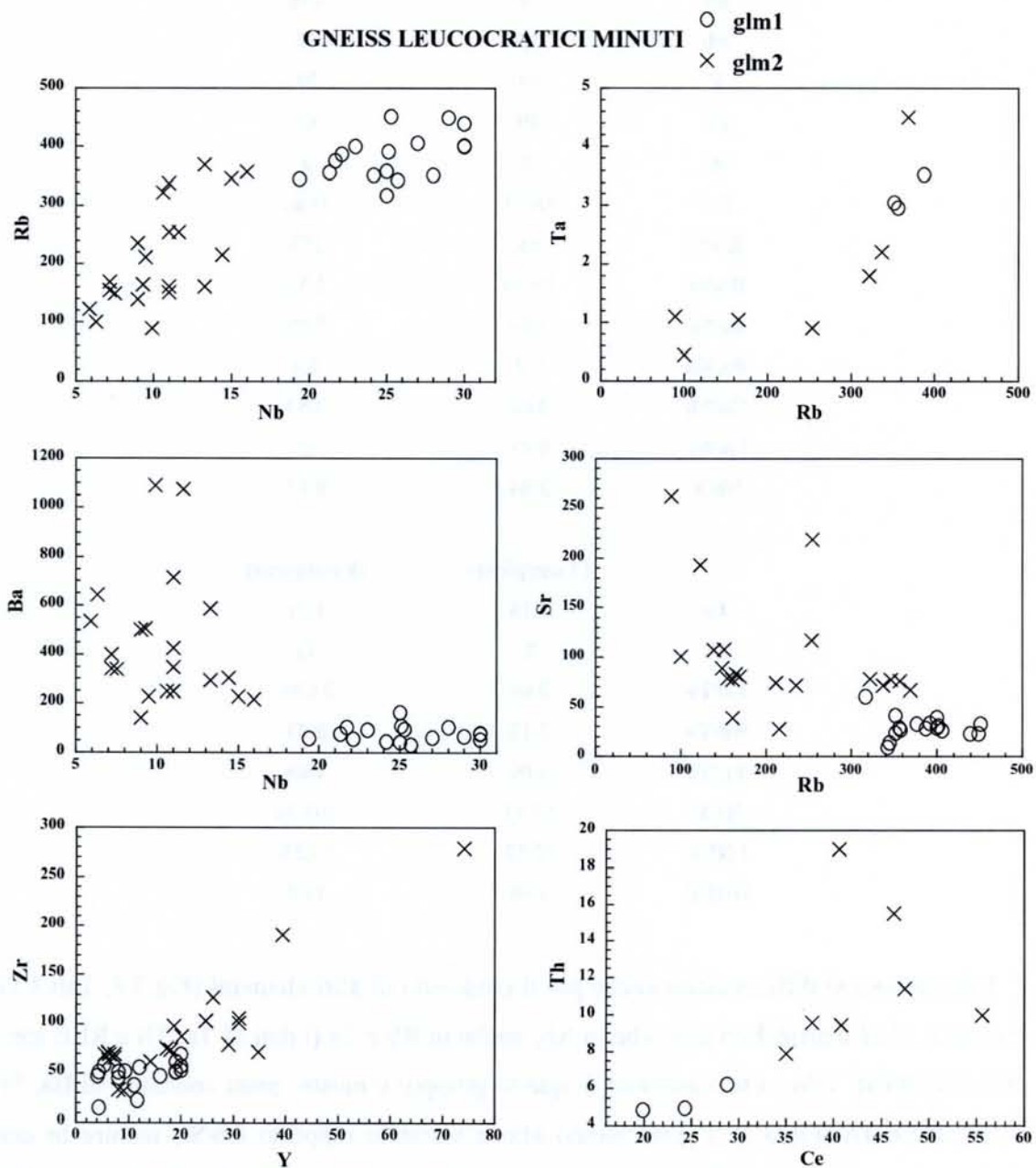


Fig. 3.7 - Elementi discriminanti i gruppi glm1 e glm2 nell'ambito degli gneiss leucocratici minuti
(*Elements discriminating glm1 and glm2 groups in the minute leucocratic gneisses*)

Tab.3.1

Distinzione degli gneiss leucocratitici minuti nei due gruppi glm1 e glm2, in base ai tenori di alcuni elementi in traccia e delle REE (il campione TCS22, appartenente al gruppo glm1, presentando una composizione alquanto anomala, non è stato considerato nel calcolo delle medie riportate in tabella).

	glm1	glm2
	(16 campioni)	(21 campioni)
Rb	383	213
Sr	29	100
Ba	77	448
Nb	25	10
Y	13	21
Zr	49	92
Hf	2	3
Ce	16.33	35.61
K/Rb	95	195
Rb/Sr	15.35	2.83
Ba/Sr	2.67	5.05
Ba/Rb	0.2	2.8
Ce/Nb	0.65	3.57
La/Nb	0.41	2
Nb/Y	2.64	0.87
	(3 campioni)	(8 campioni)
Ta	3.18	1.71
Th	5	12
La/Ta	3.64	21.98
Nb/Ta	7.12	8.33
Yb/Ta	0.09	1.86
REE	57.14	103.32
LREE	52.12	91.89
HREE	4.86	10.8

I due gruppi si differenziano anche per il contenuto di altri elementi (Fig.3.8, Tab.3.1). Il gruppo *glm1* è arricchito oltre che in Nb, anche in Rb e Ta (i dati di Ta, Th e REE sono però disponibili solo su tre campioni di questo gruppo) e mostra bassi contenuti di Ba, Sr, Y, Zr, Ce e Th (Fig.3.7). I *glm1* hanno alto e variabile rapporto Rb/Sr, mentre in essi risultano generalmente più bassi i rapporti K/Rb, Ba/Sr, Ba/Rb, Ce/Nb e La/Nb

(Tab.3.1, Fig.3.8). I campioni del gruppo *glm1* sono inoltre fortemente impoveriti in REE, in particolare in HREE (Tab.3.1).

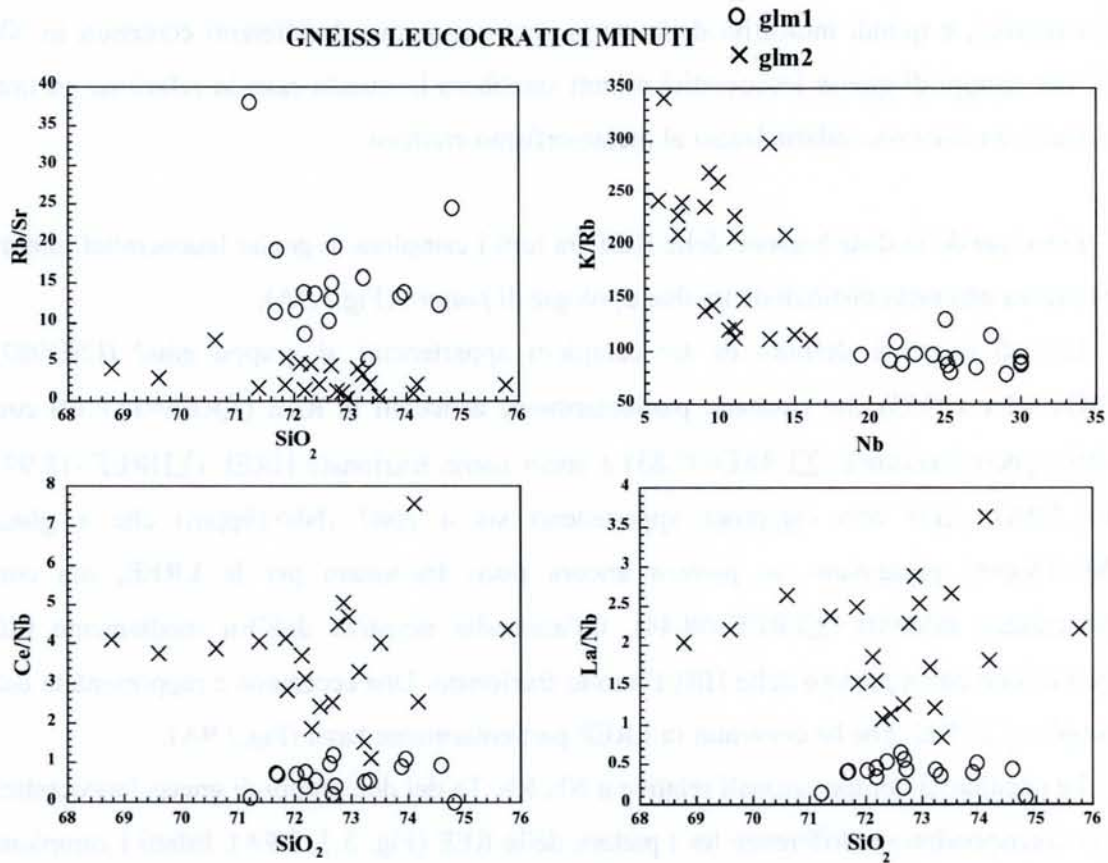


Fig. 3.8 - Elementi discriminanti i gruppi *glm1* e *glm2* nell'ambito degli gneiss leucocratici minuti
(Elements discriminating *glm1* and *glm2* groups in the minute leucocratic gneisses)

Il Nb è l'elemento che meglio discrimina i due gruppi di gneiss leucocratici minuti. E' stata esclusa la possibilità che i dati analitici potessero essere affetti da errori strumentali, in quanto le analisi chimiche sono state eseguite presso due laboratori differenti, utilizzando strumentazioni diverse (Dip. Geomineralogico, Univ. degli Studi di Bari: XRF; CRPG-CNRS, Nancy, Francia: ICP-MS) e sono risultate del tutto confrontabili. Una ipotesi che potrebbe spiegare i diversi contenuti di Nb nei due gruppi risiede nella possibilità che alcune fasi minerali (aventi alto coefficiente di distribuzione per il Nb) presenti nel materiale sorgente abbiano partecipato o meno alla fusione che ha generato i magmi protoliti degli gneiss leucocratici minuti, arricchendoli o impoverendoli relativamente in Nb. Queste fasi possono essere fasi ricche di Ti come il rutilo, o fasi come l'anfibolo, il clinopirosseno ed il granato (Walker et al., 2001; Weyer et al., 2003;

Klein et al., 1999). Ciò presupporrebbe che i contenuti di Nb siano indicativi dei caratteri geochemici primari dei protoliti degli gneiss leucocratici minuti.

Un'altra possibilità consiste nel ritenere che i contenuti di Nb siano in relazione a fluidi metamorfici, e quindi indicativi della storia post-magmatica. I differenti contenuti in Nb dei due gruppi di gneiss leucocratici minuti sarebbero in questo caso in relazione ad una mineralizzazione secondaria legata al metamorfismo ercinico.

Esaminando la distribuzione delle REE fra tutti i campioni di gneiss leucocratici minuti si osserva una netta distinzione tra due tipologie di *pattern* (Fig.3.9A).

Uno di questi è definito da tre campioni appartenenti al gruppo *glm2* (ESG982, ESG1002 e GO55) che risultano particolarmente arricchiti in REE ($\Sigma\text{REE}=117.39$) con LREE poco frazionate ($\Sigma\text{LREE}=97.83$) e ancor meno frazionate HREE ($\Sigma\text{HREE}=18.99$) (Fig.3.9A). Altri otto campioni appartenenti sia a *glm1* (Nb>19ppm) che a *glm2* (Nb<16ppm) presentano un *pattern* ancora poco frazionato per le LREE, ma con abbondanze inferiori ($\Sigma\text{LREE}=68.44$), un'anomalia negativa dell'Eu mediamente più pronunciata ed un *pattern* delle HREE molto frazionato. Una eccezione è rappresentata dal campione TCS22, che ha contenuti di LREE particolarmente bassi (Fig.3.9A).

Le peculiarità composizionali relative a Nb, Rb, Ta dei due gruppi di gneiss leucocratici non corrispondono a differenze tra i pattern delle REE (Fig. 3.7, 3.9A). Infatti i campioni con minori contenuti di HREE sono caratterizzati sia da alti che da bassi contenuti di Nb, Rb e Ta, mentre i campioni con più alti tenori di HREE hanno anche bassi contenuti di Nb, Rb e Ta (da notare che il numero di campioni di cui sono noti i contenuti di REE è esiguo).

Analogamente a quanto osservato per la distribuzione delle REE, anche dalla distribuzione degli elementi in traccia si distinguono due pattern differenti. In Fig. 3.9B gli gneiss leucocratici minuti sono stati normalizzati al PAAS. Gli otto campioni appartenenti ai gruppi *glm1* e *glm2* presentano composizioni confrontabili di Cs, Rb, U, K, Pb e P, mentre hanno tenori più bassi di Th, La, Ce, Pr, Nd, Zr, Hf, Ba, Sr, Ti e HREE (Fig.3.9B1). Il campione TCS22 si discosta ancora da tale *pattern* per contenuti più bassi in La, Ce, Pr, Nd, e Sm (Fig.3.9B1). I campioni ESG982, ESG1002 e GO55 (*glm2*) presentano, invece, composizioni più simili a quelle del PAAS (Fig.3.9B2).

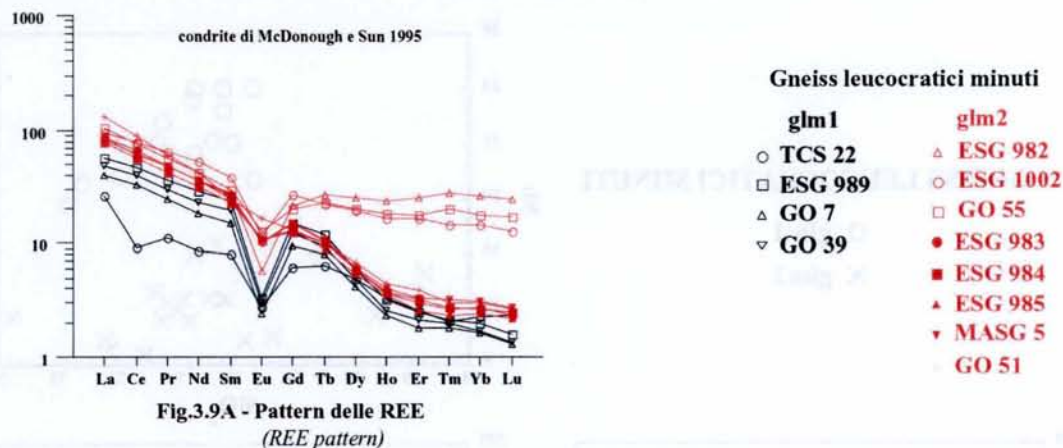


Fig.3.9A - Pattern delle REE
(REE pattern)

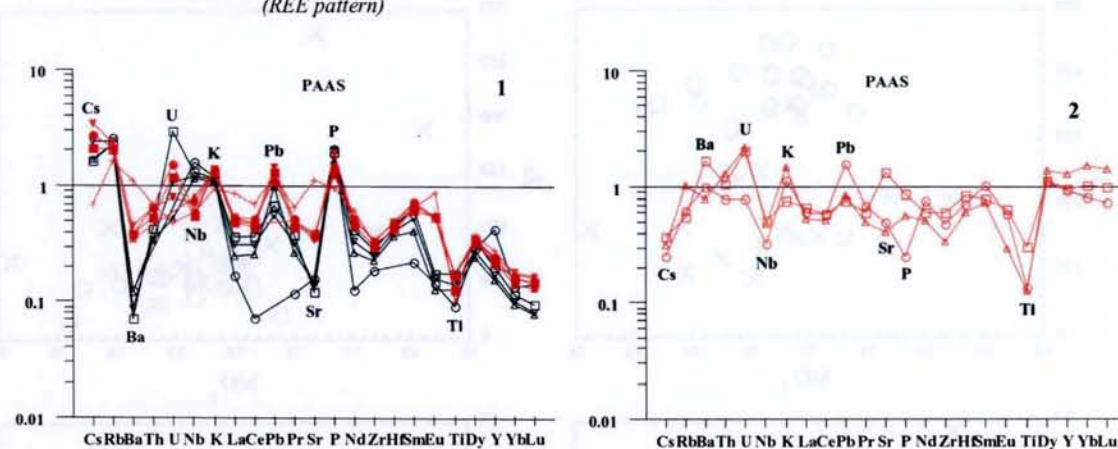


Fig.3.9B - Spider diagram normalizzati al PAAS
(Spider diagram normalized to PAAS)

Ciò permette di avanzare delle ipotesi sulla natura del materiale sorgente dei protoliti dei due gruppi di gneiss leucocratici minuti: sembra infatti che i protoliti dei campioni ESG982, ESG1002 e GO55 abbiano una affinità crostale simile a quella mostrata dagli gneiss occhiadini, a differenza degli altri otto campioni (*glm1* e *glm2*) che mostrano *pattern* molto articolati.

Particolare attenzione meritano Nb, Ta, Rb, Zr, Hf e REE (elementi ad alta forza di campo) le cui variazioni possono dare indicazioni circa la differenziazione magmatica. Le variazioni di questi elementi con SiO₂ e MgO non sono regolari per gli gneiss leucocratici minuti della Calabria, per cui non sembra che le loro abbondanze siano state controllate da un meccanismo di differenziazione magmatica (Fig.3.10).

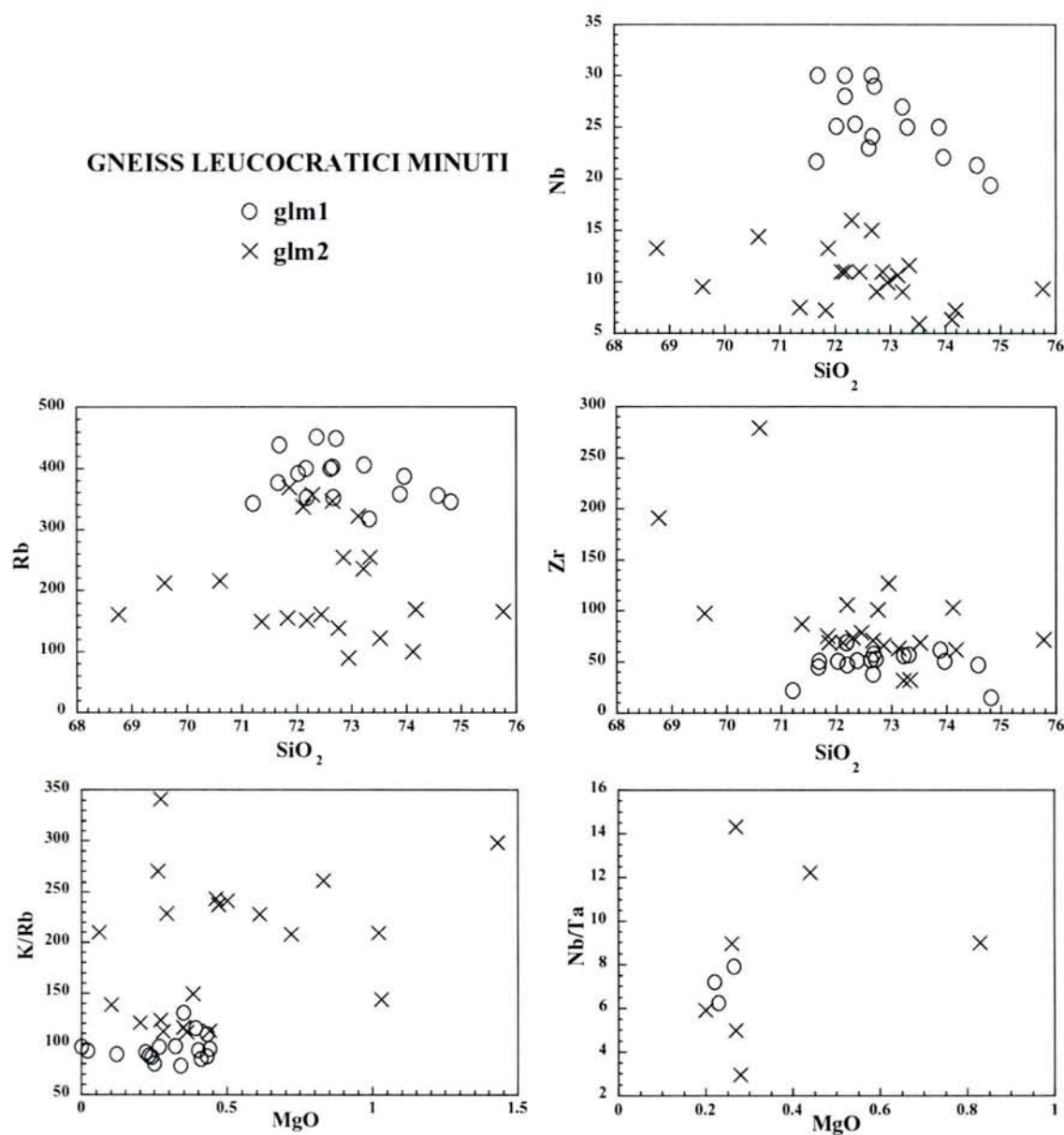


Fig. 3.10 - Diagrammi binari SiO₂ vs Nb, SiO₂ vs Rb, SiO₂ vs Zr, MgO vs K/Rb, MgO vs Nb/Ta
 (Binary diagrams SiO₂ vs Nb, SiO₂ vs Rb, SiO₂ vs Zr, MgO vs K/Rb and MgO vs Nb/Ta)

Anche i rapporti K/Rb e Nb/Ta non mostrano variazioni regolari con la differenziazione e ciò potrebbe suggerire un controllo delle loro abbondanze da parte dei fluidi (Fig.3.10).

La presenza di una certa correlazione positiva tra K/Rb e Zr, tra Rb e Ta e di una certa correlazione negativa tra Nb/Ta e Rb sembrano confermare il ruolo dei fluidi nel determinare le abbondanze di tali elementi. Inoltre, la presenza di due gruppi di gneiss leucocratici minuti con alti e bassi tenori di HREE non correlati con le abbondanze di Nb, Ta e Rb sembra rafforzare l'ipotesi formulata.

Se i fluidi hanno controllato l'abbondanza degli elementi ad alta forza di campo negli gneiss leucocratici minuti allora bisogna cercare di capire quale è l'origine di questi fluidi. Gli gneiss leucocratici minuti sembrano avere un'origine magmatica, come testimoniato dalla presenza di tessiture relitte di tipo plutonico, per cui i fluidi che hanno modificato la composizione finale di queste rocce, potrebbero essere quelli idrotermali o deutericici. Queste rocce sono però anche intensamente rielaborate dal processo metamorfico e la loro reattività alla deformazione e alla ricristallizzazione è sicuramente stata maggiore rispetto a quella degli gneiss occhiadini, dato il maggiore contenuto in quarzo e la grana inferiore. E' presumibile quindi che fluidi metamorfici abbiano modificato la composizione primaria, obliterando in parte i caratteri geochimici originari. Indicazioni di tipo analogo vengono fornite dalla generale ricristallizzazione dell'assemblaggio originario con destabilizzazione di feldspati e biotite e con la diffusa presenza di vene riempite da sericite, clorite, epidoti e quarzo, trasversali alla scistosità.

3.3 - Confronto tra gneiss occhiadini e gneiss leucocratici minuti

Al fine di fornire informazioni circa il magmatismo dei protoliti degli gneiss occhiadini e degli gneiss leucocratici minuti è stato effettuato un confronto tra le composizioni chimiche delle due famiglie di ortoderivati, tenendo conto delle modificazioni indotte dal successivo processo metamorfico.

Dalla distribuzione degli elementi maggiori si osserva il carattere più evoluto degli gneiss leucocratici minuti, ma anche un'ampia dispersione delle composizioni, che non permette di delineare alcun trend.

La distribuzione degli elementi in traccia, invece, permette di fare delle considerazioni. Gli gneiss leucocratici minuti del gruppo *glm2* (più poveri in Nb) mostrano affinità geochimiche con gli gneiss occhiadini (Tab.3.2, Fig.3.11).

Tab.3.2

Confronto tra gneiss occhiadini e gneiss leucocratici minuti, distinti nei gruppi *glm1* e *glm2* in base ai tenori di alcuni elementi in traccia e delle REE.

	glm1	glm2	go
	(16 campioni)	(21 campioni)	(39 campioni)
Rb	383	213	175
Sr	29	100	116
Ba	77	448	588
Nb	25	10	13
Y	13	21	33
Zr	49	92	201
Hf	2	3	6
Ce	16.33	35.61	61.82
K/Rb	95	195	243.77
Rb/Sr	15.35	2.83	1.76
Ba/Sr	2.67	5.05	5.39
Ba/Rb	0.2	2.8	3.57
Ce/Nb	0.65	3.57	4.78
La/Nb	0.41	2	2.53
Nb/Y	2.64	0.87	0.42
	(3 campioni)	(8 campioni)	(16 campioni)
Ta	3.18	1.71	1.07
Th	5	12	20
La/Ta	3.64	21.98	36.43
Nb/Ta	7.12	8.33	13.01
Yb/Ta	0.09	1.86	2.96
REE	57.14	103.32	180.34
LREE	52.12	91.89	158.56
HREE	4.86	10.8	20.73

Dalla Fig. 3.11 si osserva che *glm2* e gneiss occhiadini si disperdono negli stessi intervalli per alcuni elementi come Ba, Sr, Nb, Rb, Y, K/Rb, mentre si pongono in trend verso composizioni più evolute per i contenuti di Zr, Th, La/Ta e Ce/Nb. Si osserva inoltre che almeno per alcuni elementi in traccia (Rb, Sr, Ba, Nb, Th, Zr, ecc.) gli gneiss leucocratici minuti più ricchi in Nb (*glm1*) costituiscono una famiglia nettamente distinta, con composizioni variabili in un intervallo più ristretto (Fig.3.11).

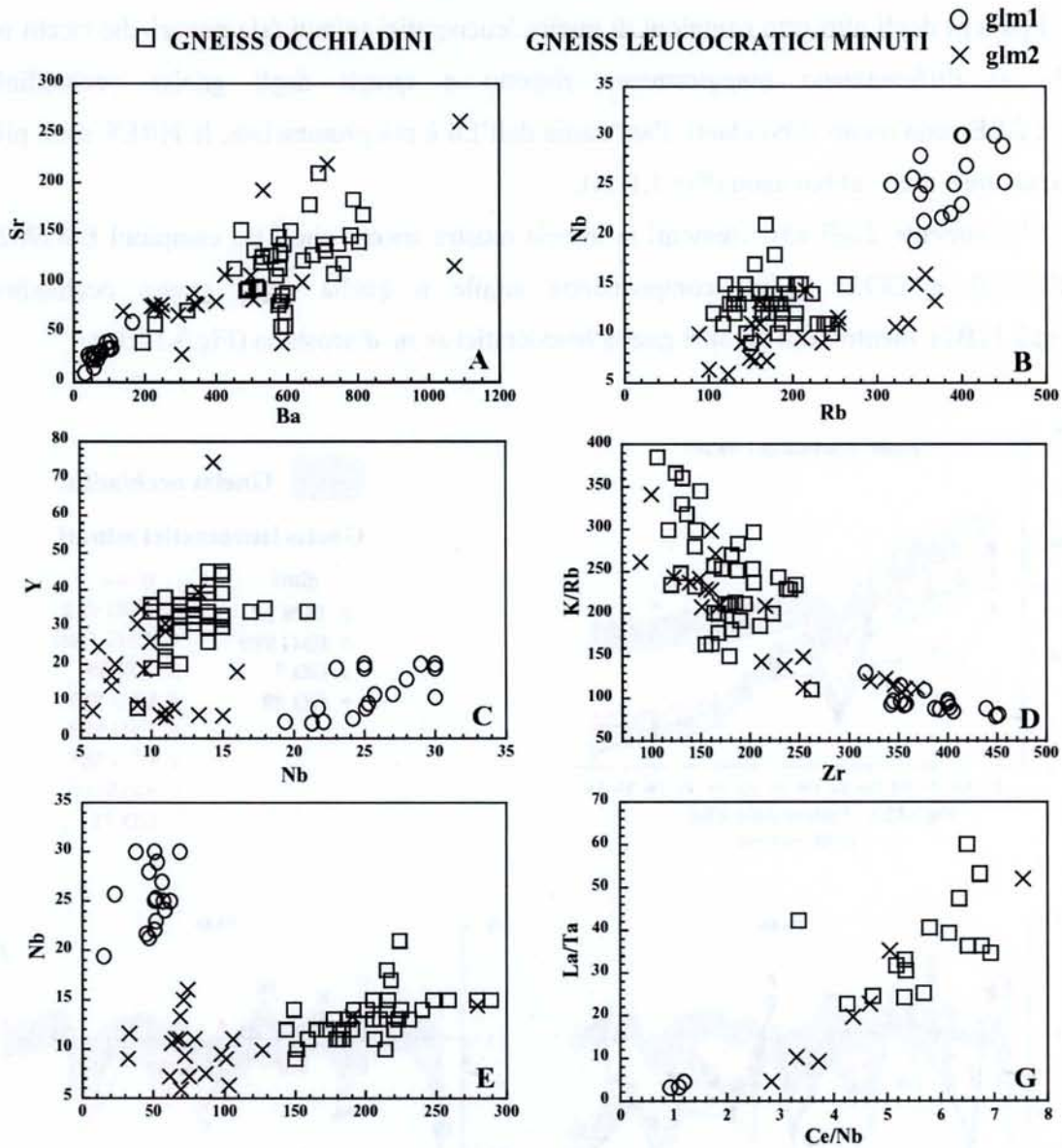


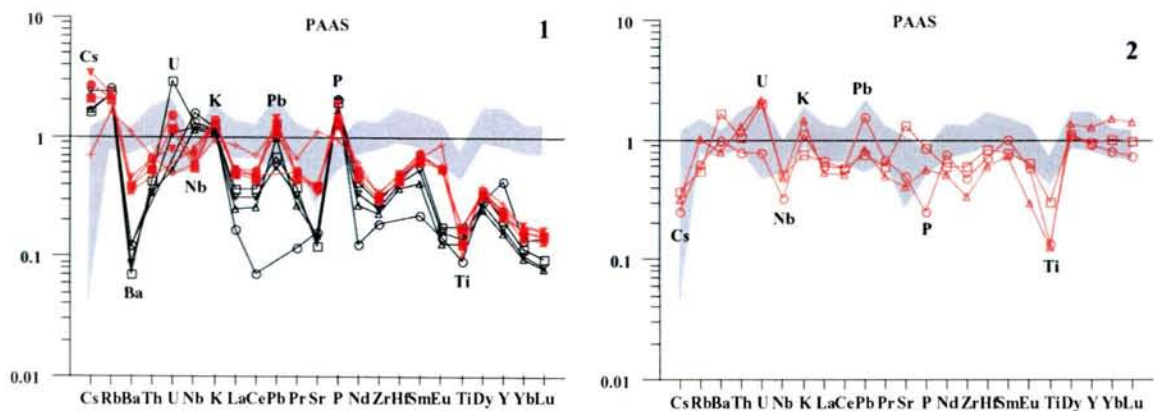
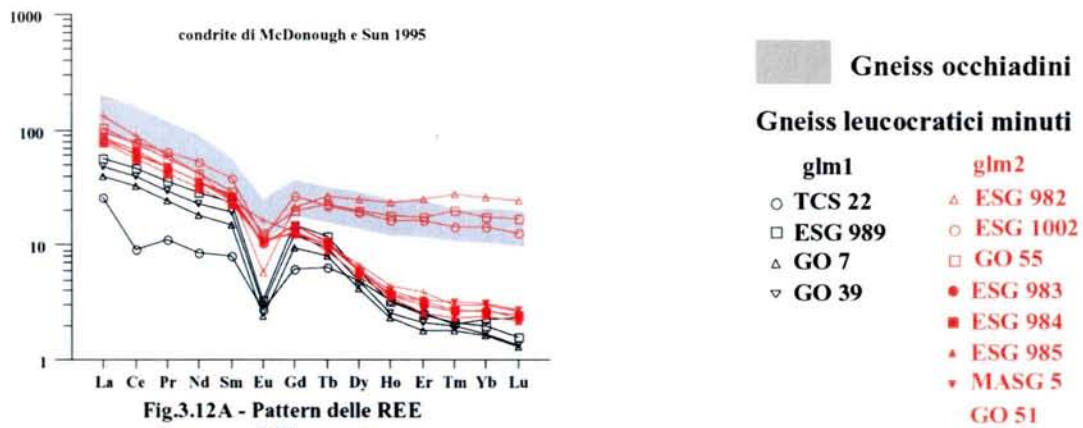
Fig.3.11 - Diagrammi di confronto tra gneiss occhiadini e gneiss leucocratici minuti (glm1 e glm2)
 (Comparison diagrams between augen gneisses and minute leucocratic gneisses, glm1 and glm2)

Il forte arricchimento in Nb ed il conseguente basso rapporto La/Nb dei *glm1* potrebbe essere spiegato ancora con l'interazione di tali rocce con fluidi durante il processo metamorfico.

Confrontando i pattern delle REE degli gneiss leucocratici minuti con quelli degli gneiss occhiadini, si osserva che i tre campioni ESG982, ESG1002 e GO55, appartenenti a *glm2* (poveri di Nb) hanno abbondanze simili (Fig.3.12A). Infatti le LREE sono poco frazionate, l'anomalia dell'Eu è uguale e le HREE sono piatte e poco frazionate.

I pattern degli altri otto campioni di gneiss leucocratici minuti (sia poveri che ricchi in Nb) si differenziano maggiormente rispetto a quegli degli gneiss occhiadini. Le LREE sono meno abbondanti, l'anomalia dell'Eu è più pronunciata, le HREE sono più frazionate e meno abbondanti (Fig.3.12A).

L'andamento degli altri elementi in traccia mostra ancora che i tre campioni ESG982, ESG1002 e GO55 hanno composizione simile a quella degli gneiss occhiadini (Fig.3.12B2), mentre tutti gli altri gneiss leucocratici se ne discostano (Fig.3.12B1).



In definitiva sembrerebbe che i protoliti di *glm2* (poveri in Nb) potrebbero rappresentare prodotti evolutisi per differenziazione magmatica dai protoliti degli gneiss occhiadini, mentre i protoliti di *glm1* (ricchi in Nb) dovevano rappresentare magmatiti derivanti da una sorgente di tipo diverso e caratterizzate da condizioni genetiche differenti.

Il problema delle ampie variazioni composizionali osservate all'interno degli gneiss leucocratici minuti, dell'età dei loro protoliti (supposta coeva a quella dei protoliti degli gneiss occhiadini esclusivamente per evidenze di campagna) e della loro genesi, necessiterebbe uno studio più approfondito, che però esula dagli obiettivi del presente lavoro.

Datazioni puntuali U-Pb sugli gneiss leucocratici minuti potrebbero dare un importante contributo per chiarire i rapporti esistenti tra le due famiglie di ortoderivati.

Capitolo 4

LO ZIRCONO IN GEOCRONOLOGIA

Uno degli obiettivi di questo lavoro è la definizione dell'età di messa in posto dei protoliti magmatici degli gneiss occhiadini, per cui si è pensato di ricorrere alla metodica attualmente più utilizzata ed accreditata per tracciare la storia magmatica e metamorfica di rocce cristalline: *la datazione puntuale di cristalli di zircone attraverso il metodo isotopico U-Pb* (e.g. Turniak et al., 2000; Tichomirowa et al., 2001; Deloule et al., 2002; Walsh et al., 2002; Gasquet et al., 2004). Tali determinazioni puntuali effettuate utilizzando microsonde ioniche, quali la CAMECA IMS-1270 (e.g. CRPG-CNRS, Nancy, Francia) permettono di datare i singoli episodi di crescita degli zirconi che rispecchiano gli *step* evolutivi della storia magmatica e metamorfica delle rocce che li contengono.

L'acquisizione dei dati geocronologici puntuali, associata all'utilizzo del SEM (microscopio elettronico a scansione), tramite il quale si ottengono numerose informazioni sulle strutture interne dei cristalli, costituisce oggi il più potente ed efficace mezzo per la corretta interpretazione dei dati di età e per ricostruire le tappe evolutive anche delle rocce che registrano storie molto complesse (Hanchar et al., 1993; Whitehouse et al., 1999; Poller et al., 2001).

Allo scopo di introdurre lo studio geocronologico condotto si è reso necessario un excursus sulle caratteristiche dello zircone, al fine di comprendere perché sia attualmente il geocronometro maggiormente utilizzato nel campo delle Scienze della Terra.

4.1 - CARATTERISTICHE DEL MINERALE

Lo zircone è un ortosilicato di formula chimica $ZrSiO_4$ in cui tetraedri isolati di SiO_4 condividono angoli e spigoli con dodecaedri di ZrO_8 (Finch & Hanchar, 2003). La struttura dello zircone risulta particolarmente resistente per la presenza di catene parallele a [001] in cui si alternano poliedri ZrO_8 e SiO_4 . Ciò determina alcune proprietà fisiche quali l'abito prismatico, il clivaggio secondo {110}, l'alta birifrangenza, l'espansione termica e la compressione anisotrope.

La sua composizione stechiometrica è di 67,2% ZrO_2 e 32,8% SiO_2 (Hoskin & Shallegger, 2003). La sua struttura contiene due siti cationici: il sito del Si a coordinazione 4 ed il sito distorto dello Zr a coordinazione 8. Sia il Si che lo Zr sono tetravalenti ed hanno raggio ionico 0,84 Å e 0,26 Å. Altri minerali presentano la medesima struttura dello zircone (xenotimo, YPO; thorite, $ThSiO_4$; coffinite, $USiO_4$, ecc.) e, di questi, nove mostrano

soluzione solida con lo zirconio, ma solo l'hafnon (HfSiO_4) e lo zirconio costituiscono i due estremi di una soluzione solida completa. L'Hf nello zirconio è presente in contenuti medi del 2% in peso.

Lo zirconio mostra un'ampia variabilità di morfologie. Cristallizza nel sistema tetragonale e comunemente cresce in cristalli prismatici, con rapporto di elongazione compreso tra 1 e 5. Questo rapporto è indice della velocità di cristallizzazione: forme aciculari sono comuni in rocce a rapida cristallizzazione, mentre forme troncate sono tipiche in rocce derivanti da lento raffreddamento (Corfu et al., 2003).

In un liquido silicatico intermedio-acido lo zirconio cristallizza per primo e si trova spesso come inclusione in altri minerali (ad es. nella biotite).

4.1-1 - Lo zirconio come indicatore petrogenetico

Fino ai primi anni '80 la maggior parte degli studi effettuati sullo zirconio sono stati di tipo morfologico, in quanto si ritiene che la *morfologia* dei cristalli possa fornire importanti *informazioni petrogenetiche*. Nel 1972 nasce il *metodo tipologico* di Pupin e Turco, basato sulle relazioni esistenti tra morfologia e condizioni di cristallizzazione. Nel diagramma di Pupin (Pupin e Turco, 1972; Pupin, 1976) gli zirconi vengono classificati in base al relativo sviluppo delle forme prismatiche $\{100\}$ $\{110\}$ e piramidali $\{211\}$ $\{101\}$ $\{301\}$ (Fig.4.1).

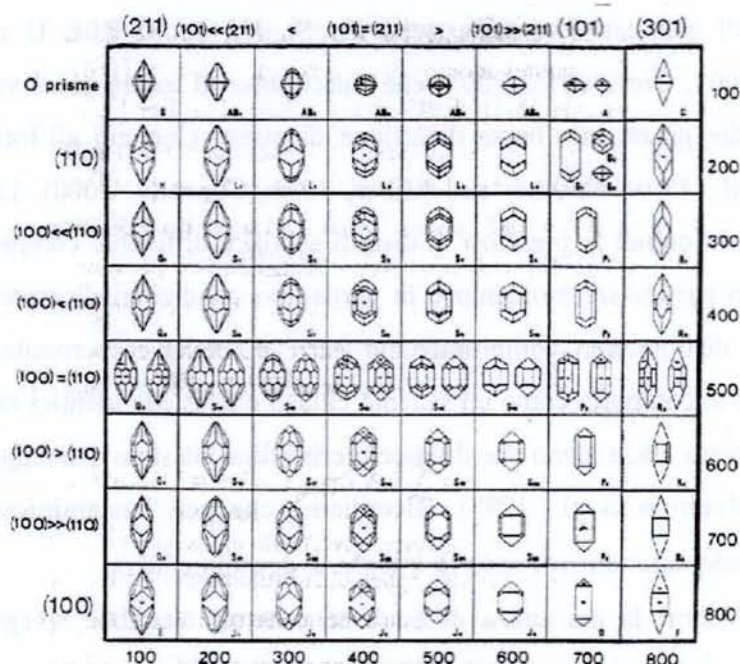


Fig. 4.1
 Diagramma classificativo dei cristalli di zirconio su base morfologica (Pupin et al., 1972)
 (Morphological classification of zircon crystals)

Pupin (1980) lega lo sviluppo delle facce prismatiche alla temperatura di cristallizzazione, mentre correla lo sviluppo delle facce piramidali alla composizione chimica del magma, affermando che i parametri tipologici di una popolazione di zirconi possono essere usati come indicatori del tipo di roccia, delle condizioni di formazione e per descrivere l'evoluzione del sistema magmatico. Tuttavia la classificazione tipologica di Pupin fornisce informazioni petrogenetiche valide solo nel caso di zirconi di rocce magmatiche (Poller et al., 1997).

A partire dalla metà degli anni '80, invece, l'attenzione degli studiosi si è spostata sull'analisi e l'interpretazione delle *strutture interne* dei cristalli di zircone, infatti una delle caratteristiche più importanti di tale minerale è quella di registrare la propria storia di crescita attraverso *pattern di zonazione*.

Gli zirconi cristallizzati da magmi felsici sviluppano sempre zonazioni di crescita con variazioni composizionali e questo carattere sembra essere una prova della loro natura magmatica primaria (Hanchar and Miller, 1993).

Il meccanismo responsabile della genesi della zonatura oscillatoria non è ancora ben noto e costituisce tema di discussione, sebbene sia da molti attribuito alla progressiva cristallizzazione del minerale da un magma in evoluzione (Vavra, 1990; Pidgeon, 1992; Hanchar and Miller, 1993; Hanchar and Rudnick, 1995).

Per molti Autori la zonatura magmatica oscillatoria rifletterebbe la differente distribuzione di elementi in traccia quali Zr, Si, Hf, P, Y, REE U e Th (Hoskin & Schaltegger, 2003, Corfu et al., 2003) che riuscirebbe ad essere preservata in condizioni post-magmatiche grazie alla bassa diffusione di questi elementi all'interno dei cristalli (Cherniak et al., 1991; Hanchar and Miller, 1993; Connelly, 2000). La zonatura negli zirconi evidenzia quindi la presenza di distinti settori a differente composizione chimica, formati in un particolare momento e in particolari condizioni di crescita. Queste zone chimicamente distinte non compromettono però le analisi geocronologiche in quanto ognuna di esse si comporta come un sistema chiuso e possiede identici rapporti U/Pb e di conseguenza stessa età, a meno che il reticolo cristallino sia stato danneggiato da fenomeni metamittici (Meldrum et al., 1998). Ricordiamo che per “metamittico” si intende un minerale divenuto naturalmente amorfo a causa di decadimento α .

Per alcuni Autori la mancanza di evidenti zonature verrebbe spiegata da un basso contenuto in Dy^{+3} (Hanchar and Miller, 1993).

La composizione isotopica e chimica dei singoli settori rifletterebbe il momento e le condizioni (fisiche e chimiche) in cui è avvenuta la crescita cristallina, mentre la

morfologia della zonatura indicherebbe qualitativamente la natura della crescita (magmatica o metamorfica) e il tipo di eventi di degradazione eventualmente subiti.

Pattern caratteristici sono individuabili nella maggior parte degli zirconi, utili a distinguere episodi di crescita magmatica o metamorfica.

Zirconi provenienti da graniti peralluminosi e paragneiss di alto grado rivelano le storie più lunghe e complesse.

4.1-2 – “Zircon imaging”

Osservazioni preliminari di carattere fisico sui cristalli di zircone (colore, grado di trasparenza o opacità, morfologia, presenza di inclusioni e alterazioni) si possono effettuare al microscopio binoculare. Altre informazioni quali il grado di metamorfizzazione e di alterazione e l'individuazione delle zone di crescita si possono ottenere utilizzando microscopi a luce trasmessa o riflessa. La maggior parte delle informazioni più significative è però registrata dalle strutture interne ed il mezzo più potente per investigarle è rappresentato dal SEM (microscopio elettronico a scansione), attraverso l'impiego degli *elettroni retrodiffusi* (back-scattered electrons, BSE) e delle *emissioni in catodoluminescenza* (CL).

Le *immagini BSE* rivelano elementi a diverso numero atomico presenti nel cristallo: più alto è il numero atomico, maggiore sarà il numero di elettroni “riflessi” e più luminosa apparirà l'immagine. Gli elementi maggiormente responsabili delle variazioni di intensità BSE negli zirconi sembrano essere Hf e U (Hanchar and Miller, 1993).

La *luminescenza* nei minerali è causata da elettroni, ioni o raggi X incidenti che vanno ad eccitare un elettrone semplice fino a portarlo ad uno stato di maggiore energia (Marshall, 1988; Poller et al., 2001). Dopo un breve tempo in cui l'elettrone rimane in questo stato di maggiore energia, ritorna allo stato energetico che gli compete emettendo un fotone. I segnali CL sarebbero governati dalle interazioni tra elementi come REE, U, Th, Hf e Y incorporati nel reticolo cristallino. Sembra che questo controllo dipenda essenzialmente dalle REE (e.g. Hanchar and Miller, 1993; Hanchar and Rudnik, 1995): maggiori sono i loro contenuti, maggiore sarebbe la luminescenza prodotta. Mentre la presenza di U e di Hf attenuerebbero le emissioni in CL (Hanchar and Miller, 1993; Nasdala et al., 2003).

Un limite delle immagini in CL è che la loro definizione diviene scadente per cristalli troppo piccoli; le migliori osservazioni si effettuano su cristalli di taglia compresa tra i 100 ed i 150 micron (Hanchar et al., 1995).

Le immagini in CL rivelano con un maggiore dettaglio le stesse strutture evidenziate dai BSE, sebbene il maggior numero di informazioni si ottenga combinando le due tecniche (Hanchar et al., 1995). Le zone più luminose in CL corrispondono a quelle più scure in BSE (Koscher, 1993).

4.1-3 - Il problema della diffusione

La perdita dei prodotti radiogenici del Pb per diffusione da parte degli zirconi costituisce una questione delicata, in quanto origina età U-Pb discordanti (Mezger e Krogstad, 1997).

Lavori sperimentali condotti negli ultimi anni su zirconi naturali e sintetici confermano che la mobilità del Pb (e la conseguente discordanza dei dati geocronologici) è in relazione alla modificazione della periodicità del reticolo cristallino (Lee et al., 1997; Connelly, 2000). Di conseguenza perdita e diffusione di Pb avvengono solo in zirconi che hanno subito una profonda metamitizzazione (Mezger et al., 1997), mentre in zirconi non metamitizzati è insignificante per $T < 1000^{\circ}\text{C}$ (Cherniak et al., 2000).

Recenti studi, infatti, hanno definito la temperatura di chiusura del sistema isotopico U-Th-Pb negli zirconi naturali, la quale è risultata essere al di sopra dei 900°C (Lee et al., 1997; Cherniak et al., 1997, 2000). Lo zircone è quindi un valido geocronometro, in quanto resta un sistema chiuso durante la maggior parte dei processi geologici e, in particolare, metamorfici di alta temperatura ed episodi di fusione parziale a $T < 900^{\circ}\text{C}$ (Ireland and Williams, 2003).

La temperatura di chiusura a 900°C risulta essere più alta di quella di cristallizzazione dei magmi granitici comuni ($750-800^{\circ}\text{C}$), motivo per cui gli zirconi ereditati vengono generalmente preservati in rocce granitiche e metamorfiche di alto grado (Lee et al., 1997). Anche la temperatura di chiusura per le REE nello zircone è superiore a 1000°C (Cherniak et al., 1997, 2000). Da ciò deriva l'immobilità delle REE nello zircone nella maggior parte delle condizioni geologiche. Temperature di chiusura così alte precludono la tardiva riequilibratura ed omogeneizzazione durante il raffreddamento e le zonature chimiche ed i *record* isotopici vengono preservati (Paterson et al., 1992; Cherniak et al., 2000).

4.1-4 - Nuclei ereditati

Per *zircone ereditato* si intende un qualsiasi cristallo di zircone che non è nuovamente cristallizzato nella roccia che lo ospita. Gli xenocristalli possono rappresentare: 1) porzioni di roccia incassante, oppure 2) cristalli residuali del materiale sorgente del magma.

Questi xenocristalli trattengono Pb radiogenico generato dal decadimento di U nel processo petrogenetico più antico.

Secondo Watson and Harrison (1983) nella maggior parte dei magmi cristallini (peralluminosi caldi e secchi) con contenuti di Zr > 100 ppm, gli zirconi ereditati non vengono dissolti a causa del basso livello di saturazione dello Zr, mentre possono essere dissolti in magmi per-alcasini che hanno un alto livello di saturazione dello Zr. Di conseguenza l'abbondanza del materiale xenocristallino osservato può variare in funzione del chimismo del magma, del suo contenuto in acqua, della temperatura e del grado di evoluzione del fuso (Watson and Harrison, 1983).

4.1-5 - Zircone e petrogenesi metamorfica

Gli zirconi delle rocce metamorfiche di basso grado sono ereditati dai protoliti. Solo in rocce di alto grado metamorfico (granuliti ed eclogiti) possono formarsi zirconi sia in condizioni sub-solidus che nei fusi di anatessi (Rubatto, 2001). Granato ed orneblenda contengono un certo tenore di Zr, per cui reazioni di *breakdown* di queste fasi possono generare zircone (ad es. $Grt + Sil + Qtz = Crd + Zr$). Secondo alcuni Autori anche la bt e l'ilmenite possono essere fonti di Zr. La composizione dello zircone metamorfico formatosi in solido durante il processo di fusione parziale non dovrebbe differire di molto da quella di uno zircone igneo.

Di frequente in rocce metamorfiche di alto grado si osservano solo degli orli di sovracrescita su zirconi di origine magmatica (Hoskin & Shaltegger, 2003). Le porzioni ignee e le sovracrescite metamorfiche mostrano normalmente diversa luminescenza e differenti concentrazioni di elementi in traccia. Gli orli metamorfici sono comunemente spessi 10-30 micron e generalmente non sono zonati (Hancher et al., 1995).

In condizioni metamorfiche di alto grado si realizzano processi di *reworking* quali ricristallizzazione allo stato solido e locali dissoluzione e riprecipitazione, che generano una ampia varietà di strutture dette "secondarie" (perturbazioni e/o parziale obliterazione della zonatura oscillatoria, ecc.; Corfu et al., 2003). Gli zirconi metamittici sono più suscettibili alla dissoluzione-riprecipitazione durante il metamorfismo, a causa della presenza di zone amorfe in cui si ha più facilmente infiltrazione di fluidi.

4.2 - LO ZIRCONO COME GEOCRONOMETRO

Lo zircone è il minerale principe della geocronologia nell'applicazione delle metodiche U-Pb, Pb-Pb e Th-Pb, sia puntuali che per diluizione isotopica.

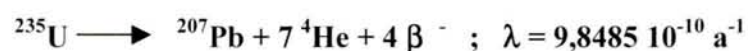
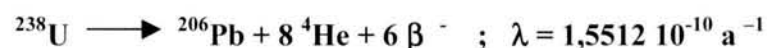
Esso ha un alto contenuto in U e non ospita Pb comune. La diffusione del Pb all'interno del cristallo è estremamente bassa per cui le età possono essere memorizzate nonostante episodi di alta temperatura (la sua temperatura di chiusura è $>900^{\circ}\text{C}$; Lee et al., 1997; Cherniak et al., 1997, 2000). Il suo utilizzo come geocronometro deriva anche dall'ampia diffusione in quasi tutti i tipi di rocce, dai gabbri ai graniti, alle rocce metamorfiche di alto grado di derivazione sedimentaria (Pupin, 1976). Inoltre ha una elevata resistenza all'alterazione e una bassa solubilità nei fusi e nei fluidi (Watson and Harrison, 1983). Infine è in grado di registrare i differenti momenti della propria crescita attraverso *pattern* di zonazione. Tuttavia lo zircone non è immutabile ed alcuni eventi possono modificarne la crescita e causarne la degradazione (metamitizzazione, fusione parziale a $T > 900-1000^{\circ}\text{C}$, ecc.).

4.2-1 - Decadimento U-Pb

Il decadimento dell'U è alla base di diversi metodi di datazione. In particolare il metodo U-Pb applicato agli zirconi utilizza due schemi di decadimento indipendenti ($^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$ e $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$) che forniscono due diverse età attraverso il confronto delle quali si può stabilire se i due sistemi sono rimasti chiusi.

Per una trattazione più completa si rimanda al testo Faure (1977).

L'Uranio ha tre isotopi radioattivi: ^{238}U , ^{235}U e ^{234}U (quest'ultimo è un prodotto intermedio del decadimento di ^{238}U); ^{238}U e ^{235}U decadono secondo catene radioattive che terminano con un isotopo stabile del Pb. In particolare:



Il ^{204}Pb è il piombo comune e può essere utilizzato come isotopo di riferimento stabile.

Il decadimento dei due isotopi di U, presenti in rapporto fisso in tutti i minerali che contengono questo elemento ($^{238}\text{U}/^{235}\text{U}=137,88$), permette di calcolare due età indipendenti attraverso le equazioni:

$$\text{Età}_{206} = \frac{1}{\lambda^{238}\text{U}} \ln \left(\frac{\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} - \left[\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right]_i}{\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}} + 1} \right)$$

$$\text{Età}_{207} = \frac{1}{\lambda^{235}\text{U}} \ln \left(\frac{\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} - \left[\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right]_i}{\frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}} + 1} \right)$$

Nel caso in cui le due equazioni applicate ad una stessa determinazione forniscano età uguali, queste si definiscono *CONCORDANTI* e rappresenteranno l'età del minerale se vengono soddisfatte le seguenti condizioni:

- il minerale deve esser rimasto un sistema chimicamente chiuso,
- devono essere impiegati valori corretti per i rapporti isotopici del Pb iniziale,
- le costanti di decadimento devono essere accuratamente note,
- la composizione isotopica dell'U non deve essere modificata dal frazionamento isotopico o da fenomeni spontanei di fissione di ^{235}U ,
- le determinazioni non devono presentare errori sistematici.

In molti casi, però, le età calcolate non sono uguali fra loro, ma diverse ed in questo caso si diranno *DISCORDANTI*. Ciò è dovuto al fatto che i minerali possono non essere sistemi chimicamente chiusi e possono subire perdita o guadagno di U e Pb dopo la loro cristallizzazione per fenomeni di diffusione (in seguito ad un evento termico legato a metamorfismo o per effetto della metamitizzazione).

A tempi diversi corrisponderanno quindi coppie di rapporti $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ diverse, ognuna delle quali definisce un punto su un diagramma. L'insieme di questi punti definisce una curva che è luogo di tutti i sistemi che hanno età U-Pb concordanti; tale curva è stata definita *CONCORDIA* (Wetherill, 1956) (Fig.4.2):

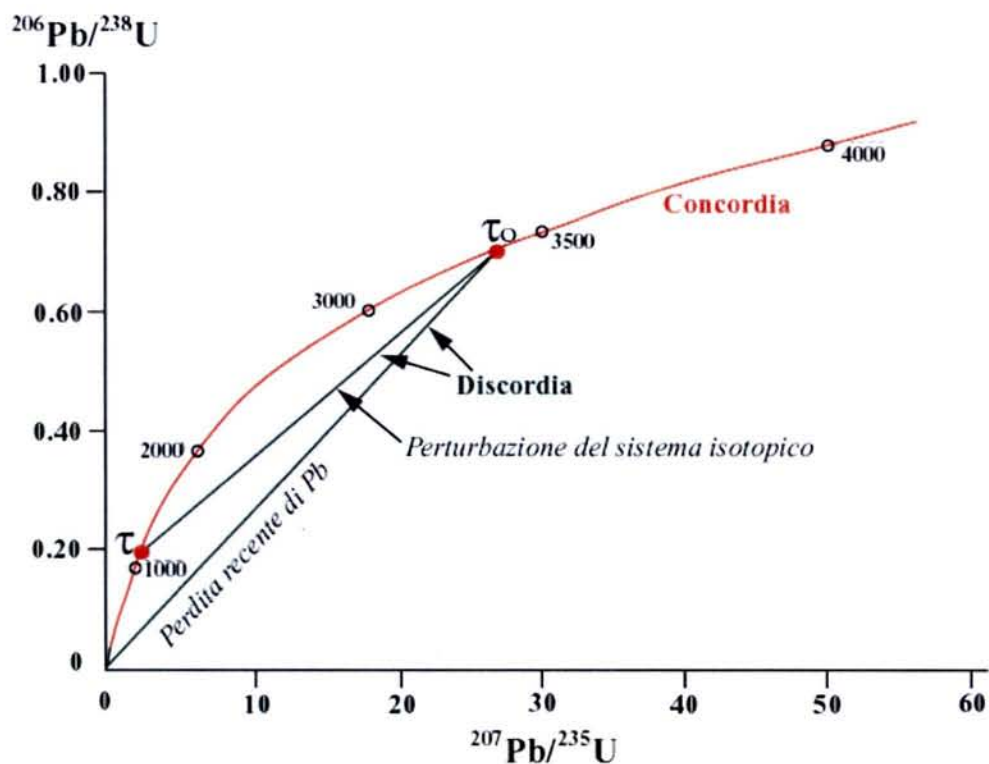


Fig. 4.2 - Diagramma concordia (Wetherill, 1956)
(Concordia diagram)

Se si considera il movimento di un sistema U-Pb sulla *concordia*, al momento della sua formazione il minerale non contiene Pb radiogenico e quindi i due rapporti sono pari a zero. Un minerale di U che rappresenti un sistema chiuso si muoverà man mano che passa il tempo lungo la *concordia* e il valore del tempo trascorso sarà rappresentato dalla posizione del punto sulla curva medesima.

Nel caso in cui il minerale subisca perdita parziale di Pb (la perdita totale di Pb è nella realtà un evento fortemente improbabile) il punto che lo rappresenta nel diagramma $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ sarebbe discordante e non si troverebbe più sulla concordia, ma su una corda al di sotto di questa, chiamata DISCORDIA, ottenuta interpolando tutti i dati discordanti relativi a più misure (Fig.4.2). La *discordia* incontra la *concordia* in due punti: un'intercetta superiore τ_0 ed una inferiore τ ; τ_0 rappresenta il tempo trascorso dalla cristallizzazione del minerale, mentre τ rappresenta il tempo trascorso dall'evento responsabile della parziale riapertura del sistema isotopico (Fig.4.2).

4.2-2 – Il problema della discordanza

Una delle questioni più delicate nell'interpretazione dei dati U-Pb è quella della discordanza. Questa può essere dovuta essenzialmente a:

- i) diffusione di Pb radiogenico in zirconi metamittici (e.g. Mezger et al., 1997),
- ii) parziale riapertura del sistema isotopico in seguito ad un evento metamorfico di alta temperatura,
- iii) presenza di zone di crescita sviluppatesi in due o più momenti diversi all'interno dello stesso cristallo di zirconio (e.g. Kinny et al., 1988),
- iv) presenza di più popolazioni di cristalli di zirconio con età diversa in uno stesso campione (e.g. Gebauer et al., 1979).

Quest'ultimo problema può essere evitato individuando, attraverso osservazioni morfologiche, le diverse popolazioni di cristalli di zirconio eventualmente presenti in uno stesso campione e datandole separatamente. Tale accorgimento è di primaria importanza nel caso in cui la metodologia analitica utilizzata sia la diluizione isotopica.

Un problema che invece non può essere evitato nel caso in cui si utilizzi la diluizione isotopica è la presenza di zirconi che hanno una storia complessa e sono formati da diverse zone di crescita sviluppatesi in tempi successivi e sotto condizioni chimico-fisiche diverse (core ereditati antichi, episodi di crescita magmatica e/o di sovracrescite metamorfiche). Se questi zirconi venissero datati con il metodo della diluizione isotopica le età risulterebbero fortemente discordanti ed erroneamente si penserebbe ad una parziale perdita di Pb conseguente a riapertura del sistema isotopico. In questi casi solo le datazioni U-Pb puntuali dei cristalli attraverso microsonda ionica associate all'attenta analisi dei pattern di zonazione permettono di interpretare correttamente i dati geocronologici. Per cui l'utilizzo combinato di tecniche di immagine in BSE e CL, microsonde ioniche ed eventualmente elettroniche (per studiare la geochimica degli elementi in traccia) permette di interpretare le più complesse storie di crescita (Hancher and Miller, 1993).

Capitolo 5

PROCEDURE ANALITICHE

5.1 - Preparazione degli zirconi per le datazioni geocronologiche

Per lo studio geocronologico degli gneiss occhiadini della Calabria sono stati separati cristalli di zircone da cinque campioni prelevati nei tre massicci di Sila (GO6 e GO35), Serre (GO100) e Aspromonte (ADR5 e ADR18) (Tab.11 in Appendice). Ogni campione di roccia, del peso di circa 10 Kg (quantità fissata in base al contenuto di Zr dello stesso), è stato granulato e tramite setacciatura in umido sono state separate due frazioni granulometriche, una di 50-125 micron e l'altra di 125-315 micron. Dopo completa essiccazione le due frazioni sono state trattate con i liquidi pesanti (bromoformio, $d=2.9 \text{ g/cm}^3$ e ioduro di metilene, $d=3.3 \text{ g/cm}^3$). Le frazioni pesanti, in cui si è concentrato lo zircone ($d= 4.6-4.7\text{g/cm}^3$), sono poi state passate al separatore magnetico di Frantz, allo scopo di allontanare le miche. Gli zirconi più limpidi, trasparenti, privi di inclusioni e integri sono stati separati a mano al microscopio binoculare. I cristalli selezionati sono stati fissati su scotch biadesivo (Fig.5.1A) montato su una piccola lamina di vetro, all'interno di un anello di alluminio delle dimensioni del portacampione della microsonda ionica, anch'esso fissato sullo scotch (Fig.5.1B). Al centro dell'anello sono stati posti anche alcuni granuli di standard 91500 (età $1062.4 \pm 0.4 \text{ Ma}$; Wiendenbeck et al., 1995) di dimensioni confrontabili con quelle degli zirconi montati (Fig.5.1B). All'interno dell'anello è stata versata una resina e il tutto è stato posto in stufa a circa 50°C per 2 ore. Una volta solidificatasi la resina si è proceduto alle operazioni di pulizia che ha avuto il duplice scopo di far affiorare sezioni dei cristalli immersi nella resina e di rendere la superficie da analizzare perfettamente piana e liscia.

Al fine di evidenziare i pattern di zonazione dei cristalli di zircone tramite SEM (BSE e CL) i preparati sono stati metalizzati con carbonio. In base alle osservazioni effettuate sulle fotografie ottenute sono stati selezionati i cristalli da analizzare alla microsonda ionica. Per l'analisi alla microsonda ionica è stata eliminata la metallizzazione a carbonio e realizzata quella con oro.

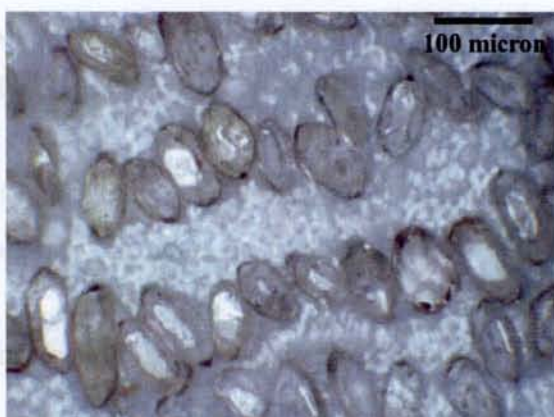


Fig.5.1A - Cristalli di zircone montati su scotch
(Zircon crystals mounted on scotch)

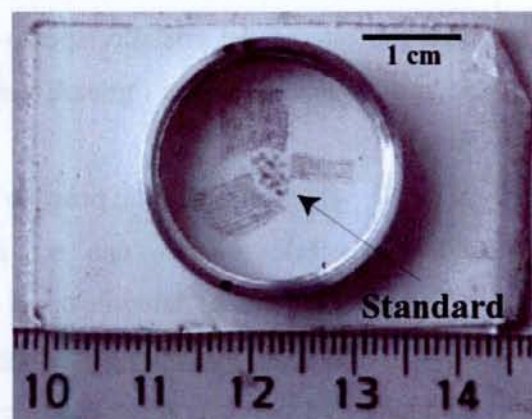


Fig.5.1B - Cristalli di zircone e di standard montati su scotch
(Zircon and standard crystals mounted on scotch)

5.2 - La microsonda ionica CAMECA IMS 1270

La microsonda ionica è un micro-analizzatore messo a punto per misurare le concentrazioni isotopiche di tutti gli elementi. Questo strumento si differenzia dalle sonde e microscopi elettronici per la natura ionica dei fasci primari e secondari impiegati.

L'IMS 1270 (Fig.5.2) è equipaggiata con due sorgenti differenti: un duoplasmatrone che produce ioni ossigeno (impiegati per le analisi U-Pb) e una sorgente a Cesio.

Il gas presente nella SORGENTE emette *ioni primari*, che vengono accelerati con un'energia variabile da 5 a 15 kV in una COLONNA PRIMARIA e focalizzati su una porzione del campione di diametro compreso tra 1 e 100 micron. La zona colpita viene polverizzata ed emette una parte degli elementi che la costituiscono sotto forma di particelle neutre e di *ioni secondari*. Questi vengono estratti e accelerati dall'ottica secondaria e inviati nel SETTORE SPETTROSCOPICO dello strumento.

Gli *ioni secondari* attraversano ora il SETTORE ELETTROSTATICO che li separa in funzione della loro energia iniziale, quindi vengono rifocalizzati da un sistema di lenti dello spettrometro prima di passare nel SETTORE MAGNETICO che li separa in funzione della loro massa. Gli ioni così selezionati vengono contati e tramutati in immagine su uno schermo fluorescente.

I grandi vantaggi dell'impiego della microsonda ionica per effettuare datazioni puntuali U-Pb su zircone derivano da tre caratteristiche intrinseche a tale strumentazione analitica:

- forte risoluzione spaziale: la taglia ridotta del fascio di ioni (20-50 micron) permette di analizzare una sola zona di crescita e quindi di datare una singola porzione

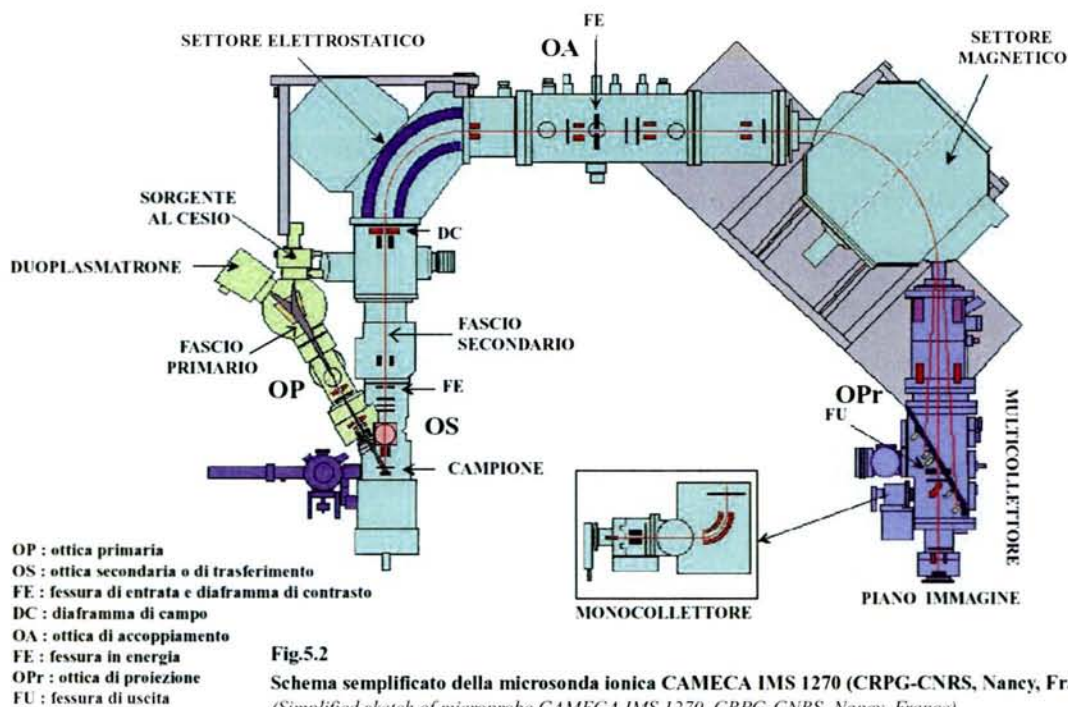
del cristallo, cercando di evitare le zone con strutture difficilmente interpretabili e le parti piu'esterne del cristallo, spesso soggette a perdite di Pb radiogenico (nel caso della diluizione isotopica i granuli vengono sottoposti ad abrasione per privarli di tali zone);

➤ elevata sensibilità: possono essere datati anche cristalli estremamente piccoli ed è possibile ottenere una età attendibile analizzandone un numero ristretto (dato l'alto numero di determinazioni effettuabili);

➤ grande risoluzione di massa: consente la misura in situ di composizioni chimiche e/o isotopiche senza trattamento fisico o chimico preliminari.

Va però evidenziato che la precisione delle analisi effettuate alla microsonda ionica è più debole rispetto a quella delle analisi ottenute col metodo della diluizione isotopica.

Ciò è dovuto, in parte, al fatto che le determinazioni vengono effettuate su porzioni ristrette dei cristalli ed in parte alle regolazioni dello strumento (parametri analitici, ecc.) che possono provocare una dispersione dei risultati. Le età ottenute mostrano un margine d'errore due volte più elevato che nel metodo classico (Pavel Alexandrov, PhD Thesis, 2000).



5.3 – Trattamento dei risultati

5.3.1 - Conteggi

Le masse analizzate sono: 203,5 (rumore di fondo, misurato per 4 secondi), Zr₂O (2s), ²⁰⁴Pb (10s), ²⁰⁶Pb (4s), ²⁰⁷Pb (40s), ²⁰⁸Pb (10s), ²³⁸U (2s), ²³⁸U¹⁶O (2s) e ²³⁸U¹⁶O₂ (2s). Ogni analisi consiste in 16 cicli di conteggio per ogni massa. La risoluzione di massa è sufficiente a separare le interferenze molecolari, dovute alla eventuale presenza di elementi isobari. Ogni tre determinazioni effettuate sui cristalli del campione ne viene effettuata una sullo standard. Le analisi fatte sullo standard sono utilizzate per definire le curve di calibrazione che permettono di calcolare i rapporti isotopici reali.

5.3.2 - Il problema della calibrazione

La retta di calibrazione in un diagramma ²⁰⁶Pb/²³⁸U in funzione di ²³⁸U¹⁶O/²³⁸U ottenuta sullo standard serve a calcolare i rapporti isotopici e le concentrazioni di U e Pb. Il rapporto ²⁰⁶Pb/²³⁸U del campione viene calcolato a partire dalla formula:

$$\left(\frac{(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})_{\text{sample}}}{(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})_{\text{standard}}} \right)_{\text{mesur}} = \left(\frac{(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})_{\text{sample}}}{(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})_{\text{standard}}} \right)_{\text{real}}$$

Il rapporto ²⁰⁶Pb/²³⁸U misurato per lo standard è calcolato per ogni analisi effettuata sul campione attraverso il rapporto ²³⁸U¹⁶O/²³⁸U del campione stesso, utilizzando i parametri della retta di calibrazione, secondo la formula:

$$(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})_{\text{std, measured}} = a (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})_{\text{sample, measured}} - b$$

dove a e b sono i parametri della retta di regressione ottenuta sullo standard.

La calibrazione, basata sul diagramma ²⁰⁶Pb/²³⁸U in funzione di ²³⁸U¹⁶O/²³⁸U è una parte molto importante di un'analisi U/Pb alla microsonda ionica, in quanto da questa dipende l'esattezza del risultato e la sua precisione. Quest'ultima può essere migliorata aumentando il numero di misure sullo standard, ma è necessario sottolineare che circa la metà dell'errore sulla determinazione di un'età è rappresentata proprio dall'errore sistematico indotto dalle misure sullo standard.

Inoltre la posizione esatta della curva di calibrazione e la sua forma influenzano molto il risultato e possono "spostare" l'età ottenuta. Per questo è interessante esaminare la forma della curva di calibrazione.

Da oltre sei anni misure di isotopi di Pb e di U su zirconi sono condotti al CRPG di Nancy utilizzando la microsonda ionica CAMECA IMS 1270. Moltissime determinazioni sono state effettuate sullo standard 91500 e la forma generale della curva di calibrazione è $Y = aX^b$ con b dell'ordine di 2.

Si è però osservato che:

➤ nel caso di una sessione analitica U-Pb di 15-20 ore (durata media dell'analisi di un singolo campione e del suo standard) la curva di calibrazione segue una regressione lineare con 10-12 determinazioni sullo standard. La pressione di ossigeno nella camera e lo stato della superficie del campione controllano la posizione e la pendenza di tale retta di regressione realizzata sugli standard per un unico campione

➤ nel caso di una sessione analitica U-Pb di 3-5 giorni, senza aprire la macchina e cambiare il campione, la curva di calibrazione approssima esattamente la forma della curva polinomiale di secondo grado sopracitata. La regolazione dell'ottica secondaria controlla la forma di tale curva di correlazione, ottenuta considerando le rette di regressione corrispondenti ai singoli campioni (ottenute per cicli di 15-20 ore).

In conclusione, per le determinazioni effettuate sullo standard di un singolo campione è corretto utilizzare una legge di regressione lineare, mentre se si utilizzano misure di standard effettuate in una settimana o dieci giorni (durata media di una sessione analitica U-Pb durante la quale si analizzano differenti campioni con gli standard associati) è più corretto fare riferimento alla legge di regressione esponenziale.

In una sessione analitica di più giorni su campioni e standard diversi è opportuno non modificare la regolazione dell'ottica secondaria, pena ottenere una curva di calibrazione inutilizzabile o di qualità inferiore. Qualora questa operazione si rendesse necessaria, sarebbe meglio effettuarla in corrispondenza della sostituzione del campione.

Capitolo 6

GEOCRONOLOGIA U-Pb DEGLI ZIRCONI DEGLI GNEISS OCCHIADINI DELLA CALABRIA

6.1 – Analisi in Catodoluminescenza dei cristalli di zircone degli gneiss occhiadini

Allo scopo di determinare l'età di messa in posto dei protoliti magmatici degli gneiss occhiadini sono stati separati cristalli di zircone da cinque campioni, due appartenenti all'Unità di Castagna (GO6 e GO35, Sila Piccola), uno all'Unità della Sila (GO100, Serre) e due all'Unità Aspromonte (ADR5 e ADR18, Aspromonte meridionale) (in Tab.11, in Appendice, sono fornite le coordinate geografiche dei campioni studiati).

I cristalli di zircone selezionati sono stati fotografati al SEM (BSE e CL) al fine di evidenziarne i *pattern* di zonatura interna. In base alle osservazioni effettuate sulle fotografie realizzate sono stati selezionati i cristalli da datare.

La maggior parte dei cristalli indagati presenta una zonatura oscillatoria regolare non perturbata, caratteristica di crescita in condizioni magmatiche (Fig.6.1). Nella maggior parte dei casi la zonatura oscillatoria si sviluppa in continuità con la zona nucleare idiomorfa, ad indicare che il cristallo si è generato e sviluppato nell'ambito di un unico evento magmatico (Fig.6.1A-B-C).

In un numero minore di casi, invece, la zonatura oscillatoria magmatica avvolge nuclei non idiomorfi, spesso arrotondati e dai contorni corrosi (Fig.6.1D-E-F-G). Tali nuclei talvolta presentano una alta luminescenza che non permette di evidenziare la presenza di alcuna struttura al loro interno (Fig.6.1E-F); in altri casi, invece, mostrano indizi più o meno chiari della presenza di una zonatura oscillatoria avente un'orientazione discordante da quella mostrata dalle sovracrescite magmatiche successive (Fig.6.1G). In ambedue i casi si tratta di nuclei ereditati più antichi, la cui presenza può essere dovuta a: i) incorporazione di porzioni della roccia incassante durante la risalita e la messa in posto del magma, oppure ii) cristalli rimasti nel magma come fasi residuali del materiale sorgente.

Nella maggior parte degli zirconi del campione GO100 (Unità della Sila, Serre) si osserva un sottile orlo esterno, ad alta luminescenza, all'interno del quale non sembra sia possibile evidenziare alcuna zonatura (Fig.6.1H-I). Tale sottile orlo potrebbe rappresentare una sovracrescita metamorfica generatasi durante il metamorfismo ercinico in facies alto anfibolitico-granulitica che ha riguardato queste rocce. Ricordiamo, infatti, che solo in condizioni metamorfiche di alto grado possono svilupparsi tali sovracrescite (Hanchar et

al., 1995; Hoskin & Shaltegger, 2003). Purtroppo, dato l'esiguo spessore di tale orlo (10-20 μ) è risultato impossibile datarlo alla microsonda ionica, che ha uno spot di dimensioni maggiori (circa 30-50 μ). Sempre negli zirconi del campione GO100 sono talvolta osservabili delle perturbazioni della zonatura oscillatoria magmatica, in particolare nelle zone intermedie e nei rim (Fig.6.1I). Queste, probabilmente, sono attribuibili o all'evento metamorfico di alto grado oppure a modificazioni sub-solidus avvenute durante gli stadi finali della precedente cristallizzazione magmatica (Corfu et al., 2003).

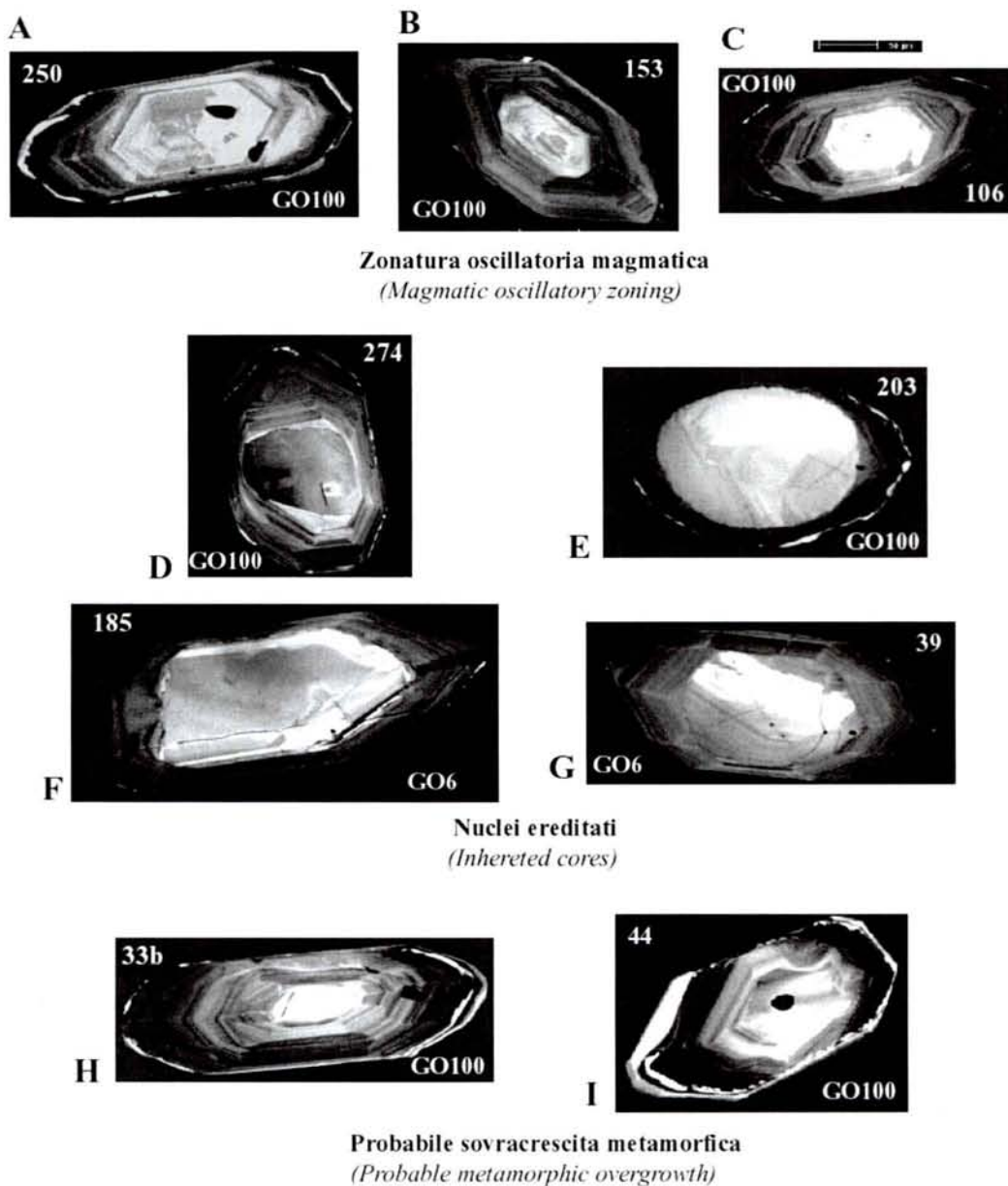


Fig.6.1 - Principali tipologie di zonature osservate nei cristalli di zirconio dei cinque campioni datati
(Main typologies of zoning observed in zircon crystals of five dated sample)

Dopo aver effettuato le datazioni U-Pb si è provveduto a fotografare nuovamente i cristalli in BSE in modo da evidenziare i segni lasciati dallo spot della microsonda ionica (Fig.6.2.A-B). Ciò ha avuto lo scopo di localizzare con precisione il punto in cui è stata effettuata l'analisi e, tramite il confronto con le foto prodotte in CL, di verificare quale porzione del cristallo è stata datata (porzioni con zonatura oscillatoria, *core* euedrale, *core* ereditato) (Fig.6.2.A1-B1).

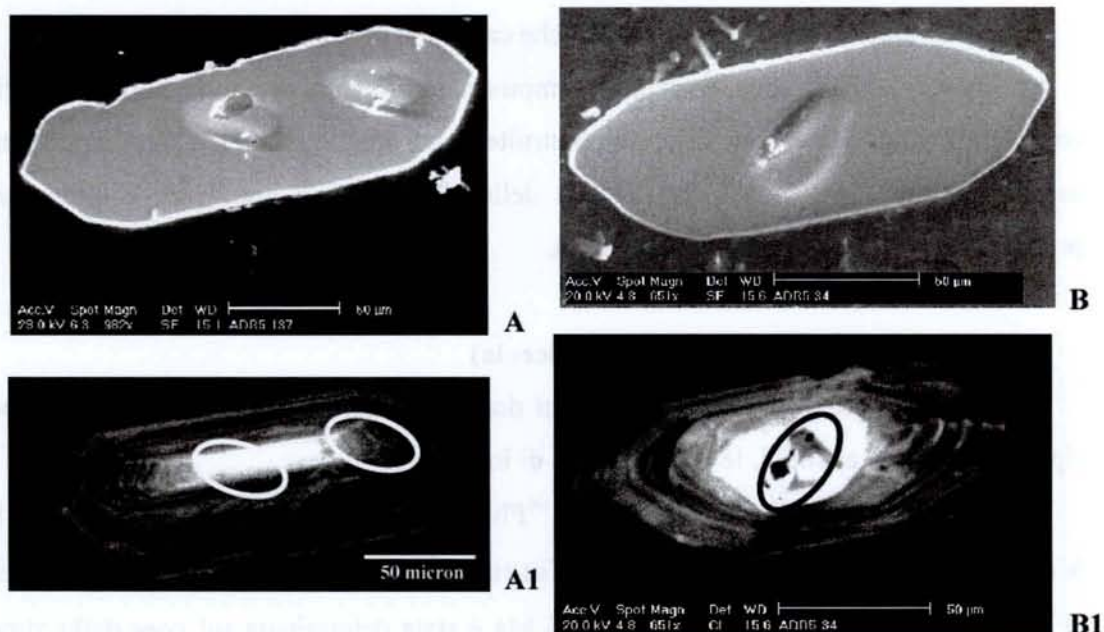


Fig.6.2A-B: Immagini in BSE (back-scattered electrons) per due zirconi datati alla microsonda ionica. (I crateri osservabili sono prodotti dallo spot della sonda)

Fig.6.2A1-B1: Immagini in CL (Catodoluminescenza) degli stessi cristalli, dal confronto con le quali è possibile verificare quale porzione del cristallo è stata datata.

(Fig.6.2A-B: BSE images for two dated zircons. The craters were produced by the spot.)

(Fig.6.2A1-B1: Comparing BSE images with CL images, it is possible to verify dated portion of crystal.)

6.2 - Età

In Tab.12 (Appendice) sono mostrati per ciascun campione i risultati analitici (rapporto $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ misurato, concentrazioni di Pb, U e Th, i rapporti corretti $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ con le relative incertezze) e le età calcolate ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$). Gli errori riportati in Tab.12 sono comprensivi dell'errore analitico statistico, dell'errore associato alla correzione del Pb comune e dell'errore sistematico associato alla procedura di calibrazione U-Pb. I rapporti $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ mostrano spesso errori intrinseci più elevati rispetto a quelli $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, per cui le età calcolate a partire dai rapporti $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ appaiono più affidabili e realistiche e vengono di seguito considerate (Deloule et al., 2002).

In totale sono state eseguite *centoventidue* analisi puntuali, di cui solo *sessantatre* sono risultate valide. La selezione dei dati ha richiesto molto tempo ed attenzione in quanto sono

stati esaminati numerosi parametri tra cui la bontà della calibrazione sullo standard, il dosaggio del ^{207}Pb , il rapporto UO/O. Un altro importante parametro di cui si è tenuto conto è stata la precisione sulle età calcolate a partire dai rapporti $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, la cui indeterminatezza deve essere preferibilmente inferiore a 20 Ma. In Tab.12 figurano dei punti analisi le cui età presentano indeterminatezza superiore a 20 Ma; tali dati sono stati considerati validi in quanto relativi ad età molto vecchie, dell'ordine di 2-2,4 Ga.

Sono stati inoltre esclusi i punti analisi che cadevano al di sopra della concordia.

In Fig.6.3-4-5-6-7 sono mostrati, campione per campione, tutti i punti analitici considerati validi e le diverse discordie costruite. I dati analitici puntuali sono rappresentati nel diagramma $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ con delle ellissi, la cui grandezza è direttamente proporzionale all'indeterminatezza dell'età.

6.2-1 -GO6 (Unità di Castagna, Sila Piccola)

In questo campione sono stati analizzati dodici cristalli (Fig.6.3A) ed in Tab.12 sono riportati i risultati analitici, le età ed i limiti di incertezza.

Tre cristalli (14, 9,192) forniscono età $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ concordanti a 541 ± 7 , 543 ± 4 e 548 ± 5 Ma (media pesata a 545 ± 9 Ma) misurate su rim magmatici e non presentano *core* relitti (Fig.6.3A). Un'età concordante a 2216 ± 56 Ma è stata determinata sul *core* dello zirconio 46, interpretato come probabile relitto ereditato (Fig.6.3A). Il cristallo 39, invece, mostra una età concordante a 621 ± 5 Ma nel *core* ereditato (forma arrotondata e zonatura oscillatoria a orientazione discordante da quella della sovracrescita magmatica successiva) ed una età discordante a 556 ± 4 Ma nel *rim* (Fig.6.3A).

Un'età concordante a 464 ± 4 Ma è stata determinata al core del cristallo 14 che al *rim* nella porzione magmatica fornisce un'età più vecchia, sempre concordante, di 541 ± 7 Ma (Fig.6.3A). La presenza di un'età più giovane al core rispetto che al rim potrebbe essere spiegata in due modi: 1) la porzione che fornisce l'età più giovane sarebbe una porzione periferica piuttosto che nucleare (qualora il *core* presentasse superfici prismatiche non perfettamente piane, ma lobate, o se la sezione esposta del cristallo fosse abbastanza inclinata rispetto all'asse cristallografico c) oppure 2) il metamorfismo ercinico potrebbe aver indotto un parziale "resetting" sull'età del *core* magmatico.

Altri sette valori discordanti compresi tra 515 ± 13 e 607 ± 15 Ma ed un'età sempre discordante a 748 ± 6 Ma sono stati determinati su altri sette cristalli (Fig.6.3A). Sono state costruite numerose discordia attraverso diversi set di punti (Fig.6.3B). Tra queste, quella

che presenta il valore statisticamente migliore di MSWD (Mean Square Weighted Deviation, vicino a 1) si ottiene attraverso i punti 9m, 14r, 192r, 39r e 185c e fornisce una intercetta inferiore a 545 ± 4 Ma ed una superiore a 1809 ± 260 Ma (MSWD = 1.02) (Fig.6.3B).

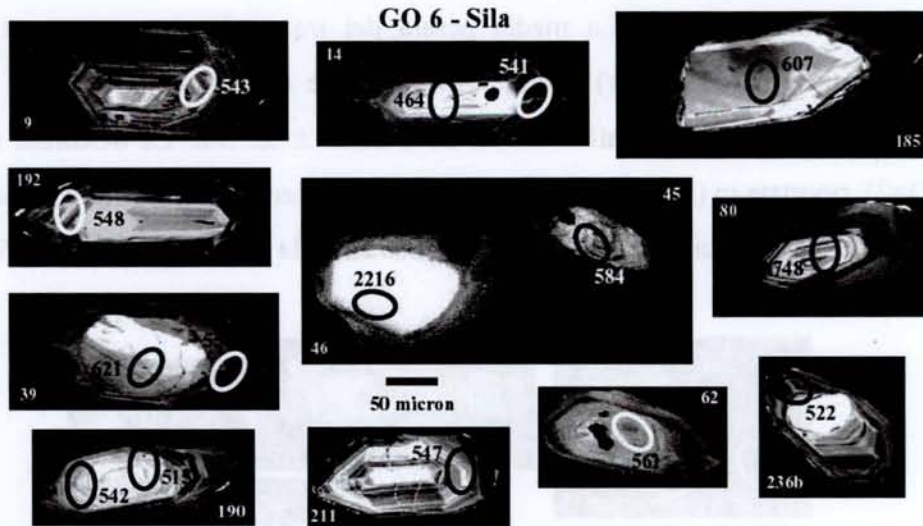


Fig.6.3A - Cristalli di zircone datati alla microsonda ionica. Le ellissi indicano la posizione dello spot. (Zircon crystals dated by the microprobe. The ellipses represent the spot position).

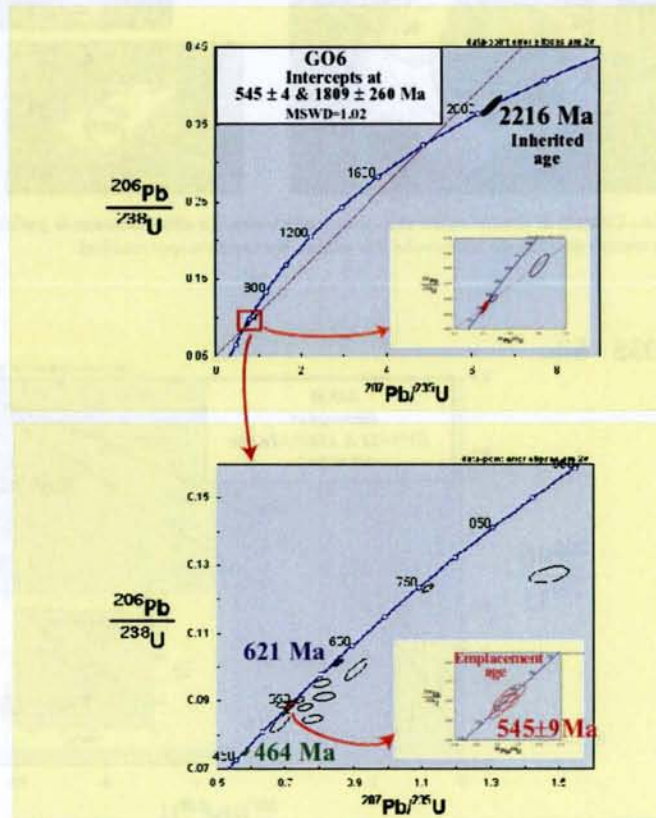


Fig.6.3B - Diagrammi $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ in cui sono rappresentate le determinazioni effettuate (Le dimensioni delle ellissi sono proporzionali all'errore analitico) (Diagrams $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ representing the performed determinations. Ellipse dimensions are proportional to the analytical error)

Fig.6.3

6.2-2 - GO 35 (Unità di Castagna, Sila Piccola)

Sei cristalli di zirconone sono stati datati per questo campione (Fig.6.4A). In Tab.12 sono riportate tutte le età significative determinate ed in Fig.6.4B sono indicati tutti i punti analitici considerati. I cristalli analizzati hanno prodotto un *set* di dati da debolmente a molto discordanti (Fig.6.4B). La media pesata dei tre punti che presentano minore incertezza analitica (8r, 19c, 6r) è di 550 ± 9 Ma. Due cristalli ereditati (35-c e 56-c) forniscono invece età discordanti a 819 ± 24 e 2069 ± 52 Ma. La discordia migliore (MSWD=2), riportata in (Fig.6.4B), è stata costruita attraverso i punti 8-r, 6-r, 19-c, 35-c e 56-c. Questa fornisce una intercetta inferiore a 537 ± 21 Ma ed una superiore a 2526 ± 26 Ma.

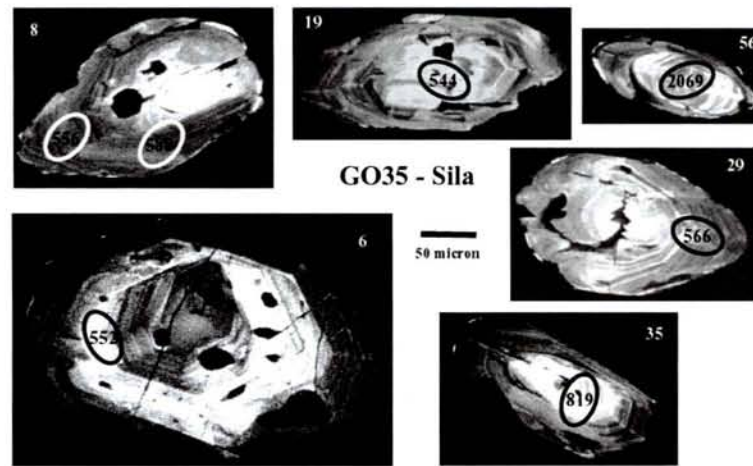


Fig.6.4A - Cristalli di zirconone datati alla microsonda ionica. Le ellissi indicano la posizione dello spot. (Zircon crystals dated by the microprobe. The ellipses represent the spot position).

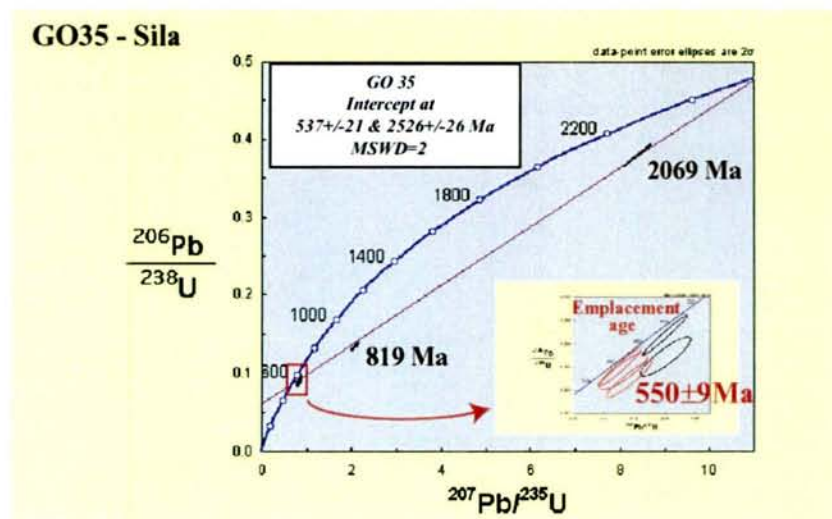


Fig.6.4B - Diagrammi $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ in cui sono rappresentate le determinazioni effettuate (Le dimensioni delle ellissi sono proporzionali all'errore analitico) (Diagrams $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ representing the performed determinations. Ellipse dimensions are proportional to the analytical error)

Fig.6.4

6.2-3 - GO 100 (Unità della Sila, Serre)

Per questo campione sono stati datati diciassette cristalli (Fig.6.5A).

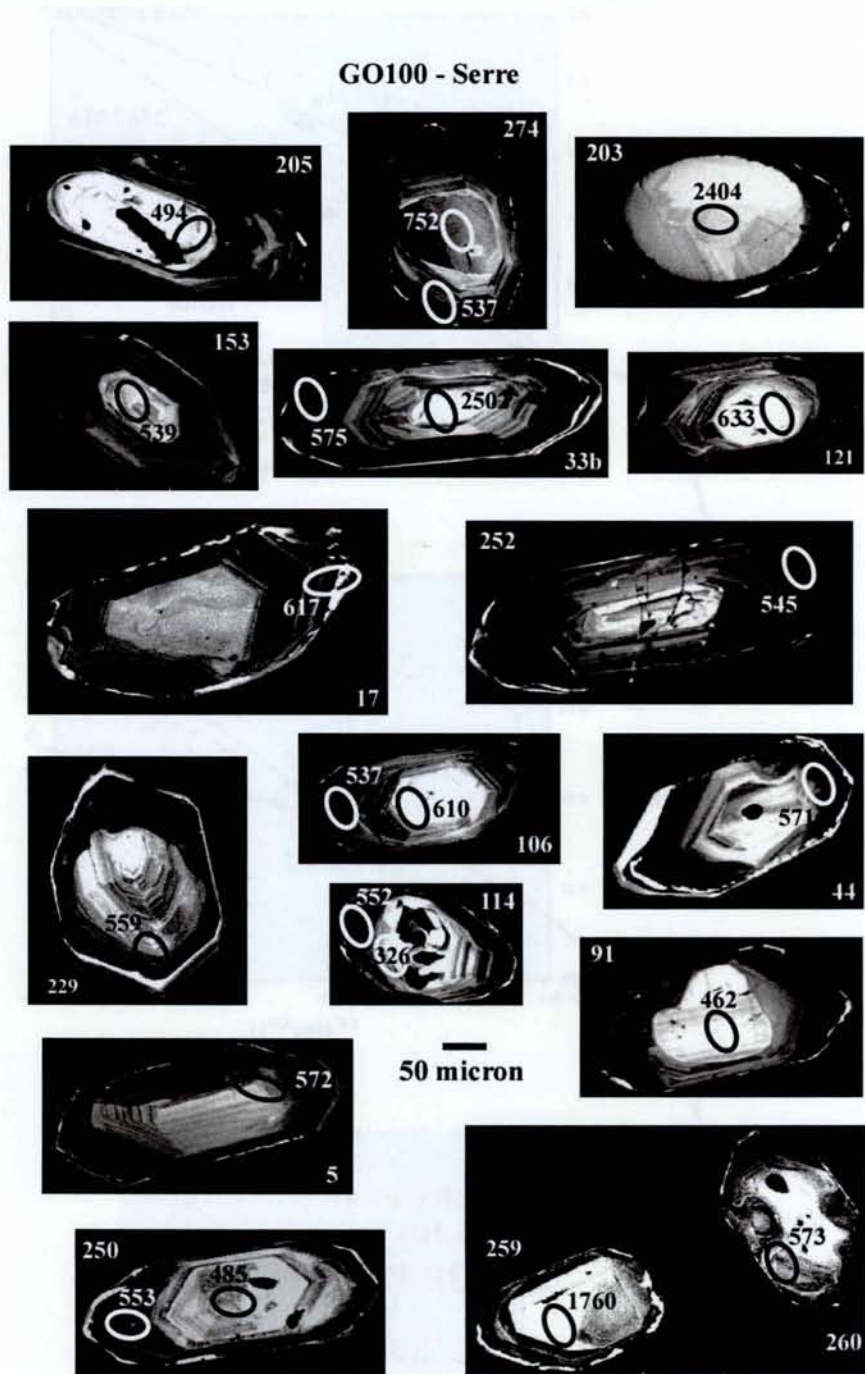


Fig.6.5A - Cristalli di zircone datati alla microsonda ionica. Le ellissi indicano la posizione dello spot. (Zircon crystals dated by the microprobe. The ellipses represent the spot position).

In Tab.12 sono riportate tutte le età significative determinate ed in Fig.6.5B sono rappresentati tutti i punti analitici considerati.

GO 100 - Serre

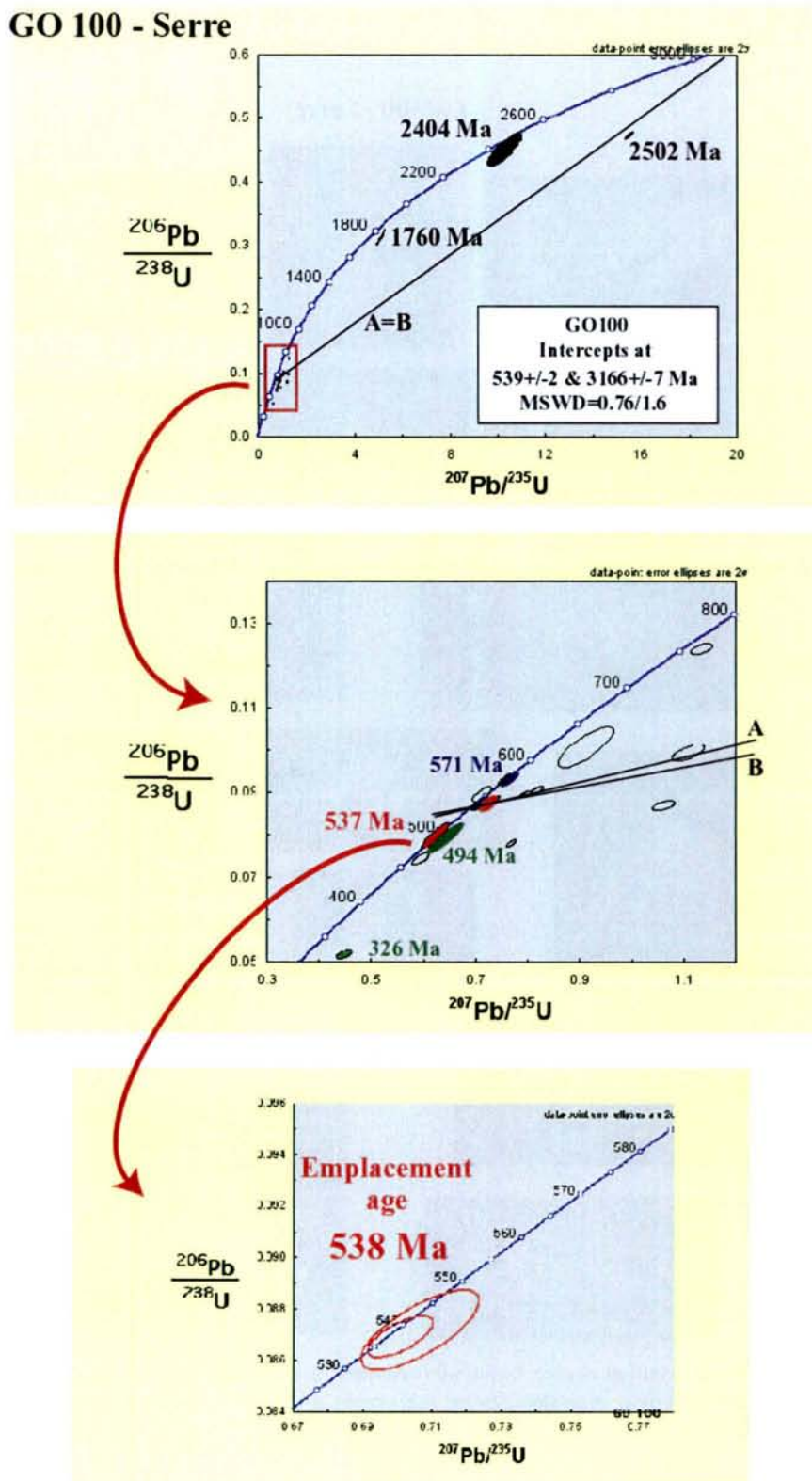


Fig.6.5B - Diagrammi $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ in cui sono rappresentate le determinazioni effettuate (Le dimensioni delle ellissi sono proporzionali all'errore analitico)
 (Diagrams $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ representing the performed determinations.
 Ellipse dimensions are proportional to the analytical error)

Due cristalli (153 e 274) forniscono età concordanti su *rim* magmatici a 539 ± 7 Ma e 537 ± 4 Ma (Fig.6.5A). Due *core* ereditati (274-c e 203-c) di forma arrotondata circondati da crescite oscillatorie magmatiche forniscono età sub-concordanti a 752 ± 6 e 2404 ± 92 Ma (Fig.6.5A), indicanti una storia antica del basamento in cui si intrusero i protoliti degli gneiss occhiadini, mentre un'età concordante più giovane a 494 ± 14 Ma è stata determinata su una porzione interna magmatica euedrale del cristallo 205 (Fig.6.5A).

Quattro set di dati discordanti sono stati poi determinati a i) 2502 ± 19 Ma (33-bc) e 1760 ± 46 Ma (259c), ii) 633 ± 19 (121c) e 617 ± 23 (17e) Ma, iii) tra 545 ± 4 e 575 ± 4 Ma (8 punti analisi) e iiii) 485 ± 4 (250c), 462 ± 7 (91c) e 326 ± 5 (114c) (Fig.6.5B).

Come osservato per lo zircone 14 del campione GO6, anche in alcuni cristalli di zircone del campione GO100 si registrano età più giovani al *core*, piuttosto che al *rim*: un'età concordante a 494 ± 14 Ma (205c), un'età subconcordante a 462 ± 7 (91c) e due età molto discordanti a 326 ± 5 Ma (114c) e 485 ± 4 Ma (250c). Per giustificare la loro presenza, restano valide le stesse ipotesi avanzate nel caso del campione GO6.

Sono state costruite numerose discordie attraverso diversi *set* di punti. Tra queste, due presentano i valori migliori di MSWD. Sia la prima (discordia A), ottenuta attraverso i punti 153c, 274r, 252e, 250r, 229e, 106c e 33-bc (MSWD=1.6), che la seconda (discordia B), ottenuta attraverso i punti 153c, 274r, 250r, 229e e 33-bc (MSWD=0.76) forniscono una intercetta inferiore a 539 ± 2 Ma ed una superiore a 3166 ± 7 Ma (Fig.6.5B).

6.2-4 - ADR 5 (Unità Aspromonte, Aspromonte)

Per questo campione sono stati datati dieci zirconi (Fig.6.6A). In Tab.12 sono riportate le età significative determinate ed in Fig.6.6B vengono rappresentati i punti analitici validi.

Il cristallo 36 ha fornito un'età $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ concordante a 550 ± 16 Ma, mentre altri cinque cristalli (165, 110, 60, 84, 137) hanno fornito età debolmente discordanti a 568 ± 10 , 586 ± 10 , 614 ± 10 , 611 ± 11 e 917 ± 26 Ma (Fig.6.6A). Quattro punti analisi (60a-r2, 65r, 34c, 113a-c) hanno invece dato età pienamente discordanti a 527 ± 12 , 566 ± 13 , 577 ± 10 e 597 ± 10 Ma (Fig.6.6A). Un dato molto discordante a 1190 ± 19 Ma si è ottenuto anche al core del cristallo 35.

La discordia con il MSWD inferiore (1.3) è stata tracciata attraverso i punti 36c, 165c, 34c e 35 e fornisce una intercetta inferiore a 563 ± 7 Ma ed una superiore a 2460 ± 28 Ma (Fig.6.6B).

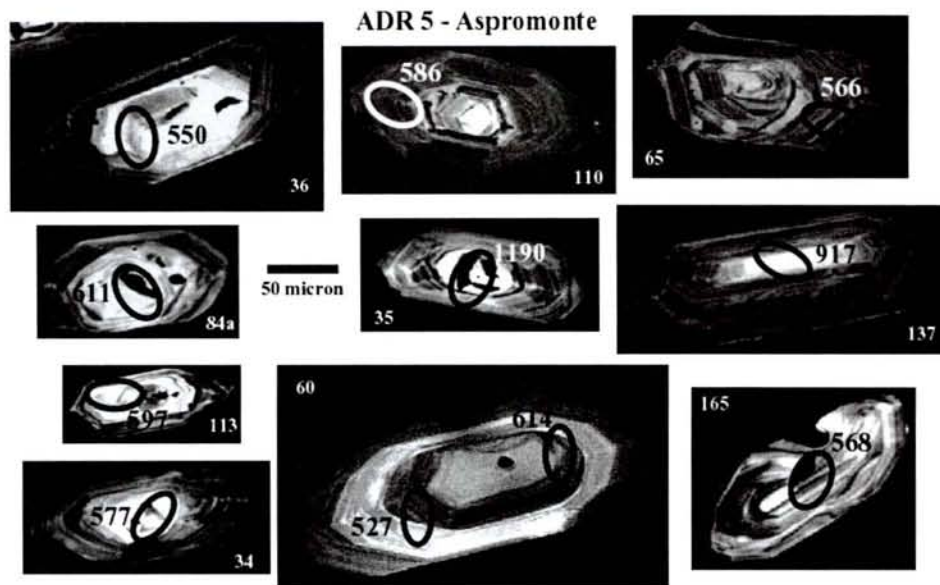


Fig.6.6A - Diagrammi discordia e dettaglio dei punti analitici
 (Le dimensioni delle ellissi sono proporzionali all'errore sull'età)
 (Discordia diagrams and details of analytical points.
 Ellipse dimensions are proportional to the error on the age)

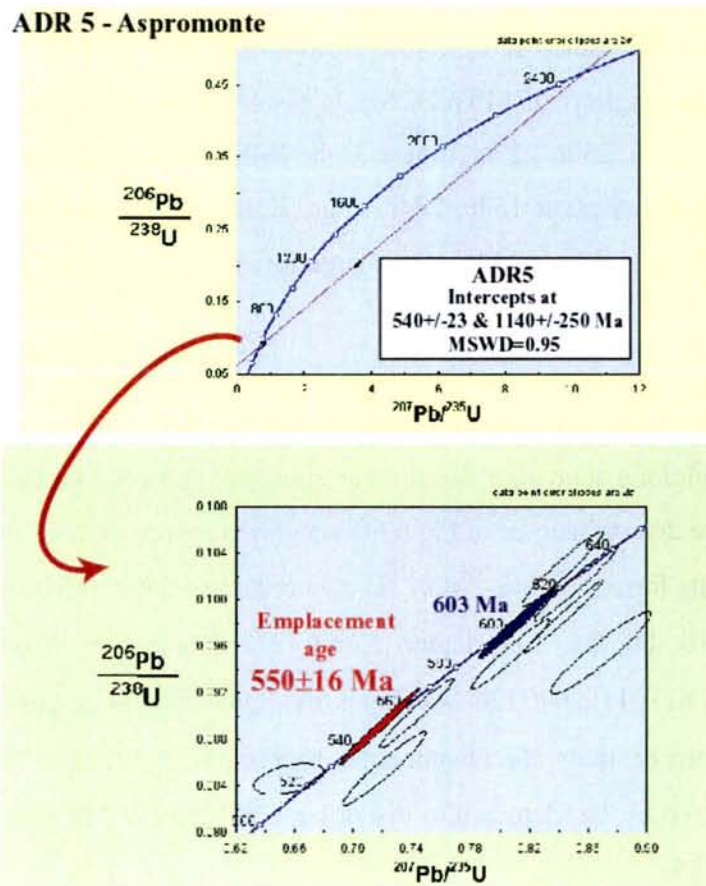


Fig.6.6B - Diagrammi $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ in cui sono rappresentate le determinazioni effettuate
 (Le dimensioni delle ellissi sono proporzionali all'errore analitico)
 (Diagrams $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ representing the performed determinations.
 Ellipse dimensions are proportional to the analytical error)

Fig.6.6

6.2-5 - ADR 18 (Unità Aspromonte, Aspromonte)

Sei cristalli sono stati datati (Fig.6.7A) e le età significative determinate sono riportate in Tab.12, mentre in Fig.6.7B vengono rappresentati i punti analitici validi.

Quattro determinazioni sui cristalli 34-r, 56-r2, 48-c e 3-c hanno fornito età concordanti a 522 ± 15 Ma, 531 ± 15 Ma, 623 ± 18 Ma e 446 ± 13 Ma (Fig.6.7A), mentre altre hanno fornito età debolmente discordanti a 526 ± 15 , 565 ± 16 , 548 ± 16 e 617 ± 17 Ma sui cristalli 3-r, 55-c, 46-r2 e 56-c (Fig.6.7A). L'età concordante a 446 ± 13 Ma registrata al *core* del cristallo 3 può essere spiegata allo stesso modo delle età simili registrate per i campioni GO6 e GO100. Attraverso tali punti analisi non è stato possibile tracciare alcuna discordia valida (Fig.6.7B).

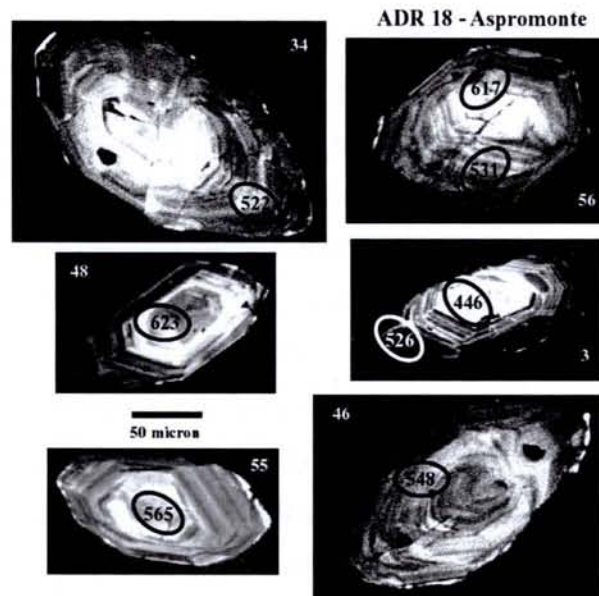


Fig.6.7A - Cristalli di zircone datati alla microsonda ionica.
Le ellissi indicano la posizione dello spot.
(Zircon crystals dated by the microprobe. The ellipses represent the spot position).

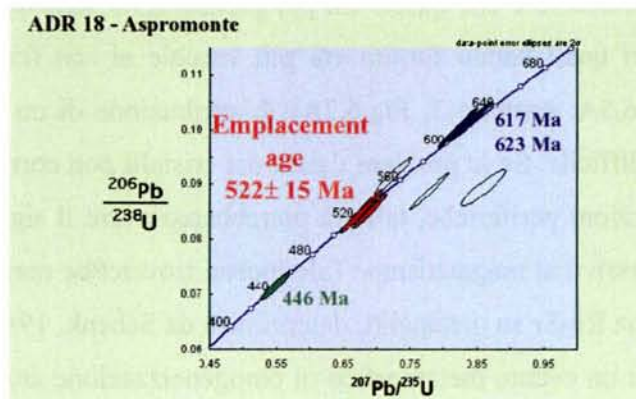


Fig.6.3B - Diagrammi $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ in cui sono rappresentate le determinazioni effettuate (Le dimensioni delle ellissi sono proporzionali all'errore analitico)
(Diagrams $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ representing the performed determinations.
Ellipse dimensions are proportional to the analytical error)

Fig.6.7

6.3 - Discussione sulle età

I dati geocronologici U-Pb ottenuti sugli zirconi dei cinque campioni di gneiss occhiadino provenienti dai tre massicci (Sila, Serre ed Aspromonte) hanno fornito età concordanti simili che si possono schematizzare in quattro gruppi:

i) **Età Archeane e Paleoproterozoiche** (2216 ± 56 , 2069 ± 52 , 2404 ± 92 , 2502 ± 19 Ma, 1190 ± 19 Ma) ottenute su core arrotondati e ad alta luminescenza, confermate dalle intercette superiori delle discordia calcolate per i campioni GO6, GO35, GO100 e ADR5 (1809 ± 260 , 2526 ± 26 , 3166 ± 7 , 2460 ± 28 Ma), che dovrebbero rappresentare una antica componente ereditata dalla sorgente;

ii) **Età Neoproterozoiche** su core e rim magmatici, con una media pesata di **618 ± 4 Ma**, calcolata sui cinque dati maggiormente concordanti 621 ± 5 Ma (GO6), 614 ± 10 e 611 ± 11 Ma (ADR5), 617 ± 17 e 623 ± 18 Ma (ADR18). Anche nel campione GO100 si segnalano due età analoghe (617 ± 23 e 633 ± 19 Ma), ma discordanti. Tali età Neoproterozoiche potrebbero rappresentare sia un'eredità che l'età di messa in posto dei protoliti degli gneiss occhiadini;

iii) **Età tardo-Neoproterozoico – Cambriane** (e.g. 541 ± 6 , 543 ± 4 , 548 ± 5 , 537 ± 4 , 539 ± 7 , 550 ± 16 , 522 ± 15 , 531 ± 15 e 526 ± 15 Ma), con una media pesata di **539 ± 4 Ma** (calcolata sui punti maggiormente concordanti 14-r (GO6), 8-r (GO35), 274-r (GO100), 36-c (ADR5) e 34-r (ADR18), che rappresenterebbero o l'età di messa in posto dei protoliti degli occhiadini o età ringiovanite;

iv) **Età Ordoviciane** di cui alcune concordanti (464 ± 4 in Sila, 494 ± 14 in Serre e 446 ± 13 Ma in Aspromonte) e altre discordanti (462 ± 7 e 485 ± 4 Ma in Serre) la cui media pesata è 471 ± 11 Ma (calcolata sui cinque valori).

E' necessario considerare che queste età più giovani sono state determinate al *core* dei cristalli, alcuni dei quali hanno fornito età più vecchie al *rim* (cristallo 14, Fig.6.3A; cristallo 250, Fig.6.5A; cristallo 3, Fig.6.7A). L'attribuzione di un significato preciso a queste età risulta difficile. Se le porzioni datate dei cristalli non corrispondono a porzioni nucleari, ma a porzioni periferiche, tali età potrebbero avere il significato di un evento metamorfico successivo al magmatismo. Tale ipotesi troverebbe corrispondenza con l'età di 450 Ma (isocrona Rb-Sr su metapeliti, determinata da Schenk, 1980), considerata come la testimonianza di un evento metamorfico di omogeneizzazione attribuito a circolazione di fluidi. Tuttavia, se i fluidi possono modificare a basse T il sistema Rb-Sr, non influenzano il sistema U-Pb nello zircone. E' possibile quindi che tali età più giovani

rappresentino porzioni metamittiche dei cristalli, oppure parziale resetting del sistema U-Pb, in relazione ad un evento metamorfico più giovane di ~470 Ma.

L'unica età a 326 ± 5 Ma rinvenuta nel campione GO100 (Serre) trovata al nucleo del cristallo 114, ai bordi del quale è stata trovata un'età di 552 ± 9 Ma, potrebbe esser stata determinata su una porzione metamittica o potrebbe essere dovuta ad parziale resetting del sistema U-Pb, in relazione all'evento metamorfico ercinico.

La questione più delicata è stata quella di capire quali fra le Età Neoproterozoiche (media pesata di 618 ± 4 Ma) e quelle tardo-Neoproterozoico-Cambriane (media pesata di 539 ± 4 Ma) potessero rappresentare l'età di messa in posto dei protoliti degli gneiss occhiadini.

Un importante aiuto per chiarire tale punto è giunto dalle discordie calcolate per i campioni GO6, GO35, GO100 e ADR5 che forniscono intercette inferiori a 545 ± 4 , 537 ± 21 , 539 ± 2 e a 563 ± 7 Ma. A questi dati vanno aggiunti sia la determinazione di 549 ± 4 Ma ottenuta su gneiss occhiadini delle Serre (Senesi, 1999), sia le determinazioni effettuate da Schenk & Todt (1989), tutte comprese tra ~500 Ma e 622 ± 120 Ma, per cui sembra verosimile ritenere che l'età di messa in posto è da considerarsi compresa tra 563 e 537 Ma.

Le età a circa 618 Ma sia concordanti che discordanti presenti nei campioni GO6, GO100 e ADR18 potrebbero avere un importante significato. Se rappresentano componenti ereditate significa che testimoniano rocce cristalline di età pari a circa 618 Ma. I protoliti degli gneiss occhiadini sembrano derivare anche dalla fusione di rocce cristalline metasedimentarie, per cui è possibile avanzare l'ipotesi che le età di 618 Ma rappresentino l'età del basamento da cui i magmi genitori si sono in parte prodotti.

Ricordiamo inoltre che l'ampio range di età ottenute su *core* ereditati (Archeane, Paleoproterozoiche e Neoproterozoiche nel caso in esame) è un tipico carattere che rispecchia l'eterogeneità delle popolazioni di zirconi osservati in domini complessi (Vavra et al, 1996; Schaltegger et al., 1999).

Capitolo 7

IL MAGMATISMO NEO-PROTEROZOICO-CAMBRIANO IN CALABRIA

L'approccio multidisciplinare applicato allo studio degli gneiss occhiadini affioranti in Calabria, articolatosi attraverso lo studio di terreno, l'analisi petrografica e geochemica e la geocronologia U-Pb su zircone, ha consentito di raccogliere un grande numero di dati ed informazioni attraverso i quali si è cercato di caratterizzare il magmatismo dei loro protoliti.

I protoliti magmatici sono acidi (SiO_2 tra 67 e 75wt.%), di composizione granitico-granodioritica, peralluminosi (A/CNK tra 1.04 e 1.92) e calcocalcici con alti tenori di K_2O (3.06-7.29wt%).

L'omogeneità dei dati composizionali suggerisce che gli gneiss occhiadini della Calabria possano derivare da protoliti simili, sebbene essi siano presenti dalla Catena Costiera all'Aspromonte all'interno di unità tettoniche diverse caratterizzate da metamorfismo ercinico di grado differente.

Questo magmatismo è riconducibile al magmatismo granitoide ad alto K_2O associato alle fasi post-collisionali in regimi transizionali da compressivi a tensionali, sebbene risulti difficile correlare tali prodotti ad un definito ambiente geodinamico (Barbarin et al., 1998).

Al fine di caratterizzare in maniera più compiuta il magmatismo Neo-Proterozoico-Cambriano sono stati studiati anche gli *gneiss leucocratici minuti*, associati agli gneiss occhiadini e mostranti analoga storia metamorfica e deformativa ercinica. All'interno degli *gneiss leucocratici minuti* sono state distinte due tipologie di rocce, le *glm1*, ad alto contenuto in Nb (>19ppm), Rb e Ta e bassi contenuti in Sr, Ba, Y, Zr, Th e REE, e le *glm2*, con più basso contenuto in Nb (<16ppm), Rb e Ta e maggiori contenuti in Sr, Ba, Y, Zr, Th e REE.

Confrontando le composizioni degli gneiss occhiadini con quelle dei due gruppi di *gneiss leucocratici minuti*, sono emerse relazioni tra gli gneiss occhiadini ed i campioni appartenenti al gruppo *glm2*. In particolare, nei diagrammi evolutivi si pongono in *trend* con gli gneiss occhiadini, rappresentando dei termini differenziati. Le abbondanze delle REE sono però variabili: se alcuni campioni mostrano *pattern* confrontabili con quelli degli gneiss occhiadini, altri sono notevolmente impoveriti in HREE come gli gneiss leucocratici minuti del gruppo *glm1*. Inoltre, fluidi tardo-magmatici o metamorfici potrebbero aver modificato i *pattern* delle REE e le abbondanze di alcuni elementi in

traccia sia in glm1 che in glm2. L'insieme di questi dati consente di ipotizzare che i protoliti di glm2 potrebbero rappresentare prodotti evolutisi per differenziazione magmatica dai protoliti degli gneiss occhiadini, mentre i protoliti di glm1 (ricchi in Nb) dovevano rappresentare magmatiti derivanti da una sorgente di tipo diverso e caratterizzate da condizioni genetiche differenti.

Il problema di chiarire i rapporti tra i protoliti degli gneiss occhiadini e quelli degli gneiss leucocratici minuti meriterebbe un ulteriore approfondimento, anche perché l'ipotesi che le due famiglie di ortoderivati abbiano la stessa età è ancora da verificare con le datazioni isotopiche.

Anche i dati geocronologici hanno confermato l'omogeneità a grande scala degli gneiss occhiadini della Calabria che derivano da magmatiti messi in posto circa 539 ± 4 Ma fa. Tale dato dimostra che gli ortogneiss, pur costituendo unità tettoniche di diverso grado metamorfico in massicci lontani fra loro (Catena Costiera, Sila, Serre ed Aspromonte) sono stati espressione di un unico evento magmatico realizzatosi al limite tra Proterozoico e Paleozoico.

Lo studio isotopico Rb-Sr e Sm-Nd (ICP-MS, CRPG-CNRS, Nancy, Francia) condotto su sei campioni di gneiss occhiadini (Tab.7.1-7.2) provenienti dalle tre diverse unità strutturali (GO6 e GO35 per l'Unità di Castagna, GO71 e GO100 per l'Unità della Sila, ADR5 e ADR18 per quella Aspromonte) ha permesso di fare ulteriori considerazioni (in Tab.11, in Appendice, sono fornite le coordinate geografiche dei campioni studiati).

I rapporti $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{t=0}$ ed i valori dell' $\epsilon_{\text{Nd}(t=0)}$ sono stati calcolati a 539 ± 4 Ma, età di messa in posto dei protoliti magmatici. I rapporti $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(539 \text{ Ma})}$ variano da 0,7093 a 0,7140, mentre il valore di $\epsilon_{\text{Nd}(539 \text{ Ma})}$ è compreso tra -3.13 e -4.66. Solo il campione ADR18 (Aspromonte) ha fornito un valore anomalo del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(539 \text{ Ma})}$, inferiore a 0.70.

Lo studio isotopico Rb-Sr e Sm-Nd è stato condotto anche su un campione di gneiss leucocratico minuto (TCS22, Unità di Castagna, Sila Piccola) che ha fornito un valore del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(539 \text{ Ma})}$ anomalamente basso ed un valore di $\epsilon_{\text{Nd}(539 \text{ Ma})}$ non valido.

I suddetti campioni a comportamento anomalo, ADR18 e TCS22, hanno in comune tenori molto bassi in Sr (TCS22, 34ppm; ADR18, 65ppm) e tenori particolarmente elevati del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(539 \text{ Ma})}$ (TCS22, 0.83359; ADR18, 0.75549) e ciò potrebbe essere in relazione al processo di alterazione.

L'assenza di inclusi mafici microgranulari negli gneiss occhiadini, la loro composizione chimica acida e peralluminosa ed i valori del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(539 \text{ Ma})}$ evidenziano una

importante impronta crostale nel materiale sorgente. I valori di $\epsilon_{Nd(539 \text{ Ma})}$ non particolarmente bassi, i grandi volumi di tali granitoidi calc-alcalinici e l'omogeneità composizionale indicano tuttavia un contributo mantellico nella loro genesi. Accenniamo comunque alla possibilità che il sistema isotopico Rb-Sr possa esser stato rimobilizzato in relazione alle orogenesi ercinica ed alpina.

Questi dati consentono di ipotizzare un processo di omogeneizzazione di magmi ibridi realizzatosi alla transizione crosta-mantello o in crosta inferiore secondo il modello MASH (Hildreth and Moorbath 1988), senza importanti modificazioni durante la risalita e la messa in posto. Probabilmente importanti volumi di crosta antica pre-Cambriana sono stati coinvolti nella genesi dei magmi genitori, visti l'alto contenuto in K_2O e la presenza di numerosi zirconi ereditati.

Tab. 7.1 – Determinazioni isotopiche Rb-Sr
(Rb-Sr isotopic data)

	Sample	Rb ppm	Sr ppm	Rb/Sr ppm	$^{87}Sr/^{86}Sr$ mis	Age (Ma)	$^{87}Sr/^{86}Sr$ (t=539 Ma)	ϵ Sr (t=539 Ma)
Sila	GO 6	175	181	0.96685	0.73372	539	0.71288	127.95311
	GO 35	190	156	1.21795	0.73557	539	0.70931	77.24700
Serre	GO 71	136	154	0.88312	0.73010	539	0.71106	102.16739
	GO 100	125	148	0.84459	0.73216	539	0.71395	143.23233
Aspromonte	ADR 5	237	132	1.79545	0.74968	539	0.71091	100.01376
	ADR 18	187	65	2.87692	0.75549	539	0.69333	/

Tab. 7.2 – Determinazioni isotopiche Sm-Nd
(Sm-Nd isotopic data)

	Sample	Nd ppm	Sm ppm	Nd/Nd mis	Age (Ma)	ϵ Nd (t=539 Ma)
Sila	GO 6	34.98	6.88	0.51220	539	-3.13
	GO 35	22.1	4.55	0.51216	539	-4.45
Serre	GO 71	35.5	7.12	0.51215	539	-4.41
	GO 100	35.3	7.13	0.51214	539	-4.66
Aspromonte	ADR 5	31.9	6.7	0.51218	539	-4.08
	ADR 18	26.9	5.48	0.51219	539	-3.78

La Fig. 7.1 mostra che le composizioni isotopiche ϵ_{Sr} e ϵ_{Nd} degli gneiss occhiadini sono omogenee e cadono nel campo indicativo di genesi crostale, ma vicine al limite dei magmi mantellici, inoltre sono collocati vicino ad un *trend* evolutivo indicante contaminazione da parte di crosta superiore. Questi dati sembrano avvalorare l'ipotesi dell'origine ibrida dei protoliti degli gneiss occhiadini.

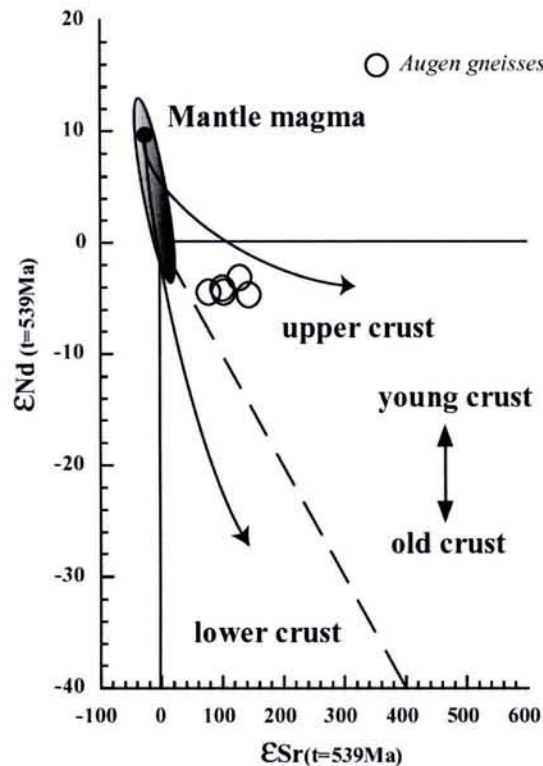


Fig. 7.1 - Diagramma ϵ_{Sr} ($t=539Ma$) vs ϵ_{Nd} ($t=539Ma$) per cinque campioni di gneiss occhiadino (Wilson, 1989)
(ϵ_{Sr} ($t=539Ma$) vs ϵ_{Nd} ($t=539Ma$) diagram for five samples of augen gneisses) (Wilson, 1989)

Il magmatismo Neo-Proterozoico-Cambriano, rappresentato dagli gneiss occhiadini e dagli gneiss leucocratici minuti, aventi caratteristiche di micrograniti e graniti porfirici fortemente peralluminosi, si è probabilmente esplicato in ambiente post-collisionale.

I prodotti magmatici Neo-Proterozoico-Cambriani in Calabria sono stati comunque a carattere bimodale. Infatti, accanto ai protoliti degli gneiss occhiadini datati a $539 \pm 4 Ma$, sono presenti gabbri calc-alcalini datati a $553 \pm 27 Ma$ (Schenk, 1980) intrusi in granuliti felsiche e metamorfosati insieme all'incassante durante l'orogenesi ercinica. Essi sono presenti nelle porzioni più basse del settore di crosta profonda affiorante nelle Serre (Unità della Sila). I volumi e la dispersione delle due tipologie magmatiche sono

comunque differenti: molto più abbondanti e con caratteri petrochimici molto più omogenei sembrano essere gli gneiss occhiadini distribuiti lungo tutta la Calabria ed i Monti Peloritani in Sicilia.

Illustrate le caratteristiche geochimiche, geochimico-isotopiche e l'età dei protoliti degli gneiss occhiadini, nel prossimo capitolo tenteremo di inquadrare il magmatismo Neo-Proterozoico-Cambriano della Calabria in un contesto paleogeografico a grande scala.

Capitolo 8

IL MAGMATISMO DEL “TERRANE” CALABRO-PELORITANO NEL QUADRO DELL’ATTIVITÀ MAGMATICA AL LIMITE PROTEROZOICO-PALEOZOICO: CONFRONTI E CONSIDERAZIONI

8.1 - Il magmatismo tardo-Proterozoico-Cambriano in Europa ed in nord-Africa

Al fine di inquadrare il magmatismo del “terrane” Calabro-Peloritano nell’ambito dell’attività magmatica realizzatasi su larga scala al limite Proterozoico-Paleozoico si è proceduto ad effettuare un confronto tra i protoliti degli gneiss occhiadini e le magmatiti coeve con questi, diffuse nelle catene varisiche europee, in nord Africa e in molte altre località del mondo, con l’intento di trarre *informazioni sull’ambientazione geodinamica* di formazione e messa in posto dei protoliti degli gneiss occhiadini della Calabria e ottenere *indicazioni di tipo paleogeografico* atte a inquadrare il “terrane” Calabro-Peloritano nell’assetto globale delle placche litosferiche al tempo in cui il magmatismo acido tardo-Proterozoico-Cambriano si è prodotto.

Un numero notevole di recenti pubblicazioni, buona parte delle quali ha prodotto datazioni U-Pb su cristalli di zircone, ha evidenziato la presenza di importanti eventi magmatici di carattere acido e basico di età tardo-Proterozoico-Cambriana inferiore in *Europa* (e.g. von Raumer et al., 2002; Innocent et al., 2003), *Africa* (e.g. Ennih et al, 2001; El-Khanchaoui et al., 2001), *India* (Braun et al., 2004), *Scudo Arabo-Nubiano* (e.g. El-Sayed, 2003), *sud-America* (e.g. Janasi et al., 2001; Sollner et al., 2000) e *Antartide* (Loske et al., 1998).

Rappresentando il “terrane” Calabro-Peloritano un’area chiave nelle complesse dinamiche tra Europa ed Africa è stata posta particolare attenzione alla distribuzione ed ai caratteri dei prodotti analoghi ai protoliti degli gneiss occhiadini della Calabria presenti in Europa ed in nord-Africa.

Europa

In numerosi settori delle variscidi europee affiorano basamenti di età pre-Cambriana caratterizzati da importanti volumi di plutoniti e vulcaniti acide e basiche di età tardo-Proterozoico-Cambriana (e.g. von Raumer et al., 2002) (Fig.8.1).

In *Europa centrale* (Eastern Erzgebirge, Lusatian, Saxothuringian, Foresta Nera, Massiccio Boemo, Carpazi, Alpi) grandi masse di ortogneiss datati tra 480 e 588 Ma testimoniano un diffuso evento plutonico a carattere peraluminoso e calc-alcino in ambiente sin e post-collisionale (e.g. Tichomirowa et al., 2001; Kroner et al., 2001; Neubauer et al., 2002). Per alcuni Autori si tratterebbe di prodotti crostali, prevalentemente sin-collisionali, derivanti da fusione parziale di metagrovacche e metapeliti (Kroner et al., 1995; Turniak et al., 2000; Tichomirowa et al., 2001), mentre in altri casi (Repubblica Ceca e Sassonia)

alcuni di questi prodotti vengono attribuiti ad ambiente di arco vulcanico e quindi di prevalente derivazione mantellica (Kroner et al., 2001). Nelle Alpi esterne vengono segnalati anche prodotti intrusivi mafici e ultramafici che von Quadt (1992) lega ad episodi estensionali del Paleozoico inferiore.

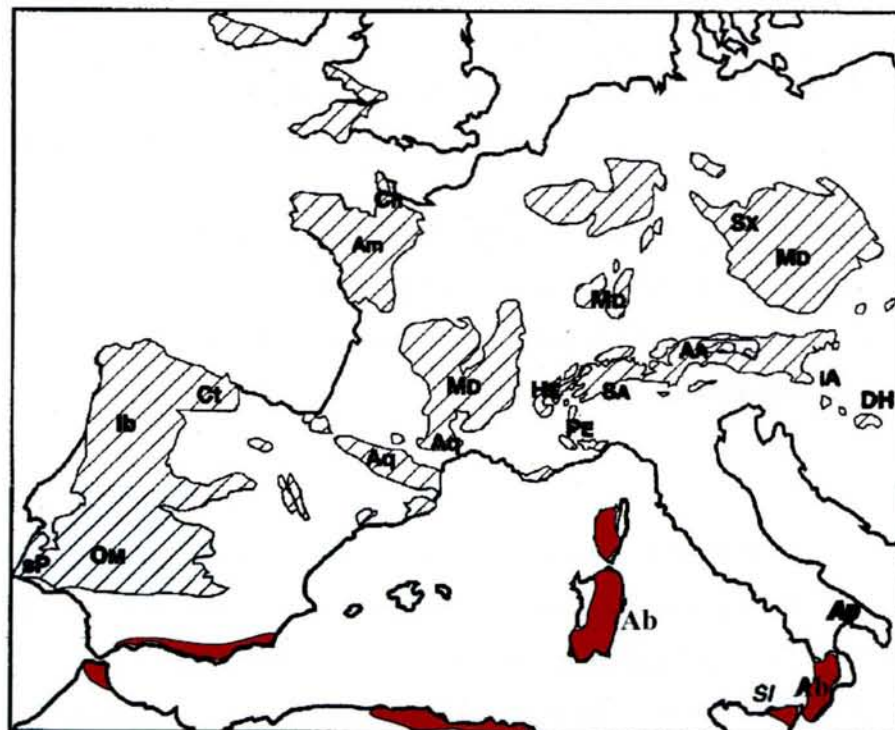
In regime transtensionale si sarebbero messi in posto i granitoidi cambriani del Massiccio Boemo (Dorr et al., 1998), mentre in un bacino marginale di retroarco si sarebbero messi in posto i protoliti degli ortogneiss appartenenti alla suite tonalitico-trondhjemitico-granitica a basso K₂O della Foresta Nera, in Germania (Chen et al., 2000).

In alcuni casi i protoliti di ortogneiss dell'Europa centrale sono ritenuti intrusi in un contesto collisionale e generati da magmi di underplating (Muller et al., 1995; Turniak et al., 2000).

Granitoidi post collisionali calc-alcalini ad alto K₂O sarebbero ampiamente diffusi nei Carpazi ed anche nel Massiccio Boemo, accanto a granitoidi alcali-calci (Liegeois et al., 1996); analoga tipologia del magmatismo sarebbe stata registrata anche in alcuni settori delle Alpi esterne (Muller et al., 1995; Nebauer et al., 2002).

In *Europa centro-occidentale*, in particolare all'interno dei massicci montuosi francesi, sono particolarmente diffusi prodotti magmatici bimodali (complessi leptino-anfibolitici) legati alla fase precoce di assottigliamento crostale cominciata circa 545 Ma fa (e.g. Pin et al., 1982; Innocent et al., 2003).

Nella Penisola Iberica (Zona Ossa Morena; Ochsner, 1993) sarebbero invece più abbondanti magmatiti acide calc-alcaline, messi in posto tra 590 e 510 Ma fa.



Ab: Alboran

AA: Austro-Alpine, Am: Armorica, Ap: Apulia, AQ: Aquitaine, AR: Armorica, Ch: Channel terrane, Ct: Cantabria, DH: Dinarides-Hellenides, He: Helvetic, IA: intra-Alpine, Ib: Iberia, MD: Moldanubian, OM: Ossa-Morena, Or: Ortega, Pe: Penninic, sP: south Portuguese, Sx: Saxothuringia

Fig.8.1 - Distribuzione delle unità pre-Mesozoiche in Europa, con indicazione dei diversi microcontinenti (von Raumer et al., 2002, modif.)

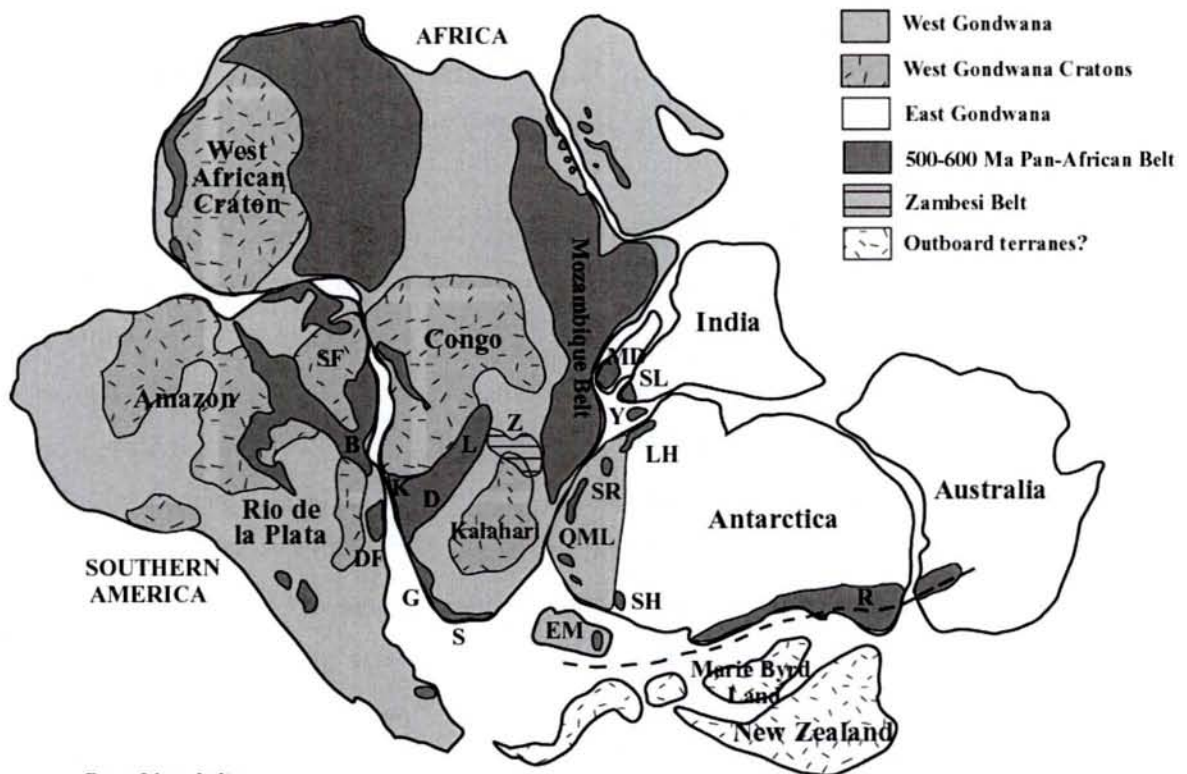
(Distribution of pre-Mesozoic units in Europe, with indication of distinct microcontinents)

Da questo breve excursus emerge un quadro estremamente complesso in cui ad un’ampia varietà di prodotti magmatici fa seguito un alto numero di ipotesi circa le possibili ambientazioni geodinamiche.

Preziose informazioni utili a stabilire la pertinenza paleogeografica di questi prodotti magmatici derivano dall’analisi delle *componenti ereditate* che spesso si ritrovano all’interno di questi.

In buona parte delle magmatiti tardo-proterozoico-cambriane diffuse in Europa, infatti, sono state riscontrate testimonianze di eredità antiche, sia nelle porzioni nucleari di alcuni cristalli di zircone, sia come intercette superiori delle discordie U-Pb. Tali eredità sono risultate di *Età Archeana* (2700-2800 Ma, Tichomirowa et al., 2001; 2600 Ma, Turniak et al., 2000), *Paleoproterozoica* (2464 Ma, Kroner et al., 1995; 2460 Ma, Innocent et al., 2003; 2100-2200 Ma, Tichomirowa et al., 2001; 2070 Ma, Kroner et al., 2001) e *Neoproterozoica* (600-700 Ma, Tichomirowa et al., 2001; 745 Ma, Kroner et al., 1995; 813 Ma, Innocent et al., 2003). Analoghe indicazioni emergono in alcuni settori delle variscidi europee dalle sequenze metasedimentarie in cui si intrusero le magmatiti (Schaltegger et al., 1999 e bibl. in esso citata; Neubauer et al., 2002).

La presenza di frequenti età Pan-africane (700-550), Eburniane (2300-2000) e Liberiane (2700 Ma) e la scarsità di età Grenvilliane (Orogenesi Grenvilliana, 900-1100 Ma; Mallard et al., 1996; Schaltegger et al., 1999) nelle magmatiti tardo Proterozoico-Cambriane delle variscidi europee hanno permesso ai diversi Autori di ipotizzare che tale magmatismo si sia manifestato all’interno di un orogene che era situato lungo il *marginale settentrionale* del *Gondwana* (e.g. Dorr et al., 1998; Abati et al., 1999; Chen et al., 2000; Kroner et al., 2001; Muller et al., 1995) e che almeno una parte del materiale sorgente derivi dal *West African Craton* (Muller et al., 1995; Tichomirowa et al., 2001). Ricordiamo che per “*Gondwana*” si intende il supercontinente assemblatosi durante l’*Orogenesi Pan-africana* (750-520 Ma; e.g. Acef et al., 2003; Azzouni-Sekkal et al., 2003) che portò alla collisione di alcune tra le più grandi placche litosferiche esistenti a quel tempo (Sud-America, Africa, India, Antarctica e Australia) (Fig.8.2). Il *West African Craton*, invece, rappresenta una vasta area cratonica dell’Africa occidentale, caratterizzata da età Pan-africane (700-550), Eburniane (2300-2000) e Liberiane (2700 Ma) e nella quale sono scarsamente rappresentate le testimonianze di eventi Grenvilliani (900-1100 Ma) (Fig.8.2).



Pan-african belts:
 B, Brasiliano; DF, Dom Feliciano; D, Damara; G, Gariiep belt; K, Kaoko belt; L, Lufilian arc; LH, Lutzow-Holm Bay; MD, Madagascar; Y, Yamato mountains; R, Ross orogen; S, Saldanian belt; SH, Shackleton Range; SL, Sri Lanka; SR, Sor Rondane mountains; Z, Zambesi belt.
Other features:
 EM, Ellsworth-Whitmore mountains; QML, Queen Maud Land; SF, Sao Francisco craton.

Fig.8.2 - Ricostruzione del supercontinente Gondwana (Grunow et al., 1996, modif.)
 (Gondwana supercontinent reconstruction)

Africa

Anche in *Africa nord-occidentale*, come in Europa, sono presenti grossi volumi di granitoidi messi in posto durante l'*Orogenesi Pan-africana*.

In questa area viene riscontrata un'ampia gamma di prodotti magmatici, passando dai graniti peralluminosi cambriani della Namibia (Tack et al., 1999 e bibl. cit.), generatisi per fusione parziale di crosta profonda in seguito ad assottigliamento crostale, a granitoidi calc-alcinali e gabbro-dioriti datati tra 559 e 595 Ma (Walsh et al., 2002) fino a trachiti, ignimbriti, rioliti e daciti datati tra 563 e 618 Ma (Walsh et al., 2002; Gasquet et al., 2004) del Marocco.

Nell'ambito delle diverse tipologie di prodotti magmatici, i più rappresentati sono i granitoidi post-collisionali calc-alcinali ad alto K₂O datati tra 630 e 550 Ma circa, attribuiti alle fasi finali dell'orogenesi Pan-africana, particolarmente diffusi nella regione dell'Anti-Atlante in Marocco (Ennih et al., 2001; Thomas et al., 2002; Barbey et al., 2004), nella Regione dell'Hoggar Centrale in Algeria (Acef et al.,

2003) e nella Regione del Taureg Shield al confine tra Algeria, Mali e Niger (Lancelot et al., 1983; Liegeois et al., 1984, 1987, 1994; Azzouni-Sekkal et al., 2003).

Nella maggior parte dei casi tali granitoidi ad alto K_2O mostrano evidenze (età ereditate nelle porzioni nucleari dei cristalli di zircone e/o intercette superiori delle discordie U-Pb) che confermano, in tutta l'Africa Magrebina e Sahariana, la presenza di un basamento Archeano e Paleoproterozoico (2.6-2 Ga) parzialmente rielaborato dall'orogenesi Pan-africana (e.g. Muller et al., 1995; Liégeois et al., 1996; Walsh et al., 2002; Acef et al., 2003; Barbey et al., 2004; Gasquet et al., 2004) come testimoniato, ad esempio, dall'età Paleoproterozoica ottenuta come intercetta superiore (2609 ± 200 Ma) in graniti calc-alcinali Pan-africani del Mali, datati a 566 ± 8 Ma (Lancelot et al., 1983). Gli Autori concordano nell'affermare che tali magmatiti si sono messe in posto durante le fasi finali dell'Orogenesi Pan-africana e che parte del materiale sorgente era rappresentato da rocce del basamento costituente il West African Craton (e.g. Gasquet et al., 2004) (Fig.8.2).

Calabria

I protoliti degli gneiss occhiadini della Calabria sono il prodotto di un magmatismo peralluminoso e calc-alcinalo ad alto K_2O , generalmente associato alle fasi post-collisionali in regimi transizionali da compressivi a tensionali.

Anche negli gneiss occhiadini della Calabria sono state rinvenute testimonianze di antiche componenti ereditate nel materiale sorgente: età *Archeane e Paleoproterozoiche* nelle porzioni nucleari dei cristalli di zircone (e.g. 2216 ± 56 e 2404 ± 92 Ma, dati U-Pb concordanti su core ereditati), confermate dalle intercette superiori delle discordie calcolate per i campioni GO6, GO35, GO100 e ADR5 (1809 ± 260 , 2526 ± 26 , 3166 ± 7 , 2460 ± 28 Ma) ed età *Neo-Proterozoiche* (e.g. 621 ± 5 , 611 ± 11 , 617 ± 17 , 623 ± 18 Ma) su core e rim magmatici.

I metasedimenti entro i quali i protoliti degli gneiss occhiadini si sono intrusi forniscono analoghe indicazioni attraverso le intercette superiori delle discordie U-Pb: 2300-2000 Ma in metasedimenti di crosta profonda delle Serre centrali e 2500 Ma e 1900 Ma in metasedimenti di crosta superiore nelle Serre meridionali (Schenk e Todt, 1989; Schenk, 1990).

Alla luce di quanto è stato illustrato appaiono evidenti numerose analogie tra i protoliti degli gneiss occhiadini ed i prodotti magmatici calc-alcinali ad alto K_2O presenti nei settori delle variscidi europee visti precedentemente ed in Africa nord-occidentale (Anti-Atlante

in Marocco, Regione dell’Hoggar Centrale in Algeria e Regione del Taureg Shield al confine tra Algeria, Mali e Niger).

Gli elementi in comune sono: *l’età di messa in posto delle magmatiti*, al limite tra Proterozoico e Paleozoico, *l’affinità geochimica* (magmatismo peralluminoso e calc-alcaino ad alto K₂O) e *le età Archeane, Paleoproterozoiche e Neo-Proterozoiche* come antiche componenti ereditate nel materiale sorgente delle magmatiti. Si può analogamente dedurre che l’ambiente geodinamico in cui tale magmatismo si è manifestato sia stato in un contesto post-collisionale.

Meno immediato risulta, invece, risalire all’*ambientazione paleogeografica* che caratterizzò la messa in posto delle magmatiti acide tardo-proterozoico-cambriane della Calabria. Per far ciò risulta necessario approfondire lo scenario in cui si inseriva il “terrane” Calabro-Peloritano a quel tempo.

8.2 - La microplacca di Alboran al limite Proterozoico-Paleozoico: contributi dal “terrane” Calabro-Peloritano

Nel corso della storia della Terra, l’assetto delle placche litosferiche è stato più volte modificato, portando circa ogni 500 Ma, alla formazione di diversi supercontinenti.

Il tardo Proterozoico fu caratterizzato dalla presenza del supercontinente *Rodinia*, generatosi dalla collisione delle placche Nord-America, Siberia, Baltica, Groenlandia, sud-America e Africa occidentale, Antarctica e di parte dell’Australia e dell’India, attraverso l’Orogenesi Grenvilliana (1200-900 Ma; Mallard et al., 1997) (Fig.8.3A).

A questa importante fase collisionale seguì una fase di *rifting* (800-700 Ma) che portò alla frammentazione di *Rodinia* in tre grandi masse continentali: *Laurasia* (Nord America, Groenlandia, Baltica e Siberia), *East Gondwana* (cratone del Kalahari in Africa meridionale, India orientale, gran parte dell’Australia e est-Antarctica) e *West Gondwana* (Sud America e Africa occidentale) (Fig.8.3B).

Succesivi eventi collisionali noti come *Pan-africano* in Africa, *Brasiliano* in Sud-America e *Ross* in Antartica (Mallard et al., 1997), realizzatisi in un periodo tra 700 e 500 Ma fa, portarono alla formazione del supercontinente *Gondwana*, per collisione tra l’*East Gondwana* ed il *West Gondwana* (Fig.8.3C).

Alla fine del Paleozoico *Gondwana* collise con *Laurasia* portando alla formazione di un unico grande supercontinente chiamato *Pangea* (Fig.8.3D).

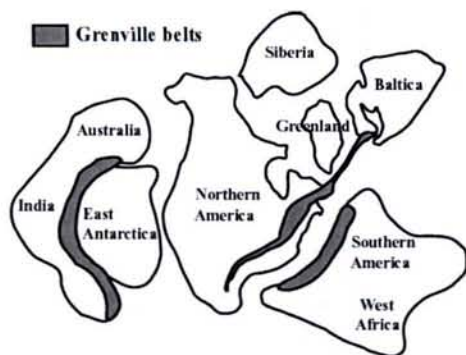


Fig. 8.3A - Formazione del supercontinente Rodinia durante l'orogenesi Grenvilliana (1200-900 Ma)
(Formation of Rodinia during the Grenville orogeny; Mallard & Rogers, 1997, modif.)

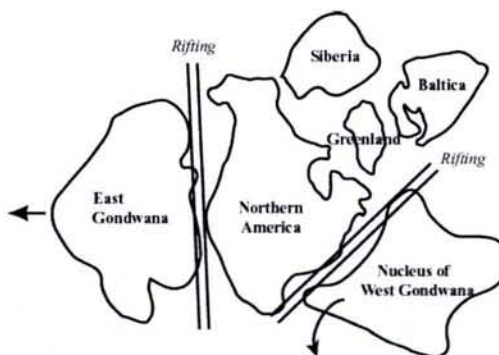


Fig. 8.3B - Rifting di Rodinia (800-700 Ma)
(Rifting of Rodinia, Mallard & Rogers, 1997, modif.)

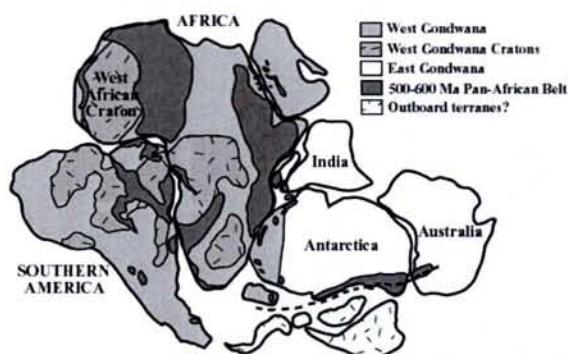


Fig. 8.3C - Ricostruzione del supercontinente Gondwana
(Gondwana supercontinent reconstruction; Grunow et al., 1996, modif.)

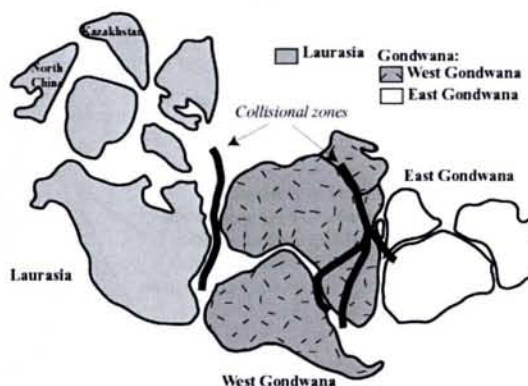


Fig. 8.3D - Riorganizzazione di Rodinia nel supercontinente Pangea (700-500 Ma)
(Reorganization of Rodinia to Pangea; Mallard et al., 1997, modif.)

I *domini gondwanani* (sud-America, Africa, parte dell'India, di Antarctica e dell'Australia) sono caratterizzati da età Liberiane (2700 Ma), Eburniane (2300-2000) e Pan-africane (700-550), mentre molto rare sono le età Grenvilliane (1200-900 Ma).

I *domini grenvilliani* (Nord-America, Siberia, Baltica, Antarctica e parte dell'Australia), invece, registrano frequenti età intorno a 1000 Ma, mentre sono rarissime quelle Pan-Africane e Proterozoiche (>2000 Ma).

Qualora in settori crostali del Nord-America e dell'Europa (che costituivano una porzione consistente dei domini grenvilliani) si rinvenivano età Pan-africane e Proterozoiche, allora questi sono da considerare "terrane" esotici provenienti dal Gondwana (Mallard et al., 1997).

Recenti lavori hanno proposto ricostruzioni paleogeografiche basate su criteri sedimentologici, paleontologici e paleomagnetici (e.g. Mallard et al., 1997; Stampfli 2002; von Raumer et al., 2002, 2003) atte a ricostruire, per i terreni esotici attualmente esposti in Nord America e in Europa, la loro posizione originaria all'interno del Gondwana.

Questi terreni esotici vengono distinti in Avaloniani in Nord America e Cadomiani in Europa (Mallard et al., 1997; Murphy et al., 2001) (Fig.8.4).

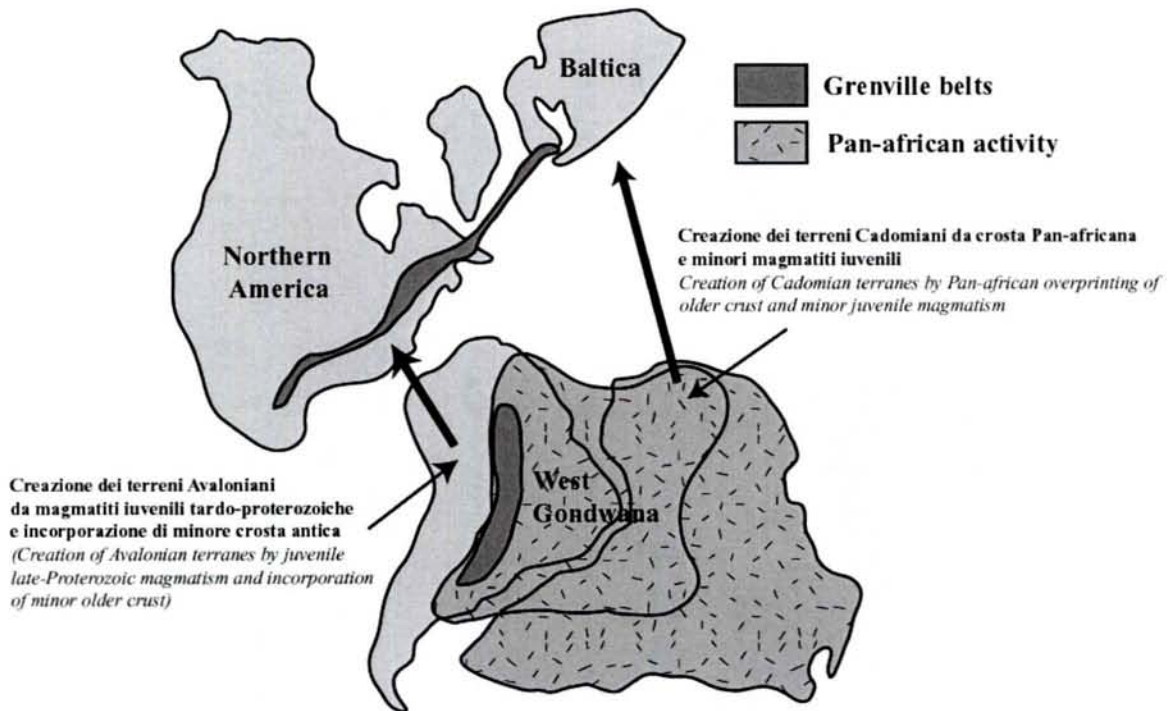


Fig. 8.4 - Modello delle zone sorgenti dei terreni Avaloniani e Cadomiani
(i movimenti dalle aree sorgenti verso i siti di accrezione è mostrato dalle frecce più spesse)
(Model of source location for Avalonian and Cadomian terranes; movement from source area to accretionary locations is shown by large arrows) (Mallard et al., 1997, modif.)

I terreni avaloniani del Nord America (Newfoundland, Nova Scozia, New Brunswick, New England, Cape Breton Island, Carolina terrane, Georgia e Florida) mostrano età prevalenti tra 800 e 500 Ma con frequenti eredità grenvilliane (circa 1000 Ma) e scarse eredità più antiche. I terreni cadomiani europei (Isole Britanniche, Massiccio Armorico, Massiccio Centrale Francese, Boemo e Iberico, Massiccio di Bradant in Belgio e numerose porzioni di basamento incorporati negli Orogeni Varisco ed Alpino), invece, sono caratterizzati dall'abbondanza di età Pan-africane (600-500 Ma) e di eredità Archeane e Proterozoiche, mentre sono molto rare quelle grenvilliane. Inoltre nei terreni cadomiani si rinvencono importanti suite plutoniche calc-alcaline post-collisionali ad alto K_2O di età Pan-africana (Mallard et al., 1997).

Per quanto riguarda in particolare lo studio dei terreni esotici presenti in Europa, una delle principali innovazioni introdotte nei modelli evolutivi del Gondwana è stato il concetto di "Hun-terrane" (o "Hun-superterrane", Stampfli et al., 1996), con il quale viene indicata l'aggregazione dei terreni avaloniani, cadomiani e intra-alpini (chiamati nel complesso "peri-Gondwana terranes") che fino all'Ordoviciano inferiore erano parte integrante del margine settentrionale del Gondwana (Stampfli et al., 1996; von Raumer et al., 2002, 2003) (Fig.8.5A-B).

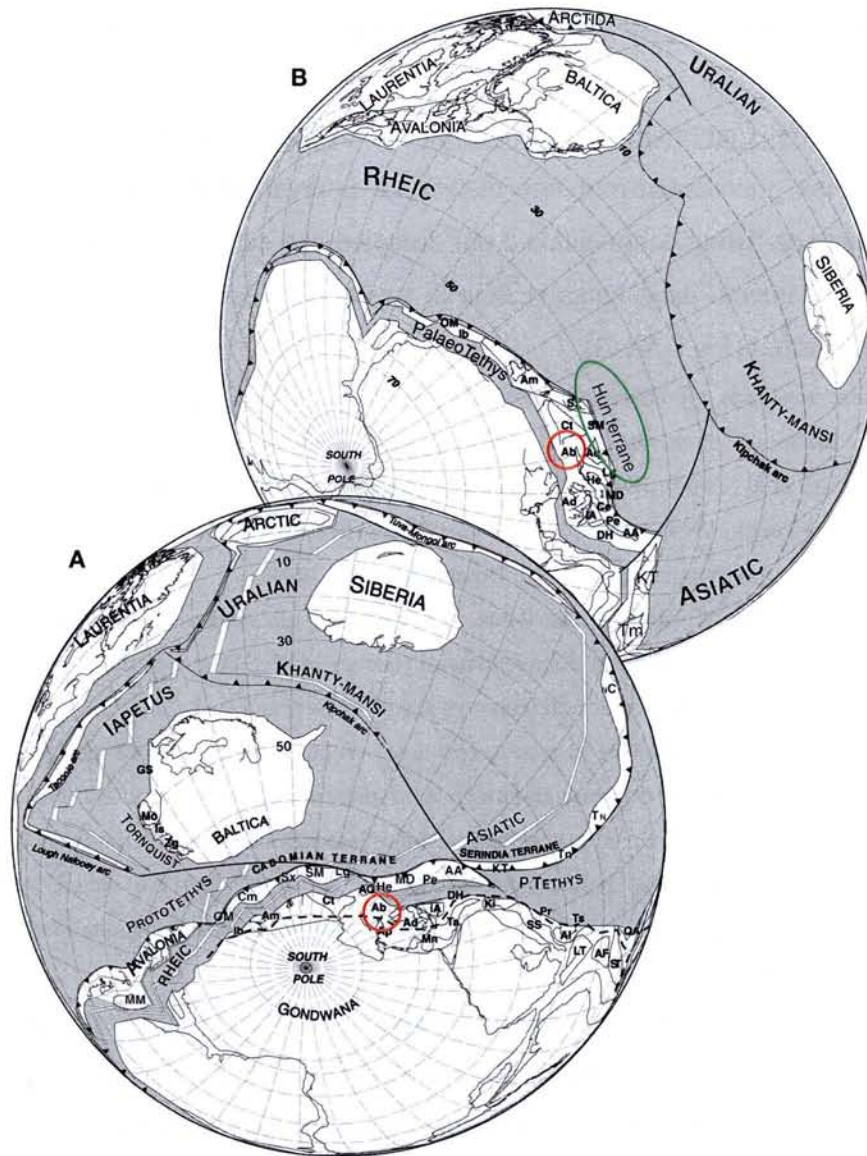


Fig.8.5 - Ricostruzione paleogeografica della posizione dei “peri-Gondwana terranes” nell’Ordoviciano inferiore (490 Ma) (Fig.8.5A) e nel Siluriano (420 Ma) (Fig.8.5B) (von Raumer et al., 2002, modif.)

Fig.8.5A– Paleogeographic reconstruction of the “peri-Gondwana terranes” during the Early Ordovician (490 Ma) (Fig.8.5A) and the Silurian (420 Ma) (Fig.8.5B)

Ricostruire gli eventi che hanno caratterizzato l’evoluzione del margine settentrionale del Gondwana al limite Proterozoico-Paleozoico presenta grandi difficoltà, in quanto in questo settore si sono succeduti in un lasso di tempo abbastanza ristretto (tardo-Proterozoico-Ordoviciano Inferiore) differenti regimi tettonici, passando da un contesto compressivo (subduzione di crosta oceanica, formazione di bacini di retro arco e collisione continentale) ad uno distensivo (rifting continentale e poi oceanico) (von Raumer, 2002, 2003).

Il tardo-Proterozoico-Cambriano fu caratterizzato dalle fasi post-collisionali Pan-africane, durante le quali si misero in posto i grossi volumi di magmatiti calc-alcaline ad alto K_2O .

Al limite tra Cambriano e Ordoviciano si sviluppò nel margine settentrionale del Gondwana una prevalentemente fase distensiva, intervallata da brevi episodi compressivi, accompagnata da rifting continentale e poi oceanico che dette vita all'oceano Reico, il quale generò lo scollamento della lunga striscia di terreni del *Hun-terrane* (Stampfli et al., 1996, von Raumer, 2002) (Fig.8.5A-B).

A tale fase risalgono gli abbondanti prodotti intrusivi ed effusivi, spesso a carattere bimodale, di età Ordoviciano, diffusi in numerosi settori delle variscidi europee in *Spagna* (e.g. Abati et al., 1999; Valverde-Vaquero et al., 2000), *Pirenei francesi* (e.g. Barbey et al., 2001; Deloule et al., 2002), *Alpi* (Guillot et al., 2002; Colombo et al., 1994), *Massiccio Boemo* (Glodny et al., 1998), *Bacino Saxothuringiano* (Schatz et al., 2002) e *Sardegna* (e.g. Giacomini et al., 2003; Bomparola et al., 2004).

Agli episodi distensivi vengono attribuiti, ad esempio, gli ortogneiss granitici diffusi in Spagna (Valverde-Vaquero et al., 2000) e nei Pirenei francesi (Barbey et al., 2001; Deloule et al., 2002) ed i prodotti alcalini e sub-alcalini delle Alpi occidentali (Bussy et al., 1996; Bertrand et al., 2000).

Ad episodi compressivi (ambiente di arco e retro arco) vengono invece riferiti i metagranitoidi affioranti in Galizia (Abati et al., 1999), gli ortogneiss granitici e le metabasiti della Sardegna settentrionale (Giacomini et al., 2003; Bomparola et al., 2004), alcuni porfiroidi dei Monti Peloritani, in Sicilia (Trombetta et al., 2004), alcune magmatiti in Polonia ed in Repubblica Ceca (Kroner et al., 1995, 2001) e alcuni prodotti debolmente peralluminosi e subalcalini di arco maturo e prodotti peralluminosi sin-post collisionali nelle Alpi meridionali (Colombo et al., 1994).

Nell'Ordoviciano Avalonia, che costituiva la parte occidentale del *Hun-terrane* (Fig.8.5A-B), migrava verso nord-ovest e collideva con Laurentia, mentre i terreni cadomiani (parte orientale del *Hun-terrane*) tornavano a giustapporsi al Gondwana con distruzione di crosta oceanica, durante una ancora non molto ben definita orogenesi ordoviciano (von Raumer et al., 2002).

Tali terreni subirono ancora una fase di rifting oceanico che portò alla formazione della Paleotetide (Stampfli et al., 2002) (Fig.8.5B), mentre durante il Carbonifero Gondwana migrava poi verso nord per riunirsi definitivamente alla Laurussia (Europa e buona parte dell'Asia).

E' proprio la complessità della storia e dell'evoluzione dei Peri-Gondwana terranes al margine settentrionale del Gondwana a giustificare la presenza di una grande varietà di prodotti magmatici (intrusivi ed effusivi da peralluminosi a calc-alcalinici a per-alcalinici) che si rinvennero negli orogeni varisici europei: relitti di crosta oceanica del tardo pre-Cambriano, prodotti risalenti ad archi vulcanici cambriani, plagiograniti e graniti alcalinici cambriani,

graniti calc-alcinali cambro-ordoviciani, eclogiti dell’Ordoviciano superiore, granitoidi dell’Ordoviciano medio e vulcaniti acide del tardo Ordoviciano, eclogiti del Siluriano (von Raumer, 2002; Stampfli et al., 2002) (Fig.8.6).

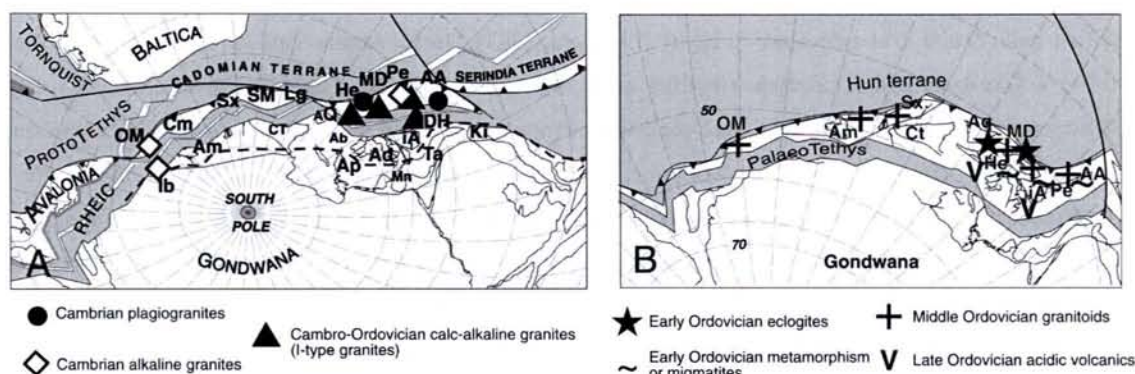


Fig. 8.6 - Distribuzione dei granitoidi del Paleozoico inferiore lungo il margine peri -Gondwana (per la nomenclatura, vedere Fig. 8.1); proiezione nell’Ordoviciano inferiore (490 Ma) (A) e nel Siluriano (420 Ma) (B) (von Raumer et al., 2002, modif.)

Fig.8.6 – Distribution of Early Paleozoic granitoids at the peri-Gondwanan margin (nomenclature: see Fig.8.1); Early Ordovician (A) and Silurian projections (B).

Da sottolineare, inoltre, che i tentativi di ricostruire la paleogeografia pre-Cambriana dell’Europa risultano particolarmente difficoltosi, viste le complesse riorganizzazioni realizzatesi con le successive orogenesi varisica e alpina.

Ma qual era la collocazione della Calabria all’interno di questo complesso scenario?

Molti Autori ritengono che il “terrane” Calabro-Peloritano sia stato uno dei componenti della microplacca di *Alboran* (e.g. Andrieux et al., 1971), un microcontinente i cui frammenti oggi si rinvencono all’interno della Catena Alpina dell’Europa meridionale e del nord-Africa (Sardegna, Zona Betica, Magrebidi africane) (Andrieux et al., 1971; Boullin et al, 1986; Chalouan et al., 2004; von Raumer 2002, 2003) (Fig.8.1).

Dalle più recenti ricostruzioni paleogeografiche sembrerebbe che, nel Cambriano Inferiore (550-530 Ma), la microplacca di Alboran si trovava in un contesto di peri-gondwana terranes sul bordo settentrionale del Gondwana (von Raumer 2002, 2003; Stampfli et al., 2002) (Fig.8.5A-B) in posizione centrale all’interno dell’Hun-superterrane. Il contesto sarebbe stato post-collisionale (Pan-africano), ed in tale contesto si sarebbero messi in posto i protoliti degli gneiss occhiadini, quelli degli gneiss leucocratici minuti e probabilmente anche le masse gabbriche delle Serre settentrionali datate da Schenk (1980) a 553 ± 27 Ma.

L'assunzione che il magmatismo dei protoliti degli gneiss occhiadini sia riconducibile alle fasi finali dell'Orogenesi Pan-africana trova ulteriori conferme nella presenza di magmatiti simili e coeve a quelle della Calabria diffuse in molte altre località nel mondo, all'interno di settori crostali che tra 750 e 520 Ma facevano parte del Supercontinente Gondwana.

Testimonianze di importanti eventi magmatici al limite Proterozoico-Paleozoico sono infatti ampiamente diffuse nello *Scudo Arabo-Nubiano* in Egitto (El-Sayed, 2003), Sudan, Arabia Saudita (e.g. Stern et al, 1987, 1994) e Giordania sud-occidentale (Ibrahim et al., 1995), nel sud dell'*India* (Braun et al., 2004) e del *Madagascar* (De Wit et al., 2001), tutte regioni un tempo appartenenti al *marginale orientale del Gondwana* (e.g. El-Sayed, 2003). Anche in *sud-America*, nella Catena Neoproterozoica Brasiliana (l'equivalente in America meridionale della catena Pan-africana; Mallard et al., 1997; Pla Cid et al., 2000), si ritrovano grandi volumi di graniti post-orogenici ad alto K₂O (Pimentel et al., 1996, 1999 e bibl. cit.; Janasi et al., 2001 e bibl. cit.) messi in posto al *marginale occidentale del Gondwana* (Pimentel et al., 1999). Stessa tipologia di magmatismo è registrata in Argentina (Lork et al., 1989; Sollner et al., 1998), Cile (Sollner et al., 2000) ed in Antartide (Loske et al., 1998), considerate afferenti al *marginale sud-occidentale del Gondwana*.

A tale scenario avrebbe fatto seguito a partire dall'Ordoviciano inferiore un importante evento distensivo, caratterizzato da assottigliamento crostale, accompagnato da rifting continentale e poi oceanico. Anche in Calabria, infatti, si rinvencono prodotti prevalentemente effusivi di età Ordoviciano rappresentati da basalti tholeiitici ed alcalini presenti all'interno delle sequenze paleozoiche di Bocchigliero (Sila) e di Stilo (Serre) (Acquafredda et al., 1989; Acquafredda et al., 1987).

Ciò suggerirebbe il diacronismo dell'attività magmatica Neoproterozoico-Cambriana: settori più interni (?) caratterizzati da un magmatismo post-collisionale più vecchio (~540 Ma; e.g. Calabria, Magrebidi, Massiccio Iberico) e settori più esterni (?) coinvolti in una attività magmatica Ordoviciano (~470 Ma; e.g. Sardegna, Pirenei) esplicitasi prevalentemente in ambiente distensivo e subordinatamente in ambiente compressivo.

Capitolo 9

CONCLUSIONI

Questo lavoro di tesi ha avuto lo scopo di fornire un contributo scientifico sul tema controverso relativo all'età degli gneiss occhiadini (e delle rocce a questi associati) affioranti in diversi settori della Calabria.

Il lavoro di ricerca si è articolato attraverso un approccio petrografico, geochemico, geocronologico e geochemico-isotopico.

Lo *studio di terreno* ha permesso di chiarire i rapporti tra gli gneiss occhiadini e le rocce a questi associate (metasedimenti, gneiss leucocratici minuti, granitoidi tardo-ercinici) e di evidenziare le analogie e le differenze tra gli gneiss occhiadini affioranti all'interno di tre diverse unità strutturali in quattro differenti massicci della Calabria (Unità di Castagna in Catena Costiera e Sila, Unità della Sila in Serre ed Unità Aspromonte in Aspromonte). L'analisi di terreno ha anche messo in luce l'associazione tra gneiss occhiadini e gneiss leucocratici minuti in Catena Costiera, Sila ed Aspromonte, ponendo il problema di chiarire i rapporti esistenti tra queste due famiglie di ortoderivati.

Lo *studio petrografico* ha permesso di evidenziare i caratteri mineralogici, tessiturali e deformativi degli gneiss occhiadini appartenenti alle tre diverse unità. In particolare, è stato evidenziato come gli gneiss occhiadini ($Mc + Qtz + Pl + Bt \pm Ms \pm Act \pm Ep \pm Grt \pm Sil$) e le rocce metasedimentarie a cui sono associati (metasedimenti, gneiss leucocratici minuti, granitoidi tardo-ercinici) appartenengono ad unità strutturali con metamorfismo fondamentale ercinico, di grado diverso: *in facies scisti verdi-anfibolitica nell'Unità di Castagna (Catena Costiera e Sila), in facies anfibolitica nell'Unità Aspromonte (Aspromonte) e un metamorfismo in facies anfibolitico-granulitica nelle Serre.*

L'analisi petrografica degli gneiss leucocratici minuti ha consentito di avanzare l'ipotesi che i loro protoliti siano stati rocce filoniane di tipo aplitico-pegmatitico e/o porfiriche. Il tipo di metamorfismo e la deformazione degli gneiss leucocratici minuti sono risultati perfettamente analoghi a quelle degli gneiss occhiadini a cui sono associati.

Lo *studio geochemico* ha permesso di caratterizzare il magmatismo dei protoliti degli gneiss occhiadini. Questo è risultato acido, a carattere granitico-granodioritico,

peralluminoso e calc-alcaino ad alto K_2O , riconducibile alle fasi post-collisionali in regimi transizionali da compressivi a tensionali.

Lo stesso studio é stato effettuato sugli gneiss leucocratici minuti, che sono peralluminosi e calc-alcaini e sono stati distinti in due gruppi sulla base del contenuto di alcuni elementi in traccia, in particolare il Nb: glm1 (Nb>19ppm) e glm2 (Nb<16ppm). Dal confronto tra le composizioni degli gneiss occhiadini e quelle degli gneiss leucocratici minuti é risultata una maggiore affinità geochimica con il gruppo glm2, per cui si ritiene che questi rappresentino dei differenziati dei protoliti degli gneiss occhiadini. I glm1, invece, deriverebbero da magmatiti aventi una sorgente di tipo diverso e caratterizzate da condizioni genetiche differenti.

Lo *studio geocronologico* (datazioni puntuali U-Pb su zircone effettuate con una microsonda ionica) associato all'impiego di tecniche di immagine in BSE e CL, condotto su cinque campioni provenienti dalle tre unità studiate, ha permesso di fissare a **539±4 Ma** l'età di messa in posto dei protoliti magmatici.

Importanti indicazioni si sono avute anche dall'individuazione di analoghi *cluster* di età in tutti i campioni: i) età ereditate Archeane, Paleoproterozoiche (e.g. 2216 ± 56 e 2404 ± 92 Ma) e Neoproterozoiche (e.g. 621±5, 614±10 e 623±18 Ma) determinate su core ereditati da una crosta antica ed ii) età Ordoviciane (e.g. 464 ± 4, 494 ± 14, 446 ± 13 Ma) imputabili, probabilmente, a parziale *resetting* del sistema U-Pb dovuto all'evento metamorfico ercinico.

Lo *studio geochimico-isotopico* Rb-Sr e Sm-Nd, condotto su sei campioni (provenienti dalle tre diverse unità) ha permesso di trarre informazioni sulla natura del materiale sorgente dei magmi protoliti. Se da un lato l'assenza di inclusi mafici microgranulari negli gneiss occhiadini, la loro composizione chimica acida e peralluminosa ed i valori del rapporto $^{87}Sr/^{86}Sr_{(539\text{ Ma})}$ (0,7093-0,7140) evidenziano una importante impronta crostale nel materiale sorgente, dall'altro, i valori di $\epsilon_{Nd(539\text{ Ma})}$ (da -3.13 a -4.66) non particolarmente bassi, i grandi volumi di tali granitoidi calc-alcaini e l'omogeneità composizionale indicano un contributo mantellico nella loro genesi.

E' stato quindi ipotizzato un processo di omogeneizzazione di magmi ibridi realizzati alla transizione crosta-mantello o in crosta inferiore secondo il modello MASH (Hildreth and Moorbath, 1988), senza importanti modificazioni durante la risalita e la messa in posto.

L'insieme dei dati petrografici, geochimici, geocronologici e geochimico-isotopici raccolti ha permesso di caratterizzare in toto gli gneiss occhiadini ed i loro protoliti magmatici, evidenziando una grande omogeneità a livello regionale.

In particolare, l'omogeneità dei dati geocronologici riveste una straordinaria rilevanza in quanto dimostra che rocce appartenenti a diverse unità tettoniche caratterizzate da metamorfismo differente, costituenti vari massicci montuosi della catena calabrese, sono state espressione di un unico diffuso evento magmatico realizzatosi al limite tra Proterozoico e Paleozoico.

Infine, il confronto tra i caratteri complessivi degli gneiss occhiadini e quelli relativi ad alcuni prodotti magmatici simili e coevi, diffusi nelle catene varisiche europee ed in Africa nord-occidentale, ha permesso di trarre informazioni sull'*ambientazione geodinamica* di messa in posto dei protoliti degli gneiss occhiadini calabresi e ottenere *indicazioni di tipo paleogeografico*. Da tale confronto sono emersi numerosi elementi comuni tra i protoliti degli gneiss occhiadini ed i prodotti magmatici calc-alcalinici ad alto K₂O di quelle aree. *L'età di messa in posto delle magmatiti* (al limite tra Proterozoico e Paleozoico), *l'affinità geochimica* (magmatismo calc-alcalinico ad alto K₂O), *le età Archeane, Paleoproterozoiche e Neo-Proterozoiche* rinvenute come *antiche componenti ereditate* nel materiale sorgente hanno permesso di ascrivere il magmatismo acido tardo-Proterozoico-Cambriano della Calabria alle *fasi post-collisionali dell'Orogenesi Pan-africana*.

Tale conclusione fornisce un importante contributo alla ricostruzione della posizione del "terreno" Calabro-Peloritano all'interno del complesso assetto delle placche litosferiche al passaggio tra Proterozoico e Paleozoico.

La Calabria costituiva parte della microplacca *Alboran*, un "terreno esotico" che al passaggio tra il tardo Proterozoico ed il Cambriano era parte integrante del *bordo settentrionale del supercontinente Gondwana*.

BIBLIOGRAFIA

- Abati J., Dunning, G.R., Arenas, R., Diaz Garcia, F., Gonzales Cuadra, P., Martinez Catalan, J.R., Andonaegui, P. (1999) – *Early Ordovician orogenic event in Galicia (NW Spain): evidence from U-Pb ages in the uppermost unit of the Ordenes Complex*. Earth and Planetary Science Letters, 165, 213-228.
- Acquafredda P., Laviano R., Di Lecce V. (1985) - *Manuale teorico pratico su "Analisi chimiche per Fluorescenza RX ed elaborazione al calcolatore dei dati per la correzione degli effetti di matrice"*. Relazione interna, Dipartimento Geomineralogico, Università degli Studi di Bari (Bari), pp 38.
- Acquafredda, P., Lorenzoni, S., Minzoni, N., Zanettin Lorenzoni, E. (1987) – *The paleozoic sequenze in the Stilo-Bivongi area (Central Calabria)*. Memorie Sc. Geol. in Padova. Vol. 39, 117-127.
- Acquafredda, P., Lorenzoni, S., Zanettin Lorenzoni, E. (1989) – *The paleozoic sequence of the Bocchigliero unit in north-eastern Sila, Calabria (Southern Italy)*. In Rend Soc Geol It, Vol..12, facs.2, 107-109.
- Acef, K., Liégeois, J.-P., Ouabadi, A., Latouche, L. (2003) – *The Anfeg post-collisional Pan-African high-K calc-alkaline batholith (Central Hoggar, Algeria), result of the LATEA microcontinent metacratonisation*. Journal of African Earth Sciences, 37, 295-311.
- Afchain, C. (1970) – *Présence de Tentaculitidae démontrant l'age dévonien des niveaux calcaires intercalés dans les phillades du substratum du chaînon calcaire de Stilo-Pazzano (Calabre meridionale, Italie)*. C.R.S. Soc. Geol. France, 5, 150-151.
- Alvarez, W. (1976) – *A former continuation of the Alps*. – Bull. Soc. Am. 87: 891-896.
- Amodio Morelli, L., Bonardi, G., Colonna, V., Dietrich, D., Giunta, G., Ippolito, F., Liguori, V., Lorenzoni, S., Paglionico, A., Perrone, V., Piccarreta, 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.
- Andrieux, J., Fontbote, J.M., Mattauer, M (1971) – *Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar*. Earth and Planet. Sc. Lett., 12, 191-198.
- Atzori, P., Ghisetti, F., Pezzino, A., Vezzani, L. (1983) – *Carta geologica del bordo occidentale dell'Aspromonte*.
- Azzouni-Sekkal, A., Liégeois, J.-P., Bechiri-Benmerzoug, F., Belaidi-Zinet, S., Bonin, B. (2003) – *The "Taourirt" magmatic province, a marker of the closing stage of the*

- Pan-African orogeny in the Tuareg Shield: review of available data and Sr-Nd isotope evidence.* Journal of African Earth Sciences, 37, 331-350.
- Barbarin, B. (1983) – *Les granites carbonifères du Forez Septentrional (Massif Central Français). Typologie et relations entre les différents massifs.* Thesis, Univ. Clermont Ferrand II, p. 177.
 - Barbarin, B. (1998) – *A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments.* Lithos, 46, 605-626.
 - Barbey, P., Cheilletz, A., Laumonier, B. (2001) – *The Canigou orthogneisses (Eastern Pyrenees, France, Spain): an Early Ordovician rapakivi granite laccolith and its contact aureole.* C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences 0, 1-8.
 - Barbey, P., Burg, J.-P., Oberli, F., Nachit, H., Pons, J., Meier, M. (2004) – *The Paleoproterozoic in western Anti-Atlas (Morocco): a clarification.* Journal of African Earth Sciences, in press.
 - Barth, M.G., McDonough, W.F., Rudnick, R.L. (2000) – *Tracking the bulge of Nb and Ta in the continental crust.* Chemical Geology, 165, 197-213.
 - Bertrand, J.-M., Guillot, F., Leterrier, J. (2001) – *Age Paleozoïque inférieur (U-Pb sur zircon) de métagranophyres de la nappe du Grand-Saint-Bernard (zona interna, vallée d'Aoste, Italie).* C.R. Acad. Sci. Paris, Earth and Planetary Sciences, 330, 473-478.
 - Black, R. & Liégeois, J.P. (1993) – *Cratons, mobil belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony.* J. Geol. Soc. London, 150, 89-98.
 - Bomparola, R., Giacomini, F., Ghezzi, C., Griffin, W. (2004) – *The migmatite-orthogneiss complex of northern Sardinia: pre-Variscan records from N-Gondwana margin.* Atti del Congresso 32° IGC (20-28 Agosto 2004, Firenze).
 - Bonardi, G., Cello, G., Perrone, V., Tortorici, L., Turco, E., Zuppetta, A. (1982) – *The evolution of the Northern sector of the Calabria-Peloritani Arc in a semiquantitative palynoplastic restoration.* Boll. Soc. Geol. It., 101, 259-274.
 - Bonardi, G., Compagnoni, R., Messina, A., Perrone, V. (1984) – *Riequilibrizioni metamorfiche di probabile età Alpina dell'Unità dell'Aspromonte – Arco Calabro – Peloritano.* Rend. Soc. It. Min. 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) - *Sovraimpronta metamorfica alpina dell'Unità dell'Aspromonte (settore meridionale dell'Arco Calabro-Peloritano)*. Boll. Soc. Geol. It.
- Bonardi, G., Cavazza, W., Perrone, V., Rossi, S. (2001) – *Calabria-Peloritani terrane and northern Ionian Sea*. In “Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins”, 287-306.
- Bonfiglio, L. (1966) – *Rilievi preliminari sulla tettonica del cristallino nella zona a NW di Catanzaro (triangolo Zagarise, Racise, Miglierina)*. Boll. Soc. Geol. It., 85, 91-102.
- Bonin, B. (1990) – *From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis*. Geol. J., W.S. Pitcher Spec. Issue, Vol.25, 261-270.
- Bonin, B., Azzouni-Sekkal, A., Bussy, F., Ferrag, S. (1998) - *Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings*. Lithos, 45, pag. 45 – 70.
- Borsi, S. & Dubois, R. (1968) – *Données géochronologiques sur l'histoire hercynienne et alpine de la Calabre centrale*. C. R. Ac. Sci., Paris, 266, sér. D., 72-75.
- Boullin, JP. (1986) – *Le “bassin maghrébin”: une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes*. Bull. Soc. géol. France, 8, t. II, n° 4, p. 547-558.
- Braun, I., Brocker, M. (2004) – *Monazite dating of granitic gneisses and leucogranites from the Kerala Khondalite Belt, southern India: implications for Late Proterozoic crustal evolution in East Gondwana*. Int J Earth Sci, 93, 13-22.
- Brown, G.C., Cassidy, J., Locke, C.A., Plant, J.A., Simpson, P.R. (1981) – *Caledonian plutonism in Britain. A summary*. J. Geophys. Res. 86, 10502-10514.
- Burton, A. N. (1971) – *Carta geologica della Calabria alla scala 1 : 25.000. Relazione generale*. Cassa per il Mezzogiorno, Servizio Bonifiche, Roma.
- Bussy, F., Derron, M.-H., Jacquod, J., Sartori, M., Thelin, P. (1996) – *The 500 Ma old Thyon metagranite: a new A-type granite occurrence in the western Penninic Alps (Wallis, Switzerland)*. Eur. J. Mineral., 8, 565-575.
- Caen-Vachette M. (1979) – *Age cambrien des rhyolites transformées en leptynites dans la série métamorphique du Pilat (Massif central français)*. C. R. Acad. Sci., Paris 289, D, 997-1000.
- Caggianelli, A., Del Moro, A., Paglionico, A., Piccarreta, G., Rottura, A. (1991) - *Lower crustal granite genesis connected with chemical fractionation in the continental crust of Calabria (Southern Italy)*. Eur. J. Miner., 3, 159-180.

- Chalouan, A. & Michard, A. (2004) – *The Alpine Rif Belt (Morocco) : A case of Mountain building subduction-subduction-transform fault triple junction*. Pure and Applied Geophysics, Vol. 161, 3, 489-519.
- Chen, F., Hegner, E., Todt, W (2000) – *Zircon ages and Nd isotopic and chemical compositions of orthogneisses from the Black Forest, Germany: evidence for a Cambrian magmatic arc*. Int Journ earth Sciences, 88, 791-802.
- Cherniak, D.J., Landford, W.A., Ryerson, F.J. (1991) – *Lead diffusion in apatite and zircon using ion implantation and Rutherford Backscattering techniques*. Cosmochim. Acta, 55, 1663-1673.
- Cherniak, D. J., Hanchar, J. M., Watson, E. B. (1997) – *Rare-earth diffusion in zircon*. Chemical Geology, 134, 289-301.
- Cherniak, D.J. & Watson, E.B. (2000) – *Pb diffusion in zircon*. Chemical Geology, 172, 5-24.
- Colombo, A., Siletto, G.B., Tunesi, A. (1994) – *Pre-Variscan magmatism in the central Southern Alps: the Monte Fioraro magmatic complex*. Schweiz Mineral. Petrol. Mitt., 74, 127-135.
- Colonna, V. & Zanettin Lorenzoni, E. (1970) – *Gli scisti cristallini della Sila Piccola. I rapporti tra i cosiddetti scisti bianchi e le filladi nella zona di Tiriolo*. Mem. Soc. Geol. It., 9, 135-156.
- Colonna, V. & Piccarreta, G. (1975a) – *Schema strutturale della Sila Piccola Meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., 94, 3-16.
- Colonna, V. & Piccarreta, G. (1975b) – *Metamorfismo di alta pressione/bassa temperatura nei micascisti di Zangarona-Ievoli- Monte Dondolo (Sila Piccola, Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., 94, 17-25.
- Colonna, V. & Piccarreta, G. (1976) – *Contributo alla conoscenza dell'Unità di Castagna in Sila Piccola: rapporti tra micascisti, paragneiss e gneiss occhiadini*. Boll. Soc. Geol. It., 95, 39-48.
- Colonna, V. & Compagnoni, R. (1982) – *Guida all'escursione sulle Unità cristalline della Catena Costiera (Calabria)*. Rendiconti Soc. It. Min. e Petrologia, 38 (3), 1141-1152.
- Connelly, J. N. (2000) – *Degree of preservation of igneous zonation in zircon as a signpost for concordancy in U/Pb geochronology*. Chemical geology, 172, 25-39.

- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O, Kinny, P. (2003) – *Atlas of zircon textures*. In “Zircon”: reviews in Mineralogy and Geochemistry, Hanchar, J.M. and Hoskin, P.W.O., Vol. 53, (p. 469-500).
- Cortese, E. (1895) – *Descrizione geologica della Calabria*. Mem. Soc. Geol.d'It., p. 9.
- Deloule, E. , Alexandrov, P. , Cheilletz, A. , Laumonier, B. and Barbey, P. (2002) - *In situ U/Pb zircon ages for Early Ordovician magmatism in the eastern Pyrenees, France: the Canigou orthogneisses*. Int J Earth Sci (Geol Rundsch), 91, 398-405.
- De Wit, M.J., Bowring, S., Ashwal, L.D., Randrianasolo, L.G., Morel, V.P.I., Rabeloson, R.A. (2001) – *Age and tectonic evolution of Neoproterozoic ductile shear zones in southwestern Madagascar, with implications for Gondwana studies*. Tectonics, 20, 1-45.
- Dorr, W., Fiala, J., Vejnar, Z., Zulauf, G. (1998) – *U-Pb zircon ages and structural development of metagranitoids of the Tepla crystalline complex: evidence for pervasive Cambrian plutonism within the Bohemian massif (Czech Republic)*. Geol Rundsch, 87, 137-149.
- Dubois, R. & Glangeaud, L. (1965) – *Grandes structures, microstructures et sens de chevauchements de matériel cristallin à l'extrémité méridionale du massif de la Sila (Calabre centrale, Italie)*. C. R. Somm. Soc. Géol. France, 7, 229-230.
- Dubois, R. (1966a) – *Les gneiss ocellés de la Sila méridionale (Calabre centrale, Italie)*. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 262, sér. D., 1188-1191.
- Dubois, R. (1966b) – *Présence d'horizon à quartz ryolitique au sein des gneiss ocellés de la Sila méridionale (Calabre centrale, Italie)*. C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., 7, 247-248.
- Ducrot, J., Lancelot, J.R., Reille, J.L. (1979) – *Datation en Montagne Noire d'un témoin d'une phase majeure d'amincissement crustal caractéristique de l'Europe prévarisque*. Bull. Soc. Geol. France, 7, 21, 501-505.
- El-Khanchaoui, T., Lahmam, M., El-Boukhari, A., El-Beraouz, H. (2001) - *Les granitoides néoprotérozoïques de Khzama, Anti-Atlas central, Maroc: marqueurs de l'évolution d'un magmatisme d'arc à un magmatisme alcaline*. Journal of African Earth Sciences, Vol. 32, n° 4, 655-676.
- El-Sayed, M. M. (2003) – *Neoproterozoic magmatism in NW Sinai, Egypt: magma source and evolution of collision-related intracrustal anatectic leucogranite*. Int J Earth Sci, 92, 145-164.

- Ennih, N. & Liégeois, J-P. (2001) – *The Moroccan Anti-Atlas: the West African craton passive margin with limited Pan-African activity. Implications for the northern limit of the craton*. Precambrian Research, 112, 289-302.
- Faure, M. (1980) – *Microtectonique et charriage Est-Ouest des nappes alpines profondes de Sila (Calabre, Italie méridionale)*. Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys., Paris, 22, (2), 135-146.
- Faure, G. (1977) – *Principles of isotope geology*. John Wiley & Sons, Second edition.
- Festa, V., Messina, A., Paglionico, A., Piccarreta, G., Rottura, A. (2004) - *Pre-Triassic history recorded in the Calabria-Peloritani segment of the Alpine chain, southern Italy. An overview*. Per. Mineral., 73, 57-71 - SPECIAL ISSUE 2: A showcase of the Italian research in metamorphic petrology.
- Finch, R.J. & Hanchar, J.M. (2003) – *Structure and chemistry of zircon and zircon-group minerals*. In “Zircon”: reviews in Mineralogy and Geochemistry, Hanchar, J.M. and Hoskin, P.W.O., Vol. 53, (p. 1-25).
- Fornelli, A., Piccarreta, G., Del Moro, A., Acquafredda, P. (2002) - *Multistage melting in the lower crust of the Serre (Southern Italy)*. J of Petrology, 43, n°12, 2191-2217.
- Fornelli A., Piccarreta G., Acquafredda P., Micheletti F., Paglionico A. (2004) – *Geochemical fractionation in migmatitic rocks from Serre Granulitic terrane (Calabria, southern Italy)*. In Special issue 2: A showcase of the Italian research in metamorphic petrology, Per. Mineral., 73, 145-157.
- Franzini, M., Leoni, L. & Saitta, M. (1972) - *A simple method to evaluate the matrix in X-ray fluorescence analysis*. X-ray Spectrometry, 1, 151-154.
- Franzini, M., Leoni, L. & Saitta, M. (1975) - *Revisione di una metodologia analitica per fluorescenza X, basata sulla correzione completa degli effetti di matrice*. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, 31, 365-378.
- Frost, R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J. and Frost, C.D. - (2001) – *A geochemical classification for granitic rocks*. J. of Petrology, 42, 11, 2033-2048.
- Gasquet, D., Chevremont, P., Baudin, T., Chalot-Prat, F., Guerrot, C., Cocherie, A., Roger, J., Hassenfolder, B., Cheilletz, A. (2004) – *Polycyclic magmatism in the Tagragra d’Akka and Kerdous-Tafeltast inliers (Western Anti-Atlas, Morocco)*. Journal of African Earth Sciences, in press.
- Gebauer, D & Grunefelder, M. (1979) – *U-Pb-Th dating of minerals*. In: E. Jager and J.C. Hunziker (Editors), Lectures in Isotope Geology. Springer, Berlin, 105-131.

- Giacomini, F., Bomparola, R.M., Ghezzi, C. (2003) – *Petrology and high-precision, in situ geochronology of the migmatite-eclogite terranes from Golfo Aranci (NE Sardinia): new important data to unravel the evolution of the southern Variscides*. In GEOITALIA, 4° Forum FIST, pag. 223-224.
- Glodny, J., Grauert, B., Fiala, J., Vejnar, Z., Krole, A. (1998) – *Metapegmatites in the western Bohemian massif: ages of crystallization and metamorphic overprint, as constrained by U-Pb zircon, monazite, garnet, columbite and Rb-Sr muscovite data*. Geol Rundsch, 87, 124-134.
- Graessner, T. & Schenk, V. (2001) – *An exposed Hercynian deep crustal section in the Sila Massif of northern Calabria: mineral chemistry, petrology and a P-T path of granulite-facies metapelitic migmatites and metabasites*. J of Petrology, 42, n° 5, 931-961.
- Grunow, A., Hanson, R., Wilson, T. (1996) – *Were aspects of Pan-African deformation linked to Iapetus opening?* Geology, 24, 12, 1063-1066.
- Guillot, F., Schaltegger, U., Bertrand, J.M., Deloule, E., Baudin, T. (2002) – *Zircon U-Pb geochronology of Ordovician magmatism in the polycyclic Rutor Massif (Internal W Alps)*. Int J Earth Sci, 91, 964-978.
- Guitard, G. (1970) – *Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss ocellés du massif du Canigou (Pyrénées orientales)*. Mem. BRGM 63, 317.
- Halliday, A.N. & Stephens, W.E. (1984) – *Crustal controls on the genesis of the 400 Ma old Cadomian granites*. Phys. Earth Planet. Int., 35, 89-104.
- Hanchar, J.M & Miller, C.F. (1993) – *Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: implications for interpretation of complex crustal histories*. Chemical Geology, 110, 1-13.
- Hanchar, J.M. & Rudnick, R.L. (1995) - *Revealing hidden structures: the application of cathodoluminescence and back-scattered electron imaging to dating zircons from lower crustal xenoliths*. Lithos, 36, 289 – 303.
- Hildreth, W. & Moorbath, S. (1988) – *Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile*. Contrib Mineral Petrol, 98, 455-489.
- Hoskin, P.W.O. & Schaltegger, U. (2003) – *The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis*. In “Zircon”: reviews in Mineralogy and Geochemistry, Hanchar, J.M. and Hoskin, P.W.O., Vol. 53, (p. 27-62).

- Ibrahim, K.M.. & McCourt, W.J. (1995) – *Neoproterozoic granitic magmatism and tectonic evolution of the northern Arabian Shield: evidence from southwest Jordan*. Journal of African Earth Sciences, Vol.20, n°2, 103-118.
- Innocent, C., Michard, A., Guerrot, C., Hamelin, B. (2003) – *Datation U-Pb sur zircons à 548 Ma de leptynites des Maures centrales. Signification géodynamique des complexes leptyno-amphibolitiques de l'Europe varisque*. Bull. Soc. géol. Fr., t. 174, n° 6, 585-594.
- Ireland, T.R. & Williams, I.S. (2003) – *Considerations in zircon geochronology by SIMS*. In "Zircon": reviews in Mineralogy and Geochemistry, Hanchar, J.M. and Hoskin, P.W.O., Vol. 53, (p. 215-242).
- Kinny, P.D., Williams, I.S., Froude, D.O., Ireland, T.R., Compston, W. (1988) – *Early Archean zircon ages from orthogneiss and anorthosites at Mount Narryer, Western Australia*. Precambrian Research, 38, 325-341.
- Klein, M., Stosch, H.- G., Seck, H.A., Shimizu, N. (1999) – *Experimental partitioning of high field strength and rare earth elements between clinopyroxene and garnet in andesitic to tonalitic systems*. Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 64, n°1, 99-115.
- Koscher, G. (1993) – *Origin and significance of the SEM cathodoluminescence from zircon*. J. Micros., 171, 223-232.
- Kroner, A., Willner, A.P., Hegner, E., Frischbutter, A., Hoffmann, J., Bergner, R. (1995) – *Latest Precambrian (Cadomian) zircon ages, Nd isotopic systematics and P-T evolution of granitoid orthogneisses of the Erzgebirge, Saxony and Czech Republic*. Geol Rundsch, 84, 437-456.
- Kroner, A., Jaekel, P., Hegner, E., Opletal, M. (2001) – *Single zircon ages and whole-rock Nd isotopic systematics of early Paleozoic granitoid gneisses from the Czech and Polish Sudetes (Jizerské hory, Krkonose Mountains and Orlice-Sneznik Complex)*. Int J Earth Sciences , 90, 304 -324.
- Janasi, V.A., Laite, R.J., van Schmus, W.R. (2001) – *U-Pb chronostratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Grandes Batholith (west of Sao Paulo, Brazil) – implications for the evolution of the Ribeira Belt*. Journal of South America Sciences, 14, 363-376.
- Lameyre, J. (1988) – *Granite settings and tectonics*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., 43, 215-236.

- Lancelot, J.R., Boullier, A.M., Maluski, H., Ducrot, J. (1983) - *Deformation and related radiochronology in a late Pan-African mylonitic shear zone, Adrar des Iforas (Mali)*. Contr Mineral Petr , 82, 312-326.
- Lee, J.K.W., Williams, I.S. & Ellis D.J. (1997) – *Pb, U and Th diffusion in natural zircon*. Nature, 390, 159-161.
- Leoni, L. & Saitta, M. (1976) - *Determination of yttrium and niobium on standard silicate rocks by X-ray fluorescence analyses*. X-ray Spectrometry, 5, 29-30.
- Lescuyer, J. L. & Cocherie, A. (1992) – *Datazion sur monozircons des métadacites de Sériès: arguments pour un age protérozoïque terminal des “scistes X” de la Montagne Noir (Massif central français)*. C. R. Acad. Sci., Paris 314, II, 1071-1077.
- Liégeois, J.P., Bertrand, J.M., Black, R. (1987) – *The subduction and collisional-related Pan-African composite batholith of the Adras des Iforas (Mali): a review*. Geol. J., 22, 185-211.
- Liégeois, J.P., Berza, T., Tatu, M., Duchesne, J.C. (1996) – *The Neoproterozoic Pan-African basement from the Alpine Lower Danubian nappe system (South Carpathians, Romania)*. Precambrian Research, 80, 281-301.
- Long, P.E. (1984) – *Experimental determination of partition coefficient for Rb, Sr and Ba between alkali feldspar and silicate liquid*. Geochim. Cosmochim. Acta, 42, 833-846.
- Long, P.E. & Luth, W.C. (1986) – *Origin of K-feldspar megacrysts in granitic rocks: implications of a partitioning model for barium*. Amer. Mineral., 71, 367-375.
- Lorenzoni, S. & Zanettin Lorenzoni, E. (1983) – *Note illustrative della Carta geologica della Sila scala 1 : 200.000*. Mem. Sc. Geol., Padova, 36, 317-342.
- Lork, A., Miller, H., kramm, U., Grauert, B. (1989) – *U-Pb characteristics of discordant zircons and concordant monazites of Paleozoic granitoids in the Cordillera Oriental, Northwest Argentina*. TERRA Abstract, 1 (1), 351.
- Loske, W.P., Miller, H., Topfner, C.A. (1998) - *Sedimentary recycling of Palaeozoic granitoids in the Antartic Peninsula*. Terra Antarctica, 5, (2), 2001-207.
- Mallard, L.D. & Rogers, J.J.W. (1997) – *Relationship of avalonian and cadomian terranes to Grenville and Pan-African events*. J. Geodynamics, 23, n° 3/4, 197-221.
- Maniar, P. D. & Picolli, P. M. (1989) – *Tectonic discrimination of granitoids*. Geological Society of America Bulletin, 101, 635 – 643.
- Marshall, D. (1988) – *Cathodoluminescence of geological materials*. Unwin Hyman. Boston. M.A. 146 pp.

- Meldrum, A., Boatner, L.A., Weber, W.J., Ewing, R.C. (1998) – *Radiation damage in zircon and monazite*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol.62, No 14, pp. 2509-2520.
- Messina, A., Russo, S., Borghi, A., Colonna, V. & Compagnoni, R., Caggianelli, A., Fornelli, A. & Piccarreta, G. (1994) – *Il Massiccio della Sila, settore settentrionale dell'Arco Calabro-Peloritano*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 113, 539-586.
- Messina, A., Russo, S., Stagno, F. (1996) – *The Calabrian-Peloritani Arc and its correlations with northern Africa and southern Europe*. *IGCP*, 276, 6, 93-144.
- Messina, A. (2002) – *The southern sector of the Calabrian Peloritani Arc*. *Plinius*, n°28, 210-211.
- Mezger, K. & Krogstad, E.J. (1997) – *Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: an evaluation*. *J. Metamorph. Geol.*, 15, 127-140.
- Muller, B., Klotzli, U.S., Flisch M. (1995) – *U-Pb and Pb-Pb zircon dating of the older orthogneiss suite in the Silvretta nappe, eastern Alps: Cadomian magmatism in the upper Austro-Alpine realm*. *Geol Rundsch*, 84, 457-465.
- Murphy, J.B., Pisarevsky, S.A., Nance, R.D., Keppie, J.D. (2001) – *Animated history of Avalonia in Neoproterozoic-Early Paleozoic*. *Journal of Virtual Explorer*, 3, 45-58.
- Nasdala, L., Zhang, M., Kempe, U., Panczer, G., Gaft, M., Andrut, M., Plotze, M. (2003) – *Spectroscopic methods applied to zircon*. In "Zircon": reviews in Mineralogy and Geochemistry, Hanchar, J.M. and Hoskin, P.W.O., Vol. 53, (p. 427-468).
- Neubauer, F., Frish, W., Hansen, B.T. (2002) – *Early Paleozoic tectonothermal events in basement complex of the eastern Greywacke Zone (Eastern Alps: evidence from U-Pb zircon data*. *Int Earth Sci (Geol Rundsch)*, 91, 775-786.
- Ochsner, A. (1993) – *U-Pb geochronology of the Upper Proterozoic-Lower Paleozoic geodynamic evolution in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia): constraints on the timing of the Cadomian Orogeny*. Unpubl PhD Thesis, ETH, Zurich.
- Paglionico, A. & Piccarreta, G. (1976) – *Le Unità del Fiume Pomo e di Castagna nelle Serre Settentrionali (Calabria)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 95, 27-37.
- Passchier, C.W. & Trouw, R.A.J. (1998) - *Micro-tectonics*, p.289, Ed. Springer.
- Paterson, B.A., Stephens, W.E., Rogers, G., Williams, I.S., Hinton, R.W., Herd, D.A. (1992) – *The nature of zircon inheritance in two granite plutons*. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, 83, 459-471.

- Pavel, A. (2000) – *Géochronologie U-Pb et $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de deux ségments de la chaîne varisque: le haut Limousin et les Pyrénées Orientales*. Tesi di Dottorato (CNRS-CRPG, INPL, Nancy, Francia).
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G. (1984) – *Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks*. *Journal of Petrology*, 25 (4), 956 – 983.
- Pezzino, A. & Puglisi, G. (1980) – *Indagine geologico-petrografica sul cristallino dell'Aspromonte centro-settentrionale (Calabria)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 99, 255-268.
- 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 Madonna Di Polsi Unit (Lower Unit) in the central Aspromonte area (Calabria)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 109, 455-469.
- Piccarreta, G. & Zirpoli, G. (1970) – *Contributo alla conoscenza delle metamorfiti comprese tra Martirano e Falerna (Calabria)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 89, 113-144.
- Piccarreta, G. & Zirpoli, G. (1974) - *The barometric significance of the potassic white micas of the metapelites outcropping south of the Savuto valley (Calabria, Southern Italy)*. *N. Jb. Miner. Mh. H.*, 10.
- Pidgeon, R.T. (1992) – *Recrystallisation of oscillatory zoned zircon: some geochronological and petrological applications*. *Cont. Min. Petr.*, 110, 463-472.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Souza de Alvarenga, C.J. (1996) - *Post-Brasiliano (Pan-African) high-K granitic magmatism in Central Brazil: the role of late Precambrian-early Paleozoic extension*. *Precambrian Research*, 80, 217-283.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Botelho, N.F. (1999) – *Granites and the geodynamic history of the neoproterozoic Brasilia belt, Central Brazil: a review*. *Lithos*, 46, 463-483.
- Pin, C. & Lancelot, J.R. (1978) – *Un exemple de magmatisme cambrien dans le Massif Central: les métadiorites quarziques intrusives dans la série du Lot*. *Bull. Soc. geol. Fr.* (7), XX, 2, 203-208.
- Pin, C., Ortega Cuesta, L.A., Gil Ibarguchi, J.I. (1982) – *Mantle-derived, early Paleozoic A-type metagranitoids from the NW Iberian Massif: Nd isotope and trace-element constraints*. *Bull. Soc. Geol. France*, 163, 483-494.
- Pitcher, W.S. (1983) – *Granite Type and Tectonic environment*. In: Hsu, K (Ed;), *Mountain Building processes*, Academic Press, London, pp. 19-40.

- Pla Cid, J., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Conceicao, H., Bonin, B., Lafon, J.M. (2000) – *Paleoproterozoic late-orogenic and anorogenic alkaline granitic magmatism from northeast Brazil*. *Precambrian research*, 104, 47-75.
- Poller, U., Liebetrau, V., Todt, W. (1997) - *U-Pb single-zircon dating under cathodoluminescence control (CLC-method) : application to polymetamorphic orthogneisses*. *Chemical Geology*, Volume: 139, Issue: 1-4, pp. 287-297).
- Poller, U., Huth, J., Hoppe, P., Williams, I.S. (2001) – *REE, U, Th and Hf distributions in zircon from western Carpathian variscan granitoids: a combined cathodoluminescence and ion microprobe study*. *American J. of Science*, Vol. 301, 858-876.
- Pupin, J.P. & Turco, G. (1972) – *Applications des données morphologiques du zircon accessoire en pétrologie endogène*. *C.R. Acad. Sc. Paris, ser. D*, t. 275, pp. 799-802.
- Pupin, J.P. (1976) - *Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. Applications*. Thèse de Doctorat Es-Sciences, Université de Nice.
- Pupin, J.P. (1980) – *Zircon and granite petrology*. *Contr. Min. Petr.*, 73, 207-220.
- Quitzow, H. W. (1935) – *Der Deckenbau des Kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete*. *Abh. Ges. Wiss., Goettingen Math. Phys.*, 3, 63-179, Goettingen.
- Robinson, P.R., Hallocher, K.T., Tracy, R.J. & Diesch, C.W. (1982) – *High grade Acadian regional metamorphism in south-central Massachusetts*. In Joesten, R.Q.S. (ed) NEIGC 74th Annual Meeting of the State Geological and natural History Survey of Connecticut, Guidebook for fieldtrips in Connecticut and south-central Massachusetts. Storrs: University of Connecticut.
- Rock N.M.S. & Carrol G.W. (1990) - *MINTAB: a general purpose mineral recalculation and tabulation program for Mac computers*. *American Mineralogist*, 75, 424-430.
- Rubatto, D. (2001) – *Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism*. *Chemical Geology*, 184, 123-138.
- Schaltegger, U., Fanning, C.M., Gunther, D., Maurin, J.C., Schulmann, K., Gebauer, D. (1999) - *Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence*. *Contrib Mineral petrol*, 134, 186-201.

- Schatz, M., Reischmann, Tait, J., Bachtadse, V., Bahlburg, H., Martin (2002) – *The early Paleozoic break-up of northern Gondwana, new paleomagnetic and geochronological data from the Saxothuringian Basin, Germany*. Int J Earth Sci, 91, 838-849.
- Schenk, V. (1980) - *U-Pb and Rb-Sr Radiometric Dates and their Correlation with Metamorphic Events in the Granulite-Facies Basement of the Serre, Southern Calabria (Italy)*. Contrib Mineral Petrol, 73, 23-38.
- Schenk, V. (1981) – *Synchronous uplift of the lower crust of Ivrea Zone and of Southern Calabria and its possible consequences for the Hercynian orogeny in Southern Europe*. Earth and Planetary Science Letters, 56, 305-320.
- Schenk, V. & Todt, W. (1989) – *Age of formation of the southern calabrian crust*. Terra Abstracts 1, 350.
- Schenk, V. (1990) – *The exposed crustal cross section of southern Calabria, Italy: structure and evolution of a segment of Hercynian crust*. in Exposed Cross-sections of the Continental Crust, 21-42, M.H. Salisbury and D.M. Fountain (eds.), Kluwer Acad. Publ., Netherlands.
- Senesi, G. (1999) – *Petrologia della zona di bordo delle plutoniti delle Serre (Catanzaro, Calabria)*. PhD Thesis, pag 80.
- Sollner, F., Miller, H., Brodtkorb, M., Hervé, M. (1998) – *Subdivision of Cambrian/Ordovician cycles (Pampean/Famatian) in southern South America is confirmed by U-Pb age determinations on zircons from igneous rocks*. Terra Nostra 98, (5), 152.
- Sollner, F., Miller, H., Hervé, M. (2000) – *An Early Cambrian granodiorite age from the pre-Andean basement of Tierra del Fuego (Chile): the missing link between South America and Antarctica?* J of South American Earth Sciences, 13, 163-177.
- Stampfli G. (1996) – *The intra-Alpine terrain: a paleotethyan remnant in the Alpine Variscides*. Eclog Geol Helv, 89, 12-42
- Stampfli G.M.. & Borel, G.D. (2002) - *A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons*. Earth and Plan Science Letters ,196, 17-33.
- Stern, R.J. & Manton, W.I. (1987) – *Age of Feiran basement rocks, Sinai: implications for late Precambrian crustal evolution in the northern Arabian-Nubian Shield*. J Geol Soc London, 144, 569-575.

- Stern, R.J., Kroner, A., Bender, R., Reischmann, T., Dawoud, A.S. (1994) – *Precambrian basement around Wadi Halfa, Sudan: a new perspective on the evolution of the East Saharan Craton*. Geol Rundsch, 83, 564-577.
- Tack, L. & Bowden, P. (1999) – *Post-collisional granite magmatism in the central Damaran (Pan-African) Orogenic Belt, western Namibia*. Journal of African Earth Sciences, Vol.28, n°3, 653-674.
- Thomas, R.J., Chevallier, L.P., Gresse, P.G., Harmer, R.E., Eglinton, B.M., Armstrong, R.A., de Beer, C.H., Martini, J.E.J., de Kock, G.S., Macey, P.H., Ingram, B.A. (2002) – *Precambrian evolution of the Sirwa Window, Anti-Atlas Orogen, Morocco*. Precambrian Research, 118, 1-57.
- Tichomirowa, M., Berger, H. J., Koch, E. A., Belyatsky, B. V. , Gotze, J., Kempe, U., Nasdala, L., Schaltegger, U. (2001) – *Zircon ages of high – grade gneisses in the Eastern Erzgebirge (Central European Variscides) – constraints on origin of the rocks and Precambrian to Ordovician magmatic events in the Variscan foldbelt*. Lithos, 56, pag. 303 – 332.
- Trombetta, A., Cirrincione, R., Corfu, F., Mazzoleni, P., Pezzino, A. (2004) – *Mid-Ordovician U-Pb ages of porphyroids in the Peloritan Mountains (NE Sicily): paleogeographical implications for the evolution of the Alboran microplate*. J of Geol Soc London, 161, 265-276.
- Turniak, K., Mazur, S., Wysoczanski, R. (2000) – *SHRIMP zircon geochronology and geochemistry of the Orlica–Snieznik gneisses (Variscan belt of Central Europe) and their tectonic implications*. Geodinamica Acta , 13, pag. 293 – 312.
- Valverde-Vaquero, P. & Dunning, G.R. (2000) – *New U-Pb ages for Early Ordovician magmatism in Central Spain*. J of the Geol Soc, London, 157, 15-26
- Vavra, G. (1990) – *On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study*. Contr. Min. Petr., 106, 90-99.
- Vavra, G., Gebauer, D., Schmid, R., Compton, W. (1996) – *Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulite of Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study*. Contrib Mineral Petrol, 122, 337-358.
- von Quadt, A. (1992) – *U-Pb zircon and Sm-Nd geochronology of mafic and ultramafic rocks from the central part of the Tauern Window (eastern Alps)*. Contrib Mineral Petrol, 110, 57-67.

- von Raumer, J.F., Stampfli, G.M., Borel, G.D., Bussy, F. (2002) – *Organization of pre-Variscan basement areas at the north-Gondwanan margin*. Int J Earth Sci. (Geol Rundsch), 91, pag. 35 – 52.
- von Raumer, J.F., Stampfli, G.M., Bussy, F. (2003) - *Gondwana-derived microcontinents — the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens*. Tectonophysics, 365, 7–22.
- Walker, J.A., Patino, L.C., Carr, M.J., Feigenson, M.D. (2001) – *Slab control over HFSE depletions in central Nicaragua*. Earth and Planetary Science Letters, 192, 533-543.
- Walsh, G.J., Aleinikoff, J.N., Benziane, F., Yazidi, A., Armstrong, T.R. (2002) - *U-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic Tagragra de Tata inlier and its Neoproterozoic cover, western Anti-Atlas Morocco*. Precambrian Research, 117, 1-20.
- Watson, E.B. & Harrison, T.M. (1983) – *Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types*. Earth and Planetary Science letters, 64, 295-304.
- Weyer, S., Munker, C., Mezger, K. (2003) – *Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the differentiation history of the crust-mantle system*. Earth and Planetary Science Letters, 205, 309-324.
- Wetherill, G.W. (1956) – *Discordant uranium-lead ages*. Trans. Amer. Geophys. Union, 37, 320-326.
- Whalen, J. B., Currie, K. L., Chappel, B. W. (1987) – *A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis*. Contribution to Mineralogy and Petrology, 95 , 407 – 419.
- Whitehouse, M., Kamber, B.S., Moorbath, S. (1999) – *Age significance of U-Th-Pb zircon data from early Archean rocks of west Greenland – a reassessment based on combined ion-microprobe and imaging studies*. Chemical Geology, 160, 201-224.
- Wiendenbeck M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., Von Quadt, A., Roddick, J.C., Spiegel, W. (1995) - *Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace elements and REE analyses*. Geostandard Newslett, 19, 1-23.
- Wilson, M. (1989) – *Igneous petrogenesis. A global tectonic approach*. Chapman and Hall, 466 p.

APPENDICE

METODICHE ANALITICHE:

- Studio petrografico
- Analisi di fasi effettuate al SEM
- Analisi chimiche per fluorescenza Rx ed ICP-MS
- Determinazione dell'acqua di cristallizzazione

Tab.1 - Localizzazione dei campioni di gneiss occhiadino

Tab.2 - Localizzazione dei campioni di gneiss leucocratici minuti

Tab.3 - Localizzazione di altri campioni (paragneiss, micascisti, anfiboliti)

Tab.4-5-6-7- Analisi di fasi mineralogiche:

- Tab. 4 – feldspati
- Tab.5A-5B – granati
- Tab. 6A-6B – muscoviti
- Tab.7A-7B - biotiti

Tab. 8 - Analisi chimiche dei campioni di gneiss occhiadino

Tab.9-10 - Analisi chimiche dei campioni di gneiss leucocratici minuti:

- Tab.9 – glm1
- Tab.10 – glm2

Tab.11 – Coordinate geografiche dei campioni di gneiss occhiadino utilizzati per lo studio geocronologico e isotopico

Tab.12 – Dati U-Pb degli zirconi datati alla microsonda ionica

METODICHE ANALITICHE

Studio petrografico

Per le indagini petrografiche è stato utilizzato un normale microscopio ottico da mineralogia a luce polarizzata trasmessa.

Analisi di fasi effettuate al SEM

Le indagini in microscopia elettronica a scansione sono state condotte su sezioni lucide preventivamente metallizzate con uno strato di grafite spesso 30nm. La strumentazione utilizzata è un *microscopio elettronico a scansione modello S360 della Cambridge Instruments* in dotazione al Dip. Geomineralogico dell'Università di Bari. Le microanalisi al SEM sono state eseguite mediante un contatore in dispersione di energia (EDS) con rivelatore al Si(Li) AN 10.000 della Link-Analytical. Le condizioni di lavoro sono state: 15 kV la tensione di accelerazione degli elettroni e 500 pA la corrente di fascio; tali condizioni corrispondono, sullo standard di Co, a 2500 conteggi al secondo integrati sullo spettro totale; il tempo di acquisizione è stato prefissato a 100 secondi. Le intensità dei raggi X sono state convertite in concentrazioni quantitative degli ossidi mediante un pacchetto software ZAF4/FLS della Oxford-Link Analytical (U.K.). L'accuratezza e la precisione delle analisi è stata controllata analizzando minerali standard realizzati dalla Micro-Analysis Consultants Ltd. (U.K.). Le formule dei minerali sono state calcolate dalla percentuale degli ossidi utilizzando il programma MINTAB (Rock & Carrol, 1990).

Analisi chimiche per fluorescenza Rx ed ICP-MS

Le analisi chimiche degli elementi maggiori ed alcuni elementi in traccia sono state eseguite con uno spettrometro automatico *Philips PW 1480* in dotazione al Dip. Geomineralogico dell'Università di Bari. Gli elementi maggiori sono stati dosati utilizzando un tubo Rx con anodo di Cr alimentato a 70 kV, 30 mA; gli elementi in traccia Rb, Sr, Y, Zr e Nb sono stati dosati utilizzando un tubo Rx ad anodo di Rh alimentato a 80 kV, 35 mA, mentre per gli elementi in traccia Ce, La, Ba, Ni, Cr, V sono stati dosati utilizzando un tubo Rx ad anodo di W alimentato a 80 kV, 35 mA (Acquafredda et al., 1985). Le intensità Rx sono state convertite in concentrazioni mediante correzione matematica degli effetti di matrice secondo quanto suggerito da Franzini et al. (1972, 1975) e da Leoni & Saitta (1976). Per tutti gli elementi la precisione è migliore del 5% ad eccezione di Ce, La e Ba per i quali la precisione è migliore del 10%. Due standard

internazionali (AGV-1 dell'USGS-USA e NIM-G della NIM-Sud Africa) sono stati analizzati per controllare la bontà dei dati analitici.

Altri elementi in traccia e delle REE sono stati dosati tramite *ICP-MS* (Perkin Elmer 5000) presso il CRPG-CNRS di Nancy, in Francia. Per preparare i campioni all'analisi spettroscopica, 300 mg di polvere (macinata in agata) sono stati fusi in metaborato di litio e poi messi in una soluzione acida. Il processo di fusione assicura che il totale dei metalli e delle fasi più resistenti si dissolvano, consentendo la corretta valutazione di tutti gli elementi in traccia e delle REE. Tali contenuti vengono stimati utilizzando standard che hanno subito lo stesso trattamento dei campioni analizzati.

Determinazione dell'acqua di cristallizzazione

L'acqua è stata dosata come perdita alla calcinazione (LOI = Loss On Ignition) in muffola a 1000°C.

Tab. 1 – Geographic sites of augen gneisses samples (CAS: Castagna; ASPR:Aspromonte)

Sample	Unit	Litotype	“Sezione”	Locality
GO1	CAS	augen gneiss	F.575, SEZ. IV	Amella Soprano
GO2	CAS	augen gneiss	F.575, SEZ. IV	Amella Soprano
GO3	CAS	augen gneiss	F.575, SEZ. IV	Amella Soprano
GO4	CAS	augen gneiss	F.575, SEZ. I	Contr. Acqua Fredda
GO5	CAS	augen gneiss	F.575, SEZ. I	Contr. Acqua Fredda
GO6	CAS	augen gneiss	F.575, SEZ.I	Soluri
GO8	CAS	augen gneiss	F.569, SEZ. II	S.S.109, Km 79
GO9	CAS	augen gneiss	F.569, SEZ. II	S.S.109, Km 81
GO10	CAS	augen gneiss	F.569, SEZ. II	S.S.109, Km 81
GO22	CAS	augen gneiss	F.575, SEZ. IV	Amella Soprano
GO28	CAS	augen gneiss	F.575, SEZ. I	Soluri
GO35	CAS	augen gneiss	F.569, SEZ. II	S.S.109, Km 81
GO58	CAS	augen gneiss	F.569, SEZ. II	Granaro
GO63	CAS	augen gneiss	F.568, SEZ. IV	Grotticelle
GO63A	CAS	augen gneiss	F.568, SEZ. IV	Grotticelle
GO63B	CAS	augen gneiss	F.568, SEZ. IV	Grotticelle
GO63C	CAS	augen gneiss	F.568, SEZ. IV	Grotticelle
GO71	SILA	augen gneiss	F.580, SEZ. IV	Rognosi
GO73	SILA	augen gneiss	F.580, SEZ. III	F. Ancinale, Loc. Calavrari
GO99	SILA	augen gneiss	F.580, SEZ. IV	Pietra della Guardia
GO100	SILA	augen gneiss	F.580, SEZ. IV	Pietra della Guardia
GO106	SILA	augen gneiss	F.580, SEZ. IV	Pietra della Guardia
GO107	SILA	augen gneiss	F.580, SEZ. IV	Pietra della Guardia
GO110	SILA	augen gneiss	F.580, SEZ. III	F. Ancinale, Loc. Calavrari
GO111	SILA	augen gneiss	F.580, SEZ. IV	Busici
GO112	ASPR	augen gneiss	F.589, SEZ. III	Monte Scrisi
GO117	ASPR	augen gneiss	F.602, SEZ. IV	S.S. 670, Km 21
GO118	ASPR	augen gneiss	F.602, SEZ. IV	S.S. 670, Km 21.900
GO121	ASPR	augen gneiss	F.602, SEZ. IV	S.S. 184, Km 29.700
GO122	ASPR	augen gneiss	F.602, SEZ. IV	S.S. 184, Km 29.700
GO140	CAS	augen gneiss	F.575, SEZ. IV	Amella Soprano
GO141	CAS	augen gneiss	F.575, SEZ. IV	Amella Soprano
GO142	CAS	augen gneiss	F.575, SEZ. IV	Amella Soprano
GO144	CAS	augen gneiss	F.575, SEZ. IV	Amella Soprano
GO145	CAS	augen gneiss	F.575, SEZ. IV	Amella Soprano
GO154	CAS	augen gneiss	F.569, SEZ. II	S.S.179, Viad. Di Fisula
GO161	SILA	augen gneiss	F.580, SEZ. IV	Pietra della Guardia
GO165	SILA	augen gneiss	F.580, SEZ. IV	Rognosi
GO178	CAS	augen gneiss	F.568, SEZ. IV	Grotticelle
GO179	CAS	augen gneiss	F.568, SEZ. IV	Grotticelle
ADR3	ASPR	augen gneiss	F.615, SEZ. I	Serra Castiglia
ADR4	ASPR	augen gneiss	F.615, SEZ. I	Serra Castiglia
ADR5	ASPR	augen gneiss	F.615, SEZ. I	Serra Castiglia
ADR10	ASPR	augen gneiss	F.615, SEZ. I	Capo S. Giovanni
ADR12	ASPR	augen gneiss	F.602, SEZ. II	Tefani
ADR13	ASPR	augen gneiss	F.602, SEZ. II	Port.la di Bova
ADR14	ASPR	augen gneiss	F.602, SEZ. II	Port.la di Bova
ADR16	ASPR	augen gneiss	F.602, SEZ.II	San Nicola
ADR18	ASPR	augen gneiss	F.602, SEZ. II	Roccaforte del Greco
ADR20A	ASPR	augen gneiss	F.602, SEZ. II	Castani, q.834
ADR23A	ASPR	augen gneiss	F.615, SEZ.IV	Maestra, Montebello Ionico
ADR23B	ASPR	augen gneiss	F.615, SEZ.IV	Maestra, Montebello Ionico

Tab. 2 – Geographic sites of minute leucocratic gneisses (CAS: Castagna; ASPR:Aspromonte)

Sample	Unit	Litotype	"Sezione"	Locality
GO7	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ.II	Colle Castello
GO23	CAS	min. leuc. gneisses	F.575, SEZ. IV	Amella Soprano
GO30	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ.II	Colle Castello
GO36	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ. II	S.S.109, Km 81
GO38	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ. II	S.S.179d., Km 26.300
GO39	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ. II	S.S.179d., Km 23.600
GO41	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ. I	Colle S. Caterina
GO43	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ. I	Colle S. Caterina
GO51	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ. II	S.S.179, Viad. Chianetta
GO53	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ. II	S.S.179, Viad. Alone I
GO55	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ. II	S.S.179, Viad. S. Apostoli
GO75	CAS	min. leuc. gneisses	F.568, SEZ. IV	S.S. 278, Km 36.200
GO76	CAS	min. leuc. gneisses	F.568, SEZ. IV	Grotticelle
GO82	CAS	min. leuc. gneisses	F.575, SEZ. IV	Amella Soprano
GO83	CAS	min. leuc. gneisses	F.575, SEZ. IV	Amella Soprano
GO84	CAS	min. leuc. gneisses	F.575, SEZ. IV	Amella Soprano
GO91	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ. II	Colle Serralta
GO92	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ. II	Colle Serralta
GO120	ASPR	min. leuc. gneisses	F.615, SEZ.IV	Maestra, Montebello Ionico
GO155	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ. II	S.S.179, Viad. Di Fisula
GO170	CAS	min. leuc. gneisses	F.568, SEZ. IV	Grotticelle
GO180	CAS	min. leuc. gneisses	F.568, SEZ. IV	Grotticelle
ADR22B-C	ASPR	min. leuc. gneisses	F.615, SEZ.IV	Maestra, Montebello Ionico
LG2	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ. II	S.S.109
TCS22	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ. II	S.S.109
MASG1	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ. II	S.S.179bis, Km 22.200
MASG4	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ. II	S.S.109, Km 81.500, Albi
MASG5	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ. II	S.S.179bis, Km 20.300
MASG7	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ. I	Colle S. Caterina
MASG19	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ. I	Colle S. Caterina
ECZ818	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ. II	Colle del Corto
ECZ819	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ. II	Colle del Corto
ESG960	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ. II	Colle del Corto
ESG976	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ. II	Colle del Corto
ESG979	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ. II	Colle del Corto
ESG982	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ. II	Colle del Corto
ESG983	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ. I	Colle S. Caterina
ESG984	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ. I	Colle S. Caterina
ESG985	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ. I	Colle S. Caterina
ESG987	CAS	min. leuc. gneisses.	F.569, SEZ. I	Colle S. Caterina
ESG989	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ. I	Colle S. Caterina
ESG992	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ. II	S.S.109, Km 80, Albi
ESG993	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ. II	S.S.109, Km 83, Albi
ESG995	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ. II	S.S.109, Km 84, Albi
ESG996	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ. II	S.S.109, Km 84, Albi
ESG997	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ. II	Colle del Corto
ESG1002	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ. II	Colle del Corto
ESG1003	CAS	min. leuc. gneisses	F.569, SEZ. II	Colle del Corto

Tab. 3 – Geographic sites of paragneisses, micaschists and amphibolites (CAS: Castagna; ASPR:Aspromonte)

Sample	Unit	Litotype	"Sezione"	Locality
GO0	CAS	paragneiss	F.569, SEZ. II	Bivio Sila-Sorbo S. Basile
GO0*	CAS	paragneiss	F.569, SEZ. II	Bivio Sila-Sorbo S. Basile
GO24	CAS	paragneiss	F.575, SEZ. IV	Bivio Angoli-Crichi
GO25	CAS	micascisto	F.575, SEZ. IV	Bivio Angoli-Crichi
GO31	CAS	paragneiss	F.575, SEZ. I	S.S.109, Km 64.3
GO59	CAS	paragneiss	F.569, SEZ. II	Bivio Sila-Sorbo S. Basile
GO85	CAS	micaschist	F.575, SEZ. IV	Strada S.Michele-Angoli
GO103	SILA	paragneiss	F.580, SEZ. IV	Rognosi
GO108	SILA	paragneiss	F.580, SEZ. IV	Pietra della Guardia
GO161	SILA	paragneiss	F.580, SEZ. IV	Rognosi
GO162	SILA	paragneiss	F.580, SEZ. IV	Rognosi
GO168	CAS	paragneiss	F.568, SEZ. IV	Grotticelle
GO169	CAS	paragneiss	F.568, SEZ. IV	Grotticelle
GO176A-B	CAS	micaschist	F.568, SEZ. IV	Grotticelle
ADR7	ASPR	paragneiss	F.615, SEZ. I	Serra Castiglia
ADR8	ASPR	paragneiss	F.615, SEZ. I	Serra Castiglia
ADR9	ASPR	paragneiss	F.615, SEZ. I	Serra Castiglia
ADR11	ASPR	paragneiss	F.615, SEZ. I	Capo S. Giovanni
ADR15	ASPR	paragneiss	F.602, SEZ. II	Port.la di Bova
ADR19	ASPR	paragneiss	F.602, SEZ. II	Roccaforte del Greco
ADR20B	ASPR	paragneiss	F.602, SEZ. II	Castani, q.834
ADR22A	ASPR	amphibolite	F.615, SEZ.IV	Maestra, Montebello Ionico
AM3	ASPR	paragneiss	F.615, SEZ. I	S.Onofrio

Tab.4 – K-feldspar (fp) and plagioclase (Pl) compositions (augen gneisses)

Sample	Min	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Si	Al	Ca	Na	K	Tot Cat	Albite	Anorthite	Orthoclase	Total
4go161fp	FP	64.6	18.75	0	0.79	15.88	100	2.983	1.02	0	0.07	0.935	5.009	7	0	93	100
5go161fp	FP	64.2	18.87	0	0.91	15.93	99.913	2.972	1.03	0	0.081	0.941	5.024	7.955	0	92.045	100
7go161(Pl)	FP	60.24	24.7	5.77	8.62	0.16	99.485	2.695	1.303	0.276	0.748	0.009	5.032	72.372	26.755	0.873	100
14go161fp	FP	64.02	18.66	0	0.67	16.27	99.624	2.977	1.023	0	0.061	0.965	5.025	5.911	0	94.089	100
15go161 (Pl)	FP	62.33	23.62	4.9	9.42	0	100.27	2.758	1.232	0.232	0.808	0	5.03	77.667	22.333	0	100
18go161 (Pl)	FP	60.62	24.51	5.65	8.88	0.24	99.902	2.703	1.288	0.27	0.768	0.013	5.043	73.042	25.684	1.274	100
23go161fp	FP	64.07	18.49	0	0.63	15.76	98.953	2.989	1.016	0	0.057	0.938	5.001	5.756	0	94.244	100
27go161fp	FP	64.45	18.67	0	0.69	16.08	99.886	2.983	1.018	0	0.062	0.95	5.013	6.096	0	93.904	100
48go35fp RIM	FP	64.12	18.76	0	0.37	16.08	99.333	2.982	1.028	0	0.033	0.954	4.997	3.354	0	96.646	100
49go35fp INTER	FP	64.58	18.86	0	1.23	15.02	99.684	2.982	1.026	0	0.11	0.885	5.002	11.06	0	88.94	100
50go35fp CORE	FP	64.23	18.79	0	0.92	15.9	99.835	2.975	1.026	0	0.082	0.94	5.023	8.041	0	91.959	100
57go35 (Pl)	FP	61.23	24.11	4.91	9.37	0.11	99.733	2.729	1.267	0.234	0.809	0.006	5.046	77.068	22.325	0.608	100
59go35fp	FP	64.31	18.86	0	0.5	16.3	99.965	2.976	1.029	0	0.045	0.962	5.013	4.45	0	95.55	100
61adr5fp RIM	FP	64.95	18.86	0	0.59	15.64	100.04	2.99	1.023	0	0.053	0.919	4.984	5.423	0	94.577	100
62adr5fp INTER	FP	64	18.65	0	0.86	15.57	99.082	2.981	1.024	0	0.077	0.926	5.008	7.709	0	92.291	100
63adr5fp CORE	FP	65.18	19.18	0	0.59	15.58	100.53	2.983	1.035	0	0.052	0.91	4.98	5.453	0	94.547	100
65adr5fp	FP	64.9	19.04	0	2.66	13.15	99.756	2.977	1.029	0	0.237	0.769	5.012	23.539	0	76.461	100
85go100 (Pl)	FP	61.26	24.42	5.31	9.26	0.05	100.3	2.717	1.277	0.252	0.796	0.003	5.044	75.762	23.983	0.255	100
87go100fp	FP	64.3	18.88	0	1.12	15.59	99.882	2.973	1.029	0	0.1	0.919	5.022	9.843	0	90.157	100
88go100 (Pl)	FP	60.13	24.96	5.62	8.96	0.13	99.806	2.685	1.314	0.269	0.775	0.007	5.05	73.733	25.583	0.684	100
98go100fp RIM	FP	63.96	18.78	0	1.17	14.86	98.766	2.98	1.031	0	0.106	0.883	4.999	10.69	0	89.31	100
99go100fp INT	FP	64.1	18.74	0	1.12	15.02	98.981	2.982	1.027	0	0.101	0.891	5.001	10.162	0	89.838	100
100go100fp COR	FP	64.61	18.6	0	0.74	15.69	99.642	2.991	1.015	0	0.066	0.927	4.998	6.686	0	93.314	100
102go100 (Pl)	FP	60.43	24.92	5.55	9.1	0.21	100.21	2.688	1.307	0.265	0.785	0.012	5.057	73.937	24.94	1.123	100
106go100fp	FP	64.17	18.85	0	0.79	15.41	99.228	2.98	1.032	0	0.071	0.913	4.996	7.243	0	92.757	100
34go161 (Pl)	FP	60.54	24.72	5.69	8.9	0.25	100.1	2.696	1.297	0.271	0.768	0.014	5.047	72.906	25.747	1.348	100
35go161fp	FP	63.83	18.66	0	0.74	15.87	99.094	2.978	1.026	0	0.067	0.944	5.015	6.62	0	93.38	100
38go161fp	FP	63.69	18.8	0	0.85	15.59	98.939	2.973	1.034	0	0.077	0.929	5.012	7.617	0	92.383	100
39go161fp	FP	64.49	18.99	0	0.72	15.84	100.05	2.976	1.033	0	0.065	0.933	5.006	6.478	0	93.522	100
40go161fp	FP	64.51	19.33	0	1.13	15.53	100.5	2.963	1.046	0	0.101	0.91	5.02	9.965	0	90.035	100
43go161fp RIM	FP	60.17	24.92	5.89	9.01	0.11	100.1	2.682	1.309	0.281	0.778	0.007	5.056	73.021	26.369	0.61	100
45go161fp CORE	FP	60.3	24.5	5.42	9.11	0.3	99.621	2.699	1.292	0.26	0.791	0.017	5.059	74.084	24.337	1.58	100
78go176fp	FP	49.4	37.1	0	0.5	11.3	98.295	2.297	2.033	0	0.045	0.67	5.044	6.28	0	93.72	100
131go147fp	FP	52.4	33.62	0	0	12.65	98.674	2.433	1.84	0	0	0.749	5.022	0	0	100	100
134go147fp	FP	56.19	30.61	0	0	12.45	99.256	2.577	1.654	0	0	0.729	4.96	0	0	100	100
141am3fp	FP	64.14	19.2	0	1.13	15.1	99.579	2.967	1.047	0	0.101	0.891	5.006	10.216	0	89.784	100
142am3 (Pl)	FP	59.52	25.92	7.23	7.86	0.22	100.75	2.64	1.355	0.344	0.676	0.012	5.027	65.497	33.309	1.194	100
143am3fp	FP	63.92	19.18	0	0.95	14.9	98.945	2.97	1.05	0	0.085	0.883	4.989	8.816	0	91.184	100
145am3 (Pl)	FP	58.85	25.73	7.01	8.17	0.21	99.965	2.634	1.357	0.336	0.709	0.012	5.048	67.096	31.779	1.125	100
147am3fp	FP	64.47	19.1	0	0.81	15.17	99.548	2.978	1.04	0	0.072	0.894	4.985	7.489	0	92.511	100
125go116 (Pl)	FP	61.61	23.98	4.6	9.5	0.19	99.888	2.74	1.257	0.219	0.819	0.011	5.046	78.052	20.906	1.042	100

Tab.5A – Garnet compositions (ag:augen gneiss, paragn:paragneiss)

Sample	Min	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Total	Si	Al	Fe ²	Mg	Ca	Mn	Tot Cat	Fe/(Fe+Mg)	Alm	Prp	Grs	Sps	Tot
83go100grt RIM (ag)	GT	36.95	21.81	29.19	8.97	1.95	1.56	100.43	2.975	2.069	1.966	0.235	0.134	0.612	7.99	0.89	70.050	4.680	3.744	21.526	100
84go100grt COR (ag)	GT	37.25	21.8	29.25	8.26	2.24	1.7	100.5	2.987	2.06	1.962	0.268	0.146	0.561	7.98	0.88	70.567	5.404	4.101	19.928	100
93go100grt (ag)	GT	37.13	21.5	28.51	9.38	1.52	1.75	99.789	3.006	2.052	1.931	0.183	0.152	0.643	7.97	0.91	69.266	3.693	4.252	22.789	100
3go161grt (ag)	GT	36.59	21.25	33.07	5.77	2.43	1.12	100.23	2.964	2.029	2.241	0.294	0.097	0.396	8.02	0.88	78.014	5.733	2.642	13.612	100
11go161grtRIM (ag)	GT	36.44	21.28	34.94	3.87	2.56	1.34	100.43	2.95	2.03	2.365	0.309	0.117	0.265	8.04	0.88	81.808	5.994	3.137	9.061	100
12go161grtCORE (ag)	GT	36.8	21.61	33.3	2.93	3.93	1.63	100.2	2.949	2.041	2.232	0.47	0.14	0.199	8.03	0.83	79.684	9.404	3.901	7.011	100
13go161grtRIM (ag)	GT	37.12	21.51	33.92	2.97	3.43	1.56	100.51	2.971	2.029	2.27	0.41	0.134	0.201	8.02	0.85	80.993	8.190	3.725	7.092	100
16go161grt (ag)	GT	36.69	21.03	31.92	6.92	1.79	1.56	99.913	2.986	2.017	2.172	0.217	0.136	0.477	8.01	0.91	75.658	4.243	3.698	16.402	100
21go161grt (ag)	GT	36.6	21.67	34.29	4.21	2.41	1.58	100.76	2.947	2.056	2.309	0.29	0.136	0.287	8.03	0.89	80.701	5.672	3.719	9.908	100
25go161grt (ag)	GT	36.79	21.2	33.57	5.2	2.04	1.65	100.45	2.976	2.021	2.271	0.247	0.143	0.356	8.01	0.90	79.063	4.805	3.886	12.247	100
29go161grtCORE (paragn)	GT	36.89	21.45	32.22	6.72	2.16	1.46	100.9	2.968	2.035	2.168	0.259	0.126	0.458	8.01	0.89	75.705	5.075	3.431	15.789	100
30go161grtINT2 (paragn)	GT	36.47	21.29	32.68	6.05	2.12	1.53	100.13	2.96	2.037	2.218	0.256	0.133	0.416	8.02	0.90	77.112	5.002	3.610	14.276	100
31go161grtINT1 (paragn)	GT	36.78	21.28	33.24	5.8	2.14	1.55	100.79	2.967	2.024	2.243	0.257	0.134	0.397	8.02	0.90	77.791	5.008	3.627	13.574	100
32go161grtRIM (paragn)	GT	36.82	21.2	31.22	8.17	1.67	1.66	100.72	2.978	2.02	2.111	0.201	0.143	0.559	8.01	0.91	73.081	3.909	3.886	19.125	100

Tab.5B – Garnet compositions (minute leucocratic gneisses)

Sample	Min	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Total	Si	Al	Fe ²	Mg	Ca	Mn	Tot Cat	Fe/(Fe+Mg)	Alm	Prp	Grs	Sps	Tot
1 GO 43	GT	37.07	20.67	27.46	13.13	0.70	0.45	99.5	3.041	1.998	1.884	0.086	0.040	0.912	7.96	0.96	0.645	0.029	0.014	0.312	100
2 GO 43	GT	36.57	20.70	28.37	13.29	0.69	0.59	100.26	2.997	2	1.939	0.084	0.052	0.923	8	0.96	0.647	0.029	0.017	0.308	100

Tab.6A – Muscovite compositions (augen gneisses)

Sample	Min	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Si	Al	Fe ²	Mg	Na	K	Ti	mg	Tot Cat	Fe/(Fe+Mg)	Ti/11	Si/11	musc	parag
17go161ms	BI	46.67	0.19	34.67	2.71	0.72	0.46	11.02	96.44	6.20	5.43	0.30	0.14	0.12	1.87	0.02	32.17	14.07	0.68	0.01	3.10	95.99	4.01
52go35ms	BI	47.11	0.69	34.68	1.72	1.07	0.52	11.01	96.81	6.20	5.38	0.19	0.21	0.13	1.85	0.07	52.60	14.03	0.47	0.03	3.10	95.49	4.51
53go35ms	BI	47.15	1.33	33.51	1.7	1.07	0.39	11.17	96.33	6.25	5.23	0.19	0.21	0.10	1.89	0.13	52.95	14.00	0.47	0.07	3.12	96.63	3.37
105go100ms	BI	46.61	1.49	33.56	2.65	0.67	0.05	11	96.04	6.21	5.27	0.30	0.13	0.01	1.87	0.15	31.22	13.95	0.69	0.07	3.11	99.55	0.45

Tab.6B – Muscovite compositions (paragneisses)

Sample	Min	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Si	Al	Fe ²	Mg	Na	K	Ti	mg	Tot Cat	Fe/(Fe+Mg)	Ti/11	Si/11	musc	parag
69go176ms	BI	46.34	1.48	34.12	2.02	1.05	0.52	10.21	95.84	6.16	5.34	0.23	0.21	0.13	1.73	0.15	48.00	13.96	0.52	0.07	3.08	95.15	4.846
70go176ms	BI	47.07	1.48	34.16	1.51	0.73	0.65	10.79	96.39	6.22	5.32	0.17	0.14	0.17	1.82	0.15	46.44	13.97	0.54	0.07	3.11	94.32	5.682
72go176ms	BI	45.77	1.15	34.69	2.59	1.11	0.49	10.35	96.15	6.08	5.43	0.29	0.22	0.13	1.76	0.12	43.39	14.02	0.57	0.06	3.04	95.48	4.520
74go176ms	BI	46.64	1.3	34.34	1.37	0.71	0.56	10.81	95.77	6.20	5.38	0.15	0.14	0.14	1.83	0.13	47.96	13.98	0.52	0.07	3.10	95.08	4.925
113go116ms	BI	46.8	1.52	34.45	1.53	1.18	0.64	10.52	96.69	6.16	5.34	0.17	0.23	0.16	1.77	0.15	57.72	13.99	0.42	0.08	3.08	94.27	5.735
114go116ms	BI	46.86	1.11	35.4	1.17	0.92	0.41	10.78	96.67	6.15	5.48	0.13	0.18	0.11	1.81	0.11	58.20	13.96	0.42	0.06	3.08	96.34	3.664
119go116ms	BI	47	0.35	36.1	1.24	0.63	0.27	11.11	96.71	6.17	5.58	0.14	0.12	0.07	1.86	0.04	47.45	13.97	0.53	0.02	3.08	97.63	2.373
127go147ms	BI	47.72	0.52	34.76	1.76	1.09	0.69	10.1	96.64	6.25	5.37	0.19	0.21	0.18	1.69	0.05	52.63	13.94	0.47	0.03	3.13	93.61	6.395
135go147ms	BI	49.69	0.65	31.83	2.02	1.59	0.57	9.8	96.16	6.53	4.93	0.22	0.31	0.15	1.64	0.06	58.40	13.84	0.42	0.03	3.26	94.50	5.497
138am3ms	BI	46.19	1.14	35.95	1.08	0.54	0.39	10.72	96.16	6.10	5.59	0.12	0.11	0.10	1.80	0.11	47.19	13.95	0.53	0.06	3.05	96.49	3.510
139am3ms	BI	46.47	1.05	35.74	1.09	0.61	0.14	10.8	95.90	6.14	5.56	0.12	0.12	0.04	1.82	0.10	49.89	13.90	0.50	0.05	3.07	98.72	1.280
46go161ms	BI	46.59	1.16	33.94	2.7	0.87	0.47	10.95	96.68	6.18	5.31	0.30	0.17	0.12	1.85	0.12	36.45	14.04	0.63	0.06	3.09	95.88	4.116

Tab.7A – Biotite compositions (augen gneisses)

Sample	Min	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Si	Al	Fe ²⁺	Mg	Na	K	Ti	Mn	mg	Tot Cat	Fe/Fe+Mg	Ti/11
2go161bt	Bl	35.15	3.86	17.79	21.5	0.11	8.02	0	9.78	96.206	5.377	3.207	2.75	1.828	0	1.908	0.444	0.015	39.926	15.529	0.6007	0.222
6go161bt	Bl	35.71	4.23	17.44	21.24	0.3	7.66	0	9.91	96.491	5.441	3.133	2.706	1.74	0	1.927	0.484	0.039	39.139	15.471	0.60864	0.242
9go161bt CORE	Bl	36.59	2.25	19.01	17.06	0	11.73	0	9.76	96.41	5.433	3.327	2.119	2.597	0	1.849	0.251	0	55.065	15.576	0.44932	0.1255
10go161bt RIM	Bl	36.29	2.24	18.27	17.13	0	12.22	0	9.77	95.91	5.43	3.222	2.144	2.726	0	1.864	0.253	0	55.973	15.638	0.44025	0.1265
19go161bt	Bl	35.17	4.09	18.25	21.81	0.11	7.26	0	9.97	96.659	5.362	3.28	2.781	1.652	0	1.939	0.469	0.014	37.256	15.498	0.62734	0.2345
20go161bt (green)	Bl	35.6	0.46	19.34	21.74	0.1	9.66	0	9.84	96.74	5.4	3.458	2.758	2.185	0	1.905	0.052	0.013	44.2	15.771	0.55796	0.026
22go161bt	Bl	35.86	0.56	19.79	20.69	0	9.16	0	9.91	95.966	5.447	3.543	2.628	2.075	0	1.921	0.064	0	44.117	15.678	0.55879	0.032
26go161bt	Bl	35.48	1.43	18.48	22.63	0	8.29	0	9.68	95.979	5.449	3.346	2.907	1.898	0	1.897	0.165	0	39.502	15.661	0.60499	0.0825
51go35bt	Bl	35.48	3.09	18.48	20.34	0.2	8.68	0.08	9.46	95.813	5.401	3.317	2.589	1.97	0.024	1.836	0.354	0.026	43.216	15.517	0.56789	0.177
55go35bt	Bl	36.37	3.2	19.21	18.6	0.27	8.52	0.11	9.71	95.997	5.469	3.404	2.339	1.91	0.033	1.863	0.361	0.035	44.955	15.415	0.55048	0.1805
64adr5bt	Bl	35.45	2.51	19.04	21.73	0.2	8.25	0	9.14	96.317	5.386	3.41	2.761	1.868	0	1.772	0.287	0.026	40.357	15.508	0.59646	0.1435
68adr5bt	Bl	35.66	2.63	18.45	21.58	0.3	8.44	0.25	9.57	96.901	5.405	3.297	2.735	1.908	0.075	1.85	0.3	0.039	41.096	15.609	0.58906	0.15
109adr5bt	Bl	35.48	2.82	18.2	21.11	0.26	8.66	0	9.4	95.923	5.415	3.273	2.694	1.97	0	1.83	0.324	0.034	42.239	15.539	0.57762	0.162
90go100bt	Bl	39.17	0.28	19.98	20.63	0.08	9.78	0.52	6.19	96.649	5.727	3.444	2.522	2.131	0.148	1.155	0.031	0.01	45.797	15.172	0.54202	0.0155
94go100bt	Bl	35.41	1.76	19.08	21.54	0.05	8.8	0	9.58	96.224	5.391	3.424	2.743	1.998	0	1.862	0.202	0.006	42.147	15.626	0.57857	0.101
95go100bt (green)	Bl	35.65	1.2	18.9	21.87	0.14	8.7	0.08	9.73	96.283	5.439	3.399	2.791	1.979	0.025	1.895	0.138	0.019	41.491	15.684	0.58512	0.069
96go100bt	Bl	35.54	2.08	18.86	20.48	0.12	9.16	0.17	9.84	96.243	5.397	3.375	2.601	2.074	0.049	1.905	0.238	0.016	44.357	15.655	0.55636	0.119
97go100bt (green)	Bl	35.65	1.75	18.76	20.94	0.13	9.17	0.03	9.71	96.131	5.424	3.363	2.664	2.079	0.009	1.885	0.2	0.017	43.833	15.641	0.56167	0.1
101go100bt	Bl	37.99	2.5	18.82	21.02	0.19	7.74	0	8.33	96.599	5.662	3.305	2.62	1.721	0	1.584	0.28	0.024	39.637	15.197	0.60355	0.14
104go100bt	Bl	35.21	4.02	17.76	21.18	0.13	8.11	0.11	9.49	96.014	5.382	3.2	2.707	1.848	0.033	1.851	0.462	0.017	40.569	15.499	0.59429	0.231

Tab.7B – Biotite compositions (paragneisses)

Sample	Min	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Si	Al	Fe ²⁺	Mg	Na	K	Ti	Mn	mg	Tot Cat	Fe/Fe+Mg	Ti/11
37go161bt	Bl	35.35	2.73	19.32	21.78	0	7.76	0	9.61	96.546	5.368	3.457	2.767	1.756	0	1.863	0.312	0	38.826	15.523	0.61176	0.156
41go161bt	Bl	35.17	3.41	18.28	21.27	0	7.99	0.12	9.68	95.92	5.381	3.297	2.722	1.823	0.035	1.89	0.392	0	40.11	15.541	0.5989	0.196
44go161bt	Bl	34.87	3.79	17.9	22.03	0.16	7.75	0	9.72	96.221	5.349	3.237	2.826	1.773	0	1.902	0.437	0.021	38.551	15.546	0.61448	0.2185
47go161bt	Bl	35.03	3.87	18.54	21.12	0.01	8.08	0.06	9.77	96.481	5.327	3.323	2.687	1.832	0.018	1.896	0.442	0.001	40.541	15.526	0.5946	0.221
137am3bt	Bl	36	2.66	20.1	17.05	0.33	10.97	0	9.58	96.694	5.332	3.509	2.112	2.423	0	1.809	0.296	0.041	53.428	15.522	0.46571	0.148
140am3bt	Bl	36.02	2.46	19.87	17.35	0.36	10.72	0	9.66	96.431	5.361	3.486	2.159	2.377	0	1.833	0.276	0.046	52.407	15.538	0.47597	0.138
146am3bt	Bl	35.74	2.68	19.9	17.83	0.27	10.21	0	9.69	96.333	5.34	3.505	2.228	2.274	0	1.848	0.302	0.034	50.512	15.53	0.49489	0.151
115go116bt	Bl	35.77	2.97	18.54	18.01	0.39	10.67	0	9.39	95.743	5.388	3.291	2.269	2.395	0	1.805	0.337	0.049	51.347	15.532	0.48649	0.1685
120go116bt	Bl	36.67	1.5	19.9	17.95	0.22	11.2	0	8.7	96.139	5.443	3.481	2.228	2.479	0	1.648	0.167	0.027	52.658	15.473	0.47334	0.0835
122go116bt	Bl	35.43	3.01	19.52	18.37	0.38	9.64	0	9.77	96.124	5.332	3.462	2.311	2.163	0	1.875	0.341	0.048	48.345	15.534	0.51654	0.1705
124go116bt	Bl	35.55	2.71	19.33	17.8	0.26	10.22	0	9.77	95.64	5.36	3.435	2.244	2.297	0	1.879	0.307	0.034	50.577	15.555	0.49416	0.1535

Tab.8 – Chemical analyses of augen gneiss samples

	Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total	A/CNK	Ba	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	V	Cr	Ni
CATENA COSTIERA	GO 63	69.38	0.46	14.65	2.87	0.04	1.44	1.30	3.14	4.97	0.09	1.34	100	1.13	531	195	126	33	191	14	43	64	17
	GO 63A	69.78	0.5	14.36	2.91	0.04	1.4	1.42	3.27	4.76	0.09	1.16	100.01	1.09	577	185	146	36	210	13	47	44	15
	GO 63B	69.85	0.43	14.52	2.70	0.03	1.31	1.35	3.07	5.21	0.1	1.13	100	1.10	527	171	120	34	165	12	38	38	14
	GO 63C	66.88	0.74	15.18	4.04	0.05	2.07	1.78	3.09	4.03	0.11	1.59	100.01	1.20	689	144	210	45	279	15	66	72	21
SILA	GO 1	69.89	0.56	14.59	3.02	0.05	1.67	1.3	2.91	3.89	0.09	1.69	100	1.28	580	130	114	39	205	13	45	60	17
	GO 2	70.33	0.52	14.68	2.07	0.04	1.53	0.95	2.39	5.91	0.08	1.27	100	1.22	600	182	90	34	214	10	45	66	14
	GO 3	68.91	0.61	15.1	3.06	0.04	1.55	1.3	2.97	4.7	0.12	1.3	100	1.22	554	210	127	32	216	15	52	61	17
	GO 4	69.29	0.52	15.25	3.08	0.06	1.12	1.22	3.69	3.48	0.11	1.85	100.01	1.26	486	262	92	33	205	15	46	52	16
	GO 5	69.99	0.52	14.97	3.20	0.03	1.23	1.15	3.24	3.06	0.07	2.18	100	1.39	472	155	153	34	218	17	44	55	16
	GO 6	69.51	0.63	14.13	3.39	0.05	1.58	1.63	3.1	4.46	0.1	1.06	100.02	1.10	665	175	178	37	231	13	54	60	18
	GO 8	68.31	0.61	14.1	3.34	0.04	1.72	0.88	2.92	3.97	0.09	3.65	100	1.32	570	181	107	39	223	13	52	62	17
	GO 9	69.27	0.61	14.36	3.52	0.05	1.72	1.42	3.47	3.59	0.1	1.5	100	1.18	592	168	138	39	240	14	56	58	19
	GO 10	70.12	0.57	14.32	3.39	0.05	1.51	1.38	3.79	3.23	0.12	1.14	100	1.17	453	179	114	35	215	18	48	56	17
	GO 35	68.85	0.73	13.94	3.85	0.05	1.97	1.86	2.91	4.4	0.1	0.92	100.01	1.08	610	190	152	39	259	15	68	84	22
	GO 22	68.74	0.68	15.13	3.20	0.04	1.6	0.96	2.58	5.37	0.1	1.24	100	1.28	588	223	87	30	215	14	59	70	18
	GO 28	69.48	0.58	14.76	3.45	0.05	1.44	0.75	3.63	3.2	0.09	2.19	100	1.37	514	161	96	41	225	14	54	94	18
	GO 58	69.17	0.49	15.1	2.72	0.03	1.22	1.17	3.18	5.08	0.08	1.46	100	1.17	509	164	133	39	177	13	41	62	14
	SERRE	GO 71	68.82	0.66	14.58	3.44	0.05	1.64	1.91	2.54	5.2	0.14	0.64	100	1.10	780	136	147	33	223	13	56	45
GO 73		72.42	0.45	13.5	2.38	0.03	0.88	0.89	2.26	6.41	0.05	0.47	100.01	1.10	646	188	122	20	144	12	30	25	9
GO 99		70.18	0.64	13.88	3.36	0.06	1.28	1.88	2.68	4.91	0.12	0.64	100	1.06	673	106	128	33	220	12	52	33	14
GO 100		69.31	0.69	14.17	3.44	0.05	1.52	1.85	2.54	5.51	0.13	0.41	100	1.05	745	125	139	31	188	13	52	38	14
GO 106		68.71	0.73	14.32	3.53	0.06	1.8	1.73	2.31	5.73	0.1	0.6	100.01	1.09	803	132	141	26	201	14	56	43	16
GO 107		70.62	0.54	14.17	2.84	0.04	1.03	1.76	2.89	5.21	0.11	0.47	100	1.04	709	131	132	29	172	12	42	32	12
GO 110		72.71	0.43	13.59	2.02	0.01	1.01	0.88	2.03	6.24	0.04	0.82	100	1.16	519	150	94	8	150	9	34	32	13
GO 111		70.18	0.6	14.44	3.15	0.04	1.24	2.28	3.02	4.22	0.14	0.34	100	1.06	704	117	138	21	159	11	45	33	13
ASPRMONTE	GO 112	70.14	0.74	13.38	4.21	0.05	1.71	1.82	3.05	3.39	0.1	0.96	100.02	1.12	789	120	183	30	289	15	68	59	25
	GO 117	72.1	0.42	13.51	2.39	0.05	0.75	0.83	1.61	6.64	0.11	1.32	100	1.19	582	241	81	38	206	11	35	38	13
	GO 118	71.8	0.46	13.92	2.41	0.05	0.85	0.85	1.64	6.71	0.11	0.94	100.01	1.21	576	229	77	31	181	11	37	36	10
	GO 121	71.76	0.46	13.22	2.38	0.04	1.26	0.89	1.22	7.29	0.1	1.11	100	1.15	815	204	168	33	184	12	37	37	15
	GO 122	70.85	0.53	13.32	3.02	0.05	1.39	0.94	2.26	6.18	0.1	1.03	100.01	1.10	732	203	109	27	179	11	44	33	16
	ADR 3	72.55	0.49	14.19	3.80	0.08	0.88	0.97	0.8	3.97	0.12	1.72	99.99	1.92	194	164	39	36	190	12	40	39	10
	ADR 4	67.46	0.67	16.88	2.86	0.09	1.27	1.43	1.32	5.81	0.11	1.78	100	1.53	491	204	94	44	248	15	64	60	15
	ADR 5	71.29	0.49	13.24	2.80	0.05	1.31	1.59	1.65	6.56	0.12	0.59	100	1.04	759	237	119	34	184	11	40	47	14
	ADR 10	72.89	0.37	13.18	2.42	0.04	0.82	0.42	1.21	6.94	0.12	1.33	100.01	1.28	595	246	56	36	151	10	27	25	9
	ADR 12	74.5	0.33	12.46	2.23	0.04	0.56	1.11	3.04	4.51	0.08	0.88	99.99	1.05	319	178	72	45	149	14	19	17	5
	ADR 13	72.16	0.45	13.83	2.34	0.07	1.69	1.48	1.78	4.06	0.11	1.77	100	1.38	228	168	58	34	224	21	28	16	8
	ADR 18	70.88	0.5	13.8	2.97	0.03	2.06	0.57	1.61	5.66	0.11	1.48	100	1.41	584	187	55	22	179	11	43	33	13
	ADR 23A	70	0.52	14.31	2.94	0.04	1.23	1.53	2.96	4.85	0.09	1.21	100.01	1.11	582	144	130	34	191	14	39	45	11
	ADR 23B	71.7	0.4	13.82	2.71	0.02	1.07	0.52	2.85	5.22	0.1	1.28	99.99	1.22	595	145	70	19	151	10	34	22	9

Tab.10 – Chemical composition of glm2 (minute leucocratic gneisses)

Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total	A/CNK	V	Cr	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs
ESG 976	72.19	0.18	14.87	1.5926	0.04	0.72	1.15	4.18	3.78	0.07	1.04	100.0	1.14	7		6						151	108	31	106	11	
ESG 982	75.77	0.125	12.29	1.1427	0.019	0.26	0.45	2.68	5.38	0.09	0.83	99.2	1.11	0	78	0	45	39	13	210	3	165	83	35	72	9	5
ESG 983	72.12	0.164	14.75	1.1697	0.033	0.27	0.88	3.2	5	0.23	1.03	99.0	1.20	0	48	0	40	74	18	214	2	337	71	6	69	11	40
ESG 984	73.13	0.121	14.58	0.93579	0.028	0.2	0.93	3.57	4.68	0.21	0.95	99.4	1.15	0	94	65	45	76	18	329	1	322	78	6	63	11	32
ESG 985	72.66	0.17	15.07	1.1517	0.03	0.35	0.73	3.68	4.83	0.19	1.01	100.0	1.20	5		4						346	77	6	71	15	
ESG 992	72.76	0.16	14.78	1.3227	0.03	0.47	1.19	4.43	3.97	0.06	0.68	100.0	1.07	6		5						139	107	31	101	9	
ESG 993	72.45	0.12	15.18	1.3767	0.04	0.61	0.87	3.89	4.42	0.06	0.83	100.0	1.19	3		4						161	77	29	79	11	
ESG 995	72.3	0.18	15.57	1.1248	0.03	0.36	0.68	3.68	4.8	0.21	0.94	100.0	1.25	6		3						357	76	18	74	16	
ESG 1002	74.12	0.134	13.79	1.3587	0.027	0.27	1.06	3.98	4.11	0.04	0.89	99.9	1.07	0	109	0	53	58	14	268	4	100	101	25	103	6	4
LG 2	73.22	0.04	16.26	0.48589	0.01	0.1	0.38	4.32	3.92	0.12	1.08	100.0	1.35	1	14	1						235	71	9	32	9	
MASG 5	71.87	0.165	14.85	1.0618	0.025	0.28	0.56	3.17	4.99	0.29	1.51	98.9	1.28	0	0	0	41	83	20	180	1	369	67	6	69	13	52
go23	73.34	0.09	15.82	0.98078	0.01	0.38	0.24	3.43	4.57	0.08	0.96	100.0	1.43	2	16	3						254	117	8	33	12	
go36	70.61	0.57	18.23	0.73784	0.01	1.02	0.24	1.32	5.44	0.03	1.7	100.0	2.15	45	97	6						216	28	74	279	14	
go41	74.18	0.07	15.15	0.94479	0	0.06	0.75	3.73	4.29	0.02	0.71	100.0	1.25	1	25	3						169	81	14	62	7	
go43	68.77	0.46	16.65	2.4475	0.04	1.43	0.49	1.48	5.78	0.09	2.08	100.0	1.74	40	38	6						161	39	39	191	13	
go 51	72.86	0.097	15.18	1.3587	0.044	0.44	1.28	3.47	3.45	0.15	1.68	100.2	1.29	0	0	0	42	54	17	157	3	254	219	7	66	11	11
go 55	72.95	0.31	13.72	2.0425	0.019	0.83	1.16	3.66	2.8	0.14	1.76	99.6	1.23	17	0	0	36	38	16	161	5	89	262	26	127	10	6
go75	69.6	0.22	17.19	1.6466	0.02	1.03	0.6	4.17	3.66	0.12	1.56	100.0	1.44	17	21	9						212	74	19	98	10	
go82	73.52	0.16	14.8	1.0348	0.02	0.46	1.37	3.92	3.59	0.16	0.91	100.1	1.15	6	11	3						123	193	7	69	6	
go91	71.37	0.17	16.18	1.3677	0.03	0.5	0.86	4.01	4.33	0.06	0.97	100.0	1.26	4	22	3						149	89	20	87	8	
go92	71.84	0.13	16.3	1.1068	0.03	0.29	1.03	3.98	4.27	0.07	0.85	100.0	1.25	3	34	3						155	78	17	75	7	

Tab.10 – Chemical composition of glm2 (minute leucocratic gneisses)

Sample	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Th	U	Th/U	LREE	HREE	REE	Eu/Eu*	
ESG 976	426	17.20	34.40																									
ESG 982	504	20.50	40.60	4.5	16.6	4.17	0.33	4.21	0.97	6.10	1.31	4	0.69	4.25	0.60	3	1	0.60	0.7	17	19	7	3	86	22	109	0.24	
ESG 983	248	20.50	40.80	4.56	16.6	3.96	0.58	2.94	0.37	1.47	0.20	0.48	0.07	0.44	0.06	2.4	2	1.00	2.0	21	9	5	2	86	6	93	0.52	
ESG 984	248	18.40	35.00	3.91	14.4	3.42	0.60	2.56	0.36	1.47	0.21	0.52	0.07	0.43	0.06	2.1	2	1.00	2.2	26	8	4	2	75	6	81	0.62	
ESG 985	226	19.00	37.88	4.46	16.46	3.66	0.61	2.58	0.32	1.36	0.20	0.41	0.06	0.382	0.05									81	5	87	0.61	
ESG 992	499	20.50	40.30																									
ESG 993	347	12.60	26.70																									
ESG 995	218	17.30	29.80																									
ESG 1002	644	22.90	47.50	6.1	24.1	5.76	0.65	5.28	0.80	4.80	0.92	2.66	0.36	2.3	0.32	3.6	0	0.00	16.0	31	11	2	5	106	17	124	0.36	
LG 2	140	11.00	13.70																									
MASG 5	294	20.40	37.70	4.48	16.3	3.83	0.56	2.96	0.39	1.51	0.22	0.54	0.08	0.5	0.07	2.4	5	3.40	2.6	28	10	2	4	83	6	90	0.51	
go23	1074	9.80	12.80																									
go36	304	38.00	56.00																									
go41	401	13.10	18.30																									
go43	586	27.10	54.60																									
go 51	714	31.70	55.60	5.69	19.3	3.61	0.93	2.62	0.36	1.66	0.25	0.62	0.08	0.48	0.07	2	1	11.40	1.6	23	10	2	7	116	6	123	0.93	
go 55	1090	25.10	46.30	5.35	19.6	4.42	0.72	4.04	0.82	4.92	0.99	2.84	0.50	2.86	0.42	4.2	1	8.60	0.6	15	16	6	2	101	17	119	0.52	
go75	228	20.90	35.80																									
go82	533	15.70	23.80																									
go91	338	17.80	30.50																									
go92	341	17.90	29.70																									

Tab.11
 Coordinate geografiche dei campioni di gneiss occhiadino utilizzati per lo studio geocronologico ed isotopico
 Latitudine and longitude of augen gneiss samples utilized for geochronological and isotopic studies

	Sample	Latitudine	Longitudine
Sila	GO 6	38°57'31"	16°31'31"
	GO 35	39°01'28"	16°35'15"
Serre	GO 71	38°44'38"	16°29'09"
	GO 100	38°43'38"	16°28'56"
Aspromonte	ADR 5	37°56'08"	15°58'43"
	ADR 18	38°02'40"	15°54'06"

Tab.12 - Dati isotopici U-Pb degli zirconi analizzati
(U-Pb isotopic data for the analyzed zircons)

Anal. Spot	206Pb/204Pb misured	Concentrations			Corrected ratios					Ages						
		Pb	U	Th	206Pb/238U	+/- σ	207Pb/235U	+/- σ	207Pb/206Pb	+/- σ	207Pb/206 Pb	+/- σ	206Pb/238U	+/- σ	207Pb/235U	+/- σ
GO 6 (Unità di Castagna, Sila)																
9m	7937	27	356	72	0,05743	0,02507	0,38390	0,00404	0,05842	0,01132	-	23	543,4	4,3	543,9	5,9
14c	19194	72	1123	21	0,00604	0,06561	0,32315	0,00472	0,05677	0,00479	482,6	9,8	464,4	3,8	467,5	3,7
14r	23753	112	1484	44	0,00956	0,02412	0,39313	0,01031	0,05843	0,00681	545,9	14,4	540,9	6,5	541,8	6
39c	16129	27	307	201	0,20185	0,00813	0,43547	0,00357	0,06117	0,00775	645,3	15,9	620,7	4,7	626	5,2
39r	17422	29	369	74	0,06268	0,01896	0,38729	0,00441	0,05969	0,00980	592,5	20,3	555,6	4,5	562,9	5,6
46c	16260	38	107	95	0,26413	0,00607	1,69482	0,00662	0,13884	0,00418	2212,7	6,9	2216,3	56,3	2214,5	27,1
80r	13532	23	222	223	0,30431	0,00477	0,51003	0,00443	0,06715	0,00763	797,3	15,2	748,2	5,9	760,6	6,1
185c	4296	6	74	45	0,16955	0,02005	0,37903	0,02439	0,06636	0,01542	817,9	29	607,3	14,7	653,8	14,2
192r	9833	26	340	62	0,05400	0,01338	0,38006	0,00481	0,05838	0,01023	544,1	21	548,1	4,5	547,4	5,6
211r	3522	30	392	84	0,05879	0,02326	0,38700	0,00448	0,05682	0,02301	484,4	45,4	546,6	4,4	534,7	10,1
190c	1504	5	69	14	0,97551	0,02232	0,30489	0,00982	0,05947	0,02049	584,5	39,9	515	13,4	527,9	13,9
190m	3064	22	289	227	0,25453	0,00985	0,38634	0,00731	0,06245	0,02116	689,6	42,5	541,9	5,3	571,2	10,2
45c	2956	14	163	181	0,34239	0,01384	0,41170	0,00635	0,06147	0,02378	655,6	44,8	584,5	5,3	599,3	11,5
236b-r	57803	14	197	119	0,19870	0,02039	0,35330	0,00888	0,06684	0,02902	832,8	56,7	521,7	5,7	583,7	13,7
62c	1252	14	171	118	0,22091	0,01329	0,39702	0,00626	0,06420	0,03159	748,5	60	561,5	5,1	600	14,8

Anal. Spot	206Pb/204Pb misured	Concentrations			Corrected ratios					Ages						
		Pb	U	Th	206Pb/238U	+/- σ	207Pb/235U	+/- σ	207Pb/206Pb	+/- σ	207Pb/206 Pb	+/- σ	206Pb/238U	+/- σ	207Pb/235U	+/- σ
GO 35 (Unità di Castagna, Sila)																
6r	4762	21	272	54	0,06260	0,03086	0,63371	0,00412	0,06060	0,01784	625	35,7	551,7	15,7	566,2	14,9
8r	8333	24	305	111	0,12920	0,00984	0,57777	0,00614	0,05971	0,00843	593,2	16,4	555,8	16	563,2	13,4
8r2	28409	37	455	99	0,07280	0,01221	0,51820	0,00444	0,06078	0,00398	631,5	11,1	587,9	16,7	597,0	13,6
19c	2857	16	216	160	0,24926	0,00666	0,53210	0,00565	0,06213	0,01164	678,6	22,1	543,5	15,6	570,3	13,9
29r	29762	31	388	71	0,07112	0,02820	0,49920	0,00502	0,06327	0,01608	717,2	33,9	566,2	16,2	597,3	15,2
35c	3571	24	207	110	0,12631	0,01496	0,78650	0,01070	0,10750	0,00977	1757,6	16,7	818,9	24	1118,1	22
56c	25316	103	316	389	0,38714	0,00298	2,45781	0,00202	0,16026	0,00237	2458,4	3,8	2068,9	52	2271,1	26,5

Tab.12 - Dati isotopici U-Pb degli zirconi analizzati
(U-Pb isotopic data for the analyzed zircons)

Anal. Spot	206Pb/204Pb misured	Concentrations			Corrected ratios		Ages			207Pb/206 Pb		206Pb/238U		207Pb/235U		
		Pb	U	Th	206Pb/238U	+/- σ	207Pb/235U	+/- σ	207Pb/206Pb	+/- σ	+/- σ	+/- σ	+/- σ	+/- σ		
GO 100 (border zone, Serre)																
5e	24155	83	1040	102	0,02893	0,01033	0,39803	0,00936	0,05872	0,00496	556,7	10,2	572,4	6,4	569,3	5,6
17e	30030	85	984	102	0,05202	0,08239	0,37778	0,02493	0,06582	0,02863	800,5	59,8	617,1	22,7	657,9	23
91c	6667	16	244	214	0,31851	0,00985	0,30539	0,01288	0,05764	0,01430	515,9	27,9	461,8	6,6	470,9	7,7
121c	13928	30	338	159	0,14224	0,01049	0,38604	0,01041	0,05580	0,00530	444,6	11,2	632,7	18,8	593,1	14,1
153c	5556	9	122	79	0,16098	0,01881	0,36334	0,01253	0,05881	0,01335	560	27	538,8	7,4	542,9	8,2
205c	7692	12	177	92	0,16091	0,00873	0,57798	0,00433	0,05636	0,01501	466,5	29,4	494,1	14,1	489,2	12,9
229e	18450	64	822	69	0,02578	0,01945	0,40069	0,00359	0,06546	0,00784	789,1	15,9	558,7	4,3	606,4	5,1
250c	20040	25	374	228	0,19069	0,00453	0,33488	0,00477	0,07114	0,00644	961,6	12,3	484,8	4	577,6	4,7
250r	17668	41	527	69	0,03893	0,01818	0,38204	0,00332	0,06425	0,00825	749,9	16,4	553,1	4,2	593,3	5,1
252e	128205	29	378	43	0,03569	0,01197	0,37295	0,00445	0,06024	0,00680	612,5	14,5	544,8	4,4	558,1	4,6
260c	2632	14	176	106	0,22670	0,01217	0,45712	0,00770	0,05591	0,02031	448,9	39,9	573,1	16,7	548,7	15,4
274r	16667	34	453	100	0,06732	0,00907	0,37022	0,00240	0,05851	0,00796	548,8	16,7	537,3	3,9	539,5	4,6
274c	7692	14	135	100	0,22571	0,01406	0,53772	0,00449	0,06658	0,01263	824,6	24,9	751,9	6	770,5	8,2
114c	1613	19	433	61	0,07528	0,02898	0,20829	0,01489	0,06209	0,01994	677,5	37,9	325,8	5,2	372,9	8,1
114r	27100	77	1004	91	0,02333	0,02402	0,39121	0,01470	0,05755	0,01431	512,7	31,1	552,1	8,6	544,5	9,1
33b-e	29155	74	928	98	0,03185	0,01057	0,40190	0,00233	0,05822	0,00339	538	7,1	574,9	4,1	567,5	3,6
44e	60240	146	1832	118	0,01939	0,01365	0,41747	0,00277	0,05860	0,00325	552,3	6,8	570,9	4,2	567,2	3,6
33b-c	70922	90	220	184	0,24601	0,00797	1,98912	0,00548	0,23698	0,00357	3099,8	5,6	2502,00	18,6	2846,2	9,2
203c	26110	27	68	69	0,27235	0,06262	1,90321	0,04542	0,16446	0,03166	2502,1	53	2404,4	91,6	2457,7	50,4
259c	84746	91	339	209	0,18213	0,00490	2,25107	0,00489	0,11584	0,00253	1892,9	4,5	1759,7	45,8	1821,5	25
106c	5429	13	158	111	0,19696	0,01271	0,42285	0,01326	0,08115	0,01739	1225,2	31,6	610,3	8,8	758,7	12,2
106r	13755	31	416	49	0,03058	0,04187	0,36505	0,00663	0,08878	0,01478	1399,5	27,4	536,7	5	735,2	9,2

Tab.12 - Dati isotopici U-Pb degli zirconi analizzati
(U-Pb isotopic data for the analyzed zircons)

Anal. Spot	206Pb/204Pb		Concentrations			Corrected ratios		Ages									
	misured		Pb	U	Th	206Pb/238U	+/- σ	207Pb/235U	+/- σ	207Pb/206Pb	+/- σ	207Pb/206 Pb	+/- σ	206Pb/238U	+/- σ	207Pb/235U	+/- σ
ADR 5 (Unità Aspromonte , Aspromonte)																	
34c	14286		8	94	23	0,26060	0,01408	0,31401	0,00507	0,06144	0,00668	654,6	13	576,7	9,8	592,8	8,5
36c	13158		18	241	111	0,15002	0,00390	0,50044	0,00292	0,05856	0,00408	550,8	8,3	550,0	15,57	550,2	12,6
60a-r2	4762		4	54	6	0,10550	0,02296	0,30810	0,01659	0,06133	0,00894	650,9	18,1	526,9	12,0	550,8	10,8
84a-r	14286		5	63	15	0,17290	0,01283	0,32974	0,00581	0,06086	0,00611	634,4	12,3	610,6	10,5	615,7	8,8
110r	50000		12	151	11	0,04532	0,03193	0,30188	0,00249	0,06008	0,00482	606,4	10,3	585,9	9,7	590,1	8,0
113a-c	14286		10	114	22	0,18977	0,02814	0,32970	0,00352	0,06203	0,00408	674,9	8,1	596,8	9,9	613,4	8,2
165c	5000		8	102	6	0,02861	0,02229	0,38692	0,00877	0,05982	0,00619	596,9	12	568,1	10,04	573,9	8,8
60ar1	25000		11	132	11	0,08148	0,02030	0,31883	0,00333	0,05945	0,00723	583,6	-	613,5	10,2	607,2	8,6
65r	33333		10	128	6	0,04575	0,00891	0,27840	0,01590	0,06592	0,01022	-	-	565,9	12,6	615,8	11,7
35	33333		21	119	18	0,16728	0,00715	0,72549	0,00525	0,12837	0,00878	2075,7	15,2	1189,5	19,4	1546,5	15,7
137c	820		6	43	9	0,01001	0,93932	0,54430	0,02506	0,06924	0,12728	906	237,2	916,5	25,9	913,3	75,9

Anal. Spot	206Pb/204Pb		Concentrations			Corrected ratios		Ages									
	misured		Pb	U	Th	206Pb/238U	+/- σ	207Pb/235U	+/- σ	207Pb/206Pb	+/- σ	207Pb/206 Pb	+/- σ	206Pb/238U	+/- σ	207Pb/235U	+/- σ
ADR 18 (Unità Aspromonte , Aspromonte)																	
3c	7138		15	246	161	0,21643	0,01192	0,72177	0,00419	0,05550	0,00991	432,5	20,2	446,2	12,8	443,9	11,2
3r	15152		33	458	80	0,05899	0,01474	0,51261	0,00338	0,05871	0,00599	556,5	-	526,4	15	532,1	12,4
34r	10638		27	373	224	0,09163	0,01616	0,49482	0,00278	0,05766	0,00660	517	13,7	521,6	14,8	520,7	12,3
46r2	17182		46	605	63	0,05049	0,01267	0,47105	0,00458	0,06357	0,00471	-	9,4	548,1	15,6	584,2	13,8
48c	13793		34	388	234	0,19125	0,00571	0,49812	0,00310	0,05994	0,00511	601,4	10,4	623,2	17,6	618,5	13,8
55c	11494		29	374	67	0,06414	0,04232	0,47707	0,00450	0,05727	0,00746	502,1	15,6	564,9	16,1	552,6	13
56c	8496		56	651	71	0,03782	0,01328	0,49675	0,00381	0,05926	0,00441	576,6	-	616,7	17,4	608,2	13,6
56r2	21053		39	533	162	0,10162	0,00932	0,50594	0,00380	0,05760	0,00721	514,4	15,2	531,3	15,1	528,1	12,5

Ringraziamenti

Riuscire a portare a termine la frequenza di un Dottorato di Ricerca e scrivere un elaborato che ne raccolga i risultati è una gran bella soddisfazione personale. A questo risultato, però, non si giunge da soli, ed è quindi doveroso ringraziare tutte le persone che durante questo cammino, spesso difficoltoso, mi hanno aiutato e incoraggiato.

Inanzitutto voglio ringraziare con tutto il cuore la mia docente guida *Prof.ssa Annamaria Fornelli*, per tutto il tempo che mi ha dedicato, risorsa tanto preziosa che non mi ha mai negato. Grazie Annamaria, per la pazienza che hai sempre dimostrato nel seguirmi, nell'avermi instradato sulla via della ricerca scientifica, cercando di trasmettermi un metodo e affidandomi gli strumenti necessari per diventare autonoma. Ti ringrazio per avermi sempre spronato a fare del mio meglio e per aver saputo ascoltare le mie preoccupazioni e per averle sapute sedare.

Un caro ringraziamento al *Prof. Giuseppe Piccarreta*, fonte inesauribile di sapere, alla quale forse non ho saputo attingere tutto quel che avrei potuto, spero vivamente di poter continuare a farlo in futuro! Ringrazio anche lei per la sua disponibilità, per il tempo che mi ha dedicato e per l'atteggiamento, spesso paterno, che mi ha riservato.

Ringrazio vivamente il *Prof. Pierre Barbey*, docente guida francese, grazie al quale ho cominciato a frequentare il corso di Dottorato in co-tutela Italia-Francia, scelta che si è rivelata vincente sia sul piano scientifico che personale. Gentile Professore, le sono riconoscente per come mi ha accolto nel suo gruppo di ricerca, per la fiducia che mi ha dato, per il suo importante apporto scientifico e, non ultimo, per aver sempre cercato di rendere i miei soggiorni a Nancy i più proficui, sereni e confortevoli possibili.

Ringrazio ancora tutti e tre i docenti per la loro serietà e la loro dedizione al lavoro; per voi nutro una profonda stima.

Ringrazio il *Prof. Luigi La Volpe*, coordinatore del Dottorato, che durante questi anni ha accompagnato passo passo me e i miei colleghi dottorandi fino al conseguimento di questo traguardo.

Sono grata al *Prof. Alfredo Caggianelli* per i preziosi consigli che ha saputo fornirmi circa la redazione della tesi, contribuendo in maniera significativa al suo miglioramento.

Ringrazio la *Prof.ssa Laura Gaggero* dell'Università di Genova, la quale ha contribuito, con una lettura critica, alla redazione della versione definitiva dell'elaborato di tesi.

Per lo stesso motivo ringrazio il *Dott. Etienne Deloule* del CRPG di Nancy, che è stato di fondamentale aiuto anche nella revisione dei dati geocronologici.

Ringrazio il *Prof. Pasquale Acquafredda* per la disponibilità che ha sempre dimostrato ed in particolare per avermi introdotto all'uso del SEM. Lo ringrazio, insieme al *Dott. Mauro Pallara*, anche per l'utilizzo delle calibrazioni messe a punto nel giugno 2001 per il conseguimento di corretti dati analitici mediante XRF.

Ringrazio il *Dott. Vincenzo Festa* per i consigli riguardanti lo studio di terreno ed il *Signor Aldo Vittoria* per l'aiuto fornitomi nella preparazione delle sezioni sottili.

Un caro saluto a tutti i miei colleghi Dottorandi e non, con cui ho condiviso questi anni.

Un grande e sentito ringraziamento va a tutto il CRPG di Nancy, presso cui ho trovato due qualità fondamentali: da un lato grande professionalità e valore scientifico e, dall'altro una grande umanità.

Ne ringrazio il Direttore Bernard Marty, i Docenti ed i Ricercatori e ancora l'Amministrazione (in particolare Mademoiselle Valérie Soulier), il personale tecnico addetto alla sonda ionica (Claire Rollion-Bard, Denis Mangin ed in particolare Michel Champenois), Laurie Reisberg e le sue collaboratrici, per avermi introdotto con pazienza alla geochimica isotopica, il Service Général (Caroline Zimmer, Bruno Porcu, Jean-Marc Chaffaut ed in particolare Emmanuel Davy) e Monsieur Larry, per i suoi consigli "informatici".

Un caro pensiero a tutti i Dottorandi e colleghi, francesi e non, che mi hanno sempre aiutata nel lavoro e resa partecipe alle loro iniziative. Un affettuoso saluto a Laure Martin, che mi ha fornito importanti pubblicazioni scientifiche e mi ha dato utili informazioni riguardo il trattamento e l'interpretazione dei dati geocronologici. Un pensiero anche a Sandrine per il suo entusiasmo e la sua compagnia. Auguro a tutti loro un avvenire radioso e pieno di soddisfazioni.

Lavorare e vivere per alcuni mesi in un paese straniero spesso può rappresentare un'esperienza difficile, nel mio caso, fortunatamente, non lo è stato. La gentilezza, l'ospitalità, la disponibilità di tutto il CRPG sono stati fondamentali nel farmi inserire in un ambiente amichevole e lavorare con grande serenità.

Profondo affetto e gratitudine a tutte le persone che mi sono state vicine, in particolare i miei amati familiari, Nicola e gli amici, che mi hanno sempre sostenuta ed incoraggiata.

E' nell'affetto, nel calore, nella stima e nei sorrisi che mi dedicate che la mia vita trova un senso.

RESUME

L'objet de ce travail de recherche est une étude pluridisciplinaire des *gneiss ocellés* de la Calabre (Italie méridionale).

L'étude de terrain a permis de définir les caractères des *gneiss ocellés* et des *gneiss leucocrates* qui leur sont généralement associés dans trois unités structurales distinctes, affleurant dans quatre massifs montagneux : l'Unité de Castagna en Catena Costiera e Sila (Calabre nord-occidentale), l'Unité de la Sila en Serre (Calabre centrale) et de l'Unité Aspromonte en Aspromonte (Calabre méridionale).

L'étude pétrographique a conduit à déterminer les paragenèses principales, les textures et les structures des *gneiss ocellés*. Cela a permis de mettre en évidence différentes conditions de métamorphisme dans les trois unités : faciès schiste-vert à faciès amphibolite pour l'Unité de Castagna, faciès amphibolite pour l'Unité Aspromonte et faciès amphibolite à faciès granulite pour l'Unité de la Sila. Les *gneiss leucocrates* semblent dériver de roches filoniennes aplitiques, porphyriques ou pegmatitiques et présentent les mêmes caractères métamorphiques et tectoniques que les *gneiss ocellés*.

L'étude géochimique a permis de caractériser le magmatisme des protolites des *gneiss ocellés*: granites et granodiorites à chimisme calco-alcalin potassique et peralumineux. Ce magmatisme peut être associé aux phases post-collisionnelles en régime transitionnel. Les *gneiss leucocrates* ont été subdivisés en deux groupes sur la base de leurs teneurs en certains éléments en trace, en particulier Nb qui est $>19\text{ppm}$ (glm1) ou $<16\text{ ppm}$ (glm2). Les *gneiss ocellés* montrent des analogies chimiques avec le group glm2 qui peut représenter des produits différenciés des protolites des *gneiss ocellés*. Le groupe glm1, au contraire, semble représenter les produits d'un magmatisme qui dérive d'une genèse et d'une source différentes.

L'étude géochronologique a été réalisée sur des cristaux de zircon séparés de cinq échantillons provenant des trois unités, et caractérisés en MEB (ERD et CL). Les rapports isotopiques U-Pb ont été déterminés à la sonde ionique CAMECA 1270 (CRPG-CNRS, Nancy, France). L'âge de mise en place peut être défini à $539 \pm 4\text{ Ma}$. Les mêmes groupes d'âge ont été identifiés dans tous les échantillons:

(i) âges hérités Archéens, Paléo-Protérozoïques (p.e. 2216 ± 56 et $2404 \pm 92\text{ Ma}$) et Néo-Protérozoïques (p.e. 621 ± 5 , 614 ± 10 et $623 \pm 18\text{ Ma}$) sur des coeurs hérités d'une croute ancienne;

(ii) âges plus jeunes (p.e. 464 ± 4 , 494 ± 14 , $446 \pm 13\text{ Ma}$) peut être à relier au métamorphisme Hercynien.

L'analyse des compositions isotopiques *Rb-Sr* et *Sm-Nd* dans six échantillons (Sila, Serre et Aspromonte) a fourni des résultats contradictoires. Si les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(539\text{ Ma})}$ initiaux (0,7093-0,7140) suggèrent une importante empreinte crustale dans la source, les valeurs de $\epsilon\text{Nd}_{(539\text{ Ma})}$ ($-3.13 / -4.66$) plaident en faveur d'une contribution mantellique significative. Il est vraisemblable que cette contradiction apparente, résulte d'une re-mobilisation du système isotopique Rb-Sr au cours des orogènes hercyniens ou alpins.

Enfin, nous avons fait une comparaison entre les protolites des *gneiss ocellés* et certains produits magmatiques contemporains répartis dans la Chaîne varisque européenne et dans le nord de l'Afrique. Elle montre l'existence d'analogies significatives entre les protolites des *gneiss ocellés* et les produits calco-alcalins potassiques de l'Europe centrale et de l'Afrique des domaines Magrébin et Saharien. L'âge de mise en place (à la limite entre Protérozoïque et Paléozoïque), l'affinité géochimique (magmatisme calco-alcalin potassique) et les âges archéens et protérozoïques hérités de la source ont permis de rapporter le magmatisme acide Néoprotérozoïque-Cambrien de la Calabre aux phases post-collisionnelles de l'orogénèse panafricaine. Ceci renforce l'idée que le "terrane" Calabro-Péloritain constituait une partie de la microplaque Alboran, un "terrane exotique" qui était, à la limite Protérozoïque-Cambrien, partie intégrante de la bordure septentrionale du supercontinent Gondwana (Peri-Gondwana terranes).