



Università degli Studi di Cagliari
Facoltà di Scienze MM. FF. NN.



DOTTORATO DI RICERCA

Scienze e Tecnologie della Terra e dell' Ambiente

Ciclo XXXII

Evoluzione metamorfica di rocce eclogitiche e granulitiche della Zona Assiale della Catena Varisica sarda, Sardegna NE

Settore scientifico disciplinare di afferenza

GEO/07

Presentata da:

Dott. Massimo Scodina

Coordinatore Dottorato

Prof. Giorgio Ghiglieri

Tutor

Prof. Marcello Franceschelli

Esame finale anno accademico 2018 – 2019

Indice

Abstract.....	1
Riassunto.....	3
Introduzione.....	5
1. La catena varisica sarda.....	7
1.1 Introduzione.....	7
1.2 Zona Esterna.....	7
1.3 Zona a Falde.....	10
1.4 Zona Assiale.....	10
1.5 La deformazione varisica.....	11
1.5.1 Zone di shear.....	14
1.5.2 Età delle deformazioni D1 e D2.....	16
1.6 Il metamorfismo varisico.....	16
1.7 Il magmatismo pre-varisico.....	21
1.8 Il batolite sardo-corso.....	22
2. I modelli geodinamici.....	25
2.1 Modelli della zona di sutura.....	25
2.2 Modelli dei terreni peri-gondwaniani.....	28
2.3 Modello del prisma di accrezione.....	32
3. Studi precedenti nell'area di studio.....	34
4. Geologia di terreno.....	37
4.1 Rilevamento geologico-strutturale.....	37
4.2 Eclogiti retrograde a cianite.....	40
4.3 Anfiboliti ultrafemiche.....	42
4.4 Anfiboliti plagioclasiche a bande.....	48
4.5 Migmatiti e paragneiss a cianite-sillimanite.....	53
4.6 Ortogneiss.....	55

4.7 Migmatiti ad anfibolo.....	56
4.8 Noduli calco-silicatici.....	58
4.9 Corpi leucocratici e filoni granitici e pegmatitici.....	59
5. Assetto strutturale.....	62
5.1 Studi precedenti.....	62
5.2 Osservazioni di terreno.....	65
5.2.1 <i>Metabasiti</i>	67
5.2.2 <i>Migmatiti e paragneiss a cianite e sillimanite</i>	69
5.2.3 <i>Migmatiti ad anfibolo</i>	72
5.2.4 <i>Filoni granitici e pegmatitici</i>	73
6. Petrografia.....	74
6.1 Eclogiti retrograde a cianite	75
6.2 Metabasiti di Mt. Nieddu.....	80
6.2.1 <i>Anfiboliti ultrafemiche</i>	80
6.2.2 <i>Noduli a granato nelle anfiboliti ultrafemiche</i>	86
6.2.3 <i>Vene nelle anfiboliti ultrafemiche</i>	89
6.3 Anfiboliti plagioclasiche a bande.....	93
6.4 Migmatiti.....	97
6.4.1 <i>Migmatiti a cianite e sillimanite</i>	97
6.4.2 <i>Migmatiti ad anfibolo</i>	97
7. Minerocimica.....	99
7.1 Eclogiti retrograde a cianite.....	100
7.1.1 <i>Granato</i>	100
7.1.2 <i>Pirosseno</i>	103
7.1.3 <i>Plagioclasio</i>	103
7.1.4 <i>Anfibolo</i>	105
7.1.5 <i>Altri minerali</i>	107
7.2 Anfiboliti ultrafemiche (layer B).....	109
7.2.1 <i>Olivina e plagioclasio</i>	109
7.2.2 <i>Pirosseno</i>	109
7.2.3 <i>Granato</i>	109

7.2.4 Anfibolo.....	112
7.2.5 Altri minerali.....	114
7.2.6 Layer A e layer C.....	115
7.2.7 Noduli a granato.....	117
7.3 Vene nelle anfiboliti ultrafemiche.....	122
7.3.1 Vene a granato.....	122
7.3.2 Altre vene.....	128
7.4 Anfiboliti plagioclasiche a bande.....	130
7.4.1 Granato.....	130
7.4.2 Pirosseno.....	133
7.4.3 Plagioclasio.....	135
7.4.4 Anfibolo.....	136
7.4.5 Altri minerali.....	138
8. Evoluzione metamorfica.....	139
8.1 Evoluzione metamorfica delle eclogiti retrograde a cianite.....	139
8.2 Evoluzione metamorfica delle anfiboliti ultrafemiche.....	141
8.2.1 Evoluzione metamorfica delle vene a granato nelle anfiboliti ultrafemiche.....	143
8.3 Evoluzione metamorfica delle anfiboliti plagioclasiche a bande.....	146
8.4 Correlazione tra stadi evolutivi nelle rocce studiate.....	147
9. Analisi geochimiche.....	149
9.1 Elementi maggiori.....	150
9.2 Elementi in tracce e terre rare.....	153
9.3 Contesto tettonico.....	157
9.4 Trend magmatico.....	159
9.5 Considerazioni sui dati geochimici.....	160
10. Geotermobarometria.....	163
10.1 Eclogiti retrograde a cianite.....	163
10.1.1 Modellizzazione termodinamica.....	163
10.2 Anfiboliti plagioclasiche a bande.....	167
10.2.1 Modellizzazione termodinamica.....	167
10.2.2 Geotermometro Zr-in-rutilo.....	176

10.3 Anfiboliti ultrafemiche.....	177
10.3.1 Geotermobarometria convenzionale.....	177
10.3.2 Modellizzazione termodinamica.....	178
10.4 P-T path.....	182
10.4.1 P-T path delle eclogiti retrograde a cianite.....	182
10.4.2 P-T path delle anfiboliti plagioclasiche a bande.....	184
10.4.3 P-T path delle anfiboliti ultrafemiche.....	185
11. Discussione.....	186
11.1 Evoluzione metamorfica delle metabasiti.....	186
11.2 P-T path “clockwise” e “anticlockwise”	188
11.3 Evoluzione geodinamica delle metabasiti di Mt. Nieddu.....	191
Conclusioni	194
Ringraziamenti	196
Bibliografia	197

Abstract

The High Grade Metamorphic Complex of the Axial Zone of the variscan Sardinian chain is characterized by the widespread occurrence of metabasite bodies and lenses within the migmatites and gneisses. These metabasite bodies, decametric to hectometric in size, show polyphase metamorphic evolution and preserve evidences of high temperature (granulite facies) or high pressure (eclogite facies) metamorphism.

This study is focused on the metabasites from NE Sardinia (eclogites and granulites) cropping out a few kilometers north of Olbia. A geological survey was carried out and a schematic geological map of the studied area, comprising Iles, Montiggiu Nieddu, Nodu Pianu and Sos Aranzos localities, was drawn. Several samples from the various lithologies were collected and then analyzed; the petrographic, mineral chemistry and geochemical data were used for the determination of P-T conditions by thermodynamic modelling and conventional geothermobarometry.

The eclogites cropping out at Iles locality are characterized by garnet and kyanite porphyroblasts surrounded by symplectitic and coronitic microstructures. Based on garnet compositional zoning and P-T pseudosection calculations, the P-T path of these rocks reveals a first prograde segment until baric peak P-T conditions of $T = 620-690\text{ }^{\circ}\text{C}$ and $P = 2.0-2.3\text{ GPa}$ were reached in eclogite facies. Subsequently, the rocks underwent a slight temperature increase accompanied by a pressure decrease until they reached their thermal peak at HP conditions in the granulite/eclogite facies ($T = 650-700$ and $P = 1.4-2.1\text{ GPa}$). The resulting clockwise P-T path is similar to that observed for other Sardinian eclogites described in the literature.

The amphibolite lens at Mt. Nieddu consists of plagioclase-banded amphibolites and ultramafic amphibolites. The plagioclase-banded amphibolites, characterized by an alternation of whitish plagioclase- and dark-green amphibole-rich layers, locally show centimetric-thick layers with several garnet porphyroblasts up to 1 cm in size. The microstructural investigations and thermodynamic modelling on the plagioclase-banded amphibolites and on their garnet rich layers allow to define the following P-T evolution; these rocks firstly recorded an isothermal pressure increase up to the metamorphic peak ($T = 690-740\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 1.3-1.4\text{ GPa}$), before the retrograde equilibration in amphibolite facies. The resulting P-T path is anticlockwise.

The ultramafic amphibolites, which are featured by coronitic microstructures around igneous olivine and plagioclase, occur as a lens within the plagioclase-banded amphibolites. The coronitic microstructures consist of single or composite thin corona of orthopyroxene and clinopyroxene

around olivine as well as by spinel + clinopyroxene symplectite and garnet coronas around plagioclase. All these minerals were partially replaced by amphibole. The geothermobarometric results obtained from the ultramafic amphibolites indicate P-T conditions of $P = 0.2-0.5$ GPa and $T = 780-850$ °C for the igneous crystallization and of $P = 1.3-1.7$ GPa and $T = 680-730$ °C for garnet growth. These results are in agreement with the anticlockwise P-T path reconstructed for the adjacent plagioclase-banded amphibolites.

The geochemical data and the P-T paths reconstructed for the studied metabasites are discussed in the geodynamic scenario of the variscan Sardinian chain. A new geodynamic model for the evolution of the studied rocks is also proposed.

Riassunto

Il Complesso Migmatitico della Zona Assiale della catena varisica sarda è caratterizzato dalla presenza di numerose lenti di metabasiti affioranti tra le migmatiti e gli gneiss. Questi corpi lenticolari, di dimensioni decametriche o ettometriche, sono caratterizzati da un'evoluzione pluri-fasica e hanno conservato evidenze di metamorfismo di alta temperatura (in facies granulitica) o alta pressione (in facies eclogitica).

Lo studio di questi corpi di metabasiti si è concentrato in un'area nel NE della Sardegna, pochi Km a nord di Olbia, in cui affiorano eclogiti e granuliti. Su quest'area è stato effettuato un rilevamento geologico che ha portato alla realizzazione di una carta geologica schematica dell'area compresa tra le località di Iles, Montiggiu Nieddu, Nodu Pianu e Sos Aranzos. Sono stati prelevati numerosi campioni dei vari litotipi per le analisi petrografiche, minerochimiche e geochimiche; i dati ottenuti sono stati utilizzati per la modellizzazione termodinamica tramite l'approccio delle pseudosezioni P-T e della geotermobarometria convenzionale.

Le eclogiti affioranti nella lente in località Iles sono caratterizzate dalla presenza di porfiroblasti di granato e cianite attorno ai quali si sviluppano microstrutture simplettitiche e coronitiche. È stato ricostruito, attraverso la modellizzazione termodinamica tramite pseudosezioni P-T della zonatura composizionale del granato, il P-T path di queste rocce caratterizzato da un iniziale segmento progrado fino al raggiungimento delle condizioni di picco barico a $T = 620\text{--}690\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $P = 2.0\text{--}2.3\text{ GPa}$ in facies eclogitica. Successivamente hanno subito un leggero incremento di temperatura ed una diminuzione di pressione fino al raggiungimento del picco termico in condizioni di facies HP granulitica/eclogitica ($T = 650\text{--}700\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $P = 1.4\text{--}2.1\text{ GPa}$). Il P-T path risultante, di tipo "clockwise", è simile a quello di altre eclogiti sarde riportate in letteratura.

La lente anfibolitica in località Mt. Nieddu è costituita da due diverse litologie: le anfiboliti plagioclasiche a bande e le anfiboliti ultrafemiche. Le anfiboliti plagioclasiche a bande, costituite da un'alternanza bimodale di bande ricche in plagioclasio e bande ricche in anfibolo, sono caratterizzate dalla presenza di layers di spessore centrimetrico che contengono al loro interno porfiroblasti di granato fino a 1 cm di diametro. Gli studi microstrutturali e di modellizzazione termodinamica sulle anfiboliti plagioclasiche a bande ed i layer hanno permesso di ricostruire l'evoluzione P-T di queste rocce, le quali hanno registrato un incremento isotermico di pressione fino al raggiungimento di condizioni di picco di $T = 690\text{--}740\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $P = 1.3\text{--}1.4\text{ GPa}$, prima del riequilibrio retrogrado in facies anfibolitica. Il P-T path risultante è di tipo anticlockwise.

Le anfiboliti ultrafemiche costituiscono una lente all'interno delle anfiboliti plagioclasiche a bande e sono caratterizzate dalla presenza di microstrutture coronitiche formatesi intorno ai relitti ignei di olivina e plagioclasio. Le corone sono costituite da layer mono- o bi-mineralici di ortopirosseno e clinopirosseno intorno all'olivina ed una simplettite a clinopirosseno + spinello e granato intorno al plagioclasio. Tutti questi minerali hanno subito una sovracrescita di anfibolo. I dati geotermobarometrici ottenuti sulle anfiboliti ultrafemiche hanno permesso di determinare le condizioni di cristallizzazione ignea ($P = 0.2-0.5$ GPa e $T = 780-850$ °C) e di formazione del granato ($P = 1.3-1.7$ GPa e $T = 680-730$ °C). Questi dati sono in accordo con il percorso P-T di tipo anticlockwise delle adiacenti anfiboliti plagioclasiche a bande.

I dati geochimici e i diversi P-T path documentati per le metabasiti studiate (clockwise per le eclogiti a cianite e anticlockwise per le anfiboliti plagioclasiche a bande e le anfiboliti ultrafemiche) sono discussi e inseriti nel contesto geodinamico di collisione continentale e di evoluzione della catena varisica sarda. In particolare, viene proposto un modello evolutivo finalizzato all'interpretazione geologica delle rocce studiate.

Introduzione

Il complesso migmatitico (o High Grade Metamorphic Complex, abbreviato HGMC) della Zona Assiale della catena varisica sarda, situato a nord della linea Posada-Asinara (PAL) è caratterizzato dalla presenza di numerose lenti di metabasiti che hanno attraversato condizioni di alto grado metamorfico e alta pressione (Carmignani et al., 2001 e bibliografia) (Fig. 1.1).

Le lenti di metabasiti si presentano come corpi basici ed ultrabasici di dimensioni decametriche o ettometriche all'interno degli gneiss e delle migmatiti dell'HGMC. Questi corpi sono caratterizzati da un'evoluzione metamorfica polifasica, con evidenze di metamorfismo in condizioni di alta temperatura (in facies granulitica) o alta pressione (in facies eclogitica).

I corpi eclogitici affiorano in diverse località del Complesso Migmatitico, tra cui Punta de li Tulchi, Punta Tittinosu, Golfo Aranci, Golfo di Marinella e nell'isola dell'Asinara (Franceschelli et al., 2007). Questi corpi hanno subito un'evoluzione metamorfica caratterizzata da un iniziale stadio eclogitico seguito da un metamorfismo retrogrado in facies granulitica, anfibolitica ed infine scisti verdi (Cruciani et al., 2012).

I corpi basici con relitti di facies granulitica sono quelli di Mt. Nieddu a nord di Olbia (Ghezzi et al., 1979; Franceschelli et al., 2002; Cruciani et al., 2002) e di Punta Scorno nell'isola dell'Asinara (Castorina et al., 1996; Carosi et al., 2004). Questi corpi sono stati interpretati dai rispettivi autori come intrusioni basiche stratificate (con caratteristiche chimiche simili a quelle delle tholeiiti) che si sono intruse nella parte bassa della crosta e che successivamente hanno subito una evoluzione metamorfica retrograda.

Gli studi di carattere geologico, petrologico e chimico su queste rocce sono un valido strumento per una conoscenza approfondita dei processi di evoluzione metamorfica e per la ricostruzione del percorso P-T, i quali a loro volta offrono importanti spunti interpretativi per la ricostruzione delle dinamiche che hanno portato alla collisione continentale varisica e all'evoluzione del basamento sardo-corso.

Lo scopo di questo dottorato è lo studio delle metabasiti di alta pressione e alta temperatura affioranti nella Zona Assiale della catena varisica sarda. Per raggiungere tale scopo è stata individuata nel NE della Sardegna un'area a pochi chilometri a nord di Olbia, compresa tra le località Mt. Nieddu, Nodu Pianu, Sos Aranzos ed Iles, che sono caratterizzate dall'affioramento di metabasiti con relitti di facies eclogitica e granulitica.

L'approccio a questo studio è di tipo multidisciplinare e comprende geologia di terreno, gli studi petrografici, mineralogici e petrologici, le caratteristiche geochimiche e la modellizzazione termodinamica.

Gli obiettivi principali di questa tesi sono:

- Rilevamento geo-petrografico e strutturale dell'area di studio;
- Individuazione del contesto di messa in posto del protolite delle metabasiti;
- Ricostruzione dell'evoluzione metamorfica e dei percorsi P-T dei litotipi studiati attraverso la modellizzazione termodinamica;
- Acquisizione di nuove conoscenze riguardanti lo sviluppo di microstrutture simplettitiche e coronitiche nelle eclogiti e nelle granuliti;
- Inquadramento delle metabasiti dell'HGMC nel contesto dell'orogenesi Varisca e confronto con i dati riportati in letteratura.

1. La catena varisica sarda

1.1 Introduzione

Il basamento paleozoico sardo-corso rappresenta un segmento della catena varisica sud-europea, dalla quale si è separato durante l'Oligocene (30-24 Ma, Séranne, 1999; Gattacecca, 2001) attraverso un movimento antiorario di 30°. Riportando il blocco sardo-corso nella posizione precedente alla deriva oligo-miocenica, le strutture fondamentali del basamento trovano la loro prosecuzione nel Massiccio dei Mauri e nella Montagna Nera (Francia) (Rossi et al., 2009).

La Sardegna è una delle regioni varisiche meglio conservate in quanto la successiva orogenesi alpina ha interessato solo marginalmente il basamento paleozoico.

Il basamento sardo è costituito da sequenze di rocce metamorfiche di origine ignea e sedimentaria di età compresa tra il Cambriano ed il Carbonifero Inferiore e da rocce ignee di età Carbonifero-Permiana. Esso è caratterizzato da una zonazione tettono-metamorfica tipica delle catene orogenetiche collisionali, con la presenza di falde vergenti verso SW e con direzione NW-SE e viene generalmente suddiviso in tre zone che si differenziano tra loro per il grado metamorfico crescente da SW a NE (Carmignani et al., 1982; 1994; 2001) (Fig. 1.1):

Zona Esterna (Sardegna SW)

Zona a Falde (Sardegna Centrale)

Zona Assiale - o Zona Interna (Sardegna Settentrionale)

1.2 Zona Esterna

La Zona Esterna si colloca nella Sardegna SW, da Capo Spartivento a Sud fino all'Arburese a nord. Essa è caratterizzata da una successione meta-sedimentaria di età compresa tra il Cambriano ed il Carbonifero inferiore. Le rocce affioranti nella Zona Esterna presentano un metamorfismo di grado basso e molto basso. La Zona Esterna comincia con una successione sedimentaria cambriana di margine passivo, suddivisa in tre gruppi: il Gruppo di Nebida, il Gruppo di Gonnese ed il Gruppo di Iglesias (Pillola et al., 1995). Al di sopra della successione cambriana poggia in discordanza angolare ("Fase Sarda", auct.) una successione ordoviciana costituita alla base da un conglomerato poligenico (noto come "Puddinga Ordoviciana", auct.) formata dai clasti provenienti dai sottostanti gruppi e al tetto da un ciclo sedimentario trasgressivo-regressivo. La successione della zona esterna termina con i depositi del Siluriano e Devoniano, prevalentemente carbonatici, e con la Formazione di Pala Manna che rappresenta il flysch deposto nell'avanfossa Varisica. Nel Sulcis

meridionale si trova inoltre una successione metamorfica, geometricamente disposta sotto delle unità appena descritte, che si apre con i micascisti di “Monte Settiballas”, i quali sono intrusi dagli ortogneiss di “Monte Filau”. La successione continua con un contatto tettonico con l’Unità di Bithia (Pavanetto et al., 2012), attribuita al Cambriano inferiore secondo alcuni autori (Gandin, 1987) o al Precambriano Superiore secondo altri (Pittau-Demelia e Del Rio, 1982). L’Unità di Bithia è stata recentemente datata a $457.01 \pm 0.17\text{Ma}$ (Ordoviciano superiore) da Pavanetto et al. (2012) ed interpretata dagli stessi autori come appartenente alle litologie della zona a falde, la quale è sovrascorsa fino all’attuale posizione durante le prime fasi dell’orogenesi Varisica.

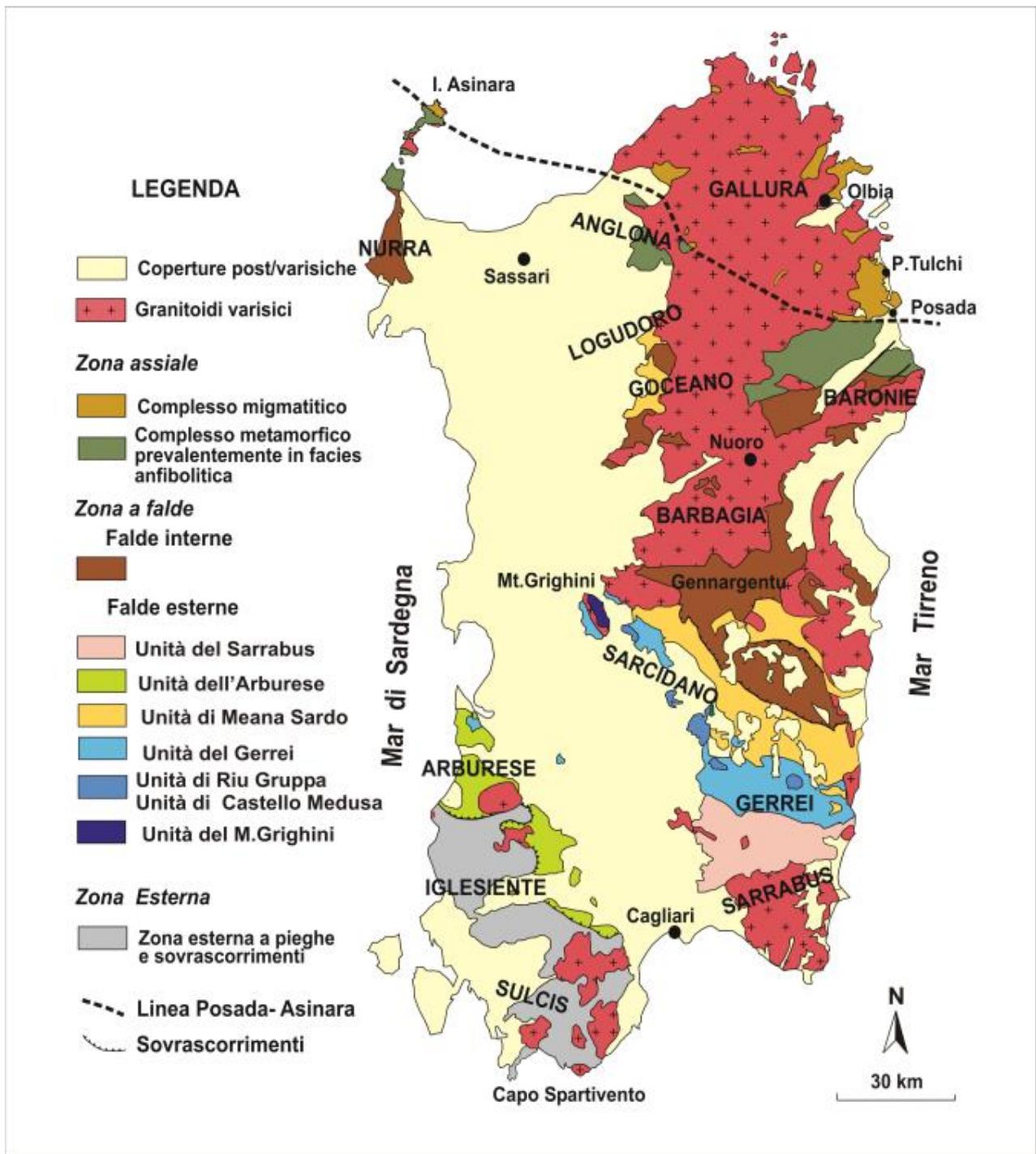


Fig. 1.1 – Principali elementi strutturali del Basamento Varisico Sardo (da Carmignani et al., 2001, modificato).

1.3 Zona a Falde

La Zona a Falde si estende dalla porzione meridionale (Sarrabus) fino alla porzione centrale (Gerrei-Barbagia) a quella settentrionale (Anglona-Nurra) dell'isola ed è caratterizzata dal sovrascorrimento di falde tettoniche vergenti verso SW (Carmignani et al., 2001; Conti et al., 2001; Fig. 1.1). Le successioni di rocce metasedimentarie affioranti in questa zona presentano un metamorfismo di basso e medio grado e includono sequenze vulcaniche calco-alcaline di età ordoviciana (Carmignani et al., 1994; Oggiano et al., 2010; Cruciani et al., 2013a).

La Zona a Falde, sulla base di differenze stratigrafiche, strutturali e metamorfiche, viene ulteriormente suddivisa in Zona a Falde Esterne e Zona a Falde Interne.

Le Falde Esterne occupano parte della Sardegna meridionale e si estendono da ovest ad est dall'Arburese al Salto di Quirra, passando per il Sarrabus, il Gerrei ed il Sarcidano; il Monte Grighini rappresenta l'affioramento più settentrionale. La successione metasedimentaria della Zona a Falde Esterne è costituita da spessi livelli di vulcaniti ordoviciane e da un ciclo sedimentario composto da metarose, metarenarie, conglomerati, metasiltiti e metacalcari.

La Zona a Falde Interne include vari affioramenti nella Sardegna centrale e settentrionale, separati tra loro dalla presenza del batolite (Gennargentu, Goceano e Baronie) e dalla Fossa Sarda (Nurra). Le falde interne sono costituite prevalentemente da metarenarie, quarziti e filladi e comprendono inoltre metavulcaniti acide, intermedie e basiche correlabili con il complesso vulcanico ordoviciano delle Falde Esterne.

1.4 Zona Assiale

La Zona Assiale del basamento è situata nella Sardegna settentrionale ed è costituita da rocce metamorfiche di grado medio e alto, intruse da rocce ignee al termine del Carbonifero. Questa zona è stata suddivisa ulteriormente in due complessi metamorfici, separati tra loro da una importante zona di shear, la Linea Posada-Asinara (PAL; Carmignani et al., 1994; 2001):

-Il Complesso Migmatitico (High-Grade Metamorphic complex o HGMC) è situato a nord della Linea Posada-Asinara e si estende fino alla Corsica. Esso è costituito prevalentemente da migmatiti di tipo diatessitico e metatessitico (Cruciani et al., 2001, 2008a,b; 2014a,b; Fancello et al., 2018) che includono delle lenti di anfiboliti riequilibrata in condizioni di alta temperatura e bassa pressione. Nonostante questo importante ri-equilibrio retrogrado, è possibile rilevare alcuni relitti

di paragenesi granulitica di medio-alta pressione ed età sconosciuta (Miller et al., 1976; Ghezzi et al., 1979; Franceschelli et al., 1982a; Di Pisa et al., 1993; Franceschelli et al., 2002).

-Il Complesso Metamorfico Varisico prevalentemente in facies anfibolitica (Low- to Medium-Grade Metamorphic Complex o L-MGMC) si trova a sud della Linea Posada-Asinara ed è costituito principalmente da micascisti pelitici e paragneiss (Franceschelli et al., 1982b) con relitti di alta pressione (Cruciani et al., 2013b) e con intercalazioni di lenti di quarziti e metabasiti (Cappelli et al., 1992; Cruciani et al., 2010, 2011).

La Linea Posada-Asinara (PAL) è ben riconoscibile lungo la Valle del Posada, nella Bassa Gallura e nell'isola dell'Asinara (Oggiano e Di Pisa, 1992; Carmignani e Oggiano, 1997; Carosi et al., 2004; 2005; 2009). Lungo questa zona di shear a deformazione prevalentemente transpressiva (vedi paragrafo 1.5.1 "Zone di shear"), precedentemente interpretata come zona di shear strike-slip tardo Varisica (Elter et al., 1990), è possibile osservare localmente il sovrascorrimento dell'HGMC sul L-MGMC.

1.5 La deformazione varisica

L'evoluzione tettono-metamorfica del basamento sardo è strettamente connessa con l'orogenesi Varisica in quanto i suoi principali lineamenti tettonici e l'evoluzione metamorfica delle rocce che lo compongono si sono sviluppati durante questo evento orogenetico.

- Zona Esterna

Nella Zona Esterna vengono comunemente riconosciute quattro fasi deformative con un metamorfismo di grado molto basso (Arthaud, 1963):

La prima fase è quella nota in letteratura come "fase sarda", caratterizzata da pieghe aperte con assi E-W che interessano le successioni del Cambriano – Ordoviciano inferiore. Questa fase è stata correlata da alcuni autori con l'Orogenesi Caledoniana (Carmignani et al., 2001). Altri autori (Conti et al., 2001; Funedda, 2009), invece, ritengono che la "Fase Sarda" sia considerabile come primo evento Varisico. La seconda fase deformativa, generalmente considerata come prima fase Varisica, è caratterizzata dalla formazione di pieghe aperte ad assi E-W che accentuano la deformazione prodotta durante la fase precedente. La terza fase deformativa si sviluppa tramite pieghe con assi

orientati N-S ed una foliazione di piano assiale inclinata. La quarta fase deformativa è rappresentata da pieghe blande con direzione di piano assiale variabile.

- Zona a Falde

La deformazione della Zona a Falde, caratterizzata dalla presenza di importanti sovrascorrimenti che hanno prodotto l'impilamento delle falde, è correlata ad un metamorfismo in facies scisti verdi con l'eccezione dell'Unità del Monte Grighini, nella quale è stato documentato un metamorfismo in facies anfibolitica.

Carmignani et al. (1982, 1994) riconoscono due fasi deformative:

La prima fase deformativa (D1) è caratterizzata da una tettonica compressiva che ha prodotto la sovrapposizione delle falde, con vergenza verso SSW o SW per l'Unità del Gerrei mentre la vergenza cambia in direzione E-W per l'Unità del Sarrabus. Questa fase, correlata alla collisione continentale Varisica, viene suddivisa in quattro sub-eventi (Conti et al., 2001): fase del Gerrei con deformazioni di tipo milonitico che danno foliazioni parallele alla stratificazione S0; fase di Meana Sardo caratterizzata da un pervasivo clivaggio da crenulazione; fase del Sarrabus, che segna un cambiamento di trasporto tettonico da sud per l'Arburese, a ovest per l'Unità del

Sarrabus; fase del Flumendosa caratterizzata da faglie di direzione da E-W a ESE-WNW che hanno generato l'antiforme del Flumendosa, la sinforme della Barbagia e l'antiforme del Gennargentu.

La seconda fase deformativa (D2) è correlata ad una tettonica distensiva, sviluppatasi a causa del collasso della catena. In questa fase si ha la formazione di faglie normali, concentrate lungo i fianchi delle antiformi prodotte dalla Fase del Flumendosa. Durante questa fase si producono inoltre pieghe NW-SE, e clivaggio di crenulazione.

Conti et al. (2001) individuano un'ulteriore fase deformativa D3 nelle falde interne, caratterizzata dalla formazione di pieghe parallele con direzione NE-SW con piani assiali sub-verticali, generalmente più aperte rispetto a quelle della D2. Sono presenti inoltre un debole clivaggio di crenulazione, pieghe a chevron o kink.

L'assetto tettonico simile, lo stesso grado metamorfico e l'assenza di un ordine preciso di sovrapposizione tra le fasi D2 e D3 ha permesso a Carmignani et al. (2001) di affermare che le due fasi deformative non siano consecutive ma contemporanee.

- Zona Assiale

Nella Zona Assiale sono state riconosciute e distinte diverse fasi deformative, dalla D1 alla D4 (Carmignani et al., 1979, Franceschelli et al., 1989, Carosi et al., 2005).

La prima fase deformativa D1 è conservata nelle rocce metamorfiche di basso grado presenti nella parte meridionale del Complesso Metamorfico Varisico prevalentemente in facies anfibolitica, in particolar modo nella Nurra e nell'Asinara. Questa fase deformativa ha prodotto una scistosità di piano assiale S1 di pieghe isoclinali vergenti verso SW (Carmignani et al., 1979; Franceschelli et al., 1990; Simpson, 1998; Carosi e Oggiano, 2002; Montomoli, 2003; Carosi et al., 2004). Una fase tardiva di deformazione duttile-fragile con senso vergente verso SW ha obliterato le pieghe F1.

Spostandoci verso nord nella zona assiale è possibile notare come la scistosità S1 sia progressivamente trasposta dalla deformazione D2 che ha prodotto una scistosità S2, la quale rappresenta l'elemento strutturale predominante osservabile alla scala macroscopica.

La deformazione D2 è il prodotto di un crescente spostamento tettonico in direzione orizzontale che ha prodotto un'ampia zona di shear, la quale si estende dalla Valle del Posada all'isola dell'Asinara, e della quale si discuterà con maggiore dettaglio nel paragrafo successivo.

In questa fase deformativa è possibile notare un cambiamento nelle lineazioni L2 dei minerali spostandoci da sud a nord. Queste variano da una direzione sub-orizzontale, parallela agli assi di pieghe A2 nella parte meridionale dell'isola dell'Asinara, ad una direzione più verticale nella parte settentrionale dell'isola. Queste osservazioni strutturali sono in accordo con i modelli transpressivi proposti da Tikoff e Teyssier (1994).

La fase deformativa D3 ha prodotto delle pieghe a chevron da metriche a decametriche, spesso associate a clivaggio di crenulazione di piano assiale che deforma le superfici precedenti (in particolare le cerniere delle pieghe D2 appaiono solitamente piegate da questa fase).

La fase di deformazione tettonica D4 è stata riconosciuta dalla presenza di pieghe metriche e decametriche con piani assiali sub-orizzontali.

Elter et al. (2010) propongono una diversa classificazione per le fasi deformative documentabili nel HGMC; essi infatti identificano cinque eventi che, in ordine di sovrapposizione, vanno dal D2 al D5 (non viene considerato l'evento D1).

L'evento D2 è segnato dalla scistosità S2, riconoscibile dagli enclaves quarzatici all'interno degli gneiss a cianite e nelle rocce che hanno raggiunto la facies granulitica. Più raramente si possono osservare sul terreno anche indicatori cinematici come porfiroclasti sigma-type e piccoli boudins asimmetrici che indicano un senso di taglio top-to-the NW, sempre correlabili a questa fase

deformativa. Viene distinto anche un sub-evento D2a caratterizzato dalla formazione di pieghe chiuse raramente osservabili.

L'evento D3 ha prodotto la scistosità penetrativa regionale di direzione prevalente NE-SW. Questo evento ha prodotto una scistosità S3 e due tipi di lineazione: una parallela alla direzione di taglio e l'altra perpendicolare. La lineazione NE-SW è caratterizzata dalla direzione di allungamento della sillimanite e da rods di quarzo e feldspati. L'altra lineazione è segnata invece dalla presenza di biotite, fibrolite, muscovite e quarzo.

L'evento D4 è caratterizzato dalla sovrapposizione di tre sub-eventi: D4a, D4b e D4c. Il sub-evento D4a è associato ad un clivaggio di crenulazione orientato NW-SE e alla formazione di pieghe ad apertura variabile.

Il sub-evento D4b è correlato allo sviluppo di zone di shear destre da metriche a chilometriche caratterizzate da una foliazione parallela alla direzione di taglio.

Il sub-evento D4c presenta una distribuzione locale (visibile nelle aree di Capo Ferro e Cala Spada) ed è segnato dalla presenza di fasce milonitiche di dimensioni metriche che tagliano la foliazione con direzione NNW-SSE e dalla presenza di intrusioni granitiche sin-tettoniche con direzione NW-SE. Le relazioni tra queste intrusioni e le rocce incassanti e gli indicatori cinematici presenti indicano un senso di taglio sinistro.

L'evento deformativo D5 è l'ultimo documentato e non è correlato ad un evento metamorfico particolare. Esso è definito da alcune pieghe di diversa morfologia che presentano assi orientati in direzione NW-SE e NE-SW.

1.5.1 Zone di shear

Il Complesso Migmatitico (HGMC) ed il Complesso Metamorfico prevalentemente in facies anfibolitica (L-MGMC) sono separati da un'ampia zona di shear, correlata alla fase deformativa D2, conosciuta in letteratura come Linea Posada-Asinara (PAL; Carmignani et al., 1994; 2001). Questa zona di shear ha una direzione NW-SE ed è caratterizzata da una componente di taglio prevalentemente destra.

Recenti studi strutturali e cinematici effettuati da Carosi e Palmeri (2002), Iacopini et al. (2008), Carosi et al. (2005, 2009), Frassi et al. (2009), e Carosi et al. (2012) hanno documentato la presenza di:

- Una zona di shear sinistra con senso di taglio top-to-the NW, sviluppatasi durante la prima parte della fase deformativa post-collisionale D2, osservabile nella Gallura meridionale (Carosi et al., 2012);
- Una zona di shear destra con senso di taglio top-to-the SE che ha sviluppato miloniti a deformazione duttile e fragile-duttile durante la D2 (tra l'MGMC e l'HGMC);
- Filloniti high-strain lungo il confine tra l'MGMC e l'HGMC; filloniti low-strain, nell'HGMC, con lenti di miloniti sinistre e cataclasi, che obliterano le precedenti filloniti e miloniti. Le relazioni strutturali indicano che lo shearing sinistro D2 risulta precedente rispetto ai movimenti cinematici destri nonostante le analisi U-Th-Pb sugli zirconi e sulle monaziti non permettano di distinguere chiaramente i due eventi (Carosi et al., 2012);

La zona di shear D2 sinistra si è sviluppata negli gneiss a grana fine, le migmatiti a sillimanite, i micascisti e gli gneiss (HGMC), mentre la zona di shear D2 destra si è sviluppata all'interno delle sequenze metasedimentarie a granato, plagioclasio, cianite e staurolite (MGMC) (Carosi et al., 2012). Le miloniti destre e sinistre hanno obliterato i minerali indice della sequenza metamorfica progradata Barroviana (granato, plagioclasio, staurolite e cianite) formati durante la fase orogenetica collisionale (Ricci et al., 2004), considerato che la sillimanite che cresce parallela o obliqua rispetto ai piani di shear sinistri indica una fase di decompressione durante l'esumazione (Carosi et al., 2009; 2012).

La deformazione transpressiva D2 è correlata sia alla compressione di direzione NNE-SSW che al movimento di shear (Carosi e Oggiano, 2002; Carosi e Palmeri, 2002; Carosi et al., 2004, 2005, 2009; Iacopini et al., 2008). Questa fase è caratterizzata dalla presenza di una zona di taglio a livello crostale che ha obliterato le precedenti strutture D1, ed ha portato all'impilamento delle falde e ad un thrusting SW top-to-the S. L'importante lineazione L2 indica un'estensione parallela all'orogene ed una variazione nel trasporto tettonico dalla D1 alla D2. Questa estensione parallela all'orogene può essere attribuita alla vicinanza della Sardegna alla parte NE dell'indenter cantabrico durante la progressiva evoluzione dell'arco Ibero-Armoricano (Carosi et al., 1999; Conti et al., 2001; Carosi e Oggiano, 2002; Carosi e Palmeri, 2002), così come alla presenza di un margine collisionale irregolare. È stato proposto che la fase D1 si sia sviluppata durante la collisione continentale mentre la deformazione D2 ha prodotto una progressiva dislocazione orizzontale durante l'aumento di curvatura nella zona di shear. Il settore compreso tra la Nurra e l'Asinara è un chiaro esempio di deformazione transpressiva che si è distribuita omogeneamente in tutta la regione (Carosi et al., 2004; Iacopini et al., 2008).

1.5.2 Età delle deformazioni D1 e D2

Le fasi deformative collisionali (D1) e transpressive (D2) sono state datate da Di Vincenzo et al. (2004), sulla base dei dati microstrutturali e di analisi $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ in situ sulle miche bianche. Le analisi effettuate sulle rocce della zona metamorfica a granato hanno permesso a questi autori di attribuire un'età di 330-340 Ma per la scistosità S1 e di ~320-315 Ma per la S2. I risultati delle analisi U-Th-Pb ottenute dagli zirconi e dalle monaziti delle rocce delle zone di shear hanno rivelato che queste sono attive da 320 Ma (Carosi et al., 2012). Le zone di shear sinistre si sono attivate precedentemente a quelle destre durante la fase transpressiva, ed hanno portato ad una prima esumazione dell'HGMC con susseguente trasposizione obliqua sul L-MGMC (Carosi et al., 2012). I dati geocronologici (e relativi errori analitici) U-Th-Pb non hanno permesso di definire con precisione il rapporto cronologico tra le zone di shear destre e sinistre. Le zone di shear attive nel regime transpressionale nel periodo compreso tra 320 e 310 Ma sono considerate come tipiche del segmento meridionale della catena varisica (Schneider et al., 2014). L'età di 320 Ma confermata per le zone di shear destre nell'HGMC nel sud della Corsica è in accordo con quelle della fase deformativa D2 nella Sardegna settentrionale (Giacomini et al., 2008; Carosi et al., 2012).

Questo conferma ulteriormente lo stretto rapporto geologico, strutturale e geocronologico tra l'area meridionale della Corsica e quella settentrionale della Sardegna.

1.6 Il metamorfismo varisico

Il metamorfismo Varisico segue la stessa progressione verso SW-NE della catena, con un grado crescente verso NE.

Zona Esterna

In questa zona il metamorfismo è di grado molto basso e basso con un leggero incremento verso sud. Studi condotti sulla cristallinità dell'illite per ricostruire la zonazione metamorfica hanno permesso di distinguere leggere differenze di metamorfismo tra le formazioni che affiorano sotto e sopra la discordanza sarda (Eltrudis et al., 1995). Nella parte meridionale della zona esterna affiorano due corpi di medio-alto grado metamorfico: gli ortogneiss di Monte Filau ed i micascisti ad andalusite di Monte Settiballas. Gli ortogneiss (Pavanetto et al., 2012), rappresenterebbero un granitoide Ordoviciano metamorfosato in facies anfibolitica durante l'evento Varisico. I micascisti

del Monte Settiballas sono caratterizzati da un primo evento metamorfico di alto grado, identificato dalla presenza di relitti di cordierite, andalusite e granato ed un secondo, che porta alla blastesi di biotite e muscovite allungate secondo la foliazione, attribuito a condizioni P-T della facies degli scisti verdi (Sassi e Visonà, 1989).

Zona a Falde

Il grado di metamorfismo della Zona a Falde aumenta verso nord, verso l'interno della catena, tra la facies degli scisti verdi e la facies anfibolitica. Si possono riconoscere due eventi metamorfici: un primo evento M1 di tipo Barroviano e un secondo evento M2 di alta temperatura e bassa pressione. Nell'evento M1 si osserva un metamorfismo progrado verso NE, dove si trovano le falde più interne, raggiungendo il grado maggiore in corrispondenza dell'Unità del Monte Grighini (facies anfibolitica). Questo evento è connesso all'ispessimento crostale causato dall'impilamento delle falde e può essere correlato con l'evento deformativo D1 descritto da Carosi et al. (1991). L'evento metamorfico M2, riferito alla messa in posto delle intrusioni dovute alla tettonica distensiva "post-nappe", in una fase tardo-orogena (Laurenzi et al., 1991), è caratterizzato da condizioni di alta temperatura e bassa pressione (Cruciani et al., 2016). Questo evento è correlabile con la fase deformativa D2 descritta da Carosi et al. (1991).

Zona Assiale

A partire dagli studi intrapresi negli anni 70 è stato possibile riconoscere nel basamento sardo un metamorfismo regionale di tipo Barroviano, con grado metamorfico che aumenta progressivamente da SW a NE (Carmignani et al., 1979; Franceschelli et al., 1982a,b, 1989; Ricci et al., 2004). Sulla base degli studi mineralogici sulle rocce metamorfiche del NE della Sardegna, è stato possibile riconoscere sette zone metamorfiche (Franceschelli et al., 1982a,b, 2005a) (Fig. 1.2):

Le isograde sono generalmente parallele ai contatti litologici deformati dalla fase D2 e diventano più ravvicinate in prossimità della Linea Posada-Asinara.

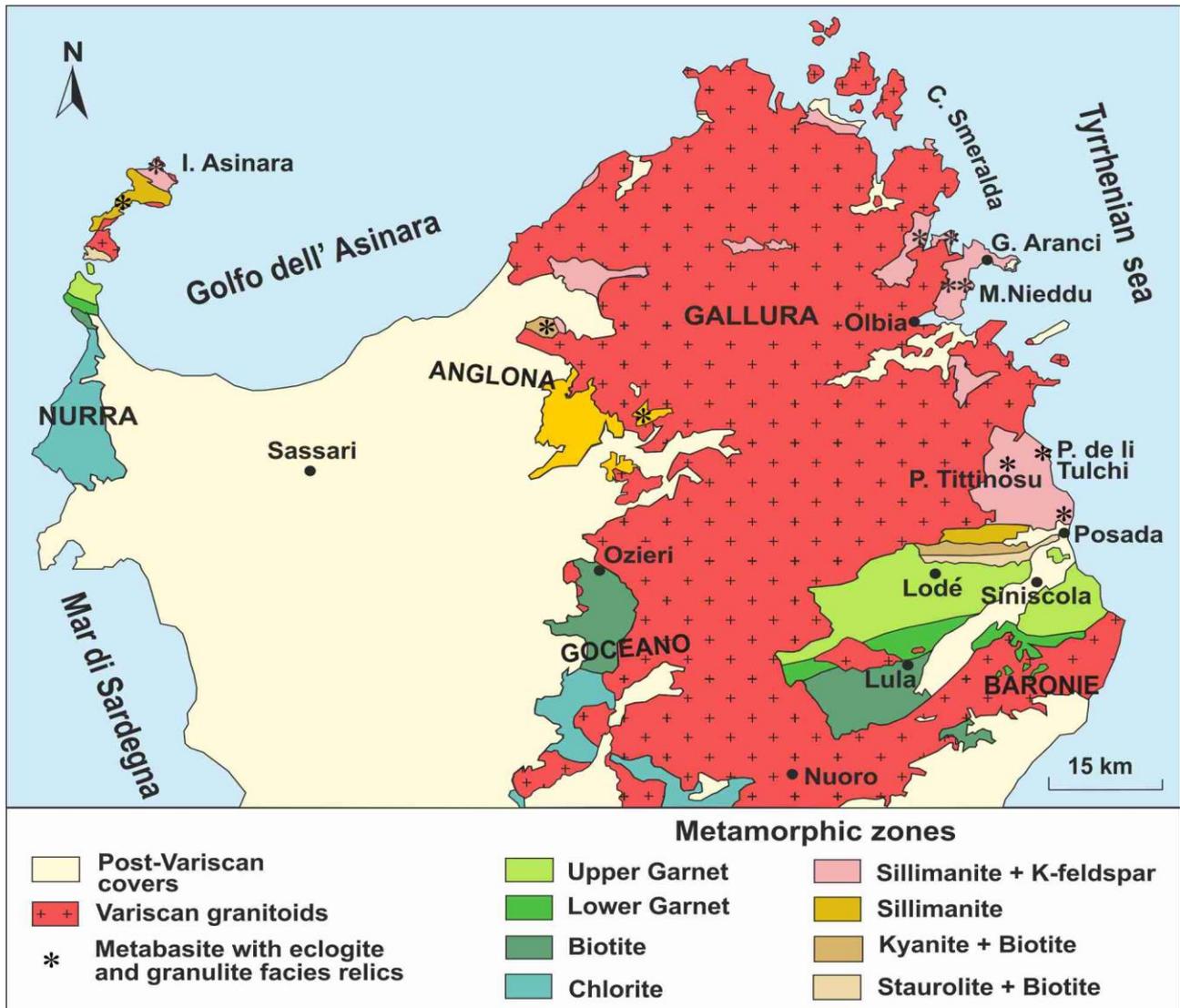


Fig. 1.2 – Zoneografia metamorfica della Sardegna nord-orientale (da Franceschelli et al., 1982a, modificato).

I P-T path di queste zone metamorfiche del NE della Sardegna sono stati descritti da diversi autori (Carosi e Palmeri, 2002; Di Vincenzo et al., 2004; Ricci et al., 2004; Franceschelli et al., 1989, 2005a) (Fig. 1.3). In tutti questi lavori le rocce metamorfiche studiate mostrano un percorso P-T in senso orario, caratterizzato da una fase progradata, un picco barico diacrono rispetto al picco termico ed una fase di decompressione e risalita (Fig. 1.3). Sulla base dei modelli teorici sviluppati (Thompson e England, 1984), questo percorso P-T è correlato ad un ispessimento crostale (Franceschelli et al., 1989).

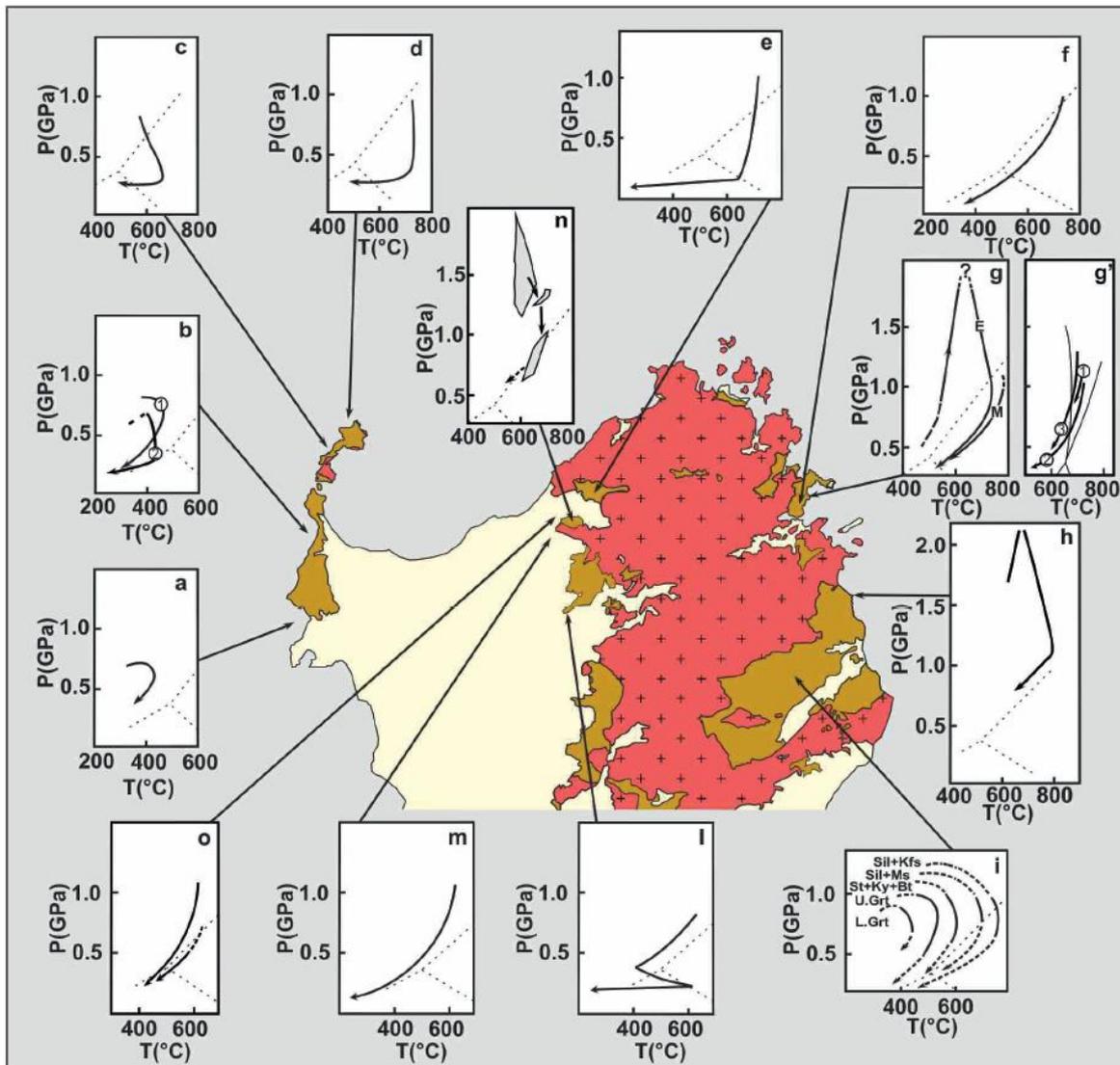


Fig. 1.3 – P-T-t paths delle diverse zone del NE della Sardegna (da Cruciani et al., 2015b, modificato).

La geometria delle zone metamorfiche Barroviane mostra un pattern complesso, in quanto appare invertita nella parte nord-occidentale e centrale dell'isola e normale nelle Baronie (Carmignani et al., 1994, 2001; Carosi et al., 2005). Recenti studi geologico-strutturali hanno portato alla scoperta di una zona metamorfica staurolite + biotite ad una dozzina di km più a sud rispetto all'isograda corrispondente della valle del Posada. Questa scoperta non può essere spiegata semplicemente con un aumento del grado metamorfico verso nord ma attraverso una interpretazione di tipo tettonico. Questa è coerente con le osservazioni microstrutturali che hanno permesso di determinare che i minerali indice barroviani sono pre- e sin-D2 (Franceschelli et al., 1982a; Carosi e Palmeri, 2002; Carosi et al., 2012) e di conseguenza che le isograde siano piegate dalle pieghe F2 e tagliate dalle deformazioni di shear destre.

L'isograda staurolite + biotite situata nella valle del Posada corrisponde a quella presente nella sinforme di Mamone, dislocata dalle pieghe F2 vergenti verso NE. Aprendo queste pieghe, le isograde mostrano un andamento invertito, con il grado metamorfico crescente verso nord dove si trova l'HGMC. Un'inversione delle isograde è stata descritta anche nell'area sud-occidentale della Gallura e nell'isola dell'Asinara (Carosi et al., 2004, 2005).

Nel quadro generale del metamorfismo Barroviano della Sardegna settentrionale, la comparsa della sillimanite è successiva a quella della cianite nella sequenza metamorfica prograde (Franceschelli et al., 1982a, 1986, 1989, Ricci et al., 2004 e bibliografia). Questo è possibile con un aumento di temperatura ma non di pressione, la quale mostra una diminuzione di 0.3-0.4 Pa nel passaggio dalla zona a cianite a quella sillimanite + muscovite (vedi Carosi e Palmeri, 2002 e Ricci et al., 2004).

In Sardegna settentrionale la sillimanite segue la foliazione S2, mentre i porfiroblasti di cianite e sillimanite sono cresciuti prima dello sviluppo di questa foliazione.

È possibile che il metamorfismo progrado abbia raggiunto valori di alta pressione nel campo di stabilità della cianite e, successivamente, abbia subito un processo di decompressione (di tipo isotermico, in accordo con gli studi sulle migmatiti effettuati da Carosi et al. (2004) e Giacomini et al., 2005a) per poi raggiungere il campo di stabilità della sillimanite.

I recenti studi sugli scisti a cloritoide del L-MGMC di Cruciani et al. (2013b) suggeriscono la presenza di condizioni di alta pressione, non riconosciute negli studi precedenti, anche durante la fase di deformazione D1.

In sintesi, la Zona Assiale del basamento sardo ha attraversato una complessa storia metamorfica caratterizzata da una fase prograde di alta pressione avvenuta durante il sottoscorrimento di crosta continentale (D1), seguita da una decompressione isoterma dalla fase D1 alla D2 fino al raggiungimento del campo di stabilità della sillimanite. Localmente (SW Gallura e isola dell'Asinara) il metamorfismo ha attraversato un'ulteriore fase di bassa pressione e bassa temperatura.

La presenza di relitti di paragenesi di alta pressione nelle rocce del L-MGMC suggerisce la presenza di frammenti di crosta che sono stati rielaborati e sottoposti ad un precedente metamorfismo di alta pressione per il sovrascorrimento delle falde varisiche. Questo metamorfismo sarebbe di grado maggiore rispetto a quello conosciuto fino ad ora e si estenderebbe fino a sud del HGMC. L'estensione areale della fase di alta pressione durante la deformazione D1 è ancora da definire con precisione (Carosi et al., 2015).

Per quanto riguarda le eclogiti della Zona Assiale, esse hanno subito un metamorfismo polifasico documentato dalle microstrutture simplettitiche e coronitiche, descritte nello specifico da Cruciani et al. (2012) per la lente affiorante a Punta de li Tulchi. Queste rocce hanno inizialmente attraversato, dopo un incremento progrado nelle condizioni P-T, un metamorfismo di alta pressione in facies eclogitica (testimoniato dall'associazione granato + onfacite), seguito da un riequilibrio in facies granulitica a condizioni HT (registrate dalle microstrutture simplettitiche clinopirosseno ± ortopirosseno + plagioclasio) e successivamente in facies anfibolitica (che ha portato allo sviluppo delle corone ad anfibolo + plagioclasio) e scisti verdi; questi ultimi relativi alla risalita di queste rocce verso la superficie.

1.7 Il magmatismo pre-varisico

All'interno del basamento metamorfico Sardo è stata documentata la presenza di diversi eventi magmatici che si diversificano tra loro per chimismo ed età di messa in posto. I prodotti di questi eventi magmatici (o cicli) che sono stati deformati e metamorfosati dagli eventi orogenetici Varisici, sono stati studiati negli ultimi decenni da diversi autori per definirne l'età, il chimismo e le caratteristiche petrografiche.

Memmi et al. (1983) distinsero due cicli magmatici: il primo è formato da vulcaniti di affinità calcalkalina a chimismo variabile. Questo ciclo ha prodotto dei depositi piroclastici da acidi a intermedi che sono comunemente noti in letteratura con il nome di "porfiroidi" (auct.). I porfiroidi affiorano soprattutto nella Zona a Falde Esterne e localmente (in Barbagia e nel Sarcidano) anche nelle Falde Interne. Per quanto riguarda la Zona Assiale, i protoliti degli ortogneiss di Lodè, Tanaunella e Golfo Aranci, datati rispettivamente a 456 ± 14 Ma, 458 ± 7 Ma (Helbing e Tiepolo, 2005) e 469 ± 3.7 Ma (Giacomini et al., 2006), vengono attribuiti a questo primo ciclo magmatico. Anche il protolite delle migmatiti ad anfibolo di Punta Sirenella (452 ± 3 e 461 ± 12 Ma, Cruciani et al., 2008a) viene riferito allo stesso ciclo.

Il secondo ciclo magmatico è costituito da prodotti effusivi e filoni basaltici di intraplacca ad affinità alcalina a cui viene attribuita un'età Siluriana. I prodotti di questo secondo ciclo sono distribuiti nel Goceano, nel Gerrei e nel Sulcis-Iglesiente.

Secondo studi più recenti, Oggiano et al. (2010) documentarono la presenza di tre eventi vulcanici sulla base delle datazioni con il metodo U/Pb su zirconi delle vulcaniti. Il primo ciclo è caratterizzato dalla produzione di prevalenti dicchi (con subordinate ignimbriti) da intermedi ad acidi che tagliano i sedimenti epicontinentali clastico-arenacei. Le vulcaniti di questo ciclo

affiorano sia nella Zona a Falde Interne che nella Zona a Falde Esterne e sono state datate tra i 491.7 ± 3.5 ed i 479.9 ± 2.1 Ma (sarebbero quindi precedenti alla Fase Sarda). Secondo questi autori, i prodotti di questo ciclo sarebbero da correlare ad un contesto geodinamico di margine passivo che si instaurò dal Cambriano superiore all'Ordoviciano inferiore.

Il secondo ciclo è costituito da riodaciti ad affinità prevalentemente calcalkalina che sono state datate all'Ordoviciano medio (465.4 ± 1.4 Ma). I prodotti relativi a questo ciclo (che corrisponde al primo ciclo documentato da Memmi et al., 1983) sarebbero legati al processo di subduzione dell'Oceano Reico e alla formazione di un arco vulcanico di tipo andino, sviluppatosi sul margine nord-Gondwaniano. Le vulcaniti relative a questo ciclo magmatico affiorano in quasi tutte le zone della catena sarda ad eccezione della zona esterna.

Il terzo ciclo è caratterizzato da attività vulcanica di tipo alcalino che ha prodotto metaepiclastiti, nella Zona a Falde Interne e da metagabbri nella Zona a Falde Esterne. Alcune metaepiclastiti alcaline rinvenute nella Zona delle Falde Esterne hanno fornito un'età di 440 ± 1.7 Ma, al limite tra l'Ordoviciano e Siluriano (Oggiano et al., 2010). Queste metaepiclastiti si sono formate probabilmente in un contesto di rifting che ha prodotto il collasso dell'arco vulcanico Ordoviciano e l'effusione di prodotti alcalini associati ai sedimenti terrigeni successivi alla "Trasgressione Caradociana".

Il magmatismo pre-varisico comprende anche quello di tipo basico, relativo ad un processo di rifting collegato con l'apertura dell'Oceano Reico, il quale ha prodotto i protoliti delle eclogiti del nord Sardegna. I dati geochimici riportati in letteratura da diversi autori (Cruciani et al., 2015a e bibliografia), evidenziano un'affinità N-MORB comune a tutte queste rocce ed un'età del protolite intorno ai 450 Ma (Ordoviciano Medio-Superiore).

1.8 Il batolite sardo-corso

Il batolite sardo-corso si è messo in posto durante le ultime fasi post collisionali dell'orogenesi Varisica e rappresenta, con i suoi 12000 Km^2 di estensione, uno dei batoliti più estesi della catena Varisica Europea. Sulla base degli studi effettuati sulle differenze composizionali e geochimiche delle diverse litologie, sono state identificati tre principali cicli (U1, U2, U3) di attività plutonica (Rossi e Cocherie, 1991; Casini et al., 2015).

- Il primo ciclo (U1) è magnesio-potassico ed è presente solamente nella parte occidentale e nord-occidentale della Corsica. Questo ciclo è stato datato a 335-340 Ma (Viseano-Namuriano) e si è intruso in livelli medio-basso crostali in condizioni di pressione di 5-6 kbar. Sulla base delle

caratteristiche strutturali e delle età radiometriche è stato possibile attribuire un contesto sintettonico di formazione.

- Il secondo ciclo (U2) è di tipo calcalkalino ricco in potassio e costituisce la parte più estesa del batolite che si estende dalla Corsica meridionale alla Sardegna. Questo ciclo, rappresentato principalmente da granodioriti e monzograniti, è stato datato da 321 a 280 Ma e la sua messa in posto sarebbe avvenuta in un fase tardo o post Varisica, in condizioni di anchizona o epizona, quindi in livelli crostali più superficiali.

L'associazione di rocce del ciclo U2 presenta un'affinità tholeiitica e deriva dal magma del mantello che ha dato origine anche alle rocce vulcaniche andesitiche e alle intrusioni mafiche a bande (Rossi e Faure, 2012). Le proporzioni tra gabbro-diorite, tonalite-granodiorite e granito presenti in questo ciclo sono in un rapporto di 5:15:82 (Orsini, 1980).

- Il terzo ciclo (U3) è costituito da un ampio plutone leucogranitico e subordinati gabbri e filoni alcalini. Questo ciclo, che affiora solamente in Corsica, è stato datato 290-280 Ma e di conseguenza viene considerato post-varisico.

Tutto il batolite è tagliato da una fitta rete di dicchi di tipo acido e basico.

Secondo Poli et al. (1989), il batolite sardo-corso si è messo in posto attraverso un processo suddivisibile in due distinte fasi:

Nella prima fase un magma sub-crostale ha interagito con un fuso monzogranitico prodotto da anatessi crostale. A questa fase è correlata la formazione di intrusioni tonalitiche e granodioritiche.

Nella seconda fase i leucograniti si sono formati da basse percentuali (15-25%) di fuso crostale. In accordo con questa interpretazione l'anatessi crostale ha avuto un ruolo molto importante nella petrogenesi del batolite sardo-corso.

L'evoluzione tettono-metamorfica del basamento sardo può essere sintetizzata con un quadro sinottico illustrato nella Fig. 1.4 (Carosi et al., 2015; Cruciani et al., 2015b).

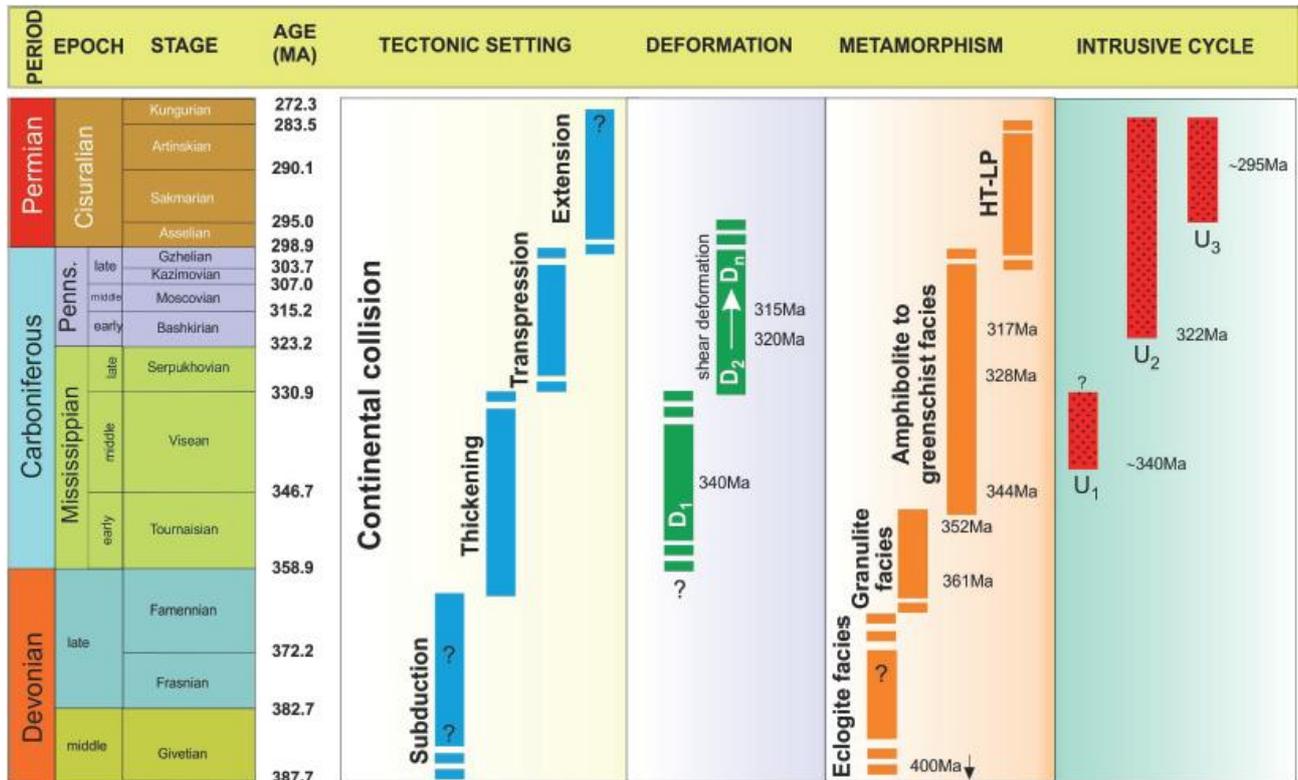


Fig. 1.4 – Quadro sinottico dei principali eventi tettono-metamorfici avvenuti durante l'evoluzione del basamento Varisco della Sardegna. (da Carosi et al., 2015; Cruciani et al., 2015b).

2. I modelli geodinamici

L'evoluzione geodinamica del basamento sardo-corso è stata ampiamente studiata e discussa da numerosi autori negli ultimi decenni. I modelli geodinamici proposti possono essere suddivisi in tre diverse tipologie:

- Il modello della zona di sutura (Carmignani et al., 1992, 1994, 2001; Rossi et al., 2009);
- Il modello degli "Hun Terrane" (Stampfli e Borel, 2002; Franceschelli et al., 2005a; Giacomini et al., 2006; von Raumer e Stampfli 2008, von Raumer et al., 2009, 2013);
- Il modello del prisma di accrezione (Helbing et al., 2006).

2.1 Modelli della zona di sutura

L'evoluzione geodinamica del basamento sardo-corso fu proposta per la prima volta da Carmignani et al. (1992; 1994; 2001), secondo i quali la catena varisica della Sardegna è una catena collisionale associata a subduzione di crosta oceanica, testimoniata dalla presenza di lenti di anfiboliti ed eclogiti derivate da basalti di fondo oceanico tipo MORB affioranti oggi lungo la linea Posada – Asinara, la quale rappresenterebbe la linea di sutura della collisione continentale.

Rossi et al. (2009) propongono un nuovo modello (Fig. 2.1) che rivisita parzialmente il modello geodinamico di Carmignani et al. (1992), con alcune sostanziali differenze. Rossi et al. (2009) ipotizzano infatti che le placche di Armorica e Gondwana fossero separate dall'Oceano Reico, mentre Carmignani et al. (1994, 2001) interpretavano l'Oceano Sud-Armorico come un braccio di esso.

Inoltre la zona di sutura tra la placca di Gondwana e quella dell'Armorica sarebbe localizzata nella Corsica settentrionale invece che lungo la Linea Posada-Asinara. Questo modello si può riassumere schematicamente nelle seguenti fasi (Fig. 2.1):

- Tra il Cambriano e l'Ordoviciano inferiore l'Oceano Reico (in espansione) separa le Placche di Laurussia e Gondwana.
- Nell'Ordoviciano medio comincia una fase di convergenza che porta alla subduzione dell'Oceano Reico al di sotto del margine nord-gondwaniano, con relativo sviluppo di vulcanismo di tipo andino in corrispondenza della Zona a Falde della Sardegna e generazione di rocce calcocaline a chimismo da andesitico a riolitico;
- Tra l'Ordoviciano superiore ed il Siluriano inferiore si verifica l'interruzione del vulcanismo andino con successivo collasso dell'arco vulcanico continentale. La microplacca Armorica si separa dal

Nord-Gondwana attraverso un processo di rifting che si evolve fino alla formazione dell'Oceano Sud-Armorico. Questa successione di eventi è documentata dallo sviluppo di un nuovo ciclo vulcanico a chimismo basico presente in tutta la Sardegna;

-Tra il Siluriano ed il Devoniano inizia una nuova fase di convergenza, con subduzione dell'Oceano Sud-Armorico al di sotto della placca Armorica;

-Tra il Devoniano superiore ed il Carbonifero avviene la chiusura dell'oceano Sud-Armorico e di conseguenza la collisione continentale. La zona di sutura tra la placca Armorica e Gondwana sarebbe localizzata nella Corsica settentrionale, in corrispondenza delle intrusioni magnesio-potassiche nell'area compresa tra Île Rousse ed Ajaccio. Successivamente alla collisione i prodotti dello smantellamento sin-orogenetico si depositano sia nella Zona a Falde che nella Zona Esterna con formazione del flysh ercinico. Intorno a 340 Ma iniziano a risalire verso la superficie le intrusioni granitiche.

-Tra il Carbonifero ed il Permiano inferiore si verifica il collasso della catena e la messa in posto del batolite granitico.

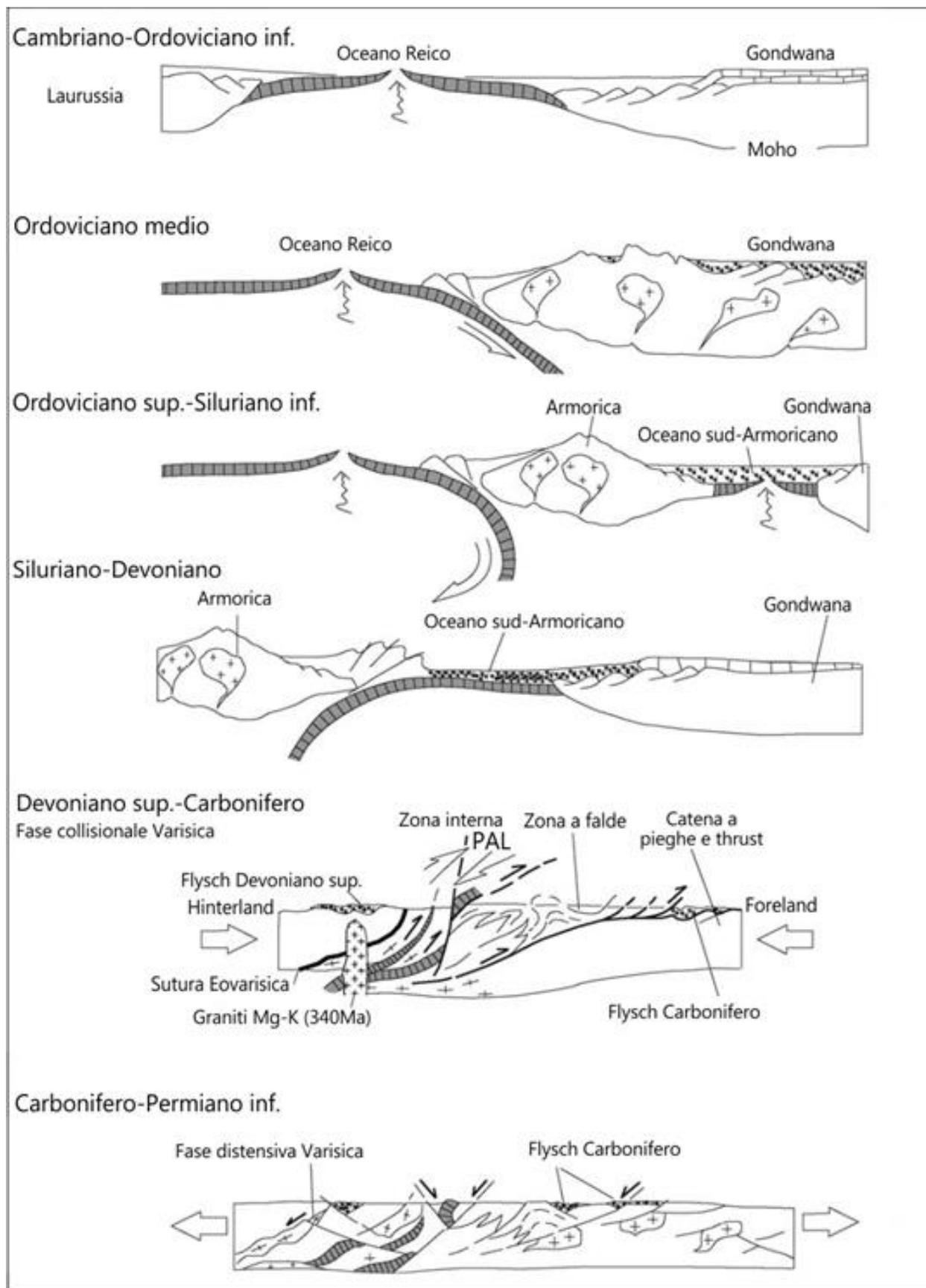


Fig. 2.1 – Schema dell'evoluzione geodinamica del basamento varisico sardo da Rossi et al. (2009).

2.2 Modelli dei terreni peri-gondwaniani

Negli ultimi due decenni diversi autori contestarono, sulla base delle analisi dei principali lineamenti geologico-strutturali della catena varisica europea, la teoria secondo la quale l'orogenesi Varisica si sviluppò in seguito ad un'unica collisione continentale tra Laurussia e Gondwana. I modelli proposti da questi autori infatti sostengono che la collisione vera e propria tra i due paleocontinenti sarebbe dovuta ad una progressiva accrezione alla Laurussia di "Terreni Peri-Gondwaniani". Questa accrezione sarebbe costituita da diversi eventi collisionali minori tra la Laurussia e dei "terranes" a staccatisi dal margine nord-Gondwaniano a partire dall'Ordoviciano medio. In una fase successiva sarebbe avvenuta la collisione tra Laurussia e Gondwana.

I principali modelli proposti che abbracciano questa teoria sono quelli di Stampfli e Borel (2002), von Raumer et al. (2013) e Giacomini et al. (2006).

Stampfli e Borel (2002) proposero un modello che può essere riassunto nei seguenti punti (Fig. 2.2):

- Nell'Ordoviciano inferiore si forma, al di sotto del margine Gondwaniano, un piano di subduzione verso sud che porta al distacco di una lunga fascia di terreni, gli Avalonian Terranes.

- Tra l'Ordoviciano superiore ed il Siluriano inferiore si apre l'Oceano Reico.

- Nel Siluriano superiore si forma la Laurussia dall'unione tra Laurentia, Baltica e gli Avalonian Terranes. Lo sviluppo di un piano di subduzione immergente al di sotto del Gondwana, causa il distacco di nuovi terreni chiamati "Hun Superterranes" che iniziano a migrare verso nord. Si ha inoltre l'impostazione di un arco vulcanico di tipo andino con prodotti ad affinità calcalkalina.

- Nel Devoniano inferiore gli Hun Superterranes si separano in due blocchi: uno è costituito dagli Asiatic Hun Terranes ad est, che successivamente si riunisce al margine nord-Gondwaniano determinando la chiusura del relativo tratto di Paleotetide. L'altro blocco ad ovest, costituito dagli European Hunic Terranes, migra verso nord, e determina la chiusura dell'Oceano Reico e l'apertura del tratto di Paleotetide alle loro spalle. La chiusura dell'Oceano Reico, che produce metamorfismo di alta pressione con formazione di eclogiti, avviene tramite subduzione di crosta oceanica al di sotto del margine settentrionale degli European Hunic Terranes.

- Nel Carbonifero inferiore avviene la collisione tra gli European Hunic Terranes e la Laurussia e allo stesso tempo la migrazione del Gondwana verso nord, provocata dalla chiusura della Paleotetide. Successivamente avviene la collisione tra Laurussia e Gondwana (circa 320 Ma). Questa collisione

non interessa l'intero margine Gondwaniano ma solo la sua parte più occidentale, lasciando perciò aperto un ampio golfo rivolto verso est.

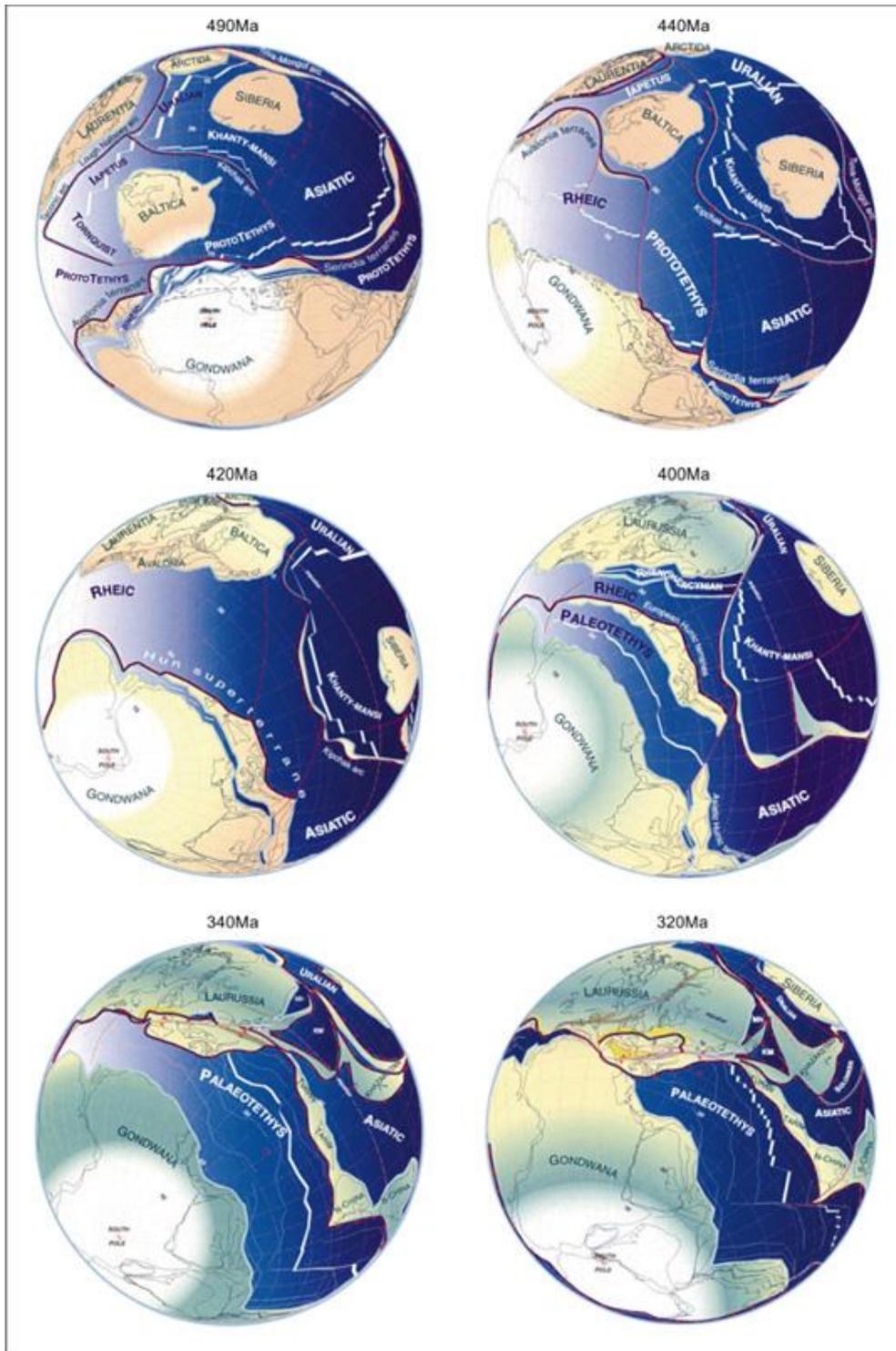


Fig. 2.2 – Schema dell'evoluzione orogenetica varisica con i relativi movimenti delle placche coinvolte (da Stampfli e Borel, 2002, modificato).

Questo modello geodinamico non è riferito nello specifico al basamento sardo-corso, tuttavia si può intuire la sua storia geologica dall'evoluzione dei terranes di cui essa fa parte. Per questo

motivo alcuni autori (Franceschelli et al., 2005a; Giacomini et al., 2006) hanno utilizzato questo modello come base inserirvi l'evoluzione geodinamica del basamento sardo.

Questi autori propongono un'evoluzione geodinamica comune per tutti i terreni appartenenti al margine meridionale degli Hun Terranes (il blocco sardo-corso, la Provenza, i Pirenei, l'Arco Calabro-Peloritano, etc.).

Questi autori ritengono che la Sardegna facesse parte, dall'Ordoviciano superiore al Siluriano, del margine meridionale passivo della placca degli Hun Superterrane che si sarebbero separati dal Gondwana con l'apertura della paleotetide. La successiva migrazione a nord del Gondwana portò alla successione di eventi tettono-metamorfici collegati con l'orogenesi Varisca. Questo modello può essere riassunto nelle seguenti fasi:

- tra il Neoproterozoico ed il Cambriano la Sardegna fa parte del margine settentrionale del Gondwana, separata dai terranes dall'Oceano Reico;

- Dall'Ordoviciano al Devoniano il margine settentrionale della placca degli Hun Superterrane è interessato da subduzione dell'Oceano Reico verso sud (che produrrà le eclogiti), mentre il margine meridionale è stato interessato da una tettonica distensiva che ha favorito la messa in posto di vulcaniti di intraplacca;

- Tra il Devoniano superiore ed il Carbonifero inferiore il margine meridionale degli Hun Superterrane diventa attivo con la subduzione al di sotto di esso della Paleotetide verso nord. Secondo Giacomini et al. (2006) la formazione delle eclogiti della Sardegna settentrionale sarebbero da attribuire a questa subduzione;

- Durante il Carbonifero si verifica l'accrezione degli European Hunic Terranes alla Laurussia con il raggiungimento del picco metamorfico al termine della prima fase deformativa varisca (340-320 Ma). L'età dell'evento D1 in Sardegna (340-330 Ma) è compatibile con questa ricostruzione. La successiva tettonica distensiva con conseguente esumazione di rocce crostali e risalita di magmi primitivi dal mantello avrebbe provocato la seconda fase deformativa, datata a 330-300 Ma. Anche questa età è in accordo con quelle di 320-315 Ma ricavate dagli studi effettuati sulla fase deformativa D2 nella Sardegna settentrionale (Giacomini et al., 2008; Carosi et al., 2012). La successiva messa in posto dei granitoidi tardo-varisici avviene tra i 310 e i 280 Ma.

Von Raumer et al. (2008, 2013) e Stampfli et al. (2011), hanno proposto negli ultimi anni un modello di "terreni peri-gondwaniani" ancora più complesso, caratterizzato da ripetute fasi di

distacco e collisione di terreni appartenenti al margine nord-Gondwaniano ed al margine della Laurussia. Anche questo modello, così come quello di Stampfli e Borel (2002), non è focalizzato sulla ricostruzione dell'evoluzione del basamento sardo. Questo modello si può riassumere schematicamente nelle seguenti fasi (Fig.2.3):

-Nel Cambriano inferiore si è verificata subduzione di crosta oceanica al di sotto del margine settentrionale del Gondwana che ha prodotto diversi cicli magmatici, e una situazione tipo cordigliera;

-Tra il Cambriano e l'Ordoviciano si instaura una tettonica distensiva che porta al collasso della cordigliera e l'inizio della fase di rifting che porterà alla formazione dell'Oceano Reico;

-Tra l'Ordoviciano e il Siluriano si sviluppa l'apertura diacrona dell'oceano Reico e un movimento differenziale dei diversi terranes: ad ovest con un distacco degli Avalonian terranes che collideranno con la placca Baltica, mentre ad est si ha il distacco degli Hunic Terranes che successivamente collideranno con il "Chinese block". Successivamente il margine nord-Gondwaniano viene interessato da una condizione di margine passivo che perdura per tutto il Siluriano.

-Nel Devoniano inferiore inizia la chiusura dell'Oceano Reico attraverso l'impostazione di due zone di subduzione: una a sud al di sotto del Gondwana che causa il distacco di gruppi dei terranes "Armorican" e "Galatian", i quali migrano verso nord aprendo alle loro spalle la Paleotetide; a nord invece si ha il distacco degli Hanseatic Superterrane che migrano verso sud e aprono l'Oceano "Renohercynian".

-Tra il Devoniano ed il Carbonifero si verifica la migrazione dei vari terranes che collidono fino alla loro unione, probabilmente nel Visiano. La Sardegna faceva parte dei "Galatian terranes". Contemporaneamente a questi eventi inizia la fase di convergenza tra Laurussia e Gondwana che si conclude a circa 300 Ma e porta all'orogenesi e all'uplift della catena.

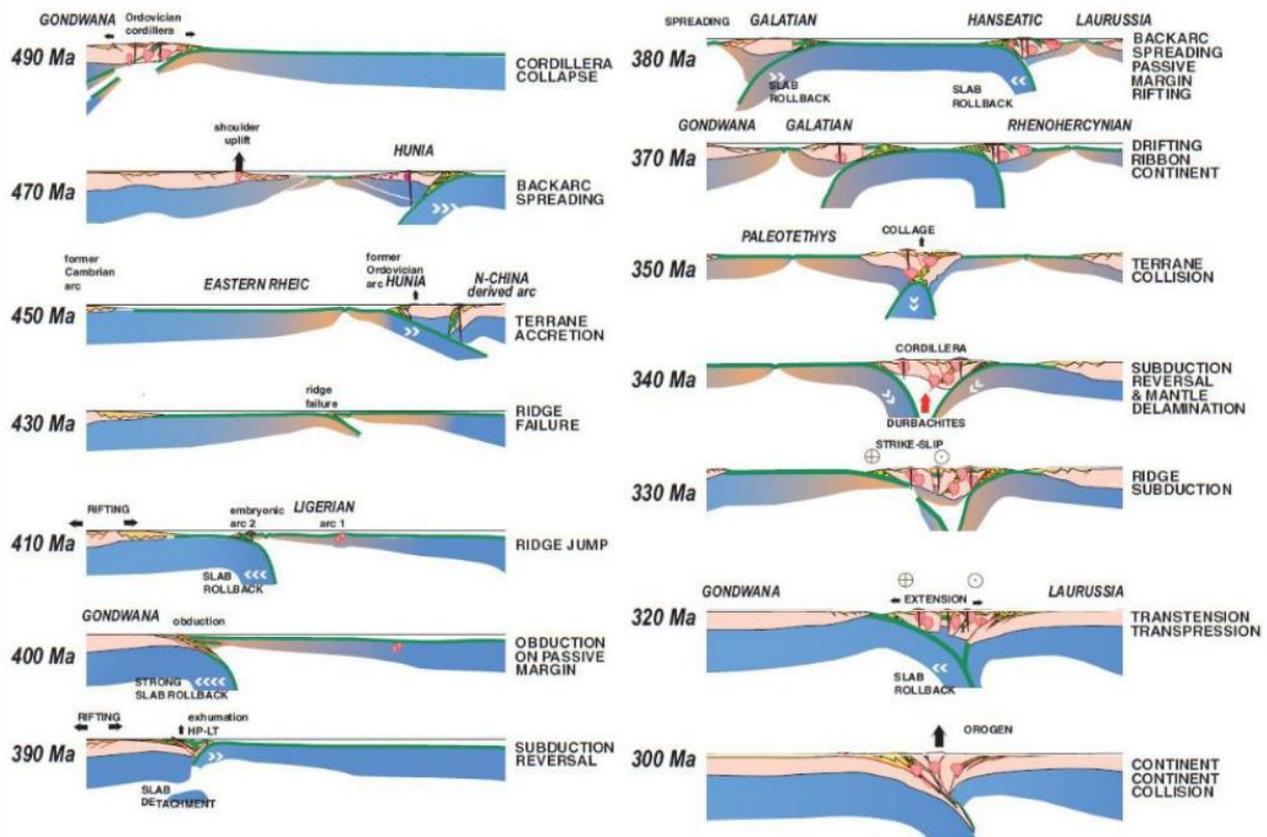


Fig. 2.3 – Schema evolutivo dei margini continentali di Gondwana e Laurussia e dei terranes tra essi interposti durante il Paleozoico (da von Raumer et al., 2013).

2.3 Modello del prisma di accrezione

Helbing et al. (2006) hanno proposto un modello alternativo che si differenzia da quelli analizzati in precedenza. Questi autori hanno ipotizzato che la struttura ed i principali lineamenti tettonici del basamento sardo troverebbero la loro prosecuzione nel dominio Intra-Alpino (In particolare nel Massiccio dei Mauri), il quale si sovrappone sul margine continentale di Gondwana (rappresentato in questo caso dal dominio Ibero-Aquitano) durante le fasi finali dell'orogenesi varisca.

Secondo questo modello (fig. 2.4), la Zona a Falde e la Zona Assiale vengono considerate come parte del prisma di accrezione formatosi dai sedimenti dalla placca in subduzione al di sotto del dominio Intra-Alpino, mentre la zona esterna corrisponderebbe all'avampaese della catena sul quale, successivamente, si sovrappongono i sedimenti deformati che costituiscono il prisma di accrezione. Gli eventi deformativi e metamorfici cui furono sottoposti i sedimenti sarebbero legati ai processi di stabilizzazione del cuneo in seguito alla sua progressiva accrezione.

La zona assiale in questo modello corrisponderebbe ad un duomo estensionale con degli gneiss di alto grado nel nucleo e scisti di medio e basso grado nelle zone più esterne, mentre la Linea

Posada-Asinara corrisponderebbe ad una faglia di scollamento tra gli scisti e gli gneiss, in forte contrasto quindi con i modelli sulla zona di sutura proposti da Carmignani et al. (1992,1994,2001) e da Rossi et al. (2009).

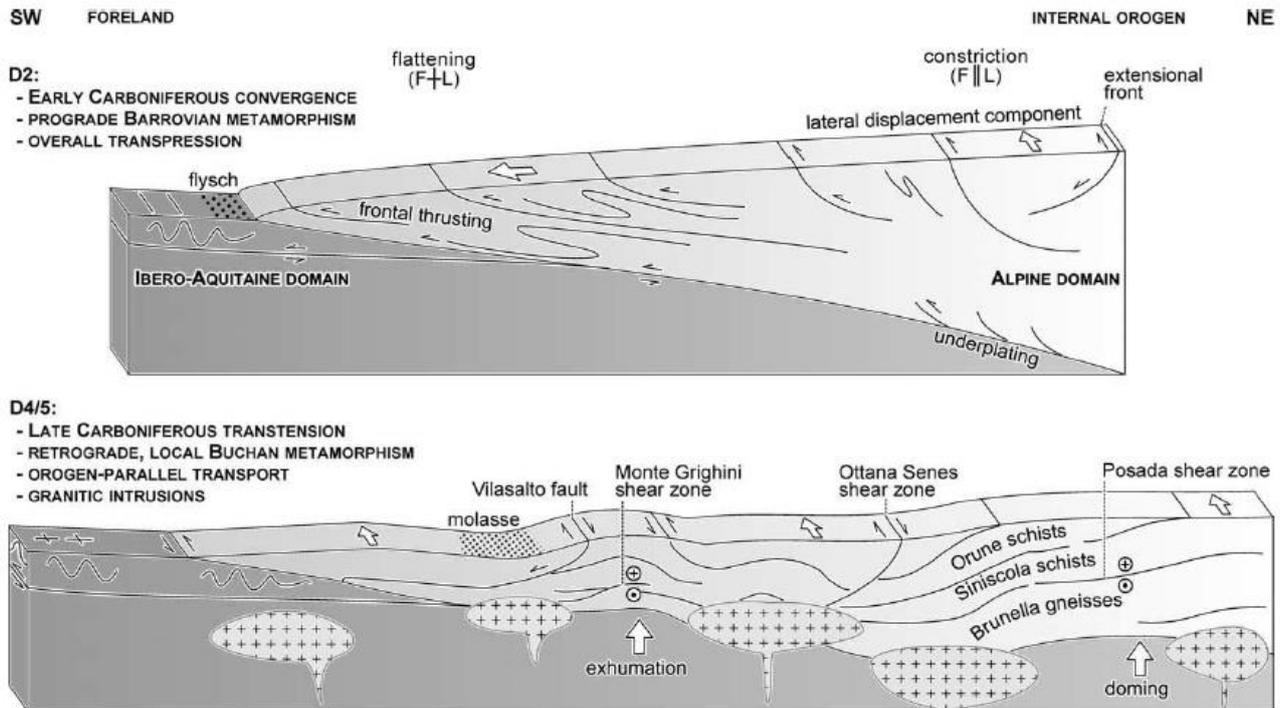


Fig. 2.4 – Schema rappresentativo dell’evoluzione geodinamica del basamento sardo secondo Helbing et al. (2006).

3. Studi precedenti nell'area di studio

Gli studi geologico-petrografici più importanti effettuati nell'area di studio sono quelli di Ricci e Sabatini (1978), Ghezze et al. (1979), Memmi (1983), Cruciani et al. (2002), Franceschelli et al. (2002), Elter et al. (2010), Giacomini et al. (2005a; 2006).

Ricci e Sabatini (1978) studiarono dal punto di vista geochimico le metabasiti di Mt. Nieddu. Sulla base del contenuto in alcuni elementi minori ritenuti immobili o poco mobili nel corso dei processi metamorfici, hanno determinato per il protolite magmatico un'affinità tholeiitica analoga a quella dei basalti di rift continentale.

Ghezze et al. (1979) documentarono per primi la presenza di un evento metamorfico in facies granulitica nelle metabasiti dell'area di Mt. Nieddu.

Essi descrissero la sequenza di rocce anfibolitiche, distinguendo le anfiboliti plagioclastiche listate dalle anfiboliti ultrafemiche massicce e stimarono, attraverso lo studio del chimismo e delle associazioni mineralogiche di equilibrio di queste rocce, le condizioni P-T dell'evento granulitico (~10 Kbar e ~750 °C) e del successivo riequilibrio in facies anfibolitica (~5 Kbar e ~650 °C). L'evento granulitico non fu datato e non venne definito con precisione il suo contesto tettonico-cinematico. Gli autori formularono comunque due ipotesi: la prima è che l'evento granulitico fosse correlato con eventi orogenici (subduzione di crosta continentale), l'altra è che fosse correlato con eventi anorogenici (*mantle plumes*, etc.).

Le analisi chimiche riportate da questi autori evidenziano la natura basica ed ultrabasica di queste rocce, geneticamente legate fra loro da processi di differenziazione cumulitica da un originario magma basico. Le anfiboliti ultrafemiche sono state normativamente classificate come metagabbri olivinici.

Successivamente Memmi (1983) individuò e definì i meccanismi e le reazioni avvenute durante il metamorfismo in facies granulitica e nel successivo evento retrogrado in facies anfibolitica, che ha prodotto una grande quantità di anfiboli. Le analisi chimiche e microstrutturali hanno portato ad affermare che, tra i minerali della facies granulitica, solo il granato ha mantenuto la sua

composizione primaria, mentre i pirosseni, l'olivina ed il plagioclasio hanno subito delle variazioni nella loro composizione a causa del ri-equilibrio in facies anfibolitica.

Cruciani et al. (2002) ripresero lo studio delle anfiboliti di Mt. Nieddu dal punto di vista geochimico, attraverso l'individuazione della natura e dell'affinità geochimica del protolite igneo. La distribuzione degli elementi in tracce e delle terre rare ha permesso a questi autori di attribuire a queste metabasiti un'affinità geochimica con le tholeiiti delle zone di subduzione.

La differente distribuzione dei minerali di origine ignea e metamorfica ha permesso inoltre di distinguere tre layers composizionali dalla base al tetto (A, B e C) nelle anfiboliti ultrafemiche:

Il layer A è costituito da anfiboliti grigio-brunastre debolmente scistose contenenti olivina, clorite ed anfibolo;

Il layer B è costituito da anfiboliti verdastre ricche in plagioclasio;

Il layer C è costituito da rocce verde-scuro contenenti porfiroblasti di granato, pirosseno, cristalli di anfibolo fino a 4-5 cm e subordinato plagioclasio.

Franceschelli et al. (2002), attraverso l'applicazione della geotermobarometria convenzionale, determinarono le condizioni P-T delle anfiboliti ultramafiche di Mt. Nieddu, ricostruendo la storia metamorfica di queste rocce che iniziò con la cristallizzazione magmatica e continuò attraverso condizioni P-T di facies granulitica ($T = 700\text{--}740\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P \sim 8\text{--}10\text{ kbar}$), anfibolitica ($T = 580\text{--}640\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 4\text{--}6\text{ kbar}$) e scisti verdi ($T \sim 330\text{--}400\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P < 2\text{--}3\text{ kbar}$). Queste condizioni termo-bariche hanno permesso agli autori di individuare un P-T path caratterizzato da un incremento di pressione e temperatura fino alla facies granulitica ed una diminuzione di pressione e temperatura dalla facies granulitica alla facies scisti verdi, passando per la facies anfibolitica. Gli autori considerarono questo percorso P-T causato inizialmente da un ispessimento crostale dovuto ad una collisione continentale seguito da progressiva esumazione.

Elter et al. (2010) hanno studiato l'area di Mt. Nieddu dal punto di vista geologico-strutturale, inserendola nel complesso contesto deformativo e metamorfico dell'HGMC. Questi autori hanno suddiviso l'HGMC in due ulteriori complessi metamorfici: l'OGC (Old Gneiss Complex) ed il NGC (New Gneiss Complex), caratterizzati da una differente orientazione della scistosità pervasiva (NE-SW nell'OGC e NW-SE nel NGC). Questi due complessi hanno attraversato un regime transpressivo che ha sviluppato una zona di shear destra nel Carbonifero superiore, durante la collisione tra

Gondwana e Laurussia. Nel HGMC sono stati identificati e descritti da questi autori quattro eventi deformativi, talvolta ulteriormente suddivisi in diversi sub-eventi, che vanno dal D2 al D5.

L'area di Mt. Nieddu appartiene prevalentemente al complesso OGC, nel quale è possibile osservare la scistosità pervasiva NE-SW prodotta dalla fase deformativa D3, la più importante a livello regionale. Sul piano XY della scistosità prodotta dalla D3 sono state riconosciute due tipi di lineazioni mineralogiche: quelle formate dall'allungamento di sillimanite e *rods* di quarzo e feldspati e quelle formate da biotite, muscovite, fibrolite e quarzo. Gli indicatori cinematici presenti indicano per questa fase deformativa un senso di taglio top-to-SE.

Giacomini et al. (2005a) ripresero gli studi microstrutturali sulle metabasiti ultrafemiche di Mt. Nieddu. Questi autori considerano l'Olivina ed il Granato come le due fasi mineralogiche che rappresentano la più vecchia paragenesi, in quanto separate tra loro da complesse microstrutture coronitiche costituite da ortopirosseno, clinopirosseno (o anfibolo) e spinello; con lo spinello che cresce in direzione del granato e l'ortopirosseno che cresce verso l'olivina.

Queste microstrutture sarebbero indicative di una reazione simile alla kelyphitizzazione del granato nelle peridotiti a granato; di conseguenza le metabasiti ultrafemiche di Mt. Nieddu vengono considerate da questi autori delle peridotiti a granato, a differenza degli autori precedenti (Ghezzo et al., 1979; Franceschelli et al., 2002) che interpretarono queste rocce come cumuliti, le quali subirono un metamorfismo in facies granulitica dopo il loro collocamento nella crosta profonda.

4. Geologia di terreno

4.1 Rilevamento geologico-strutturale

L'area di studio è situata nella Sardegna settentrionale a NE di Olbia, vicina alla costa compresa tra il villaggio di Bados a sud e il villaggio turistico di Sos Aranzos a nord. Essa è compresa nei territori comunali di Olbia e Golfo Aranci ed è rappresentata nella carta topografica IGM serie 25 in scala 1:25000 nel foglio 444 sezione I "Olbia est" e nella carta tecnica regionale numerica in scala 1:10000, nelle sezioni 44030 e 44040, denominate rispettivamente Cabu Abbas e Golfo Aranci. Il rilevamento geologico-strutturale effettuato per questa tesi è stato eseguito con una base cartografica alla scala di 1:10000 sulle carte tecniche regionali. Il database cartografico è stato elaborato attraverso l'utilizzo del software ArcGIS mentre il lavoro di disegno, rifinitura ed impaginazione è stato effettuato con il software CorelDRAW X5 graphic suite. I dati di campagna acquisiti ed i campioni prelevati sono stati localizzati tramite GPS e riportati sulla carta digitale georeferenziata.

Nell'area di studio, inglobate tra gli gneiss e le migmatiti dell'HGMC, affiorano due lenti di metabasiti, una in località Mt. Nieddu e un'altra in località Iles. La lente che si trova in località Mt. Nieddu si allunga per 2 km in direzione NE-SW e presenta uno spessore di circa 100-150 m. All'interno di questa lente è possibile distinguere due differenti litologie: le anfiboliti plagioclastiche a bande e le anfiboliti ultrafemiche.

La lente affiorante in località Iles è costituita da anfiboliti con relitti di paragenesi eclogitica (da qui in avanti definite come eclogiti retrograde a cianite o eclogiti a cianite). Essa presenta una forma ellissoidale che si allunga in direzione NW-SE (cioè parallelamente alla scistosità regionale) per circa 600-700 m.

Il complesso migmatitico che circonda queste due lenti di metabasiti è costituito da ortogneiss, migmatiti milonitiche paraderivate e paragneiss.

Tutte le rocce affioranti nell'area di studio sono spesso tagliate da dicchi acidi, basici e da vene di quarzo a grana grossa (pegmatiti). Questi filoni sono generalmente discordanti rispetto alla scistosità principale delle formazioni affioranti.

I litotipi sopra elencate sono rappresentate in una carta geologica schematica (Fig. 4.1), disegnata principalmente sulla base delle osservazioni di terreno ma anche sugli studi precedenti dell'area di Mt. Nieddu.

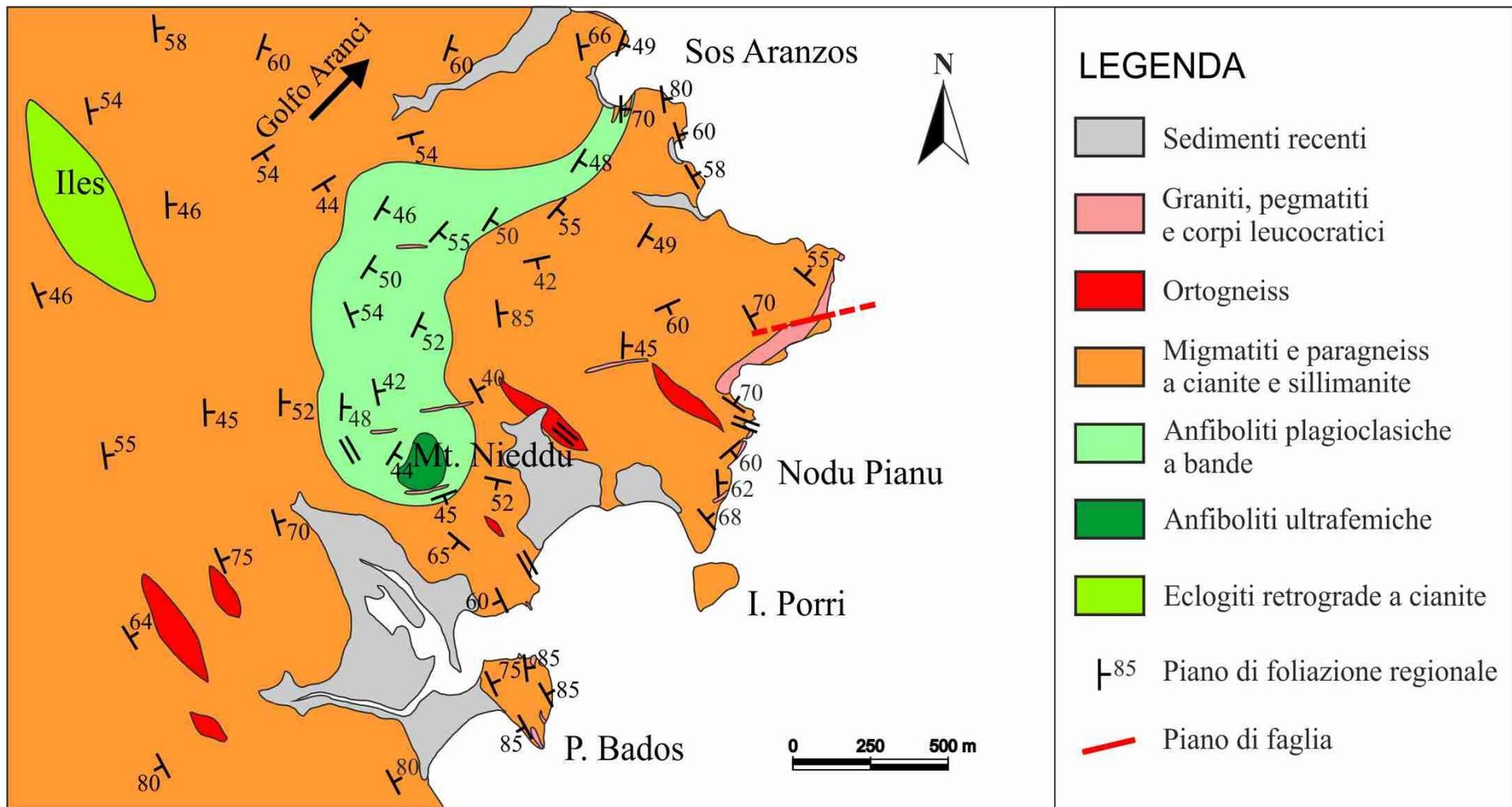


Fig. 4.1 – Carta geologica schematica dell’area di Mt. Nieddu.

La ricostruzione della successione litologica rappresentata in legenda nella figura 4.1 è basata sia sulle osservazioni di terreno che sui dati geocronologici pubblicati da diversi autori per le diverse litologie affioranti nell'area di studio: quelli di Giacomini et al. (2005b) per quanto riguarda le eclogiti in località Iles; quelli di Giacomini et al. (2006) per i paragneiss e le migmatiti paraderivate; i dati di Padovano et al. (2014) per gli ortogneiss ed infine quelli di Cruciani et al. (2008b) riguardanti le migmatiti ad anfibolo. Per le metabasiti di Mt. Nieddu si adotta in questa tesi la stessa terminologia proposta da Ghezzi et al. (1979) al fine di non creare ambiguità.

Di seguito vengono descritte le diverse litologie rilevate.

4.2 Eclogiti retrograde a cianite

Nella parte occidentale dell'area di studio, presso la località Iles, affiora in maniera discontinua per circa 600-700 m una lente eclogitica allungata in direzione NW-SE, secondo la scistosità pervasiva regionale S2.

Queste metabasiti a grana medio-fine si presentano massive o debolmente scistose (Fig. 4.2a, b). Esse mostrano un colore verde scuro, con variabili sfumature chiare e rossicce a seconda dell'abbondanza dei minerali presenti. Si possono notare infatti, alla scala del campione, la presenza di porfiroblasti di granato di dimensioni millimetriche e in alcuni casi centimetriche (max 1-2 cm). Le sfumature bianche sono costituite da microstrutture simplettitiche con pirosseno e plagioclasio mentre la matrice scura è composta in prevalenza da anfibolo verde (Fig. 4.2c). Alla mesoscala spesso è possibile riconoscere una scistosità regionale S2 (Fig. 4.2d) marcata dall'orientazione dei porfiroblasti di granato e dall'allungamento dei pods simplettitici. Talora sono riconoscibili ad occhio nudo anche dei porfiroblasti di cianite. Nel complesso di alto grado la cianite è documentata solamente nelle eclogiti di questo affioramento ed in quello situato in località Terrata (situato circa 1Km a nord rispetto all'area di studio). La messa in posto del protolite mafico di queste rocce è stata datata da Giacomini et al. (2005b) all'Ordoviciano Medio (460 ± 5 Ma) attraverso il metodo U-Pb sugli zirconi.

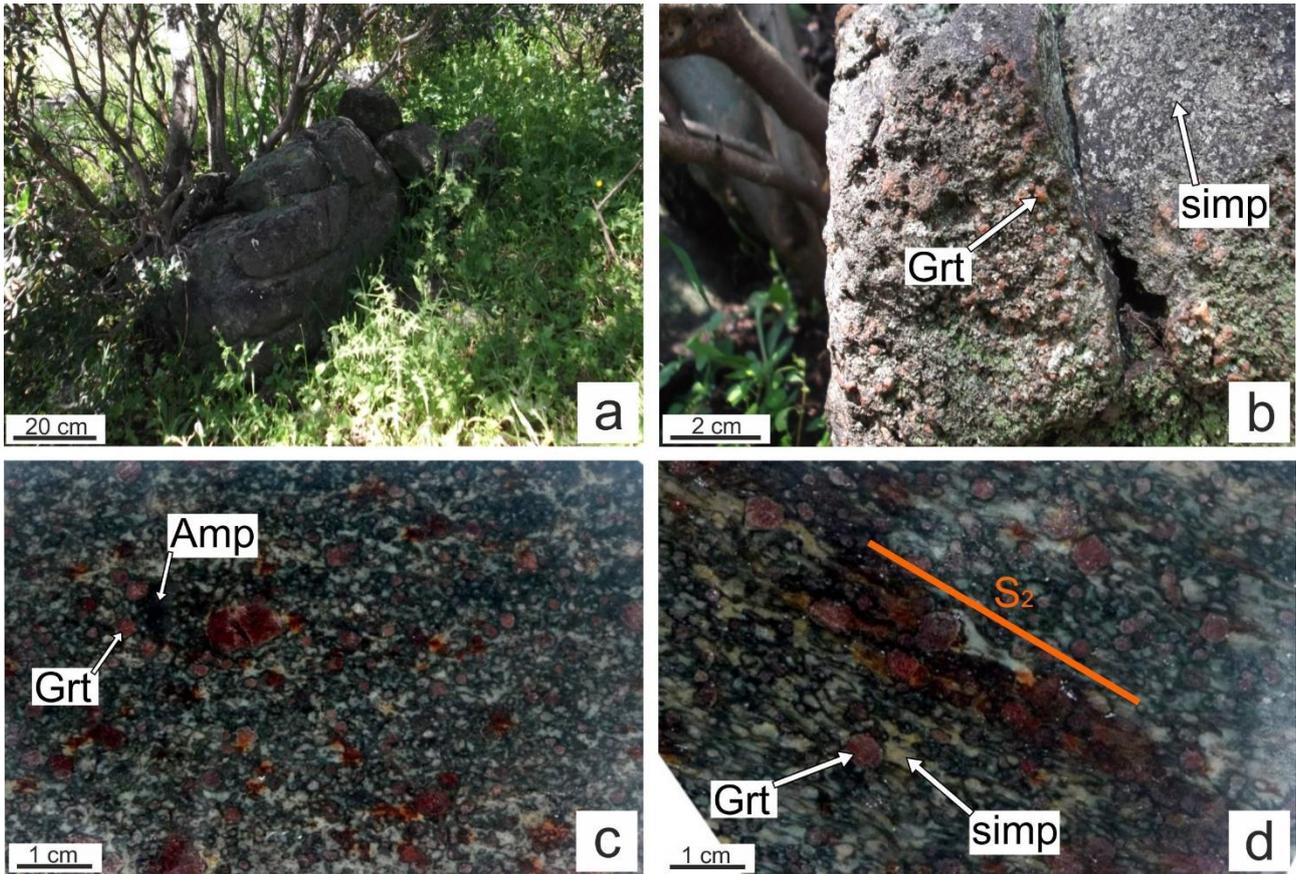


Fig. 4.2 – Eclogiti retrograde a cianite nei pressi della località Iles. a) Foto di terreno dell'affioramento eclogitico; b) Particolare dell'affioramento: si possono notare ad occhio nudo i porfiroblasti di granato di colore rosso; c) Campione a mano IL3 tagliato e lucidato; d) Campione a mano IL15. I minerali si dispongono lungo la scistosità regionale S_2 , rappresentata dalla linea arancione. Grt=Granato, Amp=anfibolo, simp=simplettite (pirosseno+plagioclasio).

4.3 Anfiboliti ultrafemiche

Le anfiboliti ultrafemiche affiorano nella parte meridionale di Mt. Nieddu in una lente, inserita all'interno della lente anfibolitica più grande (vedi Fig. 4.1), che si estende per un centinaio di metri in lunghezza e 40-50 m in spessore. Queste rocce appaiono sul terreno come un corpo composizionalmente disomogeneo con un colore molto scuro, tendente al nero, ed una tessitura massiva o debolmente scistosa a grana medio-grossa (Fig. 4.3).



Fig. 4.3 – Affioramento di anfiboliti ultrafemiche nei pressi di Mt. Nieddu.

A seconda dei principali minerali presenti e delle microstrutture, all'interno di questa lente anfibolitica è possibile distinguere tre differenti "layers" composizionali (Cruciani et al., 2002) con orientazione da SW a NE, che sono, a partire dal versante sud di Mt. Nieddu:

- Il Layer A (Fig 4.4a, b), spesso circa 25 m, è costituito prevalentemente da anfibolo, olivina (con cristalli di dimensioni da millimetriche a centimetriche) e clorite (Fig. 4.4b). Questo layer presenta un colore grigio-scuro con numerose sfumature rossicce, molto probabilmente dovute all'ossidazione del ferro contenuto nell'olivina (Fig 4.4a).

- Il layer centrale (Layer B) si presenta con un'estensione molto esigua ed uno spessore inferiore ai 5 m. Questo layer anfibolitico ha un colore scuro tendente al verde ed è caratterizzato dalla presenza di grossi cristalli di plagioclasio di dimensioni variabili dai 0,5 fino ad 1 cm (Fig. 4.4c). Attorno ai cristalli di plagioclasio e olivina è possibile osservare ad occhio nudo delle strutture coronitiche (Fig. 4.4d).

- Il Layer C si trova geometricamente più in alto rispetto agli altri (affiora prevalentemente sulla cima di Mt. Nieddu) ed ha uno spessore di circa 20 m. Esso è costituito da rocce di colore verde-scuro che presentano una notevole abbondanza di porfiroblasti di granato di dimensioni millimetriche e centimetriche e cristalli di anfibolo di dimensioni centimetriche. In questo layer i granati si possono concentrare lungo piccoli filoni/vene (di spessore centimetrico, Fig. 4.4e) e noduli (fino a 15 cm di diametro, Fig. 4.4e, Fig 4.5).

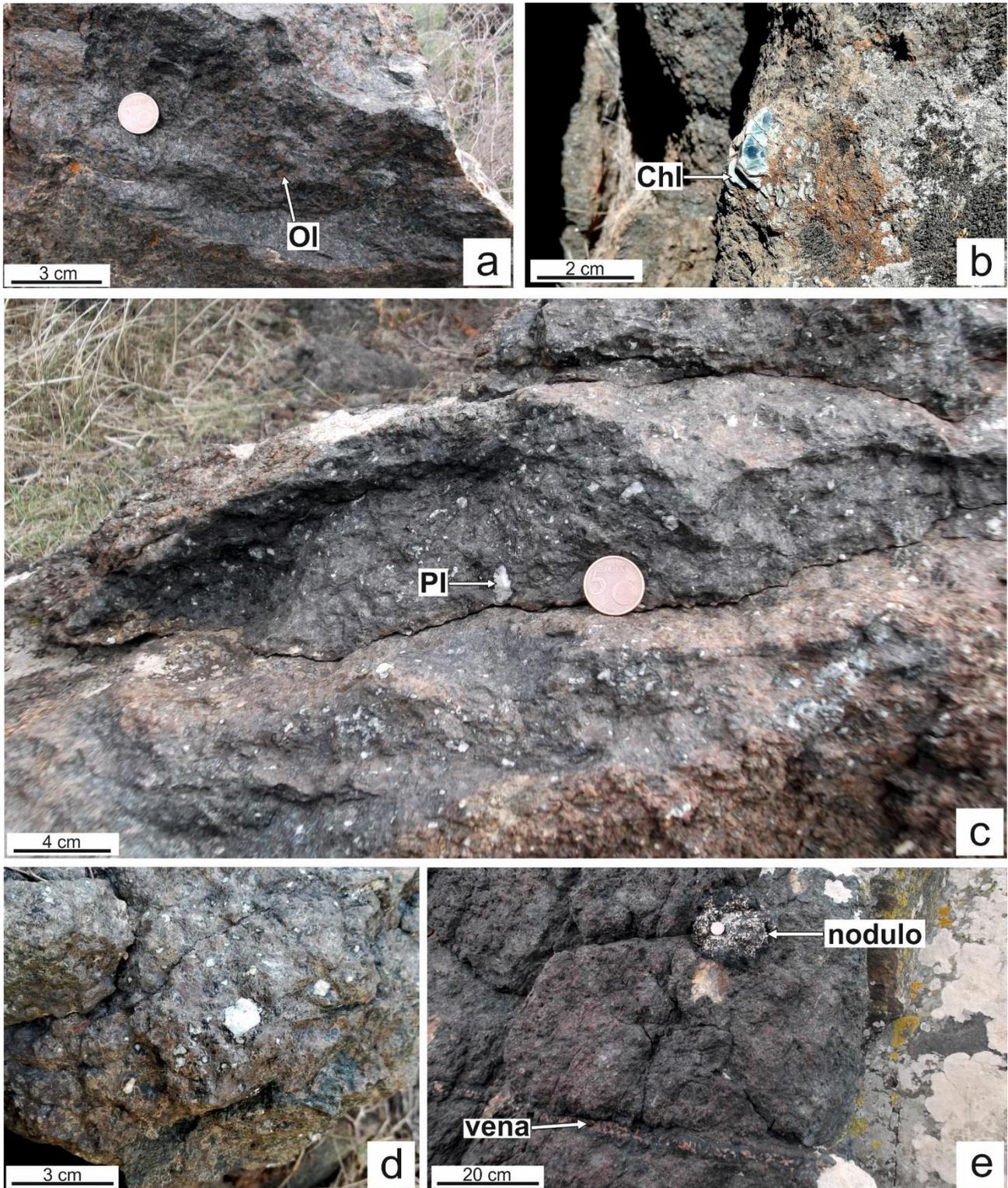


Fig. 4.4 – Anfiboliti ultrafemiche nell'area di Mt. Nieddu. a) Layer A; le parti rossicce rappresentano le olivine ossidate; b) Cristallo centimetrico di clorite nel layer A; c) Layer B; si possono notare i cristalli millimetrici di plagioclasio (fino a 1 cm); d) Dettaglio layer B: si possono notare ad occhio nudo le strutture coronitiche; e) Layer C; il colore rosso è dato dalla concentrazione dei porfiroblasti di granato. Si può notare, in basso, un sottile layer ad alta concentrazione di granato e anfibolo. Pl=plagioclasio; Ol=olivina; Chl=clorite.

I noduli a granato possono essere suddivisi in due categorie: quelli con una forma regolare (generalmente ellissoidali, Fig. 4.5a) e quelli che non presentano una forma definita. I noduli del primo tipo (Fig. 4.5a,b) hanno dimensioni (diametro) massime di 15-20 cm e sono costituiti al loro interno da diverse zone apparentemente concentriche ma non uniformi: la parte più esterna è formata da granato ed epidoto mentre nella parte più interna il granato tende a scomparire a discapito dell'anfibolo (Fig. 4.5b).

I noduli del secondo tipo hanno una forma irregolare (Fig. 4.5c) e sono caratterizzati da un'abbondanza modale di granato molto elevata (fino a 80-90 vol.%). Sono costituiti quasi esclusivamente da porfiroblasti millimetrici di granato ed anfibolo distribuiti in maniera abbastanza uniforme (Fig. 4.5d).

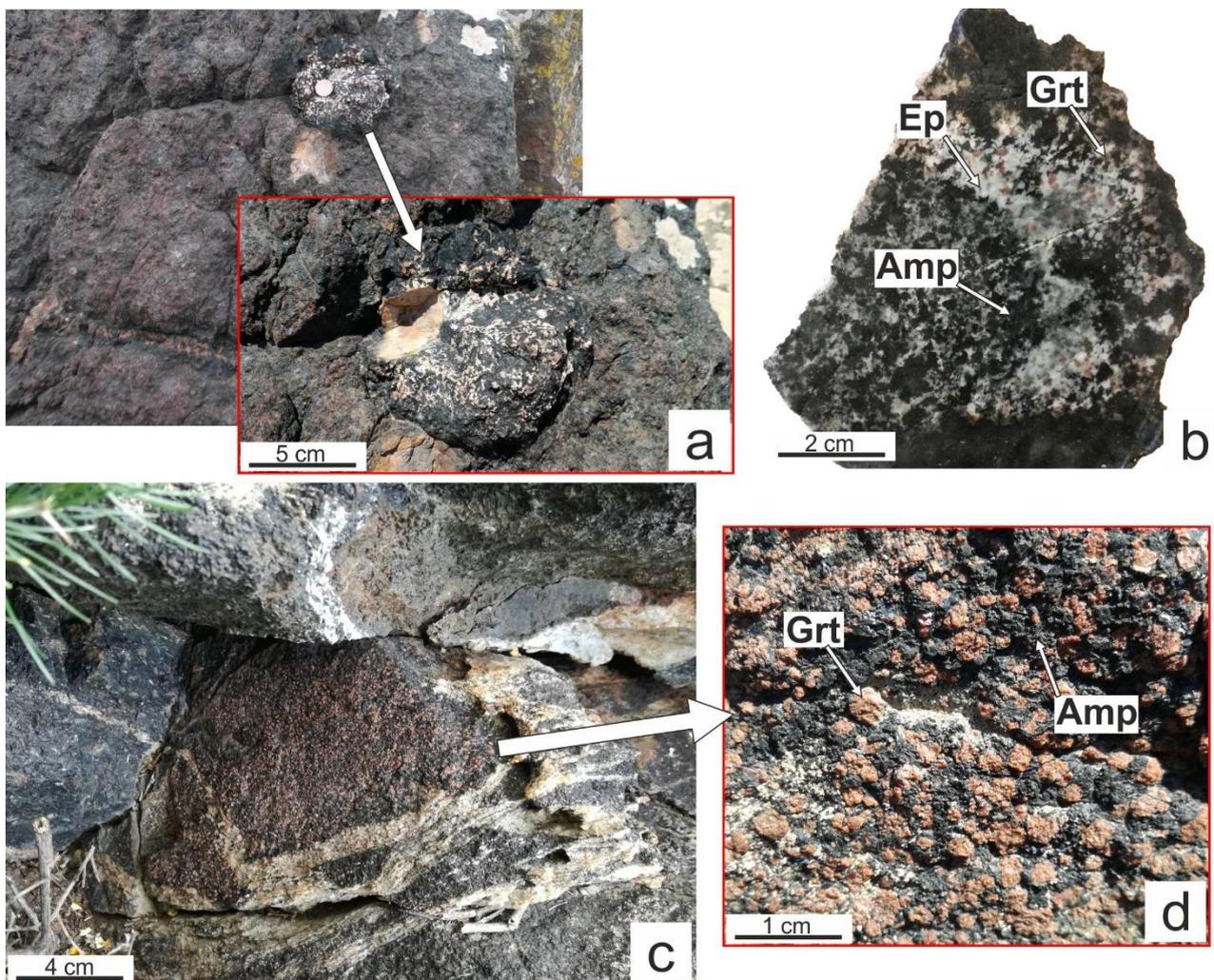


Fig. 4.5 – Noduli a granato nelle anfiboliti ultrafemiche di Mt. Nieddu. a) Nodulo ellissoidale (e dettaglio) nelle rocce del layer C e (b) campione a mano tagliato e lucidato; c) Nodulo di forma irregolare ad altissima concentrazione di porfiroblasti di granato; (d) dettaglio della sua superficie. Abbreviazioni come in Fig. 4.2. Ep=epidoto.

Le anfiboliti ultrafemiche sono caratterizzate dalla presenza di un sistema di vene di forma lenticolare o tabulare di dimensioni generalmente centimetriche in spessore e decimetriche in lunghezza (Fig. 4.6). Si possono distinguere quattro principali tipi di vene:

1 – vene a granato; 2 – vene ad anfibolo; 3 – vene a clorite; 4 – vene ad epidoto.

Le vene a granato si trovano sia nelle rocce del layer C che in quelle del layer A; esse mostrano uno spessore variabile (da 1 a 5 cm circa) ed una orientazione variabile (si possono distinguere almeno tre piani di orientazione NE-SW con inclinazioni diverse). Le vene a granato presentano localmente una porzione centrale costituita da epidoto (di colore bianco), all'interno della quale sono presenti numerosi porfiroblasti di granato zonati (Fig. 4.6a). Queste vene sono spesso bordate da spinello ed anfibolo: si può notare molto frequentemente un bordo di spessore centimetrico costituito quasi esclusivamente da anfibolo all'interfaccia tra il granato della vena e la roccia ospitante. L'epidoto spesso sostituisce il granato al centro della vena.

Le vene ad anfibolo hanno spessore centimetrico, sono di colore verde scuro/nero e sono costituite prevalentemente da cristalli di anfibolo a grana media. Talvolta all'interno di queste vene si possono osservare relitti di granato o di olivina (Fig. 4.6b). I relitti di granato si trovano solitamente al centro della vena, facendo intuire una sostituzione di questo minerale da parte dell'anfibolo. Queste vene ad anfibolo, di orientazione molto variabile (da NE-SW a E-W), sono presenti in tutti i layer e spesso mostrano un tipo di crescita sintassiale, con cristalli allungati verso il centro della vena. In alcune vene è possibile osservare differenti tessiture dal centro verso il bordo, che suggerisce una crescita avvenuta in più fasi (Fig. 4.6c).

Le vene a clorite hanno dimensioni notevolmente ridotte (il loro spessore non raggiunge i 2 cm) e di conseguenza sono difficilmente riconoscibili sul terreno. Queste vene appaiono di colore grigio e mostrano una tessitura fibrosa con le lamelle orientate casualmente (Fig. 4.6d). Le vene a clorite sono associate con il layer olivinicco (layer A).

Le vene ad epidoto si trovano più frequentemente nelle rocce del layer C e mostrano dimensioni variabili da 0.5 a 3 cm di spessore. Queste vene sono facilmente riconoscibili per il loro colore bianco sul terreno. Spesso le vene ad epidoto rappresentano una sostituzione di un altro minerale: quasi sempre granato o più raramente anfibolo. Di conseguenza talvolta è possibile osservare delle vene che mostrano un nucleo bianco (epidoto) ed un bordo rossastro (granato) (Fig. 4.6e). Queste vene possono mostrarsi anche come riempimenti sub-millimetrici di piccole fratture.

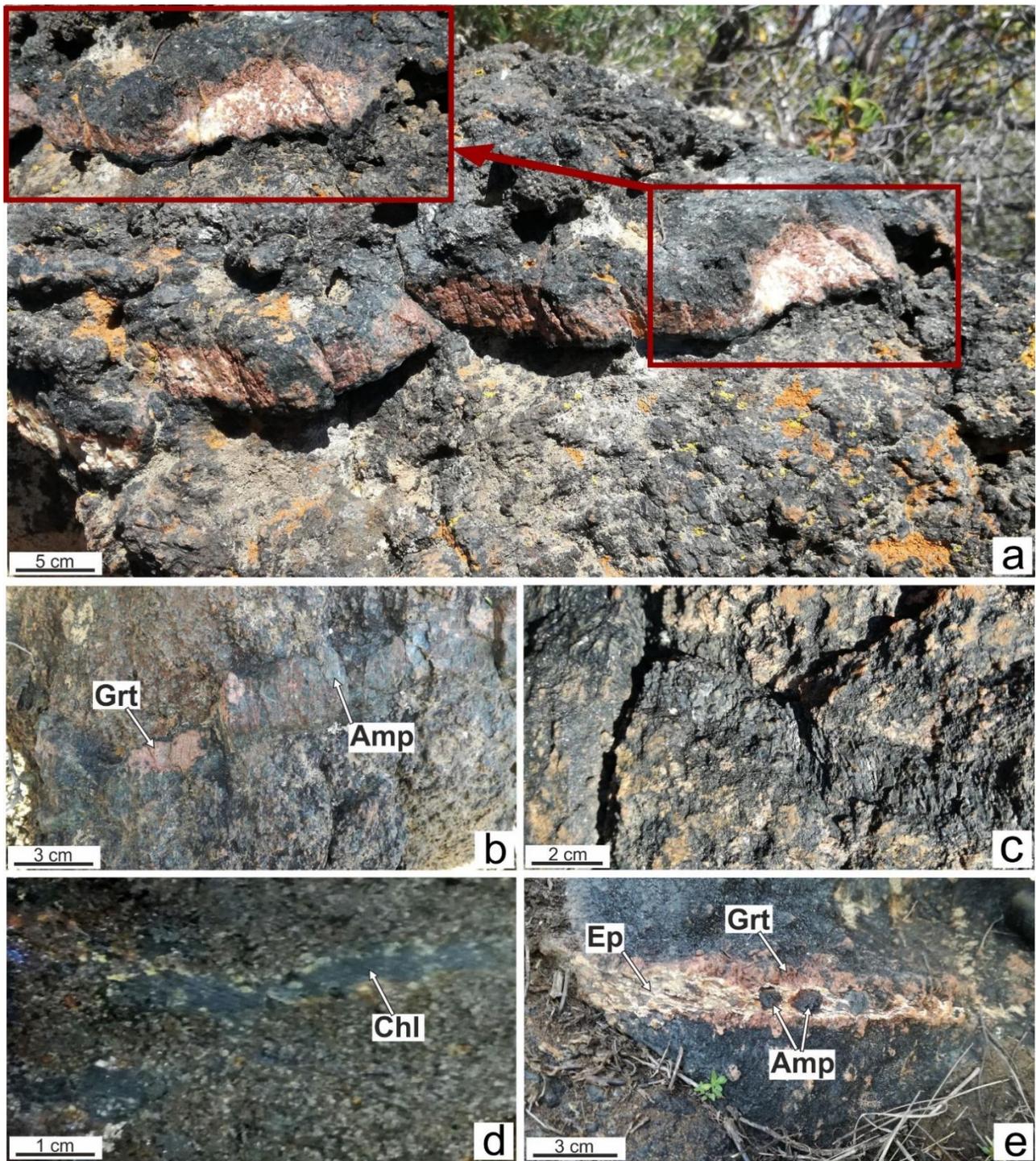


Fig. 4.6 – Vari tipi di vene presenti nelle anfiboliti ultrafemiche nell'area di Mt. Nieddu. a) Vena a granato nelle rocce del Layer A; nel riquadro si può notare l'area bianca con abbondante epidoto all'interno della quale si trovano numerosi porfiroblasti di granato zonati; b) Vena ad anfibolo con relitti di granato; c) Vena ad anfibolo; i cristalli allungati verso il centro della vena indicano una modalità di crescita sintassiale; d) Vena a clorite su un campione a mano tagliato e lucidato; e) Vena ad epidoto con relitti di granato ai bordi; al centro della vena si possono notare due grossi cristalli di anfibolo. Abbreviazioni come in Fig. 4.2, 4.4 e 4.5.

Diversi esemplari di vene presentano una struttura ed una composizione più complessa (Fig.4.7), costituita da una sequenza anfibolo-granato-epidoto procedendo dal bordo al centro della vena.

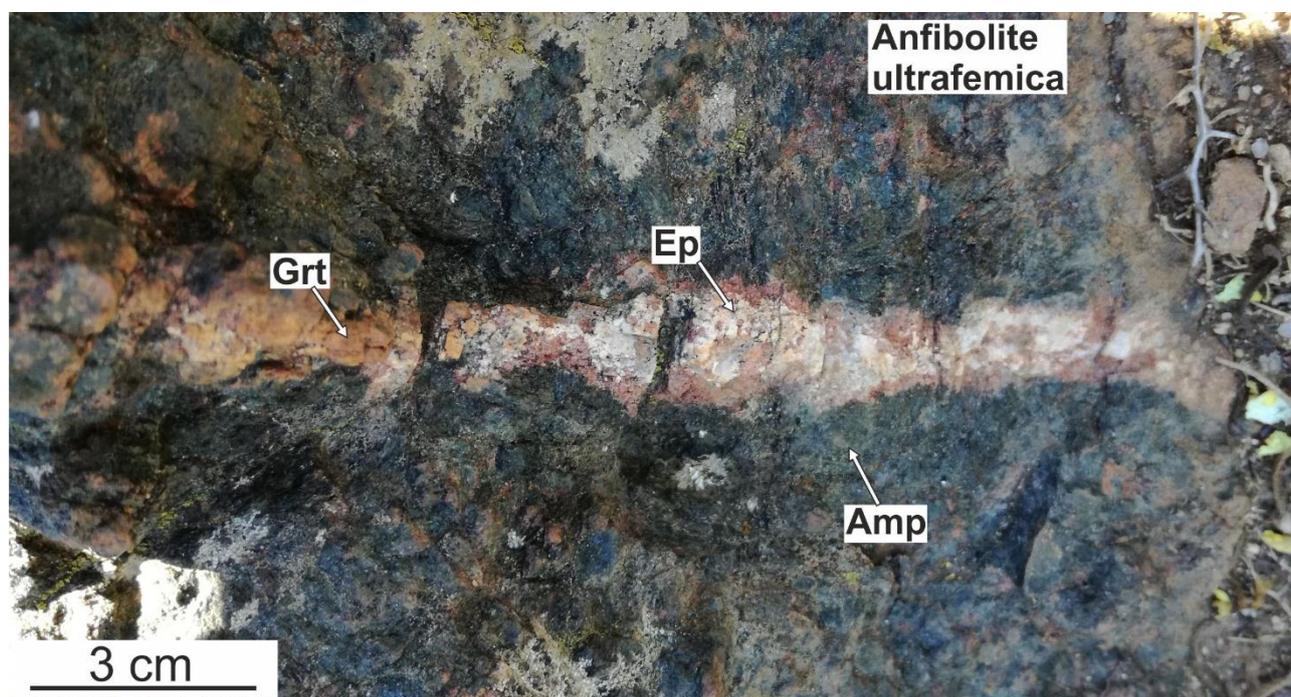


Fig. 4.7 – Vena composta nelle anfiboliti ultrafemiche di Mt. Nieddu. Grt=granato; Ep=epidoto; Amp=anfibolo.

4.4 Anfiboliti plagioclasiche a bande

Queste rocce si presentano con una struttura variabile da massiva a fortemente foliata. Le anfiboliti più foliate, che affiorano prevalentemente vicino al contatto con le migmatiti incassanti, sono caratterizzate da una netta alternanza di due tipi di bande a grana medio-grossa: quelle più scure presentano un colore verde-scuro e sono molto ricche in anfibolo mentre le bande chiare, di colore biancastro, sono ricche in plagioclasio con subordinati anfibolo e quarzo (Fig. 4.8 a, b). L'alternanza tra queste bande presenta spessori molto variabili da centimetrici a metrici. Nelle bande più scure è possibile osservare grossi cristalli di anfibolo di dimensioni centrimetriche (1-4 cm circa).

Le bande chiare si presentano maggiormente deformate rispetto a quelle scure, in particolare nella parte settentrionale dell'area di studio, dove è possibile osservare pieghe e boudins simili a quelli dei leucosomi nelle migmatiti incassanti. Solitamente comunque le bande chiare ricche in plagioclasio seguono la direzione della scistosità regionale S2.

Il contatto con le migmatiti, dove osservabile, è sempre netto e leggermente discordante rispetto alla scistosità regionale (Fig 4.8c). Il contatto con le anfiboliti ultrafemiche è di tipo magmatico (Fig. 4.9).

Localmente è possibile osservare in queste anfiboliti una scistosità più debole o addirittura una struttura massiva, soprattutto in prossimità delle anfiboliti ultrafemiche. In quest'area i corpi più compatti sono caratterizzati da un colore leggermente più chiaro rispetto alle altre anfiboliti, dovuto ad una maggiore abbondanza modale dei plagioclasti (Fig. 4.10a,b).

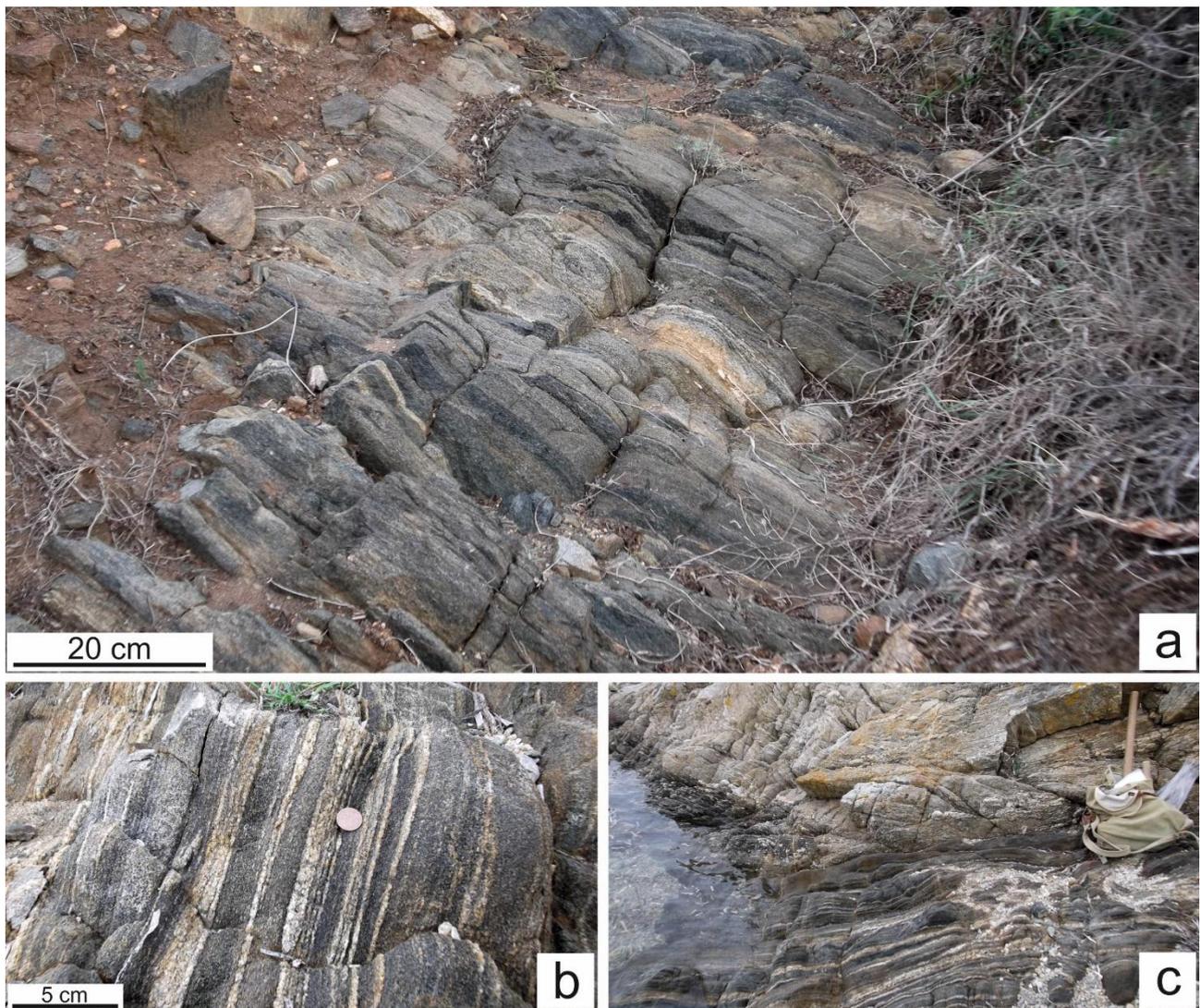


Fig. 4.8 – Anfiboliti plagioclastiche a bande nell'area di Mt. Nieddu. a) Affioramento nella parte meridionale della lente con la tipica alternanza di bande composizionali; b) Particolare delle bande ad anfibolo e plagioclasio ben evidenti in un affioramento costiero in località Sos Aranzos; c) Contatto tra le anfiboliti plagioclastiche (in basso) e le migmatiti paraderivate (in alto) in località Sos Aranzos.



Fig. 4.9 – Contatto di tipo magmatico tra anfiboliti plagioclastiche a bande (a sinistra) e anfiboliti ultrafemiche (a destra) in cima a Mt. Nieddu.

Dentro le anfiboliti si trovano numerose vene di epidoto di spessore millimetrico e centimetrico e che mostrano un colore variabile tra il verde chiaro ed il bianco (Fig. 4.10c). L'epidoto talvolta sostituisce il plagioclasio nelle bande.

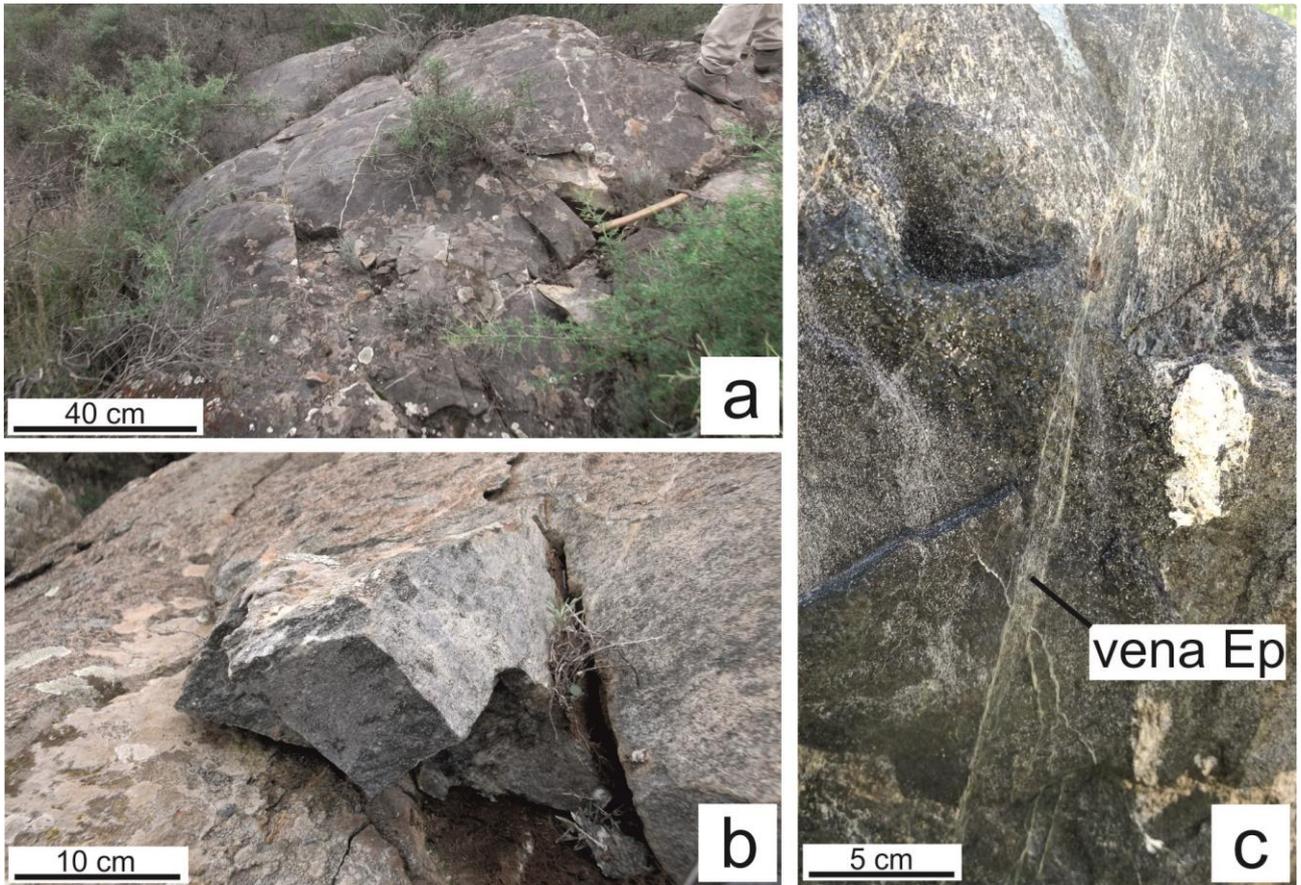


Fig. 4.10 – Foto di terreno delle anfiboliti plagioclasiche massive: a) Affioramento di anfiboliti massive in località Mt. Nieddu; b) Campione a mano prelevato sul terreno; si può notare l'assenza di un definito layering tra anfibolo e plagioclasio; c) Vena ad epidoto nelle anfiboliti, indicata dalla linea nera. Ep=epidoto.

La caratteristica geologico-petrografica più importante di queste anfiboliti è la presenza locale di layer centimetrici orientati parallelamente alla scistosità regionale S2 e costituiti da allineamenti di grossi porfiroblasti di granato (Fig. 4.11a, b) che raggiungono un centimetro come dimensioni massime (Fig. 4.11c). Essi sono circondati da una matrice di anfibolo ed una microstruttura simplettica a grana fine di colore biancastro costituita da clinopirosseno e plagioclasio (Fig. 4.11c).

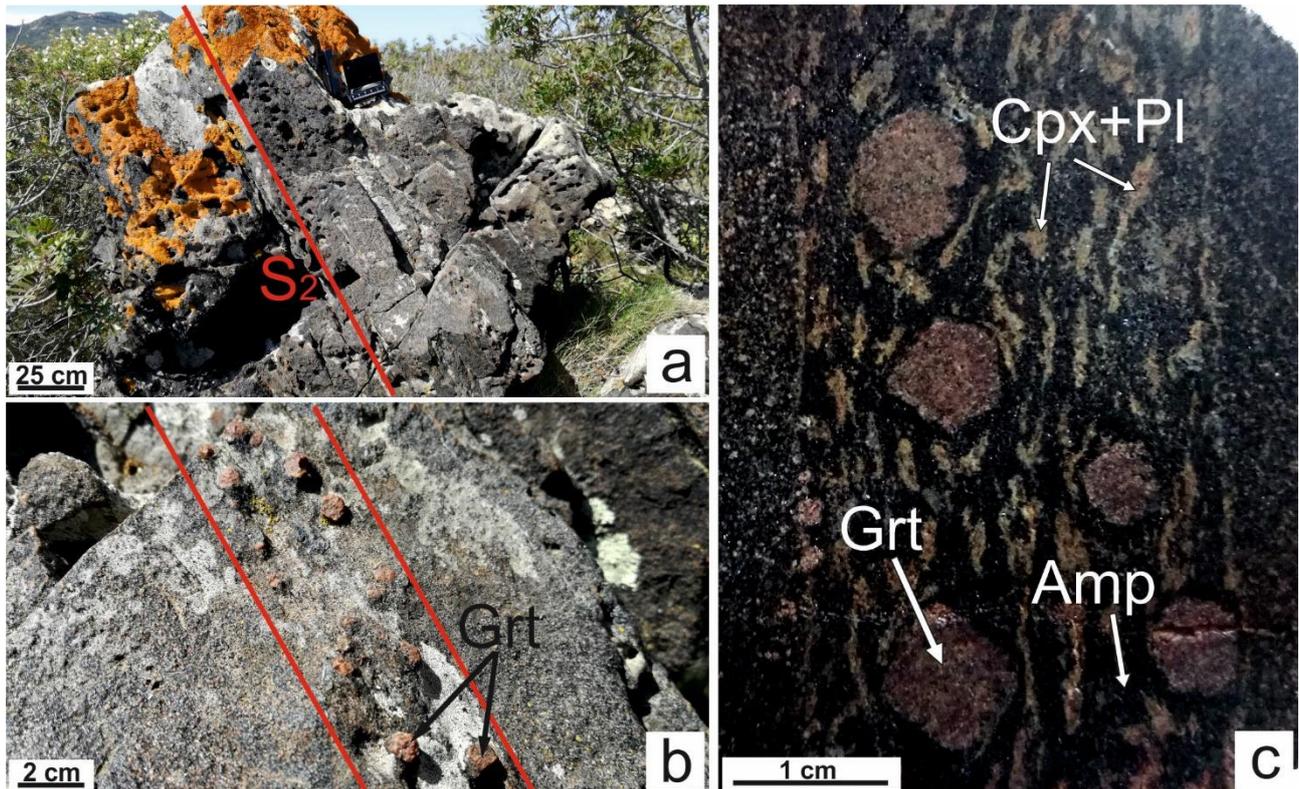


Fig. 4.11 – Layers a grossi granati nelle anfiboliti plagioclasiche a bande nell'area di Mt. Nieddu. a) Affioramento di anfiboliti contenente un layer a granati; la linea rossa indica la direzione della scistosità regionale; b) Dettaglio di un layer a granati nelle anfiboliti; c) Campione a mano tagliato e lucidato di un layer a grossi granati. Grt=granato; Cpx=clinopirosseno; Pl=plagioclasio; Amp=anfibolo.

4.5 Migmatiti e paragneiss a cianite-sillimanite

Queste rocce presentano un'ampia diffusione in tutta l'area di studio ed anche in altre aree del basamento metamorfico di alto grado e rappresentano quindi un livello guida. Si possono distinguere migmatiti e gneiss, entrambi paraderivati, sulla base della presenza o meno di evidenze di partial melting. Queste rocce furono ampiamente descritte da Elter (1987), che le attribuì al membro di Punta Orvili ed al membro di Monte Ruiu della Formazione di Sant'Anna.

I paragneiss affiorano abbondantemente nel promontorio di Bados ed in maniera discontinua in altre aree prevalentemente costiere e sono generalmente intercalati con le migmatiti. Queste rocce hanno colore marrone e grana fine. Esse sono caratterizzate dalla presenza di livelli composti da noduli di sillimanite, in varietà fibrolite, o layers dove la fibrolite è predominante (Fig. 4.12a). I livelli con noduli di fibrolite raggiungono una più alta concentrazione in prossimità del contatto con gli ortogneiss.

Le migmatiti paraderivate sono costituite da leucosomi chiari a grana grossa, localmente pegmatitoide, che si allungano secondo la scistosità e mesosomi scuri a grana medio-fine che presentano una foliazione penetrativa. Queste migmatiti possono conservare la tipica struttura a bande oppure essere fortemente deformate dalla presenza di numerose pieghe di apertura variabile, le quali provocano nei leucosomi dei ripiegamenti (Fig. 4.12b, c), e boudins. Le migmatiti deformate sono state denominate da Elter et al. (2010) come "cat's eyed facies", per via dell'aspetto dei leucosomi a forma di occhio di dimensioni centimetriche e decimetriche (Fig. 4.12d, e). Questa struttura tipica delle migmatiti deformate sarebbe il risultato di una sovraimpronta milonitica osservabile localmente dall'allineamento di quarzo + feldspati e di muscovite + sillimanite che corrispondono, secondo Elter et al. (2010), alle fasi deformative D3 e D4b (vedi cap. 5). La cianite si può trovare localmente in cristalli millimetrici sia nei leucosomi che nei mesosomi ed è spesso circondata da muscovite retrograda.

I paragneiss sono stati datati da Giacomini et al. (2006) con il metodo SHRIMP sugli zirconi su tre campioni presi qualche centinaia di metri più a nord rispetto all'area di studio. Le età ottenute interpretate come deposizione del protolite sedimentario, variano tra i 450 ed i 480 Ma.

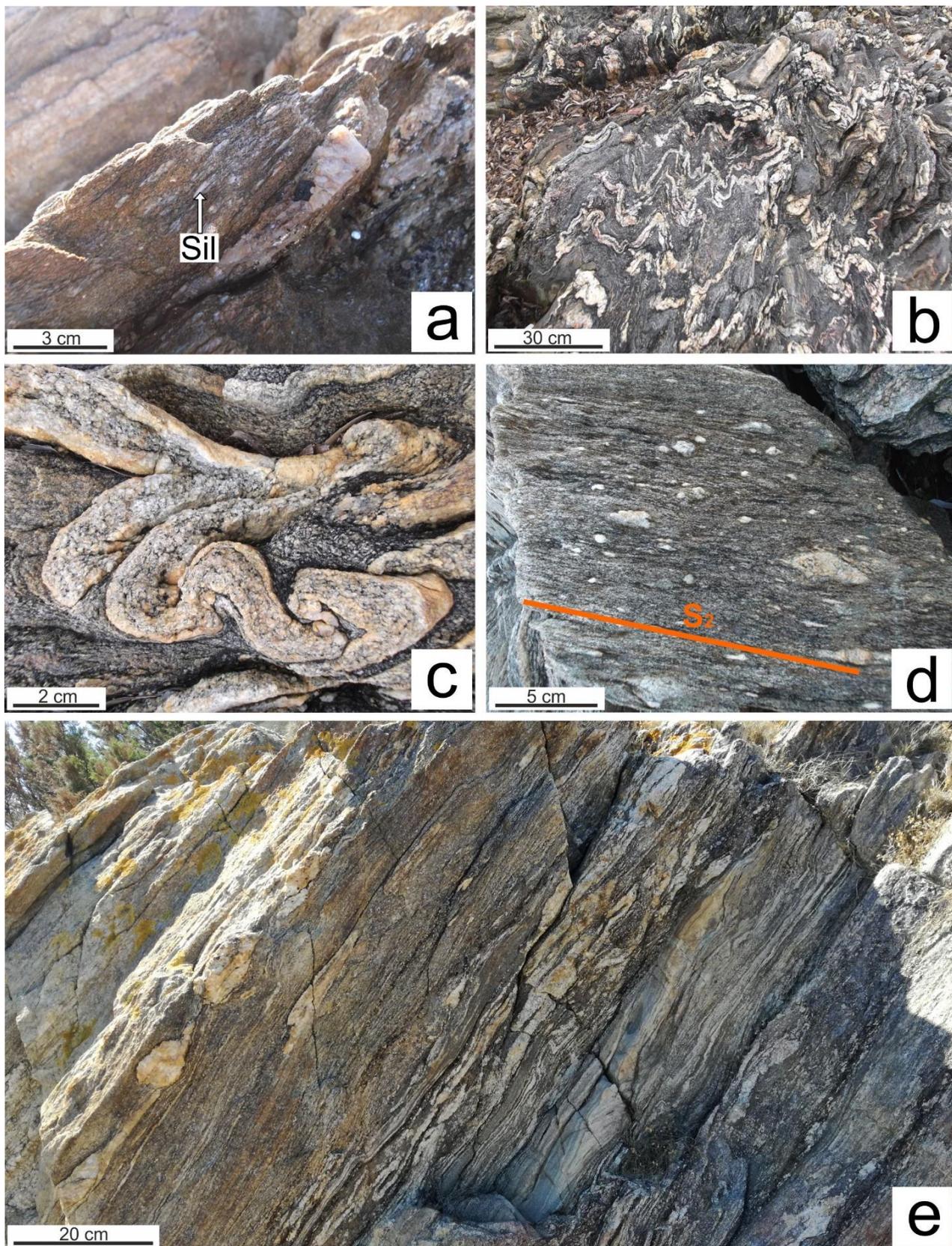


Fig. 4.12 – a) Noduli di fibrolite nei paragneiss di Bados; b) Leucosomi fortemente piegati nelle migmatiti paraderivate di Nodu Pianu; c) Dettaglio di un leucosoma: si può notare al suo interno la presenza di fillosilicati; d) Leucosomi centimetrici a forma di occhio (cat's eyed facies, Elter et al., 2010); e) Due tipi di leucosomi nelle migmatiti paraderivate: boudinati (a forma di occhio) a sinistra e allungati e piegati a destra.

4.6 Ortogneiss

Queste rocce affiorano lungo la costa nei pressi di Punta Bados e in alcune lenti di dimensioni da metriche a decametriche all'interno delle migmatiti a cianite e sillimanite (Fig. 4.13). In queste litologie si possono distinguere ortogneiss migmatitici e ortogneiss sensu stricto, questi ultimi caratterizzati dall'assenza di tracce di segregazione di melt.

Gli ortogneiss migmatitici hanno un colore grigio con sfumature giallastre e una grana medio-grossa con una foliazione pervasiva evidenziata dall'orientazione dei cristalli di biotite. I leucosomi presentano uno spessore centimetrico e sono a grana grossa; si possono trovare in tasche oppure allungati a formare pieghe asimmetriche. Il contatto leucosoma-mesosoma è netto ed è spesso marcato dalla presenza di melanosoma che diventa generalmente più spesso in corrispondenza delle cerniere delle pieghe.

I mesosomi presentano una grana più fine rispetto ai leucosomi ed anche una notevole abbondanza di minerali femici, i quali conferiscono un colore più scuro a questa porzione di roccia. Gli ortogneiss stricto sensu sono rocce grigio chiare-giallastre a grana media e omogenea che non presentano evidenze di partial melting, ma non si esclude che queste rocce abbiano comunque raggiunto tali condizioni metamorfiche. Anche in queste rocce la scistosità è marcata dall'orientazione di sottili trails di biotite. In affioramento si possono notare dei granati di dimensioni millimetriche o submillimetriche.

La struttura molto simile e l'assenza di contatti netti tra le due litologie ha portato ad ipotizzare che questi ortogneiss siano semplicemente due facies di una singola formazione rocciosa.

Il contatto degli ortogneiss con le migmatiti ad anfibolo presenta interdigitazioni, con lenti di queste ultime che si trovano incluse negli ortogneiss. I contatti con le migmatiti paraderivate sono generalmente paralleli alla scistosità regionale.

Gli ortogneiss sono stati datati da Giacomini et al. (2006) in un'area pochi km a nord rispetto all'area di studio. I dati geocronologici ottenuti con il metodo U-Pb su zirconi hanno fornito per queste rocce un'età di messa in posto del protolite di 469 ± 3.7 Ma.



Fig. 4.13 – Affioramento di ortogneiss migmatitico in località Bados.

4.7 Migmatiti ad anfibolo

Le migmatiti ad anfibolo affiorano al confine meridionale dell'area di studio, lungo la costa a sud della spiaggia di Bados per un tratto lungo circa 100m (Fig. 4.14a). Questa lente migmatitica, spessa circa 50m, è in contatto con gli ortogneiss migmatitici a sud e con le migmatiti paraderivate a cianite e sillimanite a nord.

Le migmatiti ad anfibolo presentano una struttura tipica delle migmatiti a bande, cioè con alternanze regolari di leucosomi e mesosomi di spessore generalmente uniforme disposti parallelamente alla scistosità regionale (Fig. 4.14b).

I leucosomi sono biancastri e con grana variabile da fine a grossa, mentre i mesosomi hanno un colore grigio-scuro e sono a grana media.

Sulla base delle differenze tra le dimensioni della grana, della tessitura e della mineralogia, si possono distinguere due tipi di leucosomi:

- Leucosomi a grana grossa caratterizzati dalla presenza di cristalli di anfibolo visibili ad occhio nudo, che formano plaghe, tasche o "pods" di qualche decina di centimetri (Fig. 4.14c);
- Leucosomi a grana medio-fine di spessore costante, circa 10-15 cm, che non contengono anfibolo e sono costituiti da quarzo, feldspati e biotite. Questi leucosomi presentano un layer più interno di colore chiaro ed uno più esterno più scuro, a contatto con il mesosoma.

L'età di messa in posto del protolite igneo è stata datata da Cruciani et al. (2008b) col metodo Pb-Pb sugli zirconi ottenendo età di 452 ± 3 e 461 ± 12 Ma. Più recentemente, il metodo U-Pb sul bordo degli zirconi ha fornito un'età di 324.2 ± 4.0 Ma, la quale è stata interpretata come indicatrice della fase finale del partial melting. Il metodo Ar-Ar applicato sull'anfibolo ha fornito un'età di 317.4 ± 2 Ma (Cruciani et al., 2019b), corrispondente al raffreddamento e di ri-equilibrio chimico di questo minerale, che è stata interpretata come età nella quale le migmatiti si trovavano in condizioni P-T inferiori a quelle di partial melting, cioè in condizioni di sub-solidus.

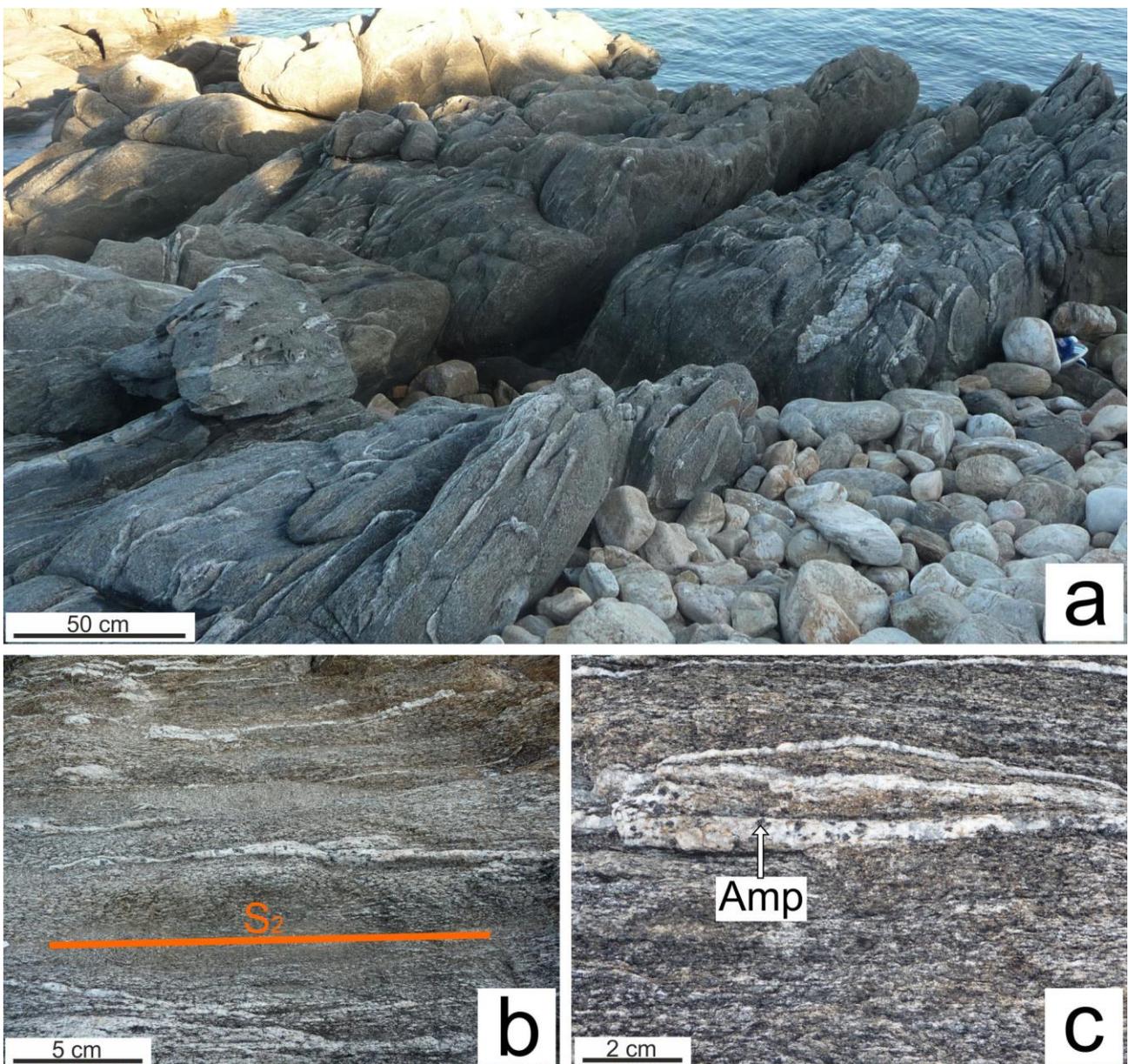


Fig. 4.14 – a) Migmatiti ad anfibolo affioranti in località Bados; b) Struttura tipica delle migmatiti ad anfibolo con i leucosomi disposti “a bande”; c) Dettaglio di un leucosoma contenente cristalli di anfibolo visibili ad occhio nudo.

4.8 Noduli calco-silicatici

La presenza dei noduli calco-silicatici caratterizza tutti gli affioramenti delle migmatiti paraderivate a cianite-sillimanite. Questi noduli hanno una forma ellittica (Fig. 4.15a, b), dimensioni da decimetriche a metriche e sono facilmente distinguibili sul terreno perché vengono messi in evidenza dalla differente erosione e dalla differenza cromatica rispetto alle rocce incassanti (Fig. 4.15a, b, c, d). I noduli calcosilicatici presentano solitamente una differenziazione strutturale e cromatica dal nucleo al bordo: il nucleo è generalmente di color marrone-rossiccio e a grana media, mentre il bordo è verde-grigio scuro ed ha una grana più fine rispetto al nucleo. Tra il nucleo ed il bordo si possono distinguere ulteriori layers composizionali (fino ad un massimo di sei) transizionali. I noduli calco-silicatici sono allungati secondo la scistosità regionale, cioè gli assi maggiori degli ellissoidi hanno una direzione corrispondente a quella della scistosità regionale.

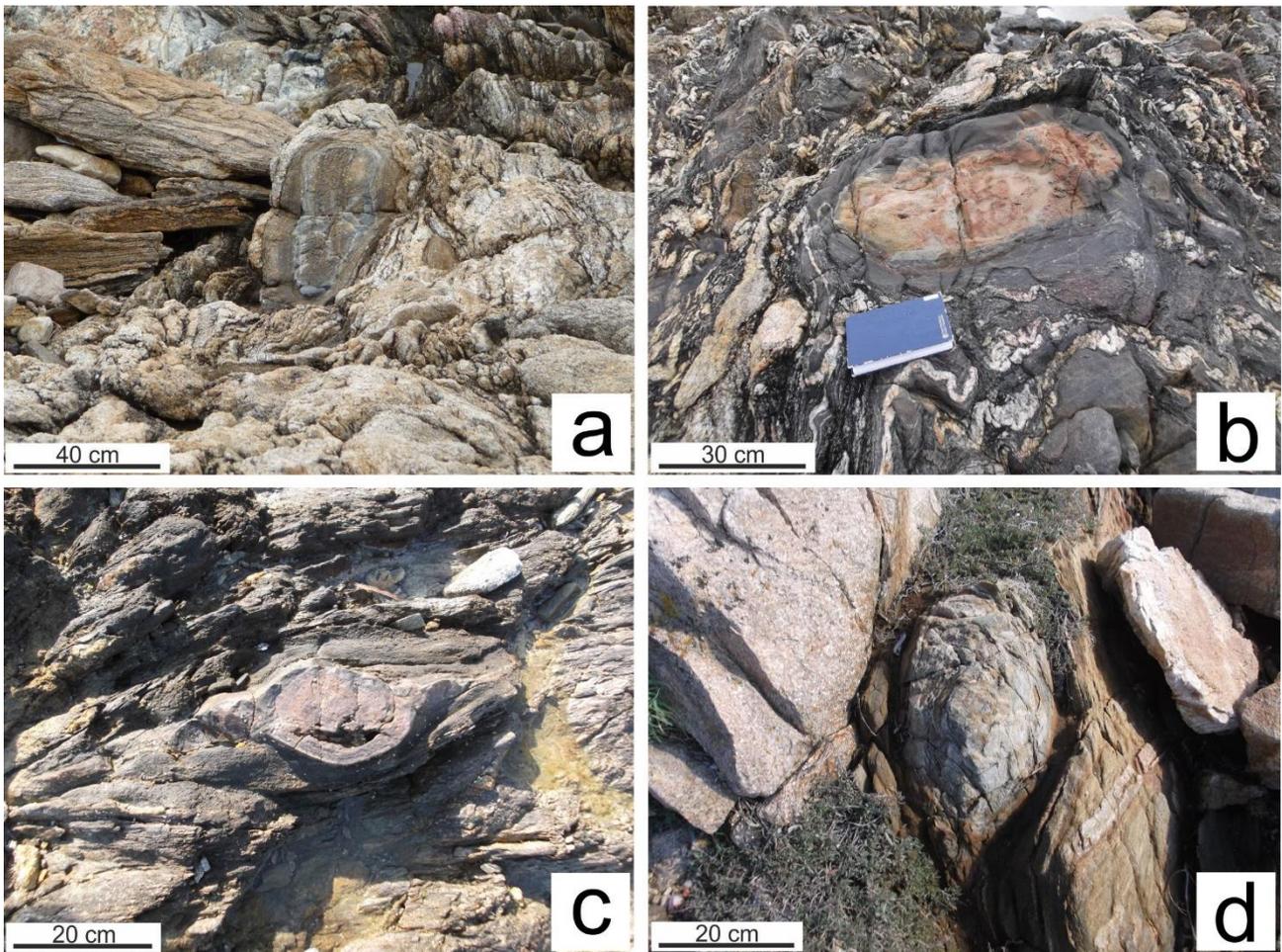


Fig. 4.15 a, b, c, d – Quattro diversi noduli calco-silicatici nelle migmatiti paraderivate a cianite e sillimanite presso Nodu Pianu.

4.9 Corpi leucocratici e filoni granitici e pegmatitici

Corpi leucocratici

Corpi leucocratici di origine incerta sono stati segnalati per la prima volta da Fancello (2015) e affiorano nelle località Pittulongu e Nodu Pianu.

I corpi leucocratici presenti nel promontorio di Punta Bados si presentano come lenti decametriche (Fig. 4.16), sono caratterizzati dalla presenza di granati da millimetrici a centimetrici e generalmente presentano una scistosità concordante con la scistosità regionale. La giactura e la strutturazione di questi corpi portano a considerarli come ortogneiss; tuttavia Fancello (2015) mette in dubbio questa ipotesi sulla base di alcune evidenze di terreno. Ad esempio la lente situata a sud della penisola di Bados mostra un contatto cataclastico con i paragneiss incassanti caratterizzato dalla presenza di strutture di taglio di tipo S-C (con verso di taglio destro) e di cristalli di tormalina che suggeriscono l'intrusione di questo corpo lungo i piani di scistosità delle rocce incassanti. Inoltre, più a nord rispetto alla penisola di Bados, sono state rinvenute delle lenti massive a grana pegmatitoide che risultano strutturalmente molto simili per aspetto agli ortogneiss; queste evidenze depongono in favore dell'ipotesi che questi corpi leucocratici siano dei granitoidi foliati tardo tettonici.

Nella porzione settentrionale del promontorio invece sono presenti altri corpi che presentano una foliazione più pervasiva e fortemente piegata ed un'alternanza tra livelli leucocratici e mesocratici che suggerisce un evento anatettico. È probabile quindi che nell'area di Punta Bados siano presenti sia ortogneiss migmatitici sia filoni di granitoidi tardo tettonici.

Un'altra ipotesi che è stata sollevata da Fancello (2015) è che alcuni di questi corpi siano dei leucosomi mobilizzati e che per tale motivo non si osservano al loro interno, porzioni leucocratiche. Questa ipotesi sembra essere confermata da quanto si osserva in località Cala Banana dove si rinvencono dei piccoli corpi decametrici granitoidi all'interno dei paragneiss che appaiono come livelli acidi boudinati e circondati dalla scistosità e che quindi potrebbero rappresentare originari leucosomi, i quali sarebbero stati deformati durante la fase di shear orientata secondo N140-150°.



Fig. 4.16 – Corpo leucocratico affiorante nella parte settentrionale della penisola di Bados.

Filoni granitici e pegmatitici

Tutti i litotipi appartenenti al complesso migmatitico sono intrusi da filoni granitici, pegmatitici o più raramente basici (Fig. 4.17a, b, c). I filoni pegmatitici (Fig. 4.17b, c) presentano una grana grossolana, con cristalli quarzo-feldspatici che possono superare i 10 cm. Questi filoni hanno un colore molto chiaro e non presentano foliazioni o altre strutture metamorfiche. Alcuni di loro si sono intrusi in direzione della scistosità regionale secondo una direzione predominante N80°, ma presentano comunque dei contatti discordanti con le litologie metamorfiche. Possono essere visibili dei cristalli di tormalina in prossimità dei bordi di questi filoni. Le intrusioni tabulari granitiche (Fig. 4.17a) si differenziano da quelle pegmatitiche per un colore più giallastro ed una grana più fine, costituita prevalentemente da quarzo e feldspato con scarsa presenza di biotite. I rari filoni basici, di dimensioni decimetriche (fino ad 1m) e dal colore scuro, hanno una struttura massiva ed una direzione preferenziale NNE-SSW.

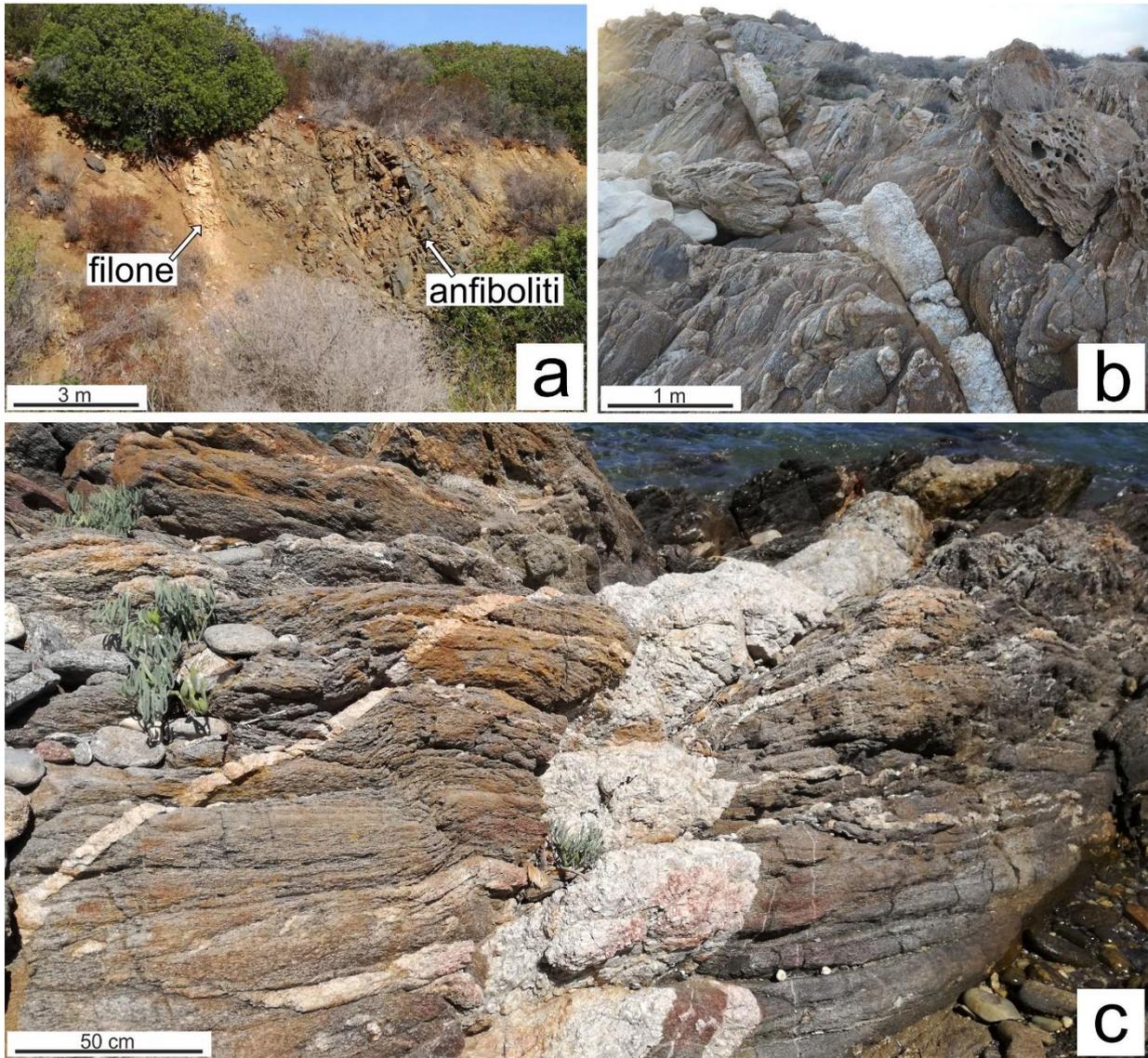


Fig. 4.17 – (a) Filone granitico post-varisico che taglia, in maniera discordante, le anfiboliti di Mt. Nieddu. (b,c) Filoni pegmatitici che tagliano le migmatiti paraderivate in località Nodu Pianu e Sos Aranzos.

5 Assetto strutturale

5.1 Studi precedenti

L'area di Mt. Nieddu, compresa nell'HGMC, si inserisce nel contesto di numerosi studi effettuati negli ultimi decenni riguardanti l'assetto strutturale della Zona Assiale del Basamento Varisico Sardo. Diversi autori, a partire dagli anni '80, hanno condotto numerosi studi a riguardo; tra i più importanti ricordiamo Elter, 1987; Oggiano e Di Pisa, 1992; Elter et al., 1999; 2010; Carosi e Palmeri, 2002; Di Vincenzo et al., 2004; Corsi e Elter, 2006; Carosi et al., 2004; 2005; 2009; 2012; Padovano et al., 2014.

L'assetto strutturale dell'area NE della Zona assiale del Basamento Varisico Sardo è caratterizzato dalla successione di fasi deformative, spesso osservabili solo localmente e talvolta di difficile interpretazione, a causa della loro discontinuità e della diversa competenza litologica delle rocce affioranti.

Nelle migmatiti della Zona Assiale sono state riconosciute tre fasi deformative principali (D1, D2, D3, Cruciani et al. 2008). In seguito, altre due fasi deformative (D4, D5) sono state riconosciute da Elter et al. (2010).

La fase deformativa D1, difficilmente riconoscibile sul terreno, è documentata dalla transposizione, a scala meso e microscopica, di leucosomi centimetrici (Cruciani et al. 2008a). La fase D2 è correlata allo sviluppo di pieghe vergenti in direzione NE e zone di shear con senso di movimento destro. La principale zona di shear relativa alla fase deformativa D2 è la linea Posada-Asinara (PAL) (Carmignani et al., 1994; 2001; Oggiano e Di Pisa, 1992; Carmignani e Oggiano, 1997; Carosi et al., 2004; 2005; 2009). Nella parte nordorientale dell'HGMC la fase D2 si mostra con pieghe isoclinali con direzione N140° ed immersione assiale verso SE di circa 2-18°. Corsi ed Elter (2006) hanno documentato la presenza, sul piano di foliazione S2, di due sensi di taglio opposti (uno verso NW e l'altro in direzione SE) i quali sono stati interpretati dagli stessi autori come dovuti ad eventi D1 e D2 di tipo non coassiale. Gli stessi autori hanno associato la componente di shear top-to-NW alla deformazione compressiva durante la fase di ispessimento crostale, mentre la componente top-to-SE deriva dall'inversione tettonica durante l'esumazione del basamento metamorfico. La deformazione D3 ha formato delle pieghe con piano assiale verticale metriche e decametriche che deformano la foliazione S2. Le pieghe relative a questa fase sono associate ad

un clivaggio di crenulazione di piano assiale S3. L'evento deformativo D4 si mostra una struttura composita caratterizzata da una sovrapposizione di tre sub-eventi a distribuzione talvolta locale. La deformazione D5 rappresenta l'ultimo evento e non risulta accompagnato da un evento metamorfico ben distinto. Queste ultime due fasi sono state riconosciute da Elter et al. (2010) e saranno descritte di seguito.

Il lavoro di geologia strutturale di Elter et al. (2010) risulta essere il più specifico in relazione all'area di studio di questa tesi in quanto comprende una vasta area situata tra Olbia e Golfo Aranci e di conseguenza anche la località di Mt. Nieddu.

Questo lavoro, ripreso ed integrato con i dati radiometrici di Padovano et al. (2014), comprende lo studio dell'assetto strutturale dell'HGMC nel NE della Sardegna. L'HGMC viene suddiviso dagli autori in due distinti complessi metamorfici, uno denominato "Old Gneiss Complex" (OGC) e l'altro "New Gneiss Complex" (NGC), i quali sono caratterizzati da una diversa orientazione della scistosità principale (direzione NE-SW nell'OGC e NW-SE nell'NGC). Il NGC è delimitato da zone di taglio trascorrenti destre di direzione NW-SE che lo separano a NE e a SW dal OGC (Fig.5.1).

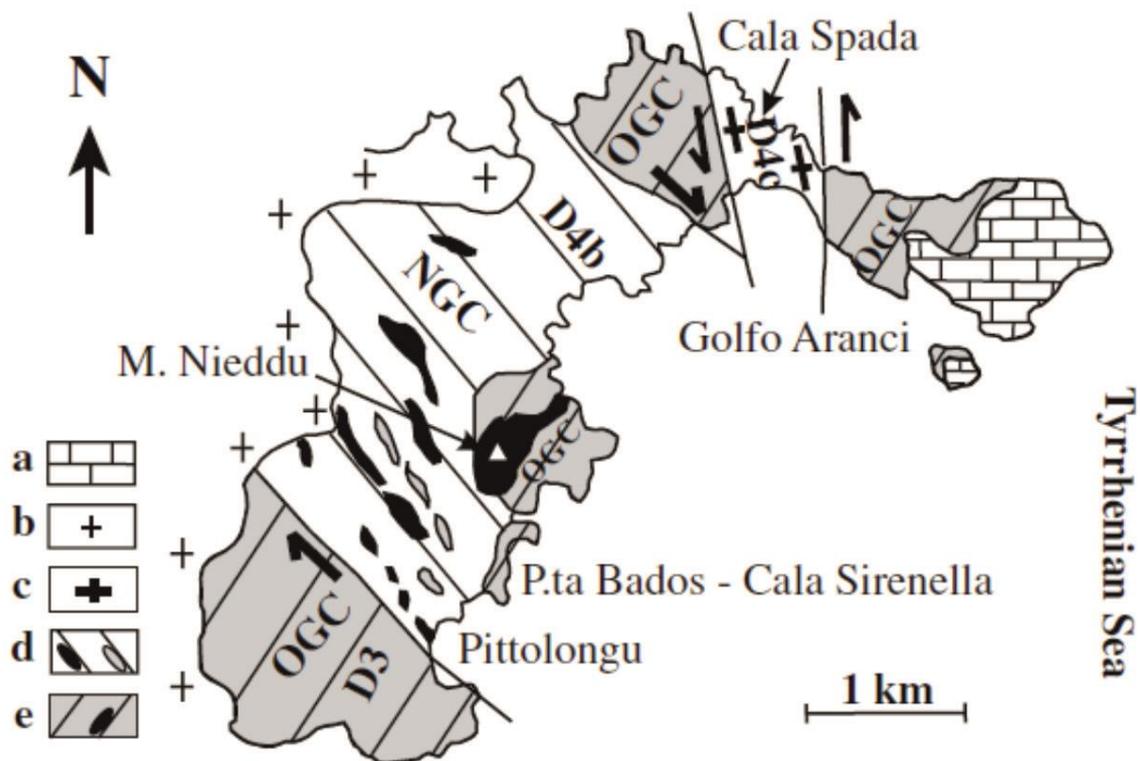


Fig. 5.1 – Schema geologico-strutturale schematica dell'area compresa tra Olbia e Golfo Aranci (da Elter et al. 2010). Legenda: (a) Sequenza sedimentaria giurassica; (b) graniti post- e tardo-tettonici; (c) graniti sin-tettonici di Cala Spada; (d) New Gneiss Complex (NGC) con lenti di metabasiti (ellissi neri) e pods di Old Gneiss Complex (OGC) (ellissi grigi); (e) OGC con lenti di metabasiti (ellissi neri).

Vengono distinte cinque fasi deformative, dalla D2 alla D5 (non viene menzionata la D1):

La fase D2 è una fase relitta, riconoscibile all'interno di microlithons ed enclaves quarzitiche nelle migmatiti a cianite paraderivate. Localmente possono essere osservati degli indicatori cinematici come porfiroclasti con strutture sigma-type e boudin di piccole dimensioni asimmetrici che indicano un senso di taglio top-to-NW. Viene riconosciuta anche una fase D2a che produce pieghe strette raramente osservabili. Corsi e Elter (2006) attribuiscono a questa fase il primo evento migmatitico eo-Varisico.

La fase D3 ha prodotto la scistosità principale (S3) pervasiva a scala chilometrica su tutta l'area in direzione NE-SW che caratterizza l'OGC. L'orientazione mineralogica osservabile, orientata sempre NE-SW, è definita da rods/pencils di quarzo e feldspati o di sillimanite e muscovite. Gli indicatori cinematici suggeriscono una componente di taglio top-to-SE. Questa fase è correlata al secondo e più importante evento migmatitico, sviluppatosi in un regime tettonico transpressivo. I dati geocronologici di Padovano et al. (2014) forniscono per questo evento un'età radiometrica di 359 ± 4 Ma (U/Pb su zirconi all'interno dell'ortogneiss di Capo Ferro).

L'evento deformativo D4 è caratterizzato dalla sovrapposizione di tre sub-eventi (D4a, D4b e D4c). L'evento D4a è associato ad un clivaggio di crenulazione orientato NW-SE e allo sviluppo di pieghe variabili da chiuse ad aperte. Il sub-evento D4b è associato allo sviluppo di shear zones con taglio destro di dimensioni da metriche a chilometriche con direzione del movimento parallela alla direzione della foliazione. Il senso di taglio indicato dagli indicatori cinematici (piani S-C, i porfiroclasti feldspatici, pods centimetrici deformati secondo strutture sigma-type e la vergenza delle pieghe) è destro con una direzione NW-SE. Questo sub-evento è datato a 325 ± 1.3 Ma (Padovano et al., 2014) è stato associato alla messa in posto dei graniti sin-tettonici (es. i graniti di Barrabisa). L'evento deformativo D4c presenta una distribuzione locale; è rappresentato dalla presenza di graniti sin-tettonici orientati NNW-SSE nelle aree di Capo Ferro e Cala Spada. Questo evento è riconoscibile anche da shear bands metriche orientate NW-SE di taglio sinistro che tagliano la scistosità S4b. Il verso sinistro del taglio è stato dedotto da Elter et al. (2010) sia dalle relazioni strutturali tra i dicchi granitici con le rocce incassanti che dagli indicatori cinematici (es. rotazione di cristalli di feldspati, enclaves microgranulari). I dati radiometrici di Padovano et al. (2014) indicano un'età compresa tra 318 ± 3 Ma e 316 ± 2 Ma per i graniti di Capo Ferro.

L'evento D5 rappresenta l'ultimo evento deformativo, il quale non è accompagnato da un distinto evento metamorfico. Esso è definito dalla presenza di numerose pieghe di diversa morfologia, con assi orientati NE-SW e NW-SE.

5.2 Osservazioni di terreno

Non tutte le fasi deformative riconosciute e descritte dagli autori sopracitati sono chiaramente visibili nell'area di studio. Inoltre, non tutte le litologie hanno "preservato" allo stesso modo le deformazioni. Per questo motivo le osservazioni strutturali e deformative descritte di seguito saranno suddivise per litologia. La numerazione e l'ordine delle fasi deformative indicate di seguito faranno riferimento esclusivamente a quanto osservato direttamente sul terreno nell'area di studio; saranno inoltre specificate eventuali incongruenze nel numero della fase indicato con quello descritto in precedenza per i diversi autori. Uno schema geologico strutturale dell'area di studio è illustrato in Fig. 5.2.

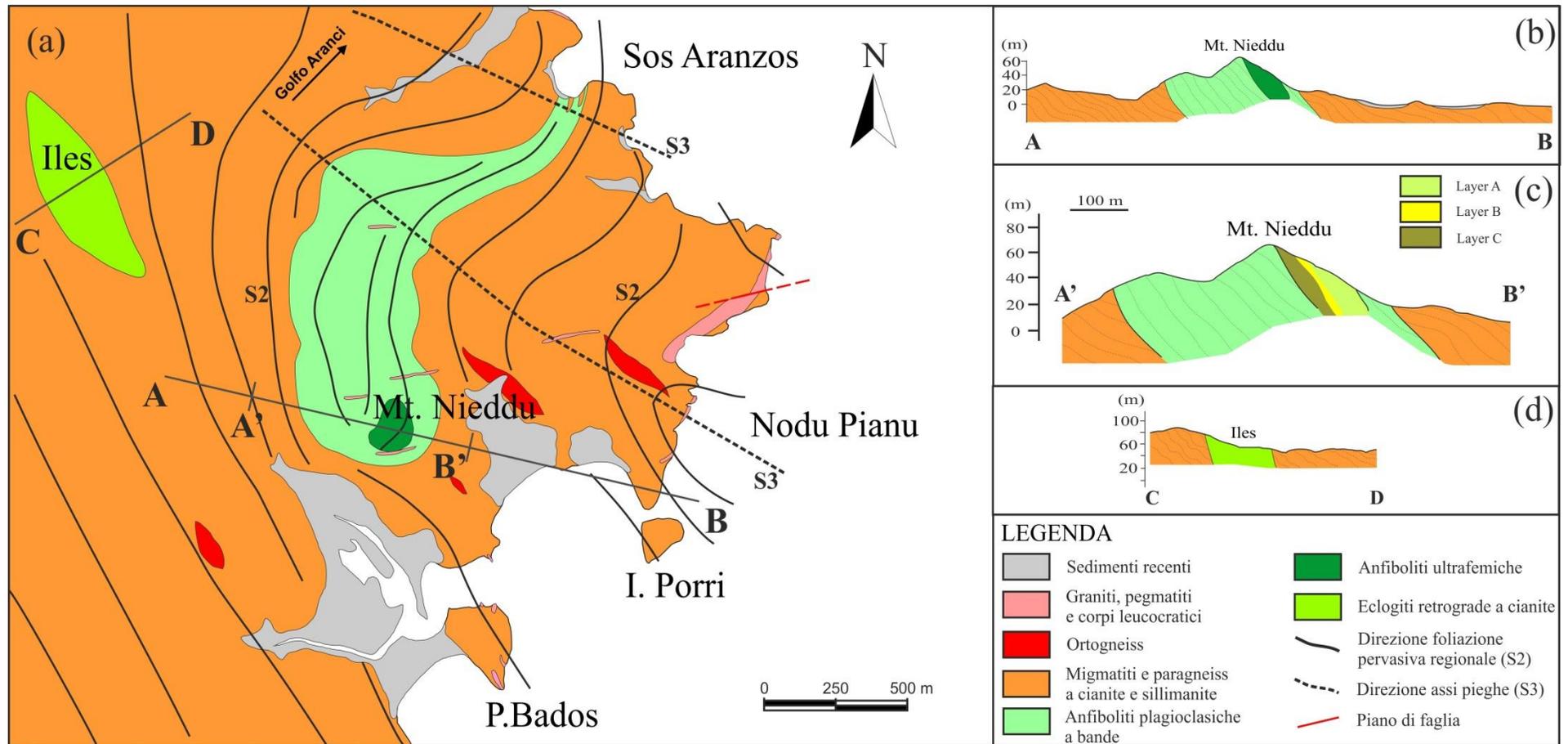


Fig. 5.2 – (a) Schema strutturale dell'area compresa tra le località Iles, Mt. Nieddu, Nodu Pianu e Sos Aranzos. (b) Profilo geologico schematico A-B. (c) Profilo geologico di dettaglio A'-B' della lente di metabasiti di Mt. Nieddu. (d) Profilo geologico C-D nell'area di Iles.

5.2.1 Metabasiti

Le lenti di metabasiti oggetto di questa tesi (le eclogiti a cianite di Iles, le anfiboliti plagioclasiche a bande e le anfiboliti ultrafemiche di Mt. Nieddu) sono i corpi litologici presenti nell'area di studio che hanno registrato in modo minore le fasi deformative durante l'orogenesi varisca. Questo a causa di una maggiore competenza di queste rocce rispetto alle migmatiti incassanti e di una intensa ricristallizzazione in facies anfibolitica che ha cancellato eventuali piani di scistosità o lineazioni precedenti.

Le lenti di metabasiti sopracitate appaiono come boudin allungati secondo la scistosità pervasiva regionale (S2; corrispondente alla S3 descritta da Elter et al., 2010), la quale è marcata anche alla mesoscala dall'orientazione dei porfiroblasti di granato e dall'allungamento dei pods simpletitici nelle eclogiti a cianite (Fig. 4.2d), e dall'alternanza delle bande leucocratiche-melanocratiche nelle anfiboliti plagioclasiche di Mt. Nieddu (Fig. 5.3a-b). La struttura massiva delle anfiboliti ultrafemiche non consente un agevole riconoscimento della scistosità pervasiva regionale (Fig. 5.3c), possibile solo localmente (ad es. in cima a Mt. Nieddu, Fig. 5.3d).

La direzione della scistosità pervasiva regionale cambia direzione all'interno dell'area di studio: presenta una direzione N140-170 con immersione verso est nella parte occidentale (ad es. presso la lente eclogitica in località Iles) mentre nell'area orientale (ad es. in località Nodu Pianu) ha un andamento generale NE-SW (Fig. 5.2). La lente anfibolitica di Mt. Nieddu si trova in mezzo a queste due aree con andamento della scistosità regionale diverso, risultando piegata a scala cartografica, con ampie pieghe ettometriche con assi in direzione NW-SE (prodotte da una fase deformativa evidentemente post D2; probabilmente relativa alla D3), quindi nella stessa direzione della scistosità pervasiva nell'area occidentale. Associando queste pieghe con la scistosità regionale NW-SE è possibile dedurre, in linea con quanto riportato da Elter et al. (2010) che la scistosità con direzione NW-SE (corrispondente alla D4 del NGC rappresentata in Elter et al. 2010) sia successiva alla scistosità a prevalente direzione NE-SW (corrispondente alla D3 descritta da Elter et al. 2010) osservabile in località Nodu Pianu (Fig. 5.2).

La foliazione principale e le strutture plicative che la deformano sono l'unico elemento strutturale osservabile sul terreno. Per quanto riguarda gli indicatori cinematici, essi sono raramente riconoscibili e di difficile interpretazione. La rotazione dei cristalli di anfibolo in limitate zone di taglio centimetriche o decimetriche nelle anfiboliti ultrafemiche indicano un senso di taglio destro verso SE (Fig. 5.4). Anche una debole rotazione dei porfiroblasti di granato nei layers a grossi

granati delle anfiboliti a bande sembra indicare un taglio sinistro ma in assenza di ulteriori riferimenti non è possibile attribuire con precisione un senso di taglio.

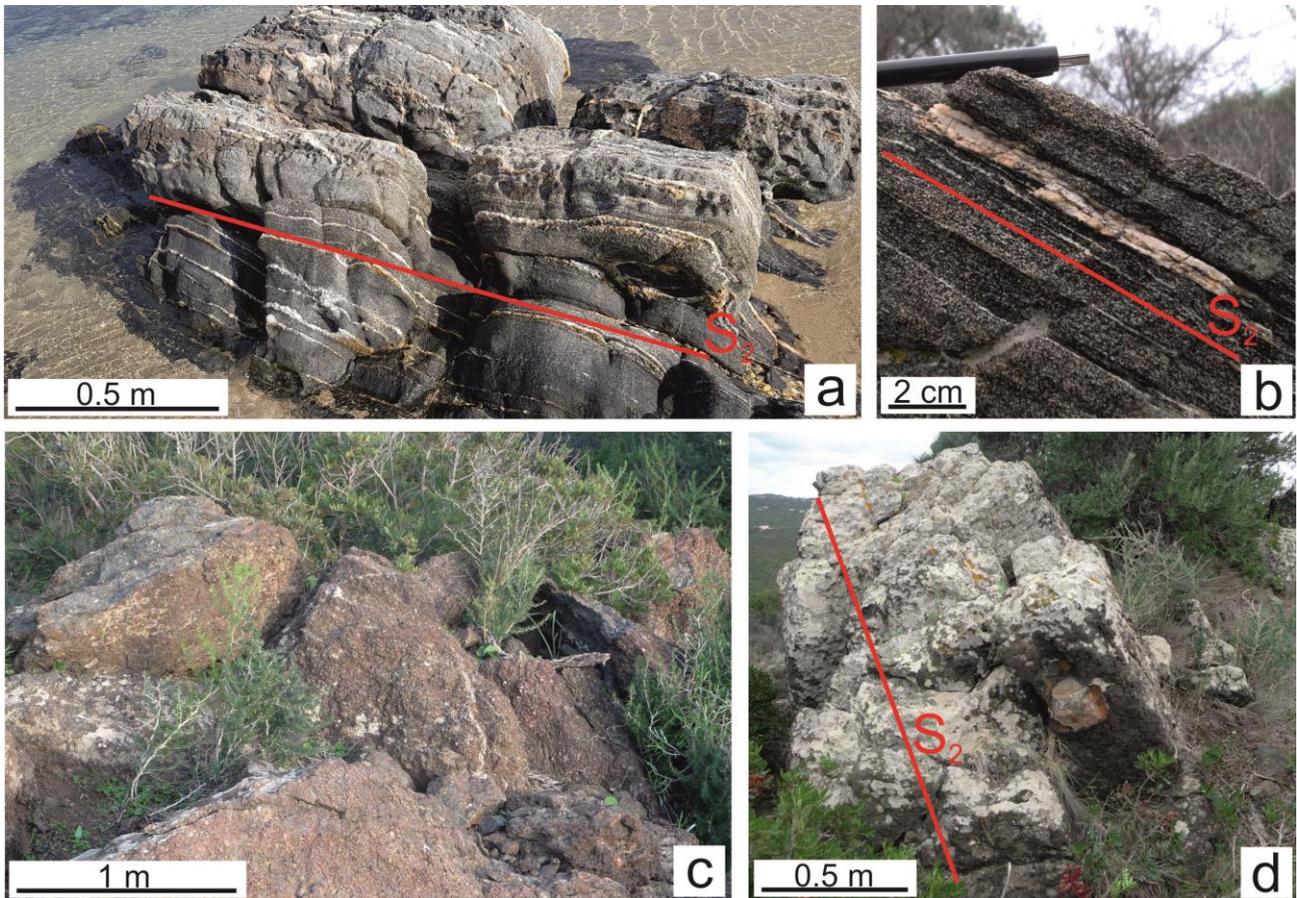


Fig. 5.3 – (a) Scistosità pervasiva regionale (S_2) riconoscibile nelle anfiboliti plagioclasiche a bande, (b) visibile anche alla mesoscala. (c) Affioramento massivo delle anfiboliti ultrafemiche di Mt. Nieddu in cui non è riconoscibile la S_2 . (d) Affioramento in cima a Mt. Nieddu in cui è possibile riconoscere una scistosità pervasiva.



Fig. 5.4 – Rotazione di anfibolo in una zona di taglio vicina al contatto con le anfiboliti a bande in località Mt. Nieddu. Le frecce rosse indicano il verso di taglio.

5.2.2 Migmatiti e paragneiss a cianite e sillimanite

Le migmatiti a cianite e sillimanite sono caratterizzate dalla presenza di leucosomi a bande o boudinatis (questi ultimi hanno permesso a Elter et al. (2010) di descrivere queste migmatiti con il termine “cat’s eyed facies”) disposti generalmente lungo la scistosità pervasiva regionale. Questa nella parte occidentale dell’area di studio presenta una direzione N140-180 ed inclinazione quasi sub-verticale, mentre nella parte orientale (località Mt. Nieddu e Nodu Pianu) ha una direzione variabile con un trend generale NE-SW. Quest’ultima scistosità S2 (corrispondente alla S3 di Elter et al. 2010 e Padovano et al. 2014) risulta piegata, con pieghe aperte con asse NW-SE, dalla scistosità S3 (corrispondente alla S4b di Elter et al. 2010 e Padovano et al. 2014) osservabili anche a scala metrica (Fig. 5.5a). Nella parte occidentale dell’area di studio la S1 è osservabile solo localmente in enclaves quarzo-feldspatici all’interno delle migmatiti mentre è maggiormente visibile nei paragneiss dove è delimitata dall’allineamento dei noduli fibrolitici, i quali sono leggermente discordanti rispetto alla direzione della scistosità pervasiva S2 (Fig. 5.5b).

Una fase relitta D1 (corrispondente alla D2a-b secondo Elter et al., 2010 e Padovano et al., 2014), è raramente visibile all'interno di pods gneissici a forma sigmoidale, in enclaves quarzitiche nelle migmatiti ad allumosilicati oppure come foliazione relitta nei paragneiss in località Punta Bados.

Gli indicatori cinematici presenti nelle migmatiti paraderivate sono correlati alla deformazione dei leucosomi, come ad esempio porfiroclasti sigma- e delta-type, boudin (Fig. 5.5c) e strutture S-C che talvolta indicano un senso di taglio destro.

Si possono riconoscere, sul piano della scistosità pervasiva regionale, tre diverse lineazioni mineralogiche: una costituita da rods di quarzo e plagioclasio con orientazione N140 – 35 SE, una successiva costituita da fibrolite e quarzo orientata N158 – 25 SE ed un'ultima lineazione formata da fibrolite e muscovite con orientazione N150 - 30 SE.

I paragneiss presentano una scistosità pervasiva corrispondente a quella delle migmatiti ad allumosilicati. In queste litologie si possono osservare frequenti shear folds con asse orientato lungo la scistosità e un clivaggio di crenulazione che deforma la scistosità principale, ben visibile in località Punta Bados dove l'interferenza con la foliazione causa evidenti lineazioni di intersezione.

Una fase successiva alla D3 è testimoniata da pieghe blande tardive osservate nelle migmatiti a cianite e sillimanite.

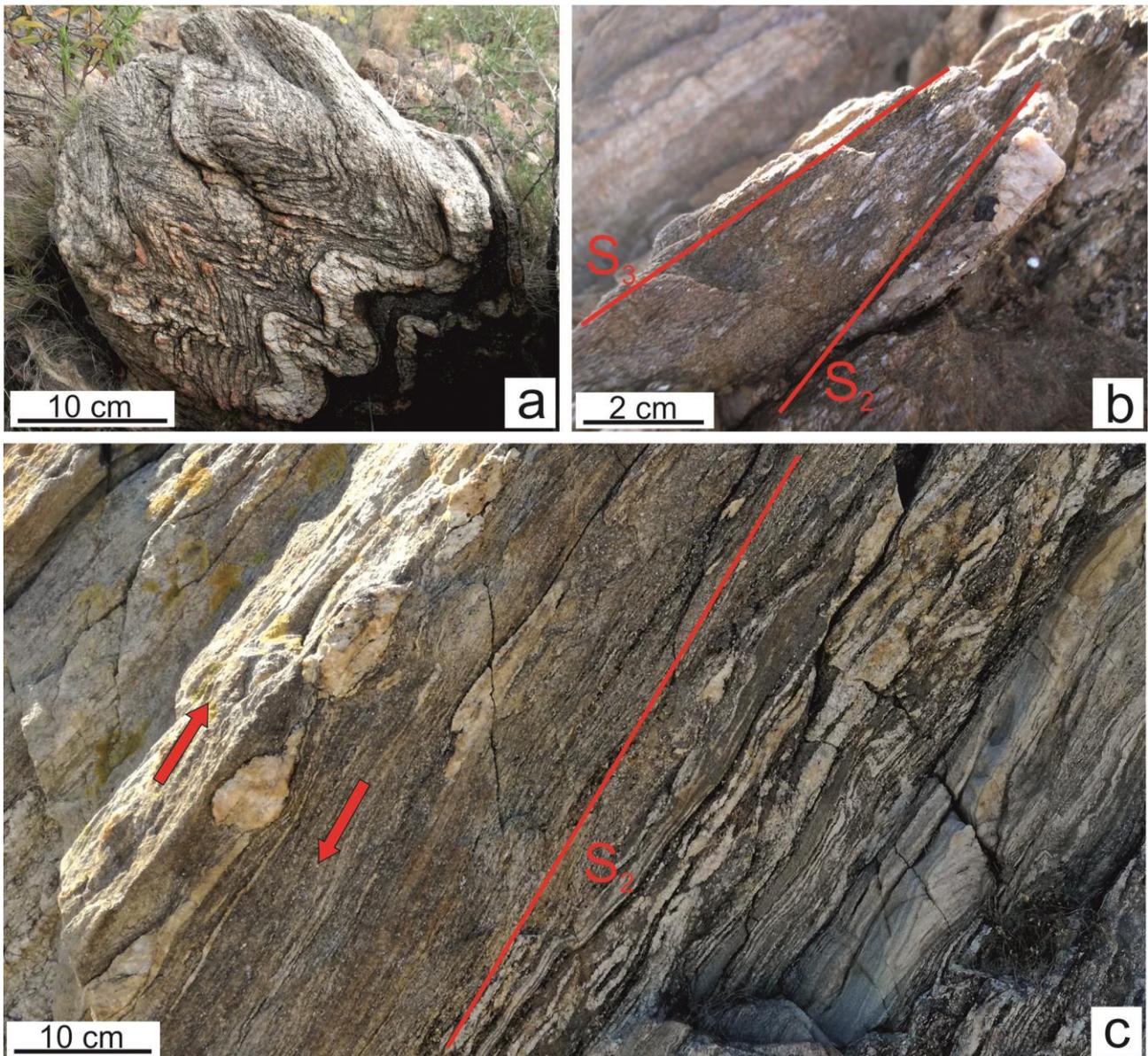


Fig. 5.5 – Alcuni elementi strutturali osservabili nelle migmatiti paraderivate: (a) Leucosomi piegati dalla fase D3 (?) in località Nodu Pianu. (b) Relazioni geometriche tra la scistosità S₂ delimitata dai noduli fibrolitici e la scistosità pervasiva regionale S₃ nei paragneiss in località Bados. (c) Leucosomi boudinati nelle migmatiti paraderivate in località Nodu Pianu.

5.2.3 Migmatiti ad anfibolo

Le migmatiti ad anfibolo affiorano nella parte meridionale dell'area di studio e mostrano una scistosità pervasiva regionale S₂ corrispondente a quella delle migmatiti ad Al-silicati adiacenti con una direzione N140-145 e immersione da sub-verticale a NE 70-80.

In queste rocce si può riconoscere una lineazione sul piano della foliazione pervasiva visualizzata dall'allungamento di quarzo + feldspati in direzione N135 SE25 e dall'orientazione della biotite N139 SE15. Nei layer milonitici delle migmatiti ad anfibolo si possono osservare delle strutture S-C ad alto angolo.

I leucosomi, allungati o piegati secondo la scistosità pervasiva (Fig. 5.6), hanno conservato delle strutture deformative come boudins e strutture sigma-type che indicano un senso di taglio destro. Strutture di questo tipo sono state interpretate come sviluppate in regime traspressivo da Corsi e Elter (2006). I leucosomi ad anfibolo non presentano una foliazione interna e sono deformati secondo pieghe isoclinali o "shear folds" con asse parallelo alla scistosità pervasiva.

I leucosomi privi di anfibolo a grana fine sono invece poco interessati da strutture deformative, risultano infatti poco piegati e con boudin meno frequenti e meno marcati. Questa caratteristica suggerisce la messa in posto di questo tipo di leucosomi più tardiva, probabilmente nelle ultime fasi della D3 o successive. Non è possibile riconoscere nelle migmatiti ad anfibolo delle fasi tardive post D3.

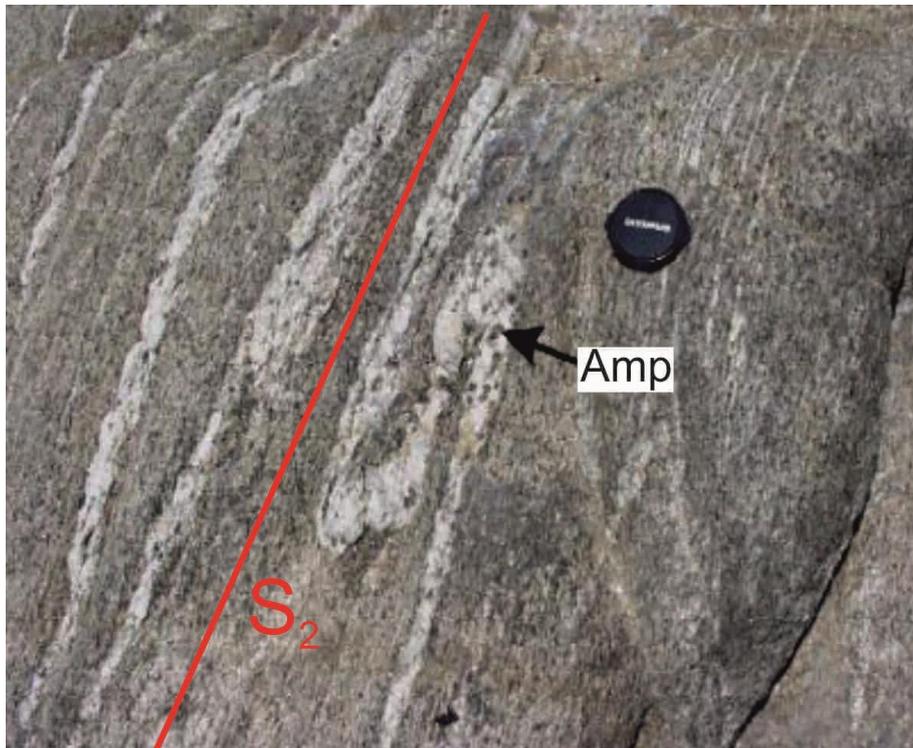


Fig. 5.6 – Leucosomi ad anfibolo piegati dalla fase deformativa D2.

5.2.4 Filoni granitici e pegmatitici

I filoni granitici e pegmatitici sono ampiamente diffusi in tutta l'area di studio e presentano una direzione compresa tra N45 e N90. Questi tagliano in netta discordanza le formazioni metamorfiche (dicchi magmatici) anche se talvolta mostrano delle apofisi di minor spessore (sill magmatici) che seguono la direzione preferenziale della scistosità regionale. Nonostante le porzioni parallele alla scistosità possano mettere dei dubbi sull'interpretazione temporale di questi filoni, si può affermare, osservando a scala più grande queste formazioni, che i filoni granitici e pegmatitici si siano intrusi tardivamente rispetto a tutte le formazioni metamorfiche dell'area di studio.

6 Petrografia

Per tutti i campioni di roccia prelevati sul terreno, circa 200, sono state preparate una o più sezioni sottili petrografiche che sono state analizzate dal punto di vista mineralogico-petrografico e microstrutturale al microscopio ottico polarizzante. In totale sono stati studiati più di 250 sezioni sottili, comprese quelle già presenti nel database petrografico dell'Università. Le sezioni sottili dei campioni di roccia più rappresentativi sono state successivamente studiate con il microscopio elettronico a scansione (SEM) FEI Quanta 200 equipaggiato con microanalisi EDS Thermofisher, presso il Centro Servizi di Ateneo per la Ricerca (CeSAR), Università di Cagliari. Su questi campioni sono state fatte successivamente ulteriori analisi tramite la microsonda elettronica (EMP) presso i laboratori dell'Institut für Mineralogie und Kristallchemie dell'Università di Stoccarda. Per questo tipo di analisi le sezioni sottili sono state precedentemente lucidate e metallizzate con un sottile film di grafite di spessore intorno a 1-2 μm .

Le stime modali qualitative riportate nel testo e nelle tabelle sono state perfezionate attraverso l'utilizzo di software per analisi di immagine come "ImageJ".

Le composizioni modali (vol. %) dei minerali dei campioni più rappresentativi sono riportate nelle Tabelle 6.1-3. Le abbreviazioni dei minerali riportate nel testo e nelle figure sono le seguenti: Grt=granato; Amp=anfibolo; Cpx=clinopirosseno; Opx=ortopirosseno; Pl=plagioclasio; Qtz=quarzo; Ep=epidoto; Ky=cianite; Spl=spinello; Sap=saffirina; Crn=corindone; Bt=biotite; Ol=olivina; Chl=clorite; Ms=muscovite; Act=actinolite; An=anortite; Ilm=ilmenite; Rt=rutilo; Mrg=margarite.

6.1 Eclogiti retrograde a cianite

Le eclogiti a cianite mostrano una tipica tessitura caratterizzata dalla presenza di numerosi porfiroblasti di granato e cianite immersi in una matrice formata da simplettiti di pirosseno + plagioclasio, anfibolo verde, quarzo, plagioclasio, epidoto, saffirina, spinello, corindone e biotite (Fig. 6.1 a, b, c) (Tab. 6.1).

CAMPIONE	Grt	Amp	Cpx	Pl	Qtz	Ep	Opx	Ky	Spl	Sap	Crn	Bt
IL3	15	43	11	14	7	2	-	4	1	1	1	tr
IL13	12	41	13	16	9	3	-	3	1	1	tr	-
IL15	12	43	12	14	9	2	-	4	1	1	tr	tr
IL16	13	42	12	16	8	3	tr	3	1	1	tr	tr

Tab. 6.1: Stime modali (vol. %) qualitative dei principali minerali delle eclogiti di Iles.

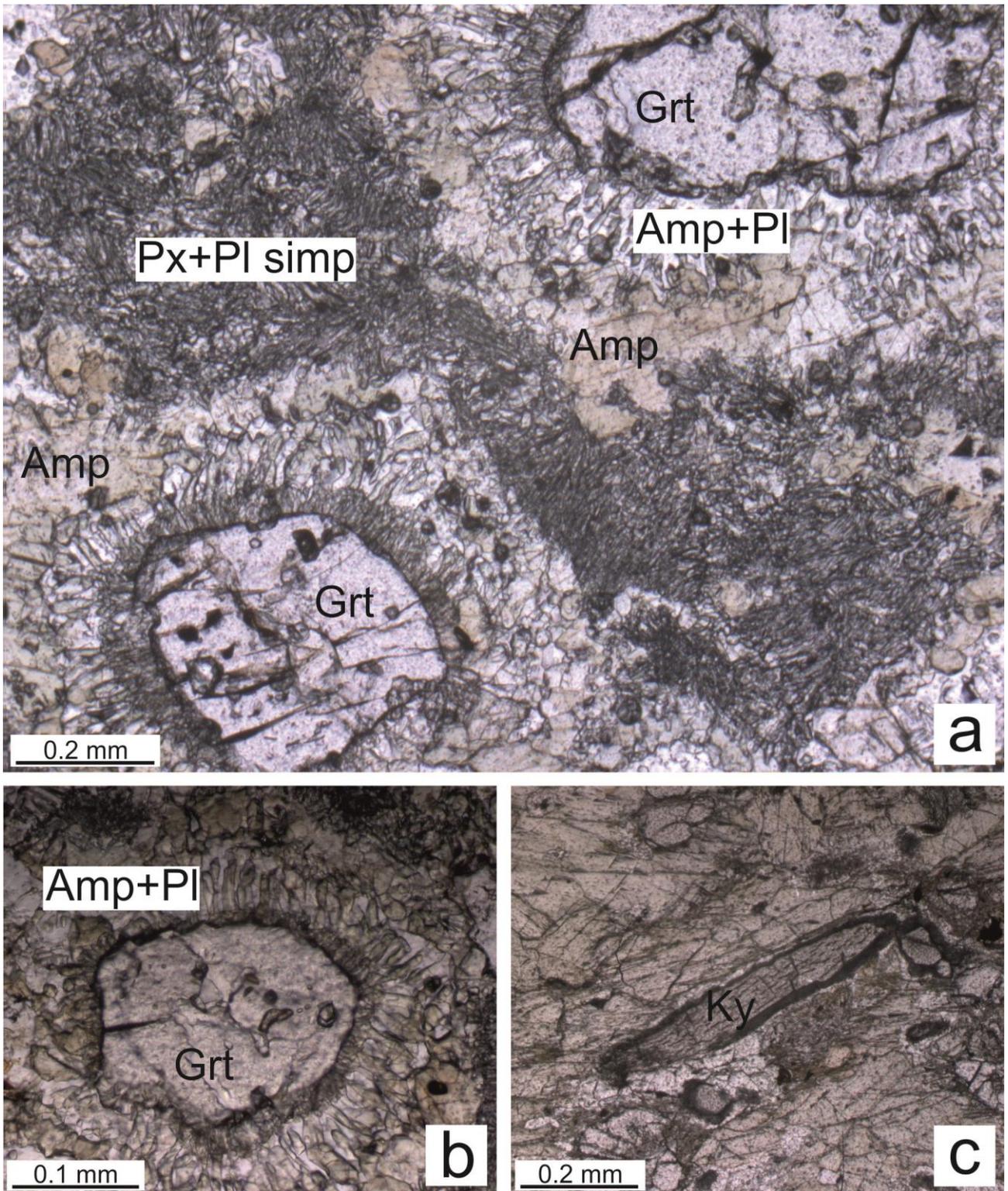


Fig. 6.1 – Foto al microscopio ottico polarizzante, solo polarizzatore, raffiguranti alcune caratteristiche petrografiche delle eclogiti a cianite in località Iles (campioni IL3 e IL16); (a) Panoramica con due porfiroblasti di granato immersi in una matrice con simplettite e anfibolo; (b) Porfiroblasto di granato bordato da una doppia corona di anfibolo e plagioclasio; (c) Porfiroblasto di cianite circondato da una microstruttura coronitica. Modificato da Carosi et al. (2015).

I porfiroblasti di granato contengono relitti di onfacite (Cpx₁) (Fig. 6.2a) e di cianite (Fig. 6.2b), distribuiti principalmente nel *mantle*, oltre a numerosi altri inclusi di quarzo, epidoto, anfibolo (Amp₁), albite (Pl₁), apatite e rutilo, i quali si presentano con una concentrazione più elevata nel nucleo del granato (Fig. 6.2 a, b). Gli inclusi di onfacite preservati nel granato sono talvolta sostituiti da una struttura simplettitica formata da clinopirosseno (Cpx₂) + plagioclasio (Pl₂) ± Amp₂.

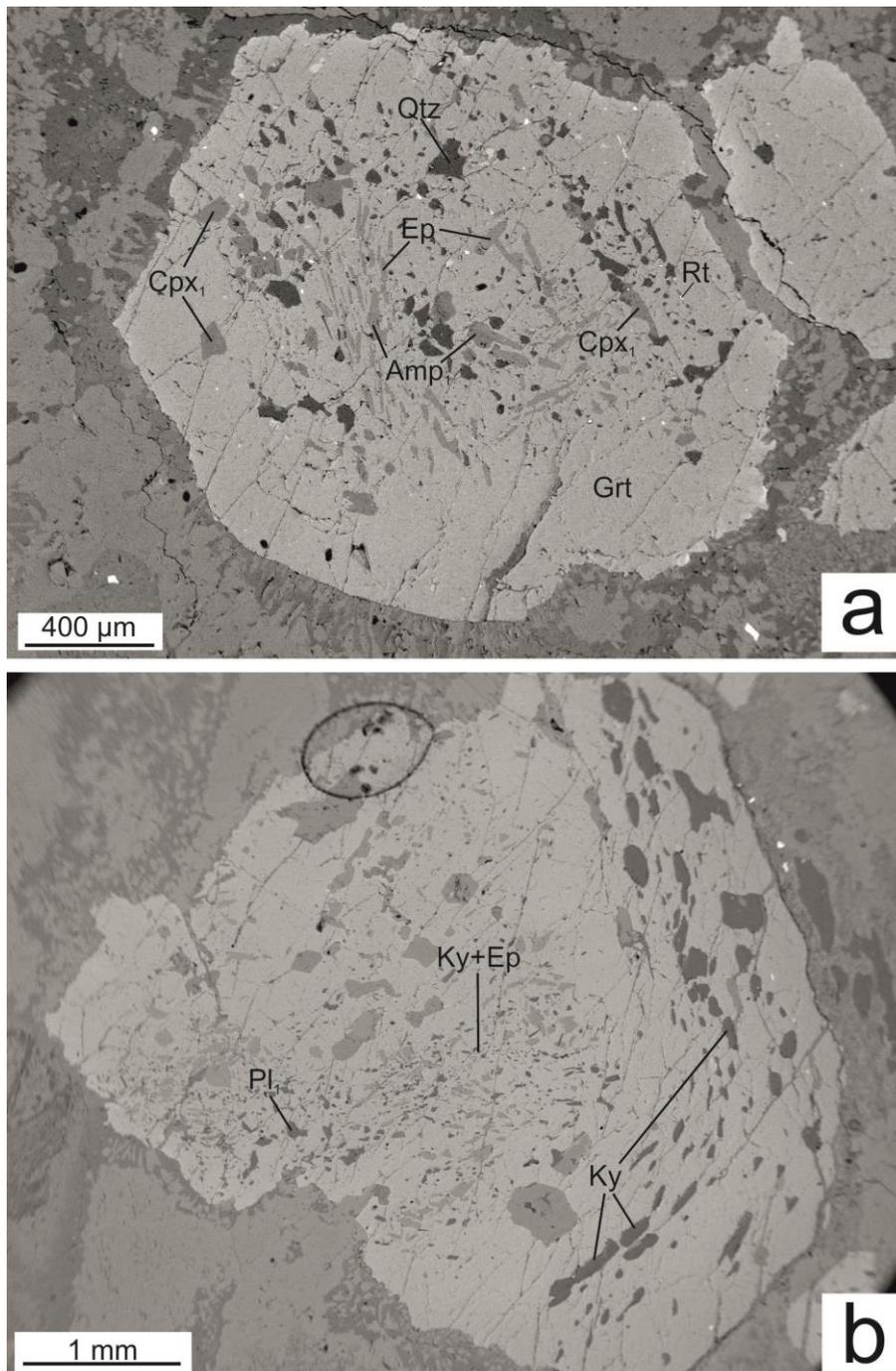


Fig. 6.2 – Immagini BSE degli inclusi presenti in due porfiroblasti di granato: (a) Includi di onfacite, quarzo, anfibolo, epidoto e rutilo (indicati dalle linee nere); (b) Includi di cianite, albite ed epidoto. Modificato da Cruciani et al. (2019a).

Il granato è spesso circondato da una corona di anfibolo + plagioclasio costituita da Pl_3 (bytownite) e Amp_3 (Al-pargasite). Questa corona è bordata a sua volta da un “mantello” di plagioclasio (Pl_4 , andesina) (Fig. 6.3a, b). Il quarzo nella matrice si presenta spesso in singoli cristalli anedrali a grana grossa o come aggregati, separati dalla matrice adiacente da un continuo e sottile layer di clinopirosseno. La cianite della matrice è povera di inclusi. Possono essere osservate localmente solamente delle piccole inclusioni di plagioclasio (Pl_1), anfibolo (Amp_1) e rutilo. I porfiroblasti di cianite sono circondati da una complessa struttura coronitica (Fig. 6.3c, d): si può osservare in essa una corona sottile più interna costituita da lamelle di anortite + spinello ed una più esterna (e più spessa) formata da lamelle di saffirina + anortite/bytownite (Fig. 6.3c, d). Il limite tra le due corone è ben definito. La corona più esterna di saffirina e anortite è a sua volta circondata da un “mantello” continuo di andesina (Pl_4) (Fig. 6.3c). Localmente e sporadicamente è possibile osservare anche delle intercrescite a grana fine di corindone ad abito aciculare e plagioclasio calcico e delle strutture a “patch” che preservano della mica bianca potassica retrograda e margarite.

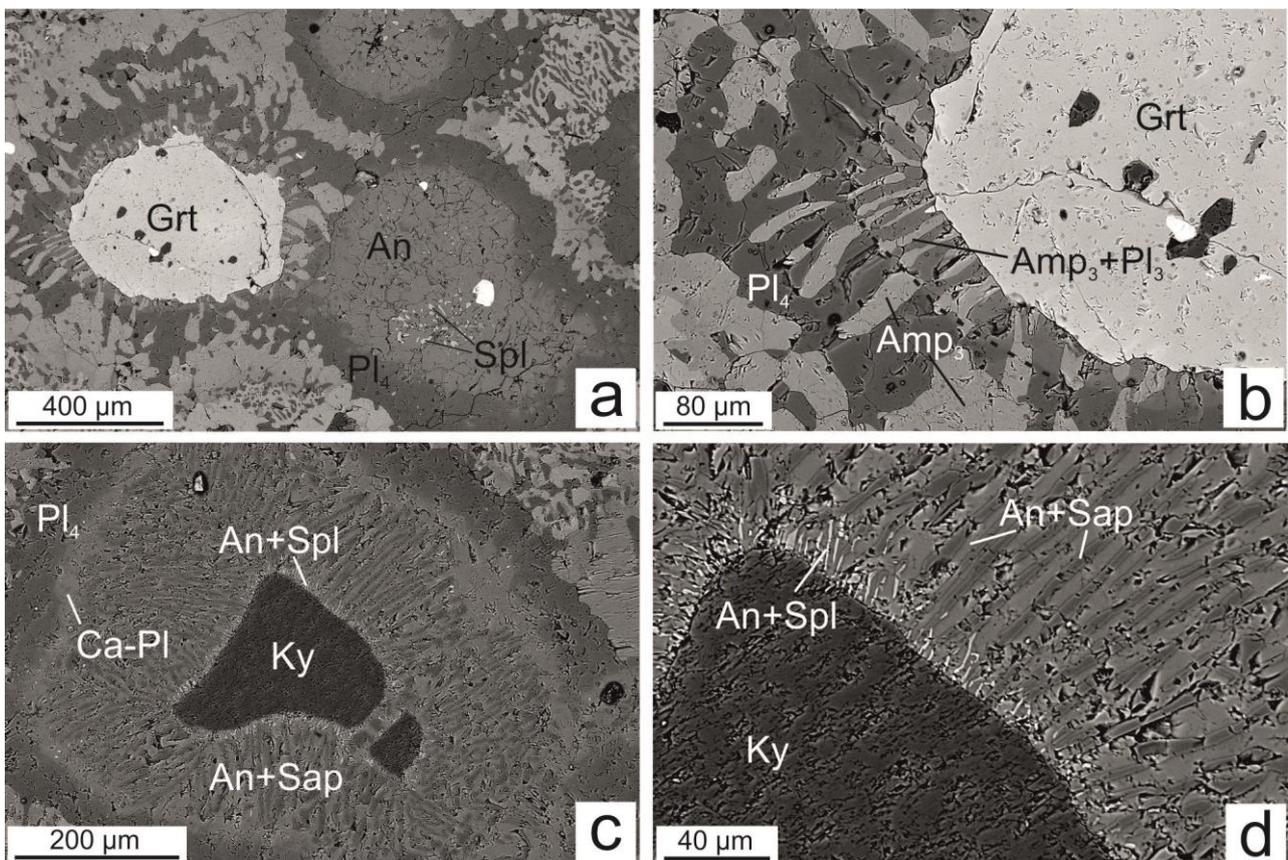


Fig. 6.3 – Immagini BSE delle strutture coronitiche tra i porfiroblasti di granato (a, b) e cianite (c,d) nelle eclogiti a cianite in località Iles (Campioni IL3 e IL16). Modificato da Cruciani et al. (2019a) e da Carosi et al. (2015).

L'abbondante matrice che avvolge le microstrutture appena descritte è costituita prevalentemente da una simplettite a clinopirosseno (Cpx_2) + plagioclasio (Pl_2) (\pm anfibolo Amp_2) (Fig. 6.4a). L'ortopirosseno (Opx) nella simplettite è molto raro ed è stato osservato solamente nel campione IL16 (Fig. 6.4b). Il suo rapporto con la simplettite $Cpx_2 + Pl_2$ e col granato non è chiaro ed inequivocabile, tuttavia l'ortopirosseno appare solitamente in associazione con il plagioclasio, molto vicino all'interfaccia con i porfiroblasti di granato. Nella matrice dei campioni più ri-equilibrati è possibile osservare anche cummingtonite ed actinolite associabili ad una fase metamorfica tardiva. La cummingtonite cresce sull'ortopirosseno, mentre l'actinolite cresce a spese dell'anfibolo della matrice. Anche biotite e clorite, seppur molto raramente, sono stati osservati nella matrice di alcuni campioni. I minerali accessori identificati sono ilmenite, rutilo, titanite, apatite e zirconio.

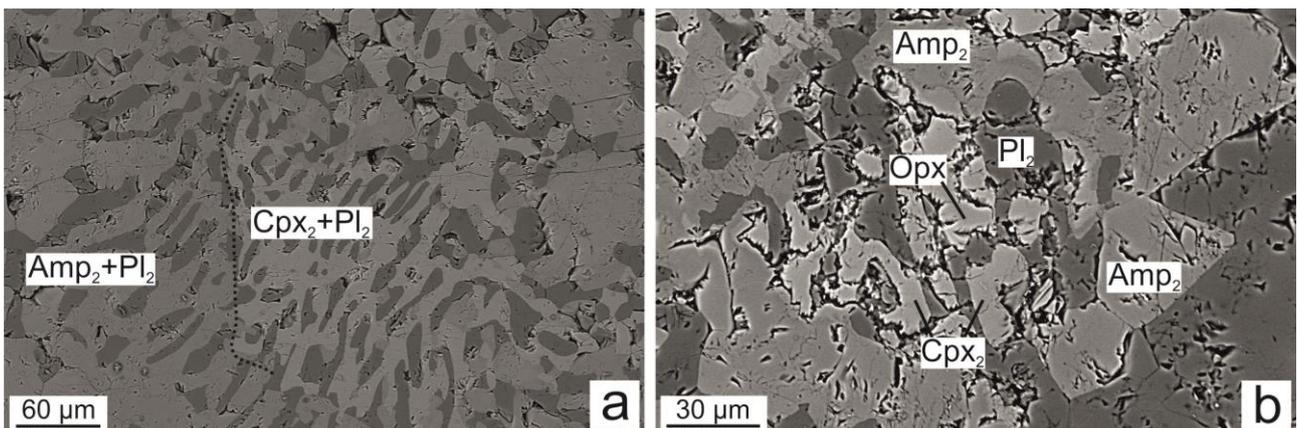


Fig. 6.4 – Immagini BSE delle microstrutture simplettitiche tra i porfiroblasti di granato (a, b) nelle eclogiti a cianite in località Iles (l'ortopirosseno è stato osservato nel campione IL16).

6.2 Metabasiti di Mt. Nieddu

Di seguito saranno descritte in dettaglio le metabasiti di Mt. Nieddu: le anfiboliti ultrafemiche, con particolare attenzione per le rocce del layer B, e le anfiboliti plagioclasiche a bande ed i layers a granato al loro interno. Per quanto riguarda le anfiboliti ultrafemiche saranno descritti anche i noduli a granato e le vene presenti al loro interno.

6.2.1 Anfiboliti ultrafemiche

Sulla base delle differenze mineralogiche e microstrutturali nelle anfiboliti ultrafemiche si possono distinguere tre layers composizionali che corrispondono a quelli individuati sul terreno (vedi capitolo 4). Così come per le altre metabasiti oggetto di questa tesi, anche le anfiboliti ultrafemiche hanno un'associazione mineralogica costituita da un'abbondante presenza di anfibolo verde, con valori modali che superano spesso il 30 vol. %. Le stime modali dei campioni più rappresentativi sono riportate in Tab. 6.2.

Queste anfiboliti possono conservare resti di fasi mineralogiche ignee come plagioclasio, olivina, clinopirosseno ed ortopirosseno (rispettivamente Pl_0 , Ol_0 , Cpx_0 e Opx_0) (Fig. 6.5a,b,c). L'ortopirosseno (Opx_0) è caratterizzato dalla presenza al suo interno di piccoli trails di minerali opachi, in particolare ossidi di ferro, che si concentrano nel nucleo del cristallo.

Le rocce del **layer B** sono particolarmente interessanti dal punto di vista petrografico in quanto conservano delle microstrutture coronitiche tra Ol_0 e Pl_0 , importanti per la comprensione dell'evoluzione metamorfica di queste rocce (Fig. 6.5, 6.6).

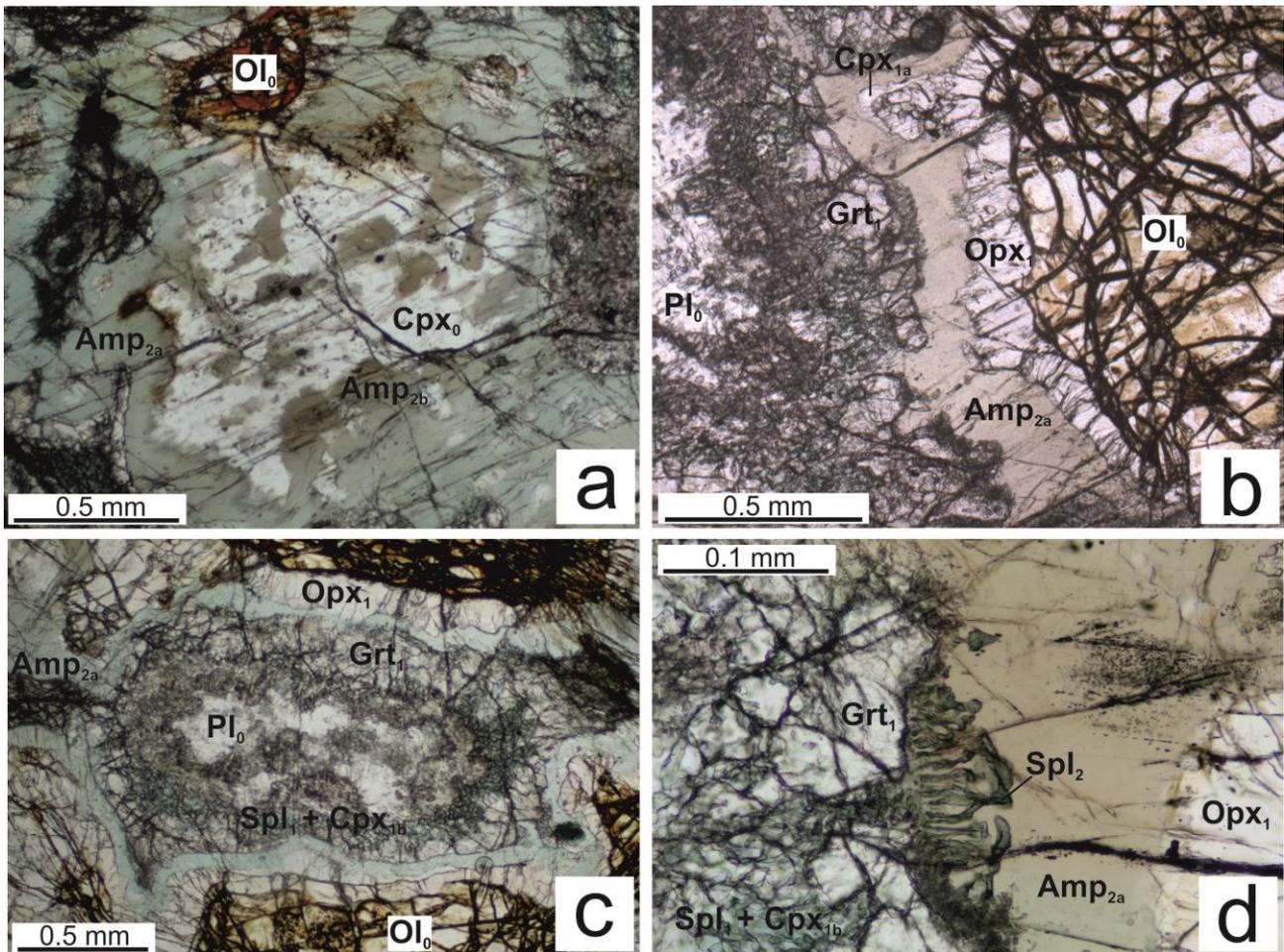


Fig. 6.5 – Microfoto al microscopio ottico polarizzante, solo polarizzatore, che mostrano le più importanti microstrutture presenti nelle rocce del layer B nelle anfiboliti ultrafemiche in località Mt. Nieddu. (a) Dettaglio di un clinopirosseno igneo sul quale sono cresciuti l'anfibolo verde e marrone (campione MNX); (b) Dettaglio della sequenza dei minerali coronitici dal plagioclasio igneo (a sinistra) fino all'olivina ignea (a destra) (campione MNX); (c) Panoramica delle tessiture coronitiche che si sviluppano attorno ad un relitto di plagioclasio igneo (campione MNX); (d) Dettaglio di una intercrescita vermicolare di spinello ed anfibolo, nell'interfaccia tra il granato e l'anfibolo (campione MNY). Pl=plagioclasio; Ol=olivina; Grt=granato; Opx=ortopirosseno; Cpx=clinopirosseno; Amp=anfibolo; Spl=spinello.

I campioni maggiormente studiati provenienti da questo layer (MNX e MNY) hanno la seguente composizione mineralogica (Tab. 6.2): il campione MNX è formato da anfibolo (20 vol.%), olivina (18 vol.%), ortopirosseno (15 vol.%), granato (15 vol.%), plagioclasio (12 vol.%), clinopirosseno (10 vol.%), spinello (7 vol.%), epidoto (2 vol.%), clorite (vol. 1%) e corindone (<1 vol.%). Il campione MNY è formato da olivina (22 vol.%), anfibolo (22 vol.%), ortopirosseno (12 vol.%), granato (13 vol.%), plagioclasio (10 vol.%), spinello (10 vol.%), clinopirosseno (7 vol.%), epidoto (3 vol.%), clorite (vol. 1%) e corindone (<1 vol.%).

L'olivina Ol_0 è anedrale, di dimensioni millimetriche (1-5 mm), e mostra un'importante fratturazione ed alterazione. Le fratture sono riempite da ortopirosseno (Opx_1), anfibolo (Amp_{2a-b}),

serpentino, talco e ossidi di ferro. Il talco sembra più abbondante del serpentino spostandoci verso il bordo del minerale igneo. Ol_0 è contornata da una corona di spessore sub-millimetrico di ortopirosseno (Opx_1) e da un più sottile e discontinuo bordo di clinopirosseno (Cpx_{1a}) (Fig. 6.5b, c e Fig. 6.6a, b). Un anfibolo ricco in Fe (Amp_{2c}) talvolta può crescere sopra Opx_1 . Amp_{2c} e talco possono trovarsi anche dentro le fratture dell' Opx_1 .

I relitti ignei di plagioclasio (Pl_0) sono anedrali e parzialmente sostituiti da epidoto, il quale si presenta zonato in una prima fase contenente Fe ed in una fase successiva priva di Fe (rispettivamente Ep_{3a} ed Ep_{3b} , Fig. 6.6a, d), e clorite. Quest'ultima fase a sua volta si trova in due varietà che possono essere distinte per un diverso contenuto di Mg e Fe: Chl_2 presenta un contenuto più elevato di Mg e inferiore di Fe rispetto alla fase più tardiva Chl_3 .

Pl_0 e le fasi che lo sostituiscono sopra citate sono circondate da una discontinua struttura simplettitica formata da spinello e clinopirosseno ($Cpx_{1b} + Spl_1$) (Fig. 6.5c, d e Fig. 6.6d, e, f). Questa microstruttura simil-simplettitica può essere alterata da Chl_3 , soprattutto nell'interfaccia a contatto con i relitti di Pl_0 . Una corona di granato (Grt_1) di spessore variabile sub-millimetrico, si trova a sua volta attorno alla simplettite di $Cpx_{1b} + Spl_1$ (Fig. 6.5b, c, d e Fig. 6.6a, b, d, e, f). Grt_1 presenta numerose fratture che sono riempite da Chl_3 e da abbondanti inclusioni di Spl_1 , che hanno un abito variabile da allungato a rotondeggiante, e meno frequente corindone (Crn_2) (Fig. 6.6c, d, e, f). Crn_2 può trovarsi inoltre all'interno della struttura simplettitica a $Cpx_{1b} + Spl_1$ (Fig. 6.6d) in sostituzione di Spl_1 . Al di fuori del layer a granato (Grt_1), al contatto con l'anfibolo della matrice, è presente un sottile rim di spinello (Spl_2). Spl_2 cresce come struttura vermicolare simplettitica assieme all'anfibolo nell'interfaccia tra Grt_1 e l'anfibolo della matrice (Amp_{2a-b}) (Fig. 6.5d). Tra i relitti ignei di Ol_0 e Pl_0 e le loro corone sono cresciuti, con estensione variabile, anfibolo verde (Amp_{2a}) e anfibolo marrone (Amp_{2b}). Amp_{2b} si presenta con maggiore frequenza intorno ai relitti ignei di Cpx_0 (Fig. 6.5a). Entrambi gli anfiboli (Amp_{2a-b}) possono essere sostituiti localmente da actinolite tardiva (Amp_3).

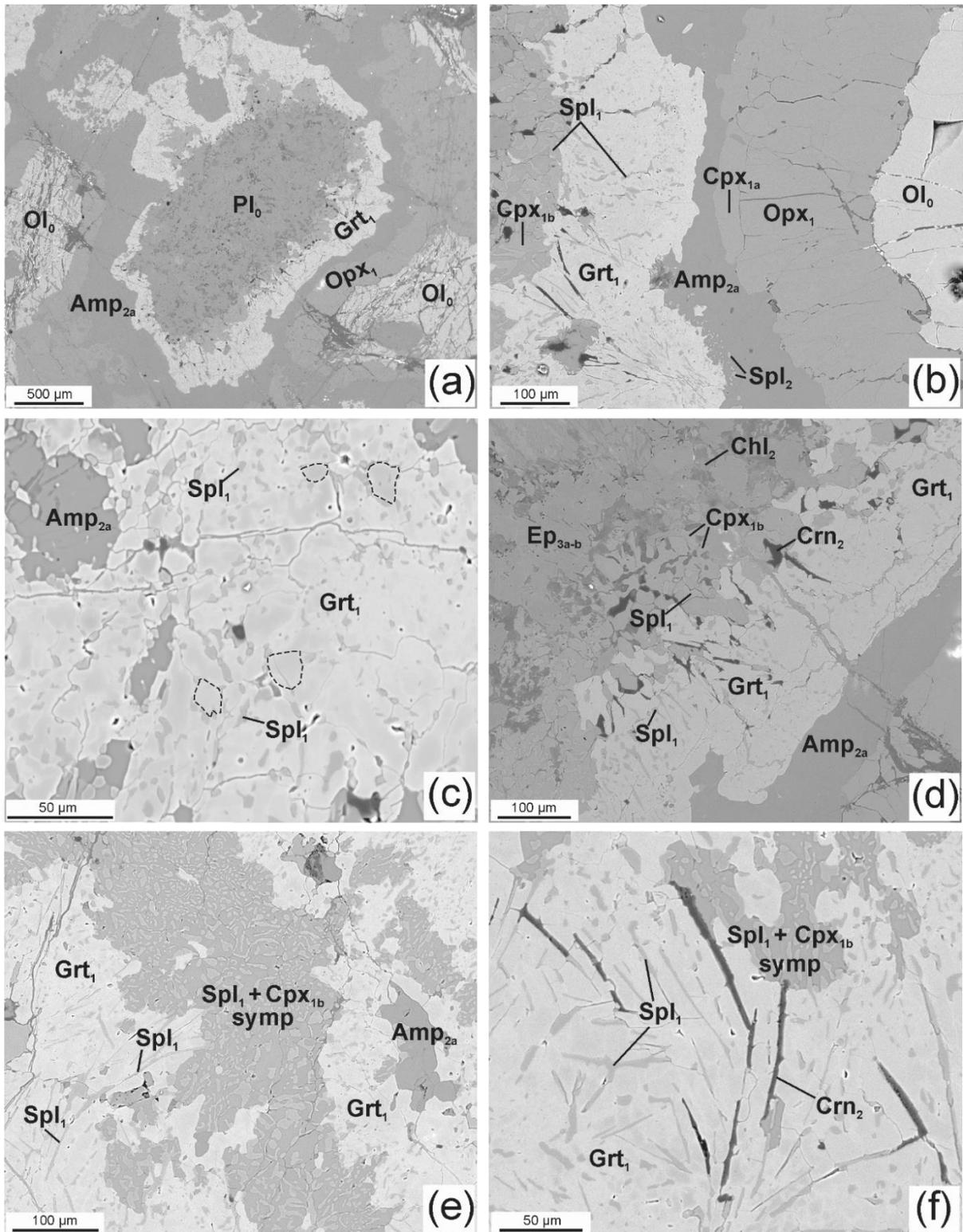


Fig. 6.6 – Immagini BSE che mostrano le principali microstrutture presenti nelle rocce del layer B nelle anfiboliti ultramafiche in località Mt. Nieddu. (a) Panoramica delle tessiture coronitiche attorno ai relitti ignei di plagioclasio (campione MNX); (b) Dettaglio della sequenza dei minerali coronitici (campione MNY); (c) Dettaglio degli inclusi presenti nel granato coronitico; (d) Corindone associato a spinello nell'interfaccia tra il granato e la simplettite (campione MNX); (e) Microstruttura simplettitica di spinello e clinopirosseno associata al granato coronitico (campione MNX); (f) Dettaglio delle fasi minerali incluse nel granato (campione MNY); Abbreviazioni come in fig. 6.5. Crn=corindone; Ep=epidoto; Chl=clorite; Fe-ox=ossidi di ferro.

Le strutture coronitiche appena descritte sono caratterizzate inoltre da una crescita diffusa ma minore di ilmenite e magnetite in relazione tra loro. Minerali accessori riconosciuti nelle rocce del layer B sono calcite, dolomite, apatite, solfuri di Zn e biotite.

Sulla base delle caratteristiche petrologiche e tessiturali osservate nei campioni studiati, è stato possibile distinguere quattro stadi di formazione mineralogica: uno stadio igneo, documentato dai relitti dei minerali ignei (Ol_0 , Pl_0 , Cpx_0 e Opx_0); un primo stadio di ri-equilibrio metamorfico, documentato dalla formazione dei minerali coronitici (Opx_1 , Cpx_{1a} , Grt_1) e simplettitici (Spl_1 + Cpx_{1b}); un secondo stadio di ri-equilibrio metamorfico, costituito dalla sovracrescita di anfibolo verde e marrone (Amp_{2a-b}) sulle strutture coronitiche e dalla crescita della simplettite di Spl_2 + Amp_{2a} ; un terzo ed ultimo stadio metamorfico è documentato dalla crescita localizzata di fasi tardive come actinolite (Amp_3), clorite (Chl_3) ed epidoto ($Ep_{3a, 3b}$), le quali crescono sopra o sostituiscono i minerali degli stadi precedenti.

Le rocce del **layer A** (Fig. 6.7a) hanno una composizione mineralogica simile a quelle del layer B, con la differenza che in questo layer le strutture coronitiche descritte sopra sono poco o per nulla sviluppate. In queste rocce infatti i grossi cristalli di olivina sono circondati solo localmente da un sottile layer di ortopirosseno. Sono presenti anche ortopirosseno di origine ignea, anfibolo, clorite idioblastica ed una notevole quantità di spinello verde (fino al 10% vol.) che forma delle strutture vermicolari o a macchie. Possono essere presenti anche granato e plagioclasio.

Le rocce del **layer C** (Fig. 6.7b) sono a grana grossa e sono caratterizzate dalla presenza abbondante di anfibolo e granato, quest'ultimo si trova spesso in grossi porfiroblasti anedrali di dimensioni millimetriche che possono contenere una notevole quantità di inclusioni di epidoto, plagioclasio, anfibolo, corindone e spinello.

Lo spinello è spesso presente anche qui, come già descritto per le rocce del layer B, con strutture vermicolari o a macchie in prossimità dell'interfaccia tra l'anfibolo e il granato. In questo layer il granato viene spesso alterato e rimpiazzato dall'epidoto o più raramente dall'anfibolo. Nelle rocce del layer C non si osservano microstrutture coronitiche o relitti di fasi di origine ignea.

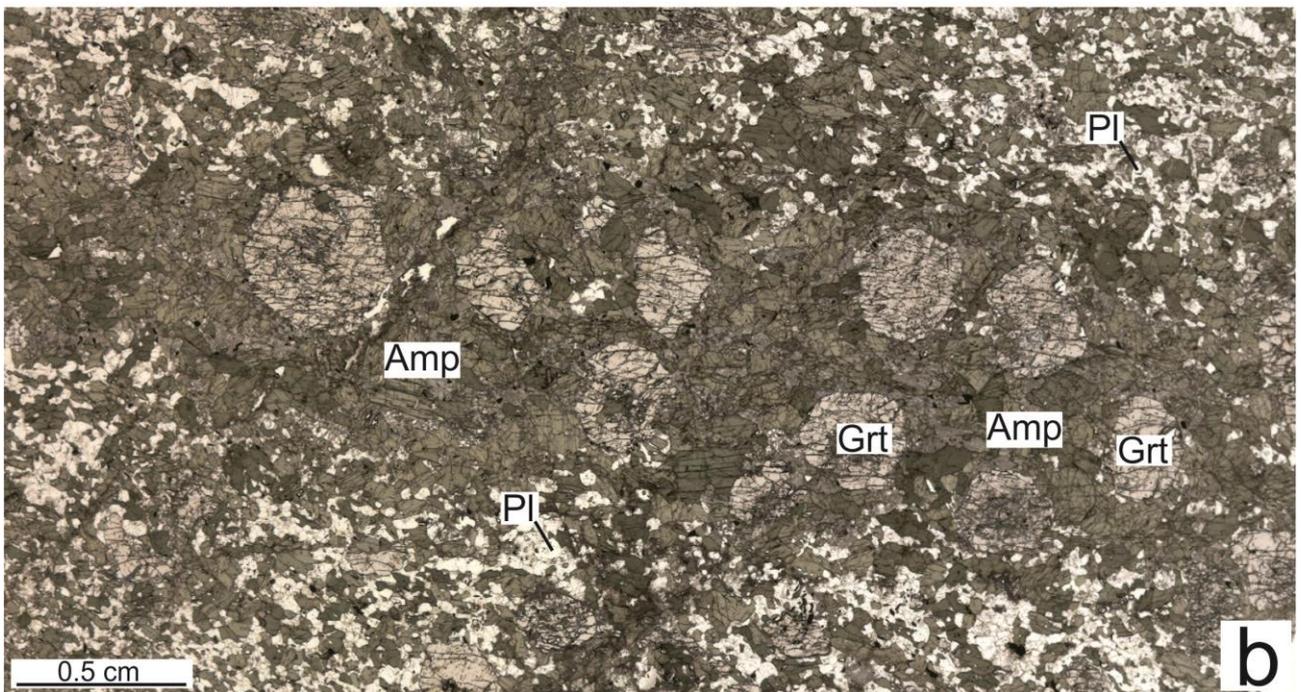
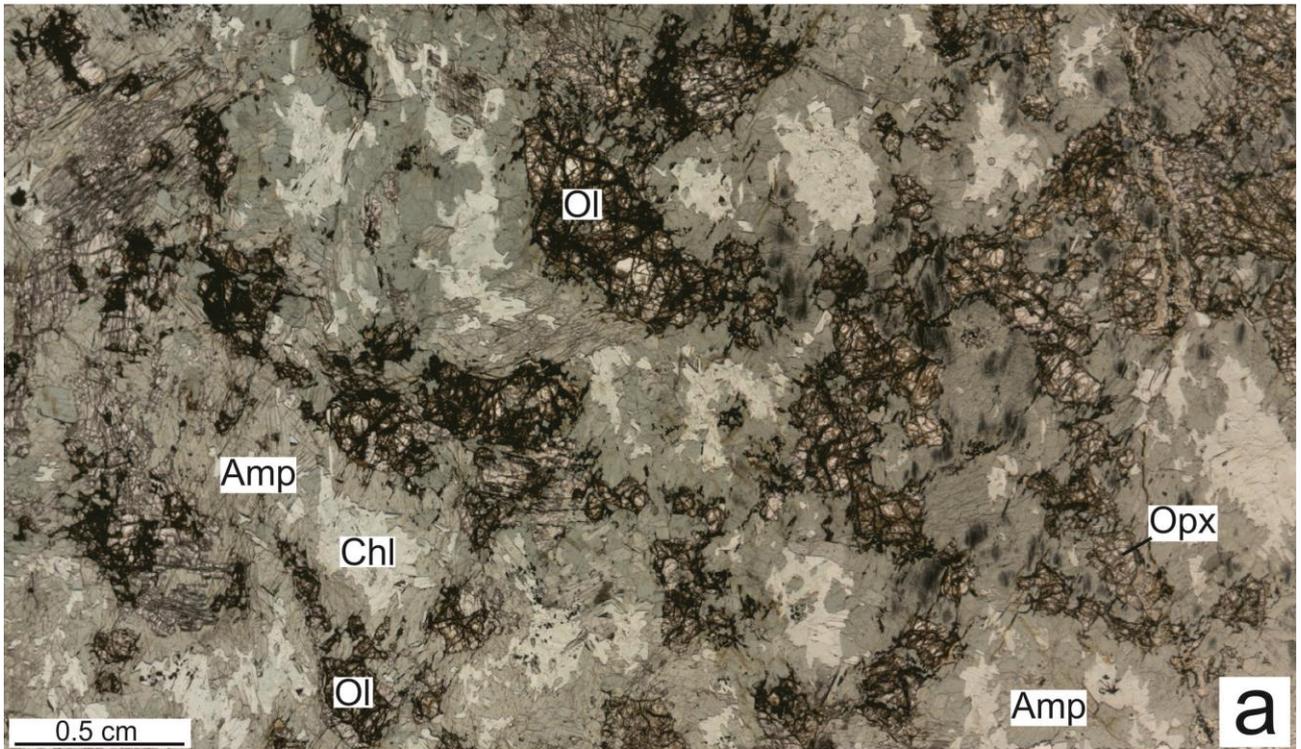


Fig. 6.7 – Fotoscan di due campioni rappresentativi delle rocce del layer A (a – campione MN26) e del layer C (b – campione MN28). Amp=anfibolo; Grt=granato; Pl=plagioclasio; Chl=chlorite; Ol=olivina; Opx=ortopirosseno.

6.2.2 Noduli a granato nelle anfiboliti ultrafemiche

Come detto nel capitolo precedente, si possono distinguere due tipi di noduli e le loro differenze si possono notare anche dal punto di vista petrografico.

I noduli del primo tipo, a forma sub-regolare (generalmente ellittica) sono caratterizzati da un bordo esterno di granato di dimensioni millimetriche variabili (fino ad un massimo di 4 mm) e da una microstruttura con spinello + anfibolo, molto simile a quella osservabile nelle strutture coronitiche e nelle vene a granato, nell'interfaccia tra il bordo di granato e la roccia incassante (Fig. 6.8a). La parte interna dei noduli è costituita da *patch textures* di anfibolo (Fig. 6.8b), dei porfiroblasti di granato (Fig. 6.8c) ed una matrice a prevalente epidoto.

Le *patch textures* sono caratterizzate da una zonatura a macchie nella quale si può distinguere un anfibolo più tardivo (actinolite). All'interno di queste *patch textures* ad anfibolo, le quali subiscono spesso un'alterazione in clorite, si possono trovare dei relitti di clinopirosseno (Fig. 6.8b).

I porfiroblasti di granato hanno dimensioni millimetriche e sub-millimetriche, contengono numerosi inclusi di epidoto e non sono zonati. I granati sono frequenti vicino al bordo del nodulo, mentre tendono a scomparire nella parte interna. L'epidoto nella matrice si presenta molto alterato (in muscovite) e non zonato. A seconda della zona del nodulo prevalgono le *patch textures* ad anfibolo o la matrice ad epidoto. Apatite e K-feldspato di alterazione sono state riconosciute come fasi subordinate.

I noduli del secondo tipo (Fig. 6.8d, e), di forma irregolare, sono caratterizzati da una struttura molto semplice costituita da numerosi porfiroblasti di granato (fino ad un massimo di 80 vol. %) in una matrice ad anfibolo ed ilmenite (Fig. 6.8d). I porfiroblasti hanno dimensioni millimetriche e contengono numerosi inclusi di anfibolo, ilmenite, rutilo, plagioclasio, epidoto e clorite (Fig. 6.8e); quest'ultima cresce all'interno delle fratture del granato. I granati sono frequentemente contornati da un bordo di plagioclasio (anortite) spesso alterato in caolinite o K-feldspato (Fig. 6.8e). Fasi accessorie documentate in questi noduli sono ossidi di ferro, solfuri di ferro e allanite.

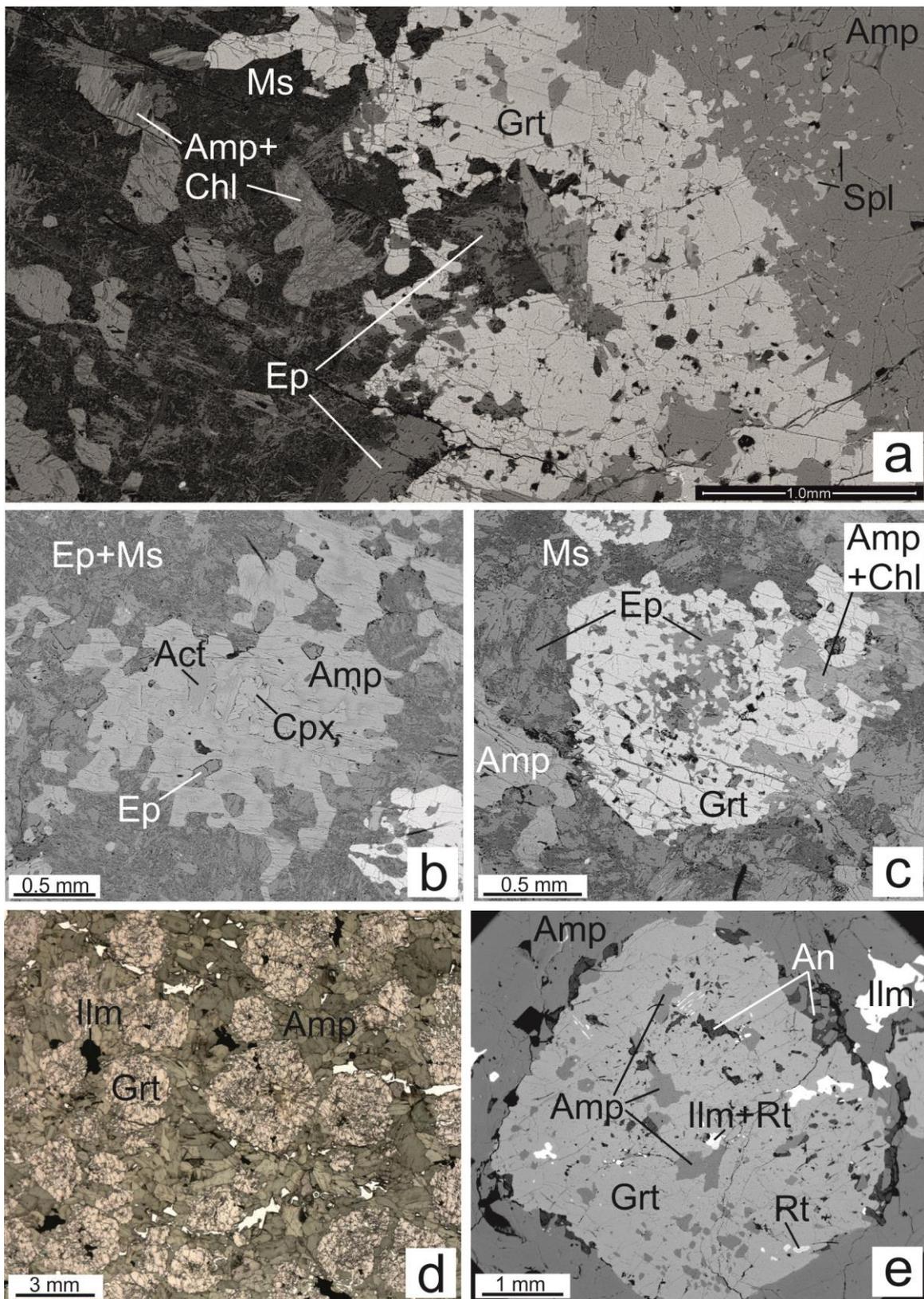


Fig. 6.8 – Immagini BSE e fotoscan delle principali caratteristiche petrografiche dei noduli a granato nelle anfiboliti ultrafemiche in località Mt. Nieddu. (a) Immagine BSE del bordo del nodulo di tipo1 (la roccia incassante appare in alto a destra; campione MN25). (b) Dettaglio di una patch texture ad anfibolo nel nodulo di tipo1. (c) Dettaglio di un porfiroblasto di granato con numerosi inclusi di epidoto. (d) Fotoscan di una sezione sottile di un nodulo di tipo2 (campione MN20N). (e) Immagine BSE di un porfiroblasto di granato in un nodulo di tipo 2.

CAMPIONE	Grt	Amp	Opx	Cpx	Ol	Pl	Spl	Ep	Crn	Chl	Ms
MN26 layer A	-	30	5	2	33	2	10	-	-	18	-
MN45 layer A	5	27	6	5	30	tr	12	-	-	15	-
MNX layer B	15	20	15	10	18	12	7	2	tr	1	-
MNY layer B	13	22	12	7	22	10	10	3	tr	1	-
MN24 layer C	30	46	-	-	-	5	12	5	-	2	-
MN layer C	26	50	-	tr	-	2	13	6	-	3	-
MN25 N tipo 1	20	33	-	-	-	-	2	20	-	10	15
MN20N N tipo 2	57	35	-	-	-	8	-	tr	-	tr	-
MN21V V Grt	50	-	-	-	-	-	7	35	3	5	-
MN22 V Grt	47	-	-	-	-	-	5	40	2	6	-

Tab. 6.2: Stime modali (vol. %) dei principali minerali nelle anfiboliti ultrafemiche di Mt. Nieddu e nei loro noduli (N) e vene (V).

6.2.3 Vene nelle anfiboliti ultrafemiche

Vene a granato

Le vene a granato sono caratterizzate da una struttura ben definita, dalla roccia incassante fino al centro, come si può osservare nei campioni più rappresentativi MN21V (Fig. 6.9) e MN22.

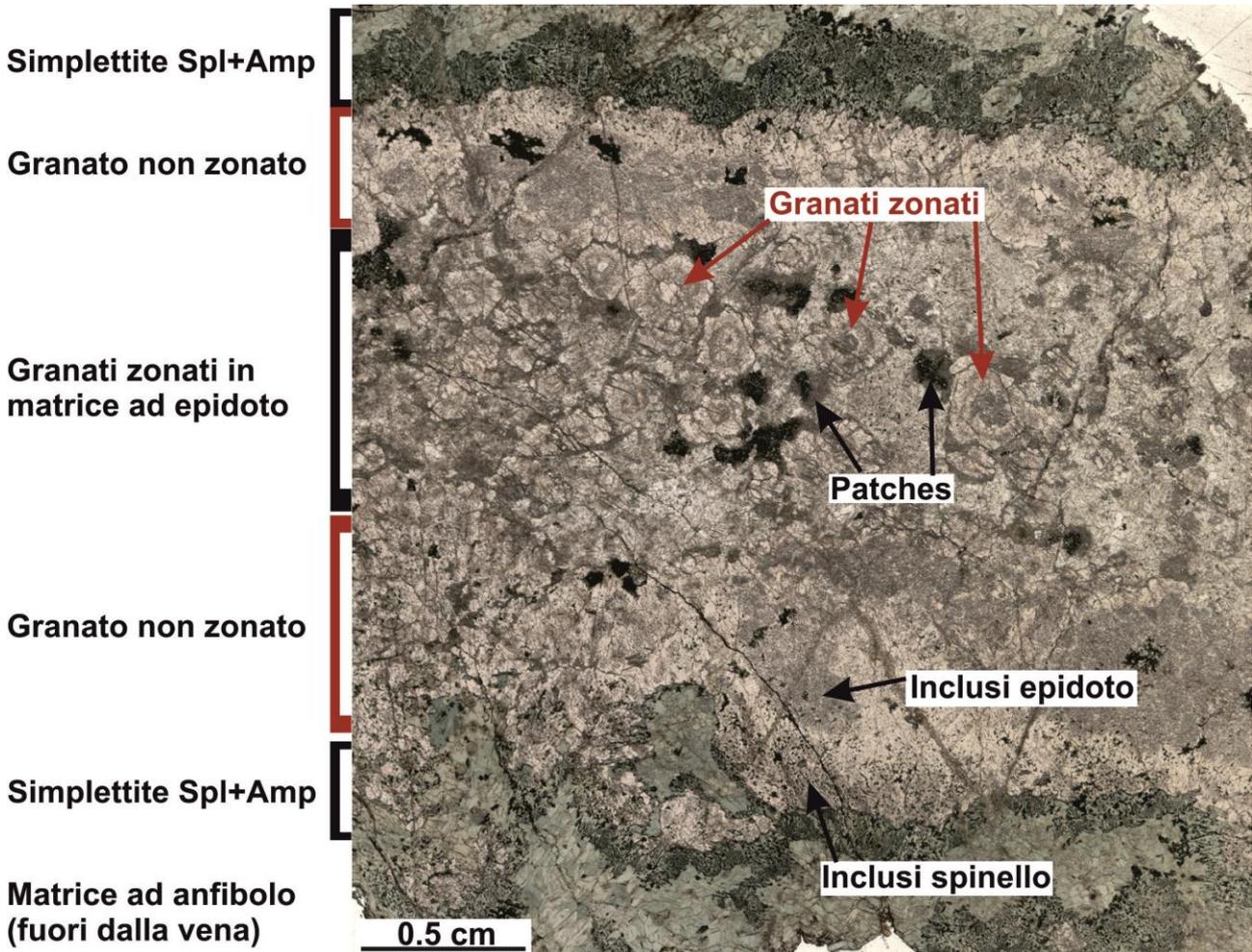


Fig. 6.9 – Fotostato di una sezione sottile di una vena a granato nelle anfiboliti ultrafemiche in località Mt. Nieddu (campione MN21V).

L'interfaccia vena-roccia incassante è definita da una microstruttura di tipo simplettitico formata da spinello ed anfibolo ($Spl_1 + Amp$), di spessore variabile fino a 2 mm (Fig. 6.9, 6.10a). Questa microstruttura rappresenta verosimilmente i prodotti della reazione tra il granato della vena e la roccia incassante. Il granato della vena più esterno è generalmente non zonato (Gr_1), anche se è possibile osservare localmente un "patchy zoning" con delle aree a più alto contenuto di Fe e Mg ed un minore contenuto di Ca che appaiono più chiare dalle immagini BSE (Fig. 6.10b). Questa fascia di granato non zonato presenta uno spessore variabile da sub-millimetrico a millimetrico

(fino a 2 mm) e contiene numerosi inclusi di spinello (Spl_1), clorite e corindone. Spostandoci verso il centro della vena compaiono numerose inclusioni di epidoto, mentre le inclusioni di spinello tendono a scomparire. Nonostante questo, spinello ed epidoto possono essere osservati in associazione lungo questa fascia di granato (Fig. 6.10b).

La parte centrale della vena è caratterizzata dalla presenza di numerosi porfiroblasti di granato zonati (Fig. 6.10c), di *patch textures* sub-ellittiche a spinello + epidoto + corindone + margarite (Fig. 6.10d) e di una matrice ad epidoto (Fig. 6.10e).

I porfiroblasti di granato (Grt_2) hanno dimensioni millimetriche (fino a 3-4 mm di diametro) e mostrano una notevole zonatura composizionale visibile sia al microscopio ottico che al microscopio elettronico (vedi capitolo 7). Questi cristalli sono euedrali e subedrali e presentano numerose inclusioni di epidoto (Ep_1) e più rara clorite (Chl), la quale si presenta come riempimento nelle fratture o lungo il bordo del granato (Fig. 6.10c). Questi granati zonati, quando sono a contatto con la fascia di granato non zonato (Grt_1), mostrano la zonatura composizionale solamente nel lato rivolto verso il centro della vena (Fig. 6.10a).

Le *patch textures* poli-fasiche (Fig. 6.10d) hanno una forma sub-regolare, generalmente arrotondata, e molto probabilmente rappresentano il prodotto della sostituzione di un minerale pre-esistente. Queste *patch textures* sono formate da epidoto (Ep_3), spinello (Spl_2), margarite e corindone (Crn). La disposizione generale di questi minerali nelle *patch textures* è la seguente: la margarite e il corindone si trovano prevalentemente vicino al bordo, mentre lo spinello è disposto centralmente. L'epidoto invece è distribuito uniformemente (Fig. 6.10d).

La matrice (Fig. 6.10e) è formata da due tipi di epidoto: una fase costituita da cristalli euedrali allungati (Ep_2) e un'altra formata da epidoto anedrale "ground-mass" che presenta contenuti più bassi di Fe (Ep_3). I cristalli euedrali di Ep_2 mostrano un'orientazione isotropa mentre Ep_3 è caratterizzato da un diffuso *patchy-zoning*. La clorite può essere presente nella matrice ad epidoto come minerale d'alterazione.

Minerali accessori documentati nelle vene a granato sono calcite, Cl-apatite e solfuri di Zn.

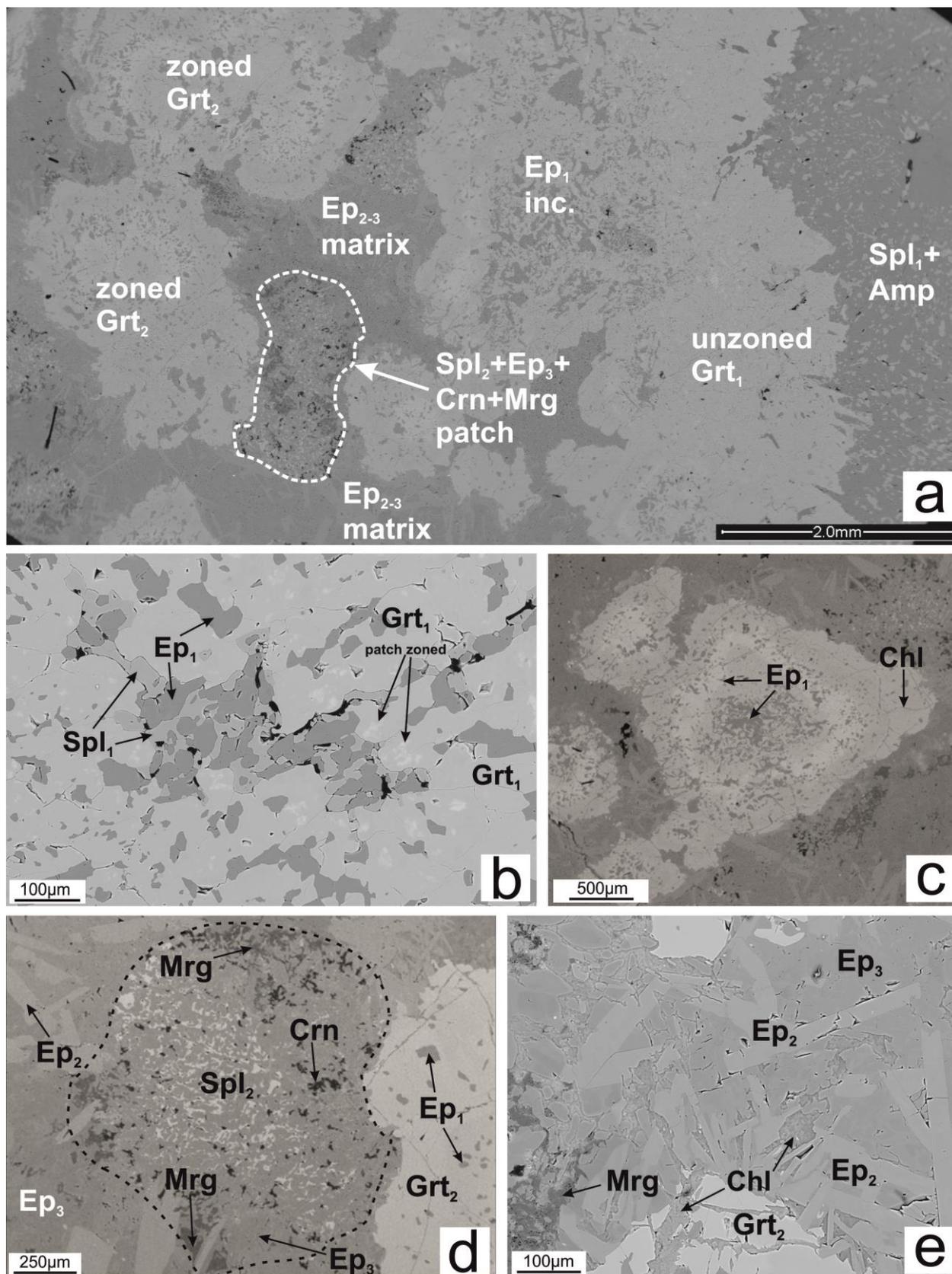


Fig. 6.10 – Immagini BSE delle principali microstrutture delle vene a granato nelle anfiboliti ultrafemiche: (a) Panoramica di una vena a granato dal centro (la parte sinistra della foto) al bordo (a destra); (b) Epidoto e spinello associati nella fascia a granato non zonato (Grt_1); (c) Granato zonato al centro della vena; (d) Patch texture arrotondata nella matrice ad epidoto; (e) Dettaglio della matrice ad epidoto nel centro della vena. Grt =granato; Spl =spinello; Amp =anfibolo; Ep =epidoto; Crn =corindone; Mrg =margarite; Chl =clorite.

Vene ad anfibolo

Le vene ad anfibolo sono caratterizzate da una tessitura variabile da blocky a stretched con un tipo di crescita apparentemente sintassiale. Queste vene mostrano una struttura ed una composizione mineralogica semplice costituita prevalentemente da anfibolo (che arriva fino all'80% di volume modale), associato con grani sub-millimetrici di spinello (fino ad 1 mm di dimensioni massime). Le vene ad anfibolo sono solitamente molto fratturate, con le fratture orientate casualmente riempite da clorite e bordate in maniera discontinua da epidoto e clinopirosseno. Una caratteristica molto comune di queste vene è la possibile presenza di relitti di granato, i quali sono generalmente allungati, disposti al centro della vena e bordati dalla tipica microstruttura simil-simplettrica a spinello + anfibolo.

I minerali accessori presenti in queste vene sono apatite, titanite e solfuri di Fe-Cu-Ni.

Vene a clorite

Le vene a clorite presentano esigue dimensioni (fino ad 1-2 cm in spessore) e sono discontinue in lunghezza. Queste vene mostrano una tessitura fibrosa con cristalli lamellari di clorite privi di orientazione (anche se generalmente tendenti in direzione di allungamento della vena). La morfologia di crescita è atassiale in quanto non è possibile localizzare una superficie di crescita. Queste vene si sviluppano quasi esclusivamente nelle rocce del layer A. All'interno delle vene la clorite è praticamente l'unica fase presente, che contiene numerose inclusioni di ossidi di ferro e presenta alterazione di talco. Localmente però è possibile osservare sovracrescite di anfibolo tardivo (actinolite) e dei relitti di ortopirosseno.

Vene ad epidoto

Le vene ad epidoto mostrano generalmente una tessitura "blocky" che somiglia alla parte centrale delle vene a granato descritte in precedenza. Sono costituite da una matrice ad epidoto formata da cristalli euedrali orientati casualmente e da un epidoto "ground-mass" a cristalli anedrali che presenta un minore contenuto in ferro. L'epidoto della matrice presenta spesso alterazioni di clorite (si possono distinguere due tipi che differiscono per il contenuto in ferro), mica bianca e caolinite. Queste vene possono contenere relitti di porfiroblasti di granato caratterizzati da numerose inclusioni di epidoto e clorite. Apatite e zirconio possono essere presenti come minerali accessori in queste vene.

6.3 Anfiboliti plagioclasiche a bande

Le anfiboliti plagioclasiche a bande sono rocce che hanno una struttura prevalentemente granoblastica a tessitura anisotropa dovuta alla scistosità (Fig. 6.11a, b) (I campioni più rappresentativi e più studiati di questa litologia sono MN7 e MN8) (Tab. 6.3).

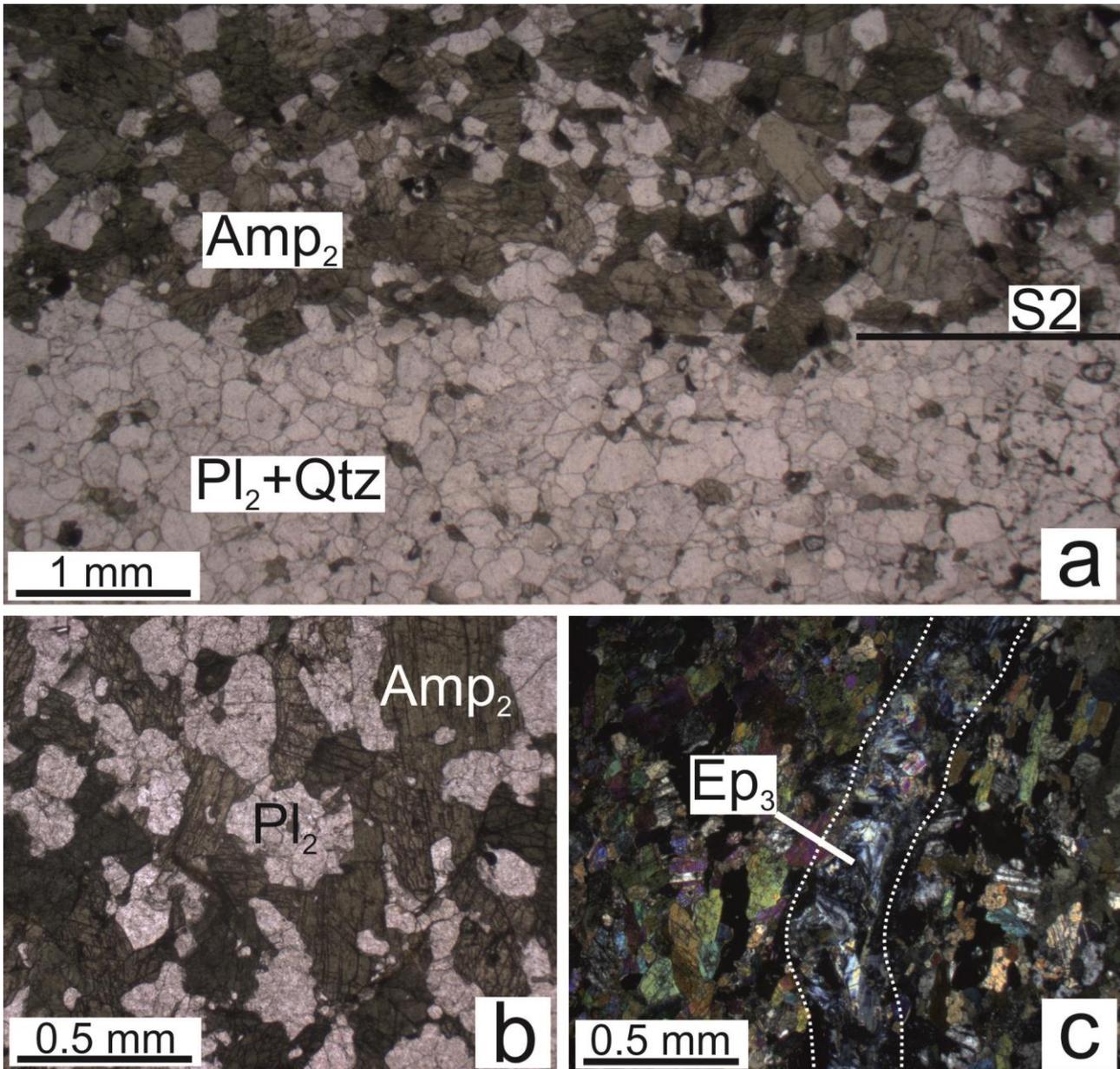


Fig. 6.11 – Immagini al microscopio ottico polarizzante delle principali caratteristiche petrografiche delle anfiboliti plagioclasiche a bande. (a) Limite tra bande chiare e scure disposto lungo la scistosità S2; si distinguono una porzione anfibolitica scura (sopra) ed una porzione chiara (sotto) con prevalenza di plagioclasio. (b) Tipica struttura granoblastica delle anfiboliti costituita da anfibolo e plagioclasio (c) Vena di epidoto che attraversa le anfiboliti (nicol incrociati).

Queste rocce sono caratterizzate da una abbondante presenza di anfibolo dovuta all'equilibrio retrogrado in facies anfibolitica che ha cancellato evidenze di fasi mineralogiche di origine ignea e di precedenti paragenesi di riequilibrio metamorfico. L'anfibolo (Amp_2) (Fig. 6.11b) è di colore verde e si presenta in cristalli di dimensioni variabili da millimetriche a sub-millimetriche, si trova quasi sempre in percentuali modali superiori al 50% e può contenere diverse inclusioni (plagioclasio, epidoto e raro clinopirosseno). Gli anfiboli sono generalmente orientati secondo la scistosità regionale S2 (Fig. 6.11a).

Le differenze composizionali riscontrate sul terreno trovano conferma anche a livello petrografico: si possono distinguere infatti delle porzioni più chiare, leucocrate, nelle quali il plagioclasio (Pl_2) (a composizione variabile tra albite-oligoclasio e bytownite, spesso idioblastico) è abbondante e raggiunge percentuali modali superiori al 50% e delle porzioni più scure nelle quali l'anfibolo verde è dominante (60-70 vol. %) ed il plagioclasio subordinato (20-30 vol. %) (Fig. 6.11a). Nelle anfiboliti più massive il contenuto in plagioclasio aumenta similmente alle porzioni leucocrate delle anfiboliti con struttura "a bande". Il plagioclasio può essere alterato da sericite o epidoto.

Oltre ad anfibolo e plagioclasio sono presenti, in quantità modali variabili dall'1 al 15 vol. %, anche quarzo, clorite (Chl_3) ed epidoto (Ep_3). L'epidoto generalmente si presenta disposto lungo vene o piccole *patch textures* che testimoniano un riequilibrio retrogrado tardivo in facies scisti verdi (Fig. 6.11c). In queste rocce sono state individuate anche altre fasi minerali accessorie quali clinopirosseno, zircone, apatite e carbonato di calcio.

Le anfiboliti plagioclastiche a bande sono caratterizzate dalla presenza di layers centimetrici a granato molto importanti dal punto di vista petrografico in quanto hanno permesso di documentare la prima parte dell'evoluzione metamorfica di queste rocce, mentre la mineralogia della roccia incassante (descritta nel paragrafo precedente) rappresenta il successivo riequilibrio metamorfico retrogrado (vedi capitolo 8 "evoluzione metamorfica").

I layers a granato (Fig. 4.11) presenti all'interno delle anfiboliti plagioclastiche a bande (i campioni più rappresentativi sono MN14A e MN40) sono caratterizzati dalla presenza di numerosi porfiroblasti di granato millimetrici (Grt, Fig. 6.12a, b) immersi in una matrice formata da anfibolo (Amp_{1f}) e plagioclasio (Pl_{1f}), quarzo e "flakes" di una microstruttura simplettitica a grana fine di clinopirosseno (Cpx_{1d}) + plagioclasio (Pl_{1d}) (Fig. 6.12a, e, f).

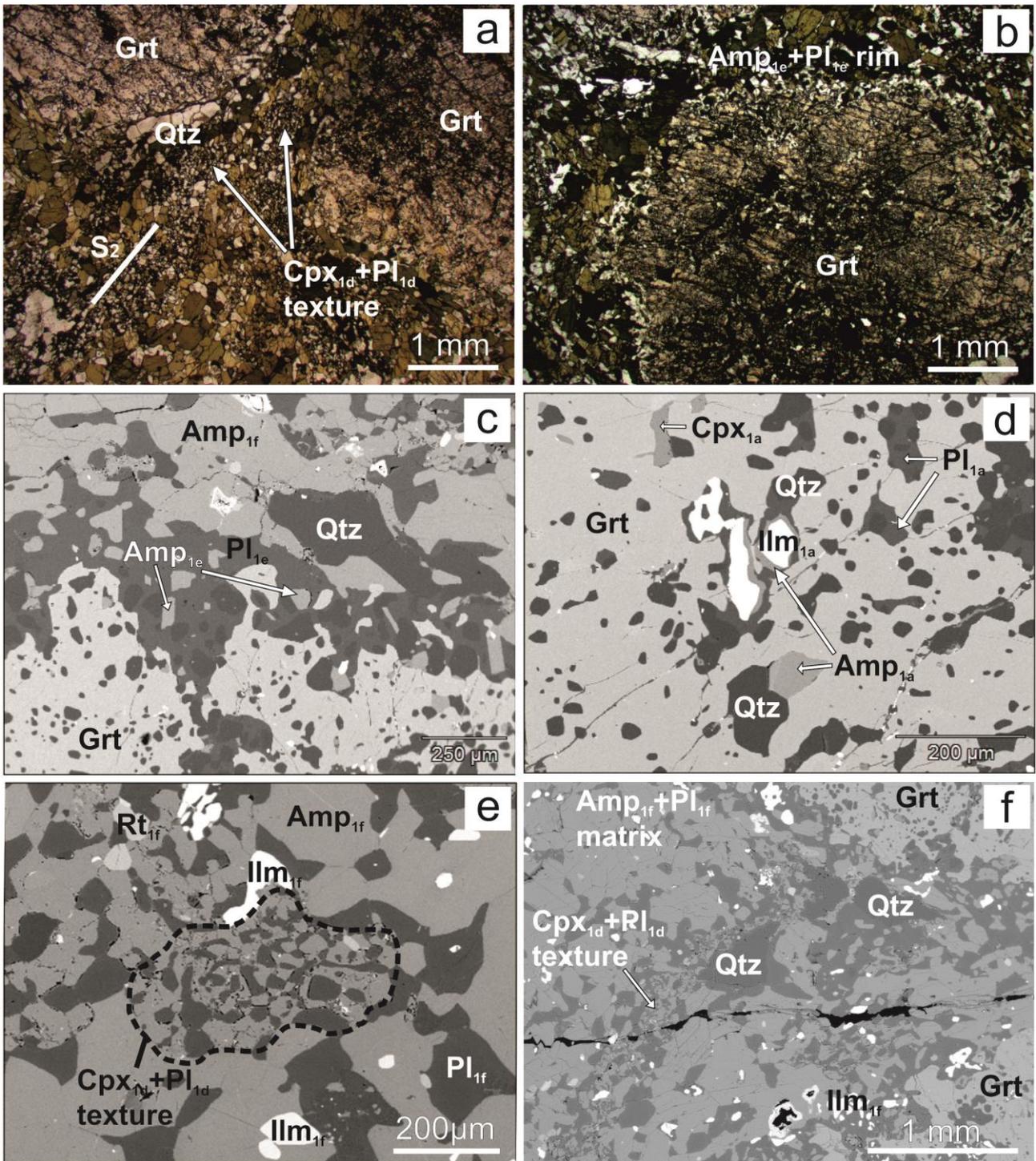


Fig. 6.12 – Immagini al microscopio ottico polarizzante (solo polarizzatore) e BSE delle principali caratteristiche petrografiche dei layer a granato nelle anfiboliti plagioclasiche a bande in località Mt. Nieddu. (a) Microstrutture a clinopirosseno (Cpx) + plagioclasio (Pl) allungate in direzione della scistosità regionale. Campione MN14A. (b) Panoramica di un porfiroblasto di granato (Grt) bordato da Pl + Amp. Campione MN14A. (c) Rim a Pl + Amp attorno al granato; Campione MN40. (d) Panoramica delle inclusioni nel Grt. Campione MN40. (e) Struttura simplettica a Cpx + Pl. Campione MN14A. (f) Matrice dei layers a granato. Campione MN14A. Qtz = quarzo; Chl = clorite; Ilm = ilmenite; Rt= rutilo.

Questi “*flakes*” sono generalmente curvilinei con un allungamento parallelo alla scistosità regionale S2 e di conseguenza anche alla direzione dei layer (Fig. 6.12a). Il granato, che può raggiungere fino ad un massimo del 30 % vol. nei layers, contiene numerose inclusioni di anfibolo (Amp_{1a-b-c}), plagioclasio (Pl_{1a-b-c}), quarzo e subordinati clinopirosseno (Cpx_{1a-b-c}) ed ilmenite (Ilm_{1a-b-f}) (Fig. 6.12d). L’interfaccia tra il granato e la matrice del layer è definita da un sottile rim di dimensioni sub-millimetriche formato da plagioclasio (Pl_{1e}) ed anfibolo (Amp_{1e}) (Fig. 6.12b, c). Il plagioclasio di questa microstruttura coronitica (Pl_{1e}) appare localmente alterato in sericite. Gli anfiboli del rim intorno al granato e della matrice (rispettivamente Amp_{1e} e Amp_{1f}) possono essere zonati da una fase retrograda tardiva (actinolite, Amp_3) che cresce su loro margine. Oltre all’anfibolo, la matrice contiene importanti quantità modali di plagioclasio (Pl_{1f}), quarzo, ilmenite (Ilm_{1f}) e raro clinopirosseno (Cpx_{1f}) (Fig. 6.12f). In prossimità dei porfiroblasti di granato l’allungamento dei cristalli di anfibolo della matrice segue la direzione delle facce euedrali del granato. I minerali accessori documentati in questi layer sono zircone, rutilo, titanite, apatite, K-feldspato, clorite, ossidi di ferro, monazite e biotite. I cristalli di rutilo possono essere presenti sia come inclusi nel granato (Rt_{1b-c}) che nella matrice (Rt_{1f}). Rt_{1b-c} ha dimensioni variabili tra i 10 ed i 30 μm , inferiori alle dimensioni del rutilo della matrice (Rt_{1f}) che sono quasi sempre maggiori di 70-80 μm . Rt_{1f} può mostrare talvolta un rim di titanite o una sostituzione parziale da parte dell’ilmenite.

CAMPIONE	Grt	Amp	Pl	Cpx	Ep	Qtz	Ilm	Chl
MN7	-	60	28	tr	tr	10	-	2
MN8	-	55	31	-	5	8	-	1
MN14A Layer Grt	30	37	15	12	-	5	1	tr
MN40 Layer Grt	26	40	13	12	-	8	1	tr

Tab. 6.3: Stime modali (vol. %) dei principali minerali nelle anfiboliti plagioclastiche a bande (e nei layers a granato al loro interno) di Mt. Nieddu.

6.4 Migmatiti

Pur non essendo di primaria importanza ai fini del raggiungimento degli obiettivi di ricerca di questo dottorato, sono stati studiati dal punto di vista petrografico anche alcuni campioni delle migmatiti paraderivate presenti nell'area di studio: le migmatiti a cianite e sillimanite (paraderivate) e le migmatiti ad anfibolo.

6.4.1 Migmatiti a cianite e sillimanite

I leucosomi delle migmatiti a cianite-sillimanite hanno una grana grossa ed una composizione modale costituita per circa il 90 vol. % dalla coppia quarzo + plagioclasio. I restanti minerali sono biotite (~5 vol. %), muscovite (~2 vol. %) e rari sillimanite, K-feldspato, granato e cianite.

Il plagioclasio presenta abito subedrale ed ha dimensioni massime di circa 1cm; spesso si trova alterato in sericite. Il quarzo è anedrale e presenta sempre l'estinzione ondulata. La biotite è spesso allungata secondo la scistosità principale e talvolta si presenta alterata in clorite; la muscovite è frequentemente associata ad essa. I minerali accessori sono zircone, monazite, apatite, titanite e rutilo.

I mesosomi hanno una grana più fine rispetto ai leucosomi, con cristalli generalmente sub-millimetrici. La composizione mineralogica è molto simile a quella dei leucosomi; differisce da questa solamente per un contenuto leggermente più alto in fillosilicati (biotite 10-25 vol.%; muscovite 2-15 vol.%) e sillimanite (~5 vol. %). La sillimanite (in varietà fibrolite) forma dei trails di spessore millimetrico ed inoltre si trova spesso in concrescita con biotite e muscovite.

Vista la quasi totale assenza di K-feldspato, la composizione mineralogica delle migmatiti a cianite e sillimanite è tonalitica.

6.4.2 Migmatiti ad anfibolo

Le migmatiti ad anfibolo presentano dei leucosomi meno foliati rispetto ai mesosomi. I leucosomi sono costituiti da plagioclasio (40-50 vol.%), quarzo (30-40 vol.%), ± anfibolo (10-20 vol.%), biotite (~5 vol.%), K-feldspato (1-2 vol.%) e granato (~1 vol.%). I minerali accessori presenti sono apatite, zircone, titanite, ossidi e solfuri di ferro e epidoto. Anche in questo caso la scarsa presenza di K-feldspato si riflette in una composizione tonalitica per questi leucosomi.

Cruciani et al. (2008b) segnalano anche dei rari leucosomi granodioritici situati vicino al contatto con gli ortogneiss. Questi leucosomi presentano dei contenuti modali di K-feldspato che raggiungono il 25 vol. %.

Il plagioclasio si presenta spesso zonato e di dimensioni millimetriche variabili. Il K-feldspato si trova in rari cristalli anedrali nei leucosomi tonalitici, mentre nei leucosomi granodioritici è uno dei minerali più abbondanti. L'anfibolo è anedrale di dimensioni millimetriche e centimetriche variabili fino a 2 cm. Contiene numerosi inclusi di plagioclasio, quarzo, granato, biotite, apatite, zircone, ossidi di ferro e titanite. I cristalli di anfibolo talvolta sono fratturati con riempimenti di biotite ed alterazione in clorite. Il granato è raro e forma piccoli cristalli sub-millimetrici tozzi e fratturati, inclusi nell'anfibolo o distribuiti nella matrice.

I mesosomi delle migmatiti ad anfibolo presentano una composizione mineralogica formata da plagioclasio (30-50 vol.%), quarzo (30-40 vol.%), K-feldspato (1-2 vol.%), biotite (15-20 vol.%), ± anfibolo (0-5 vol.%), granato (1-2 vol.%) e clorite (~1 vol.%).

Nei mesosomi la biotite si trova in aggregati di cristalli allungati ed orientati secondo la scistosità pervasiva, mentre l'anfibolo è generalmente concentrato in prossimità del contatto con i leucosomi ricchi in anfibolo.

I melanosomi sono costituiti da un'alta concentrazione di biotite allungata secondo la scistosità principale al contatto tra il mesosoma ed il leucosoma. Essi presentano uno spessore maggiore in corrispondenza delle cerniere delle pieghe dei leucosomi. Alcuni melanosomi possono contenere anche anfibolo, granato e titanite.

7 Minerochimica

I campioni più rilevanti dal punto di vista mineralogico-petrografico di metabasiti affioranti nell'area di studio sono stati selezionati per condurre le analisi minerochimiche mediante l'utilizzo della microsonda elettronica (EMP).

Le analisi chimiche sono state eseguite presso i laboratori dell'Institut für Mineralogie und Kristallchemie dell'Università di Stoccarda tramite una microsonda elettronica CAMECA SX100 dotata di spettrometro a dispersione di lunghezza d'onda (WDS). Le condizioni operative per l'acquisizione analitica sono: differenza di potenziale 15 kV, corrente del fascio 15 nA per il granato e 10 nA per gli altri silicati ed ilmenite, diametro del fascio (spot size) ~3-5 µm. Le formule strutturali sono state calcolate tramite il software CalcMin (Brandelik, 2009). Il metodo di calcolo può variare a seconda del programma selezionato all'interno del software e di conseguenza sarà descritto per tutti i minerali principali nei paragrafi successivi.

Gli standard utilizzati, i tempi di conteggio e gli errori analitici sono riportati in Massonne (2012).

I campioni analizzati sono i seguenti:

CAMPIONE	LITOLOGIA
IL3	eclogiti a cianite
IL16	eclogiti a cianite
MN26	anfiboliti ultrafemiche layer A
MNX	anfiboliti ultrafemiche layer B
MNY	anfiboliti ultrafemiche layer B
MN24	anfiboliti ultrafemiche layer C
MN25	anfiboliti ultrafemiche nodulo tipo 1
MN20N	anfiboliti ultrafemiche nodulo tipo 2
MN21V	anfiboliti ultrafemiche vena a grt
MN22	anfiboliti ultrafemiche vena a grt
MN30	anfiboliti ultrafemiche vena ad amp
MN17	anfiboliti ultrafemiche vena ad ep
MN77	anfiboliti ultrafemiche vena a chl
MN7	anfiboliti a bande
MN8	anfiboliti a bande
MN14A	anfiboliti a bande (layer a grt)
MN40	anfiboliti a bande (layer a grt)

7.1 Eclogiti retrograde a cianite

Le analisi effettuate alla microsonda elettronica (EMP) rappresentative delle composizioni di granato, pirosseno, plagioclasio, anfibolo, saffirina, spinello, epidoto e biotite dei campioni IL3 ed IL16 di eclogiti a cianite sono riportate nelle tabelle da 7.1 a 7.4.

7.1.1 Granato

Le formule strutturali del granato sono state calcolate sulla base di 12 ossigeni ed il ferro è stato considerato interamente bivalente. Il granato è ricco in almandino (35-31 mol. %) e povero in spessartina (>4 mol. %), con contenuti intermedi di piropo (23-46 mol.%) e grossularia (18-28 mol. %). Le mappe composizionali a raggi X di Ca, Mg, Fe e Mn di due granati selezionati dai campioni IL3 ed IL16 sono mostrate in Fig. 7.1. Queste mappe mettono in evidenza una parte più interna, nucleo o “*core*”, caratterizzata da un più alto contenuto di calcio e un basso contenuto in magnesio (rispettivamente 26-28 mol. % e 23-25 mol. %), e di conseguenza da un rapporto grossularia/piropo >1. Il *core* è circondato da una parte intermedia (*mantle*) che presenta un contenuto in grossularia di 19-24 mol. % e in piropo di 32-43 mol. % e da un bordo (*rim*) con grossularia 17-18 mol. % e piropo 37-46 mol. %. Nel *mantle* prima e poi nel *rim* si riscontra un progressivo decremento in grossularia e aumento in piropo che si traduce nel rapporto grossularia/piropo <1. Il contenuto in almandino è costante in tutto il granato, mentre la spessartina diminuisce leggermente dal *core* al *rim* (Fig. 7.1). Un ulteriore *rim* esterno di diffusione, molto sottile, del granato è caratterizzato da un brusco incremento in almandino e decremento in piropo (Fig. 7.1).

Sono presenti anche porfiroblasti di granato non zonati o poco zonati, con una composizione chimica comparabile con quella della parte intermedia (*mantle*) descritta in precedenza.

	IL 3			IL 16		
	Grt-core	Grt-mantle	Grt-rim	Grt-core	Grt-mantle	Grt-rim
SiO₂	39.25	39.82	40.09	39.57	40.55	40.62
TiO₂	0.02	0.31	0.08	0.01	-	-
Al₂O₃	22.80	22.88	23.45	23.05	23.57	23.77
Cr₂O₃	0.03	0.13	0.05	0.04	0.01	0.12
FeO	21.59	20.87	20.22	21.48	18.14	17.48
MnO	1.72	0.76	0.37	1.60	0.43	0.59
MgO	6.20	8.50	10.66	6.50	11.87	12.61
CaO	10.18	8.32	6.88	9.72	7.13	6.72
Tot	101.79	101.59	101.80	101.97	101.70	101.91
Oxy	12	12	12	12	12	12
Si	2.97	2.98	2.96	2.98	2.97	2.96
Al	2.03	2.02	2.04	2.05	2.04	2.04
Ti	0.00	0.02	0.00	0.00	-	-
Cr	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe²⁺	1.37	1.31	1.25	1.35	1.11	1.07
Mn	0.11	0.05	0.02	0.10	0.03	0.04
Mg	0.70	0.95	1.18	0.73	1.29	1.37
Ca	0.83	0.67	0.55	0.78	0.56	0.53
Alm	0.46	0.44	0.42	0.46	0.37	0.36
Prp	0.23	0.32	0.39	0.25	0.43	0.46
Grs	0.28	0.22	0.18	0.26	0.19	0.17
Sps	0.04	0.02	0.01	0.03	0.01	0.01

Tab. 7.1 – Analisi EMP rappresentative (wt. %) e formule strutturali (apfu) del core, mantle e rim dei granati selezionati delle eclogiti di Iles (campioni IL3 e IL16).

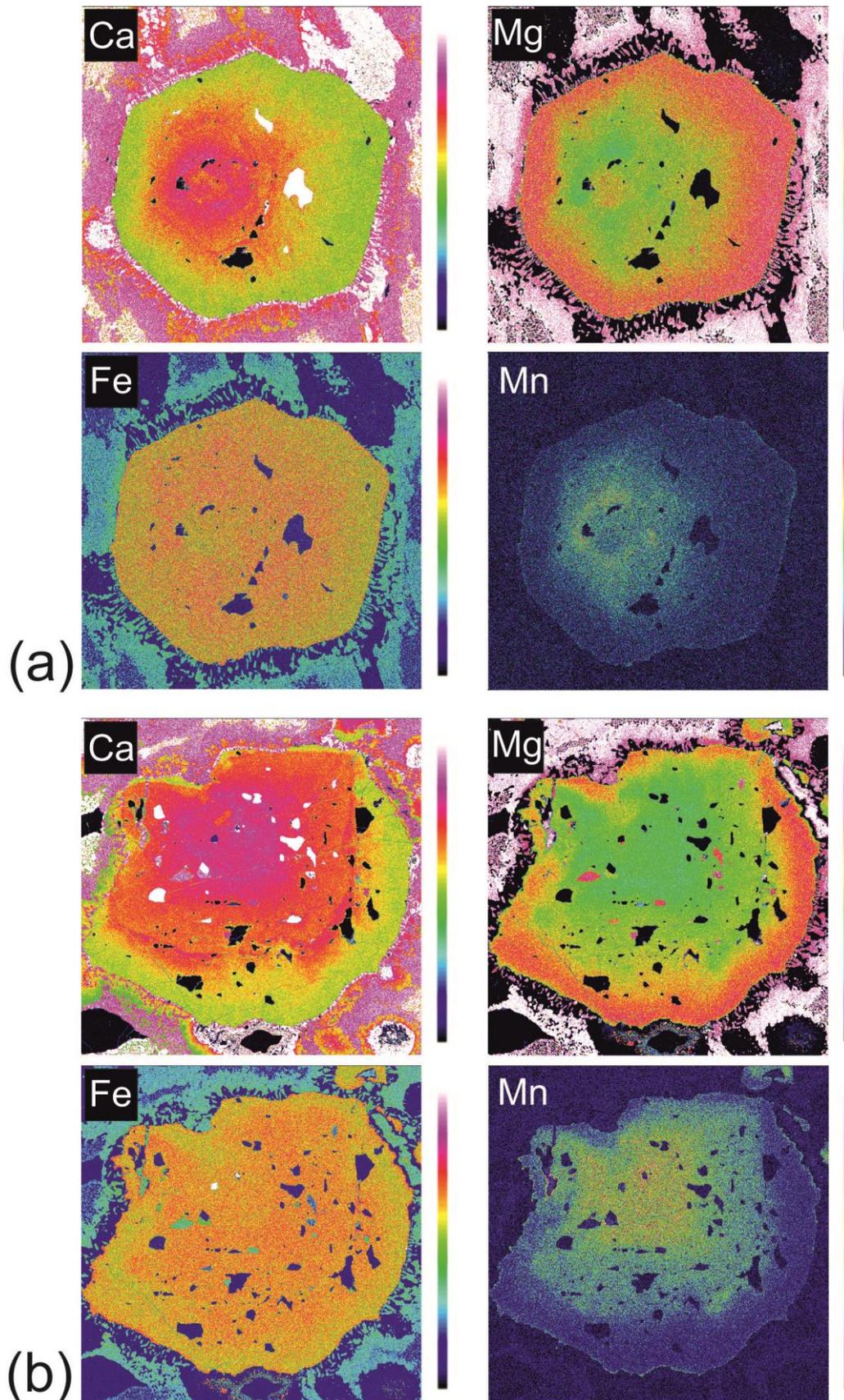


Fig. 7.1 – Mappe composizionali a raggi X per Ca, Mg, Fe e Mn di due granati selezionati dai campioni IL3 (in alto) e IL16 (in basso) delle eclogiti di Iles. I colori più caldi nella scala cromatica indicano un numero più elevato di conteggi al secondo che si traducono in una maggiore concentrazione dell'elemento. Da Cruciani et al. (2019a).

7.1.2 Pirosseno

Le formule strutturali del clinopirosseno sono state calcolate sulla base di 6 ossigeni e quelle dell'ortopirosseno sulla base di 3. I pirosseni inclusi nel granato (Cpx_1) sono onfacite con un rapporto X_{Na} [=Na/(Na + Ca)] tra 0.30 e 0.35 e di X_{Mg} [=Mg/(Mg + Fe²⁺)] di 0.8-0.9 (Fig. 7.2). Il clinopirosseno della simplettite (Cpx_2) è un diopside con uno stretto intervallo di valori per X_{Na} (0.03-0.06) ed X_{Mg} (0.85-0.88) (Fig. 7.2). Il sottile layer di clinopirosseno che si è sviluppato nell'interfaccia tra la simplettite ed il quarzo presenta una composizione molto simile a quella del clinopirosseno simplettitico, con dei rapporti di X_{Na} e X_{Mg} rispettivamente di 0.04 e 0.84. L'ortopirosseno, osservato solo nel campione IL16, appartiene alla serie enstatite-ferrosilite e mostra un rapporto X_{Mg} di ~0.75 (Fig. 7.2).

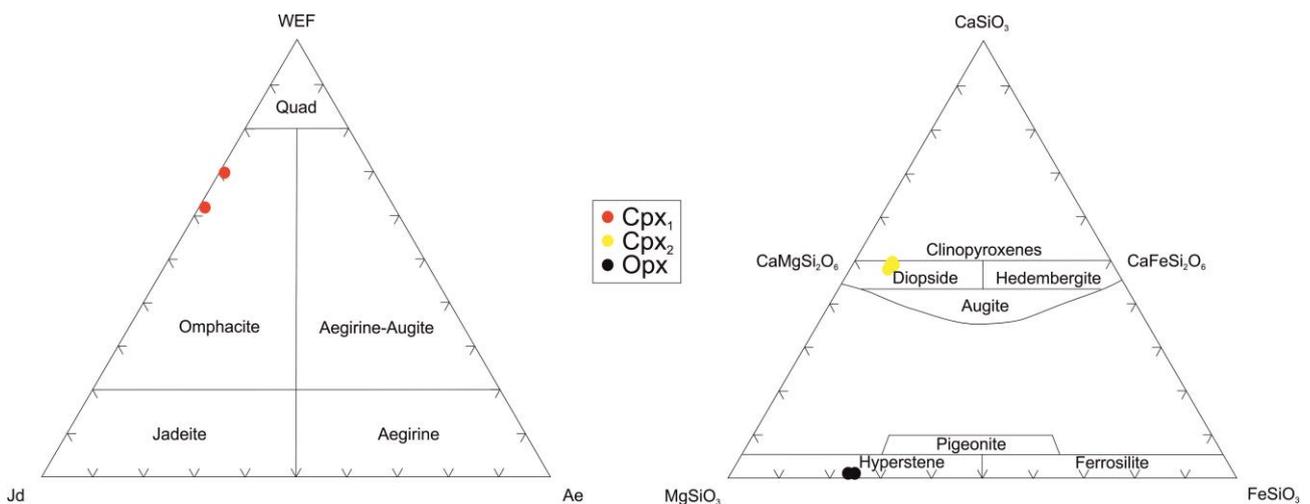


Fig. 7.2 – Diagramma classificativo dei pirosseni (Morimoto, 1988) delle eclogiti a cianite di Iles (campioni IL3 e IL16).

7.1.3 Plagioclasio

Nel calcolo della formula strutturale del plagioclasio, sulla base di 8 ossigeni, è stato considerato anche il ferro trivalente. I plagioclasii inclusi nel granato (Pl_1) sono albite. Il plagioclasio simplettitico (Pl_2) associato al clinopirosseno (o all'ortopirosseno come nel campione IL16) è andesina con rapporto di X_{Na} = 0.65.

Il plagioclasio della corona attorno al granato associato all'anfibolo (Pl_3) è bytownite con X_{Na} variabile tra 0.12 e 0.27.

Il plagioclasio del “mantello” che ricopre le strutture coronitiche (PI₄) è andesina con valori di X_{Na} = 0.57-0.62 (Tab. 7.2).

Il plagioclasio associato allo spinello e alle lamelle di saffirina nelle strutture coronitiche attorno alla cianite è anortite; il sottile layer o “mantello” che circonda le microstrutture con spinello/saffirina + plagioclasio è andesina (X_{Na} = 0.55-0.62).

Il plagioclasio calcico associato al corindone nelle microstrutture a *patch textures* è bytownite, con un valore del rapporto X_{Na} di ~0.12.

	IL 3					IL 16					
	Cpx1	Cpx2	PI2	PI3	PI4	Cpx1	Cpx2	Opx	PI2	PI3	PI4
SiO₂	55.26	54.08	60.06	49.52	59.04	55.39	54.19	54.94	59.28	45.68	59.01
TiO₂	0.09	0.08	-	0.05	0.01	0.03	0.02	-	-	-	0.02
Al₂O₃	9.88	2.89	26.14	32.57	26.50	9.00	2.59	1.21	25.99	34.99	26.87
Cr₂O₃	0.22	0.02	-	-	0.06	0.05	0.05	0.05	-	0.04	0.02
FeO_{tot}	4.30	4.51	0.12	0.24	0.12	2.80	3.95	15.73	0.44	0.06	0.25
MnO	0.04	0.08	-	0.04	0.01	0.00	0.05	0.17	0.01	0.04	-
MgO	9.76	14.83	-	-	0.01	11.43	15.32	27.53	-	0.01	-
CaO	15.61	23.28	7.16	14.84	7.73	17.19	22.81	0.29	7.29	17.97	7.95
Na₂O	5.34	0.76	7.53	3.09	7.14	4.22	0.79	0.01	7.67	1.38	7.33
K₂O	0.01	-	0.10	0.01	0.09	-	-	-	0.03	0.01	0.02
Tot	100.51	100.53	101.11	100.36	100.71	100.11	99.77	99.93	100.71	100.18	101.47
Oxy	6	6	8	8	8	6	6	6	8	8	8
Si	1.97	1.97	2.65	2.25	2.62	1.97	1.97	1.98	2.63	2.10	2.60
Al	0.42	0.12	1.36	1.75	1.39	0.38	0.11	0.05	1.36	1.90	1.40
Ti	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	-	0.00
Cr	0.01	0.00	-	-	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00
Fe²⁺	0.13	0.14	0.00	0.00	0.00	0.08	0.12	0.47	0.00	0.00	0.00
Fe³⁺	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01
Mn	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	-
Mg	0.52	0.80	-	-	0.00	0.61	0.83	1.48	-	0.00	-
Ca	0.60	0.91	0.34	0.72	0.37	0.66	0.89	0.01	0.35	0.89	0.38
Na	0.37	0.05	0.64	0.27	0.61	0.29	0.06	0.00	0.66	0.12	0.63
K	0.00	-	0.01	0.00	0.01	-	-	-	0.00	0.00	0.00
X_{Na}	0.38	0.05	0.65	0.27	0.62	0.31	0.06	-	0.65	0.12	0.62
X_{Mg}	0.80	0.85	-	-	-	0.88	0.87	0.76	-	-	-

Tab. 7.2 - Analisi EMP rappresentative (wt. %) e formule strutturali (apfu) delle diverse varietà tessiturali dei pirosseni e dei plagioclasii delle eclogiti di Iles (campioni IL3 e IL16).

7.1.4 Anfibolo

Le formule strutturali dell'anfibolo sono state calcolate sulla base di 23 ossigeni ed il ferro è stato calcolato in parte bivalente ed in parte trivalente. Gli anfiboli, ad eccezione della cummingtonite, sono calcici secondo la classificazione IMA 2012 (Hawthorne et al., 2012). L'anfibolo incluso nel granato (Amp_1) è una Mg-orneblenda o sadanagaite (Fig. 7.3), con il contenuto in Si variabile tra 5.9 e 6.4 apfu (atomi per unità di formula), Ti fino a 0.12 apfu, $Fe^{3+} = 0.1-0.4$ apfu ed X_{Mg} tra 0.73 e 0.86.

L'anfibolo (Amp_2) nella simplettite a Cpx + Pl ($\pm Amp$) è una Mg-orneblenda con un contenuto in Si = 6.6-7.4 apfu, $Ti < 0.1$ apfu, Fe^{3+} tra 0.04 e 0.19 apfu ed un rapporto di X_{Mg} intorno a ~ 0.8 (Fig. 7.3).

Gli anfiboli della microstruttura coronitica attorno al granato (Amp_3) sono pargasite con valori di Si compresi tra 6.06 e 6.20 apfu, $Ti \sim 0.01$ apfu, $Fe^{3+} = 0.3$ apfu ed $X_{Mg} = 0.7$ (Fig. 7.3).

L'anfibolo della matrice (Amp_4) è una Mg-orneblenda o pargasite con valori di $Ti < 0.06$ apfu, $Fe^{3+} = 0.2-0.3$ ed un rapporto X_{Mg} di circa 0.7-0.9.

L'anfibolo che cresce sull'ortopirosseno è cummingtonite, con valori di $X_{Mg} = 0.6-0.7$ (Tab. 7.3).

	IL 3				IL 16				
	Amp1	Amp3	Amp4	Amp4	Act	Amp2	Amp3	Amp4	Cum
SiO₂	41.52	42.71	43.21	48.86	55.46	47.97	45.36	50.89	56.30
TiO₂	1.14	0.07	0.52	0.33	0.10	0.24	0.22	0.23	0.02
Al₂O₃	18.57	16.94	16.78	10.37	3.10	11.38	14.66	8.35	1.09
Cr₂O₃	-	0.11	0.11	0.12	0.08	0.16	0.17	0.07	-
FeO	10.42	9.17	9.34	7.66	5.80	6.58	6.08	5.42	14.32
MnO	0.01	0.12	0.04	0.11	0.05	0.06	0.03	0.02	0.24
MgO	12.21	13.66	13.41	16.67	19.34	16.99	16.30	18.94	24.12
CaO	11.68	11.55	11.80	11.53	12.77	12.02	11.78	11.42	0.66
Na₂O	2.36	2.49	2.49	1.63	0.32	2.09	2.56	1.60	0.11
K₂O	0.16	0.44	0.53	0.26	0.03	0.14	0.17	0.14	-
Tot	98.07	97.26	98.23	97.54	97.05	97.63	97.33	97.08	96.86
Oxy	23	23	23	23	23	23	23	23	23
Si	5.96	6.15	6.18	6.89	7.76	6.76	6.42	7.11	7.92
Al	3.14	2.87	2.83	1.72	0.51	1.89	2.44	1.37	0.18
Ti	0.12	0.01	0.06	0.04	0.01	0.03	0.02	0.02	0.00
Cr	-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	-
Fe²⁺	0.98	0.81	0.93	0.63	0.67	0.59	0.50	0.32	1.68
Fe³⁺	0.27	0.30	0.19	0.28	0.01	0.19	0.22	0.31	0.01
Mn	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03
Mg	2.61	2.93	2.86	3.50	4.03	3.57	3.44	3.94	5.06
Ca	1.80	1.78	1.81	1.74	1.91	1.82	1.79	1.71	0.10
Na	0.66	0.7	0.69	0.45	0.09	0.57	0.7	0.43	0.03
K	0.03	0.08	0.10	0.05	0.01	0.03	0.03	0.03	-
X_{Mg}	0.73	0.78	0.76	0.85	0.86	0.86	0.87	0.92	0.75
	sadan	parg	parg	Mg-horn	Act	Mg-horn	parg	Mg-horn	cum

Tab. 7.3 - Analisi EMP rappresentative (wt. %) e formule strutturali (apfu) delle diverse varietà tessiturali degli anfiboli delle eclogiti di Iles (campioni IL3 e IL16).

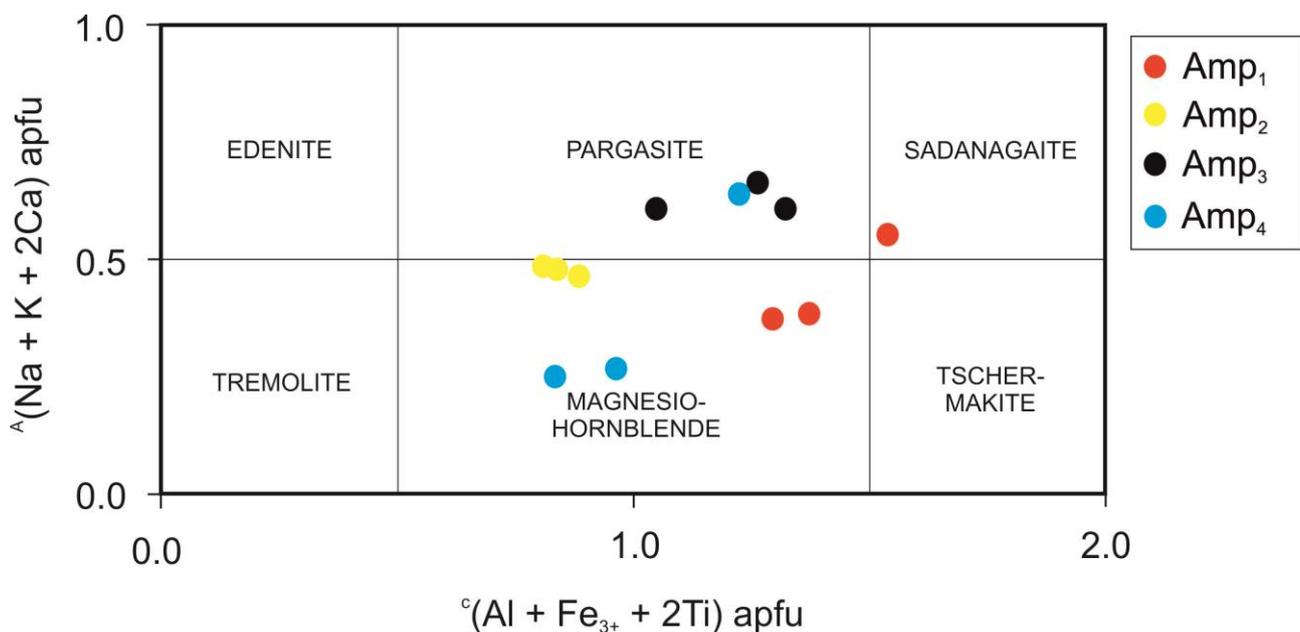


Fig. 7.3 - Diagramma di classificazione degli anfiboli calcici IMA 2012 (Hawthorne et al., 2012) nelle eclogiti di Iles (campioni IL3 e IL16).

7.1.5 Altri minerali

La formula strutturale della saffirina è stata regolata nel rapporto Fe^{3+}/Fe^{2+} in modo da avere sette cationi per dieci ossigeni (per il metodo utilizzato vedasi Liati e Seidel, 1994). Il numero degli atomi di Si (0.60-0.70 apfu per 10 ossigeni) e il rapporto X_{Mg} (0.84-0.87) indica che la saffirina delle eclogiti a cianite ha una composizione $(Mg, Fe)O:Al_2O_3:SiO_2$ compresa tra 3:5:1 e 7:9:3. Il cromo arriva fino a 0.02 apfu per 10 ossigeni, mentre gli altri componenti minori si presentano in tracce (TiO_2 e $MnO < 0.06$ wt. %). Questa composizione è simile a quella riportata da Liati e Seidel (1994) per la saffirina delle eclogiti dei Rodopi centrali.

Lo spinello trovato nella corona attorno alla cianite e in alcune *patch textures* in associazione con l'anortite appartiene alla serie spinello-hercynite. Lo spinello della corona mostra un rapporto X_{Mg} di ~ 0.50 ed un contenuto di Cr_2O_3 di circa 0.7-2 wt. %. Un più alto e variabile contenuto di Cr_2O_3 è stato rilevato negli spinelli delle *patch textures* associati all'anortite.

Il corindone mostra una composizione ideale con Cr e Ti al di sotto del detection limit.

Le inclusioni di epidoto nel granato appartengono alla serie clinozoisite-epidoto e contengono circa 0.10-0.15 apfu di ferro trivalente, mentre l'epidoto della matrice presenta un contenuto in ferro leggermente inferiore.

La biotite contiene fino al 2 wt. % di TiO_2 (~0.2 apfu/22 ossigeni) e fino al 0.47 wt. % di Cr_2O_3 (0.05 apfu). Al^{IV} e Al^{VI} sono rispettivamente ~2.5 e ~0.6 apfu. Il rapporto X_{Mg} è variabile tra 0.6 e 0.8 mentre il contenuto di Mn è trascurabile.

La clorite mostra contenuti di Al di 4.7-4.8 apfu (su 28 ossigeni) ed ha un rapporto X_{Mg} intorno a 0.8.

	IL 3				IL 16		
	Sap	Spl	Ep	Bt	Sap	Spl	Ep
SiO₂	10.32	0.03	40.26	37.82	11.41	0.02	39.96
TiO₂	0.06	0.06	0.04	2.07	0.04	-	0.10
Al₂O₃	68.77	64.61	33.33	18.02	68.51	67.16	33.17
Cr₂O₃	0.32	1.62	0.04	0.47	0.04	0.71	-
FeO	6.34	22.08	1.88	9.58	4.68	19.09	2.24
MnO	0.06	0.11	0.07	-	0.01	0.13	0.03
MgO	15.55	11.68	0.03	17.51	16.19	13.81	0.09
CaO	0.07	0.20	24.36	0.08	0.12	0.14	24.65
Na₂O	0.02	0.02	0.04	0.11	-	-	0.01
K₂O	0.01	-	-	9.08	-	-	-
Tot	101.52	100.41	100.05	94.74	101.00	101.06	100.25
Oxy	10	4	12.5	22	10	4	12.5
Si	1.21	0.00	3.01	5.50	1.33	0.00	2.99
Al	9.46	2.00	2.93	3.09	9.38	2.02	2.92
Ti	0.01	0.00	0.00	0.23	0.00	-	0.01
Cr	0.03	0.03	0.00	0.05	0.00	0.01	-
Fe²⁺	0.62	0.48	0.12	1.17	0.45	0.41	0.14
Mn	0.01	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00
Mg	2.71	0.46	0.00	3.80	2.80	0.53	0.01
Ca	0.01	0.01	1.95	0.01	0.02	0.00	1.98
Na	0.01	0.00	0.01	0.03	-	-	0.00
K	0.00	-	-	1.68	-	-	-
X_{Mg}	0.81	-	-	-	0.86	0.56	-

Tab. 7.4 - Analisi EMP rappresentative (wt. %) e formule strutturali (apfu) di saffirina, spinello, epidoto e biotite delle eclogiti di Iles (campioni IL3 e IL16).

7.2 Anfiboliti ultrafemiche (layer B)

Le analisi selezionate di olivina, plagioclasio, pirosseno, granato, anfibolo, spinello, clorite ed epidoto dei campioni più rappresentativi MNX e MNY sono riportate nelle tabelle da 7.5 a 7.8.

7.2.1 Olivina e plagioclasio

Le formule strutturali di olivina e plagioclasio sono state calcolate rispettivamente sulla base di 4 e 8 ossigeni. Per quanto riguarda il plagioclasio è stato considerato anche il ferro trivalente. I relitti ignei di olivina (Ol_0) presentano una composizione omogenea con un contenuto in forsterite X_{Mg} [= $Mg/(Mg+Fe^{2+})$] variabile tra 0.69 e 0.71.

Il plagioclasio igneo (Pl_0) è anortite con valori di X_{Ca} [= $Ca/(Na+Ca)$] intorno a 0.98.

7.2.2 Pirosseno

Le formule strutturali dei pirosseni sono state calcolate sulla base di 6 ossigeni per i clinopirosseni e di 3 ossigeni per gli ortopirosseni. Anche il ferro trivalente è stato considerato per il calcolo delle formule strutturali. Sia l'ortopirosseno igneo (Opx_0) che l'ortopirosseno coronitico (Opx_1) sono bronziti con valori del rapporto X_{Mg} di 0.76-0.77. Opx_1 è composizionalmente omogeneo lungo tutto il layer coronitico; il suo contenuto di Al_{tot} è intorno a 0.4 apfu. Il contenuto di Fe^{3+} calcolato si attesta tra 0.03 e 0.05 apfu.

Il clinopirosseno igneo Cpx_0 è diopside, con un rapporto X_{Mg} intorno a 0.84. Anche il clinopirosseno coronitico (Cpx_{1a}) è diopside con valori di X_{Mg} tra 0.88 e 0.92. Il clinopirosseno simplettitico associato allo spinello (Cpx_{1b}) è anch'esso diopside (Fig. 7.4) ma con valori di X_{Mg} più elevati intorno a 0.93-0.94. Inoltre, Cpx_{1b} è caratterizzato da un contenuto di Al_{tot} più elevato rispetto a Cpx_0 e Cpx_{1a} (attorno a 0.26 apfu rispetto agli 0.03-0.06 apfu di Cpx_{0-1a}).

7.2.3 Granato

La formula strutturale del granato è stata calcolata sulla base di 12 ossigeni, considerando il ferro esclusivamente come bivalente. Il granato coronitico (Grt_1) mostra un leggero *patchy zoning*, ma in generale presenta una composizione abbastanza omogenea attraverso tutto il layer. Grt_1 contiene 37-39 mol. % di almandino, ~1 mol. % di spessartina e valori intermedi di piropo e grossularia (rispettivamente 30-32 e 27-31 mol. %).

	MNX		MNY	MNX		MNY	MNX	MNY	
	OIO	OIO	OIO	PIO	PIO	PIO	Grt1	Grt1	
SiO₂	37.24	37.60	37.63	43.24	42.96	42.60	39.90	39.68	38.94
TiO₂	-	0.01	0.01	0.01	-	0.02	0.03	-	0.02
Al₂O₃	-	-	-	35.43	35.07	35.11	22.45	22.44	22.10
FeO	26.77	27.05	27.40	0.38	0.04	0.04	19.32	18.84	18.08
MnO	0.20	0.22	0.23	-	0.05	0.02	0.61	0.69	0.68
MgO	36.06	36.06	36.29	-	-	-	8.90	8.36	8.27
CaO	0.03	-	0.00	19.81	20.29	20.12	10.43	11.25	11.87
Na₂O	-	-	-	0.25	0.16	0.12	-	-	-
K₂O	-	-	-	0.03	0.01	0.01	-	-	-
Tot	100.30	100.94	101.56	99.15	98.58	98.04	101.64	101.26	99.96
Oxy	4	4	4	8	8	8	12	12	12
Si	0.98	0.99	0.99	2.02	2.02	2.02	2.98	2.98	2.96
Ti	-	0.00	-	0.00	-	0.00	0.00	-	0.00
Al	-	-	-	1.96	1.95	1.96	1.98	1.99	1.98
Fe²⁺	0.59	0.59	0.60	-	-	-	1.21	1.18	1.15
Fe³⁺	-	-	-	0.02	0.00	0.00	-	-	-
Mn	0.00	0.00	0.01	-	0.00	0.00	0.04	0.04	0.04
Mg	1.42	1.41	1.42	-	-	-	0.99	0.94	0.94
Ca	0.00	-	0.00	0.99	1.02	1.02	0.84	0.91	0.97
Na	-	-	-	0.02	0.02	0.01	-	-	-
K	-	-	-	0.00	0.00	0.00	-	-	-
Tot	2.99	2.99	3.02	5.01	5.01	5.01	8.04	8.04	8.04
X_{Mg}	0.71	0.70	0.70	-	-	-	0.45	0.44	0.45
X_{Ca}	-	-	-	0.98	0.99	0.99	-	-	-
Alm	-	-	-	-	-	-	0.40	0.38	0.38
Prp	-	-	-	-	-	-	0.32	0.31	0.30
Grs	-	-	-	-	-	-	0.27	0.30	0.31
Sps	-	-	-	-	-	-	0.01	0.01	0.01

Tab. 7.5 - Analisi EMP rappresentative (wt. %) e formule strutturali (apfu) di olivina, plagioclasio e granato nelle anfiboliti ultrafemiche di Mt. Nieddu (Layer B - campioni MNX e MNY).

	MNX			MNY			
	Opx0	Opx1	Cpx1a	Cpx0	Opx1	Cpx1a	Cpx1b
SiO ₂	54.83	54.55	53.73	54.38	54.70	53.92	50.06
TiO ₂	0.02	0.00	0.01	0.27	-	0.03	0.04
Al ₂ O ₃	0.95	0.96	1.11	1.30	0.86	0.78	6.32
FeO	16.37	16.25	4.68	5.24	16.83	4.69	5.33
MnO	0.14	0.26	0.01	0.06	0.20	0.11	0.05
MgO	28.18	27.71	16.40	15.50	27.74	16.39	15.22
CaO	0.30	0.32	24.84	23.45	0.30	24.22	23.89
Na ₂ O	-	-	0.15	0.11	-	0.14	0.11
Tot	100.79	100.05	100.93	100.31	100.63	100.28	101.02
Oxy	6	6	6	6	6	6	6
Si	1.96	1.96	1.95	1.98	1.96	1.97	1.81
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	-	0.00	0.00
Al	0.04	0.04	0.05	0.06	0.04	0.03	0.26
Fe ³⁺	0.05	0.03	0.07	0.00	0.04	0.04	0.11
Fe ²⁺	0.44	0.46	0.08	0.16	0.46	0.11	0.05
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	1.50	1.49	0.89	0.84	1.48	0.89	0.82
Ca	0.01	0.01	0.97	0.92	0.01	0.95	0.93
Na	-	-	0.01	0.01	-	0.01	0.01
Total	4.00	4.00	4.02	3.98	4.00	4.00	3.99
X _{Mg}	0.77	0.77	0.92	0.84	0.76	0.89	0.94

Tab. 7.6 - Analisi EMP rappresentative (wt. %) e formule strutturali (apfu) delle diverse varietà tessiturali dei pirosseni delle anfiboliti ultrafemiche (layer B) di Mt. Nieddu (campioni MNX e MNY).

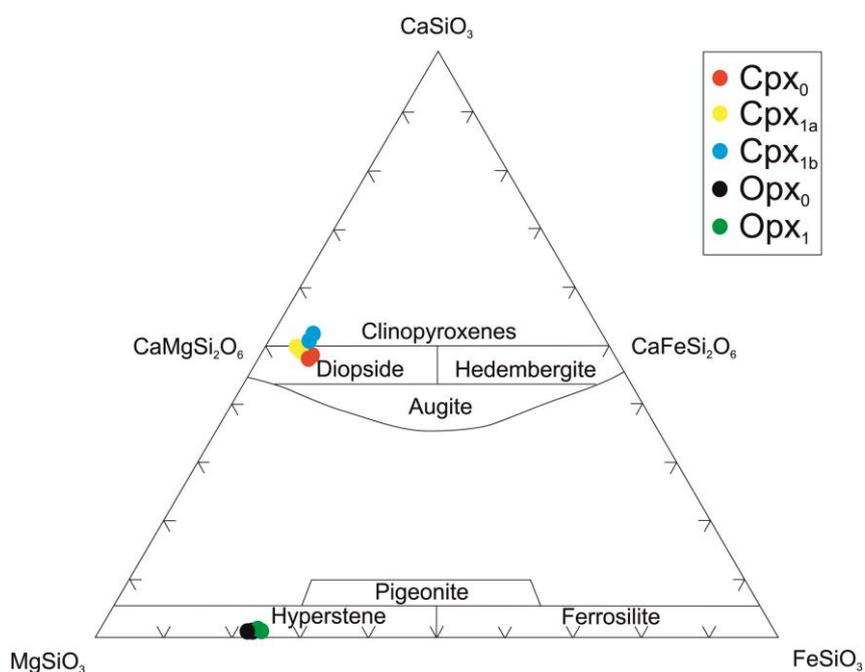


Fig. 7.4 – Diagramma classificativo dei pirosseni (Morimoto, 1988) delle anfiboliti ultrafemiche di Mt. Nieddu (campioni MNX e MNY).

7.2.4 Anfibolo

le formule strutturali dell'anfibolo sono state calcolate sulla base di 23 ossigeni. Il ferro è stato considerato sia bivalente che trivalente e l'alluminio è stato suddiviso in Al^{IV} e Al^{VI}. Con l'eccezione dell'Amp_{2c}, gli anfiboli sono calcici secondo la classificazione IMA 2012 (Hawthorne et al., 2012) (Fig. 7.5). L'anfibolo bruno (Amp_{2b}) è una pargasite con contenuti di Si=6.5-6.6 apfu ed un rapporto X_{Mg} tra 0.84 e 0.94. Il contenuto di Na è variabile tra 0.40 e 0.65 apfu.

L'anfibolo verde (Amp_{2a}) è pargasite con Si=6.1-6.3 apfu e valori di X_{Mg} tra 0.77 e 0.90.

Amp_{2c} è un anfibolo ricco in Mg-Fe con contenuto di Si ~7.9 ed un valore di X_{Mg} intorno a 0.70.

L'anfibolo tardivo (Amp₃) è actinolite con contenuto di Si=7.6-7.7 apfu ed un rapporto di X_{Mg} tra 0.83 e 0.87.

	MNX		MNY		
	Amp2b	Amp2a	Amp2a	Amp2c	Amp3
SiO₂	46.04	44.92	45.16	57.10	55.34
TiO₂	0.51	0.05	0.07	-	0.57
Al₂O₃	12.46	13.83	13.54	0.50	1.95
FeO	5.48	3.35	2.96	13.80	5.20
Fe₂O₃	2.54	5.16	5.18	-	0.27
MnO	0.05	0.03	0.05	0.20	0.18
MgO	16.08	16.09	16.23	25.40	20.47
CaO	12.56	12.54	12.32	-	11.76
Na₂O	2.28	2.27	2.26	-	1.79
K₂O	0.13	0.08	0.11	-	0.63
H₂O	2.11	2.12	2.12	2.14	2.15
Tot	100.24	100.45	100.00	99.14	100.31
Oxy	23	23	23	23	23
Si	6.53	6.35	6.39	7.98	7.71
Al^{IV}	1.47	1.65	1.60	0.02	0.29
Al^{VI}	0.62	0.65	0.66	0.07	0.03
Ti	0.05	0.01	0.01	-	0.06
Fe²⁺	0.65	0.40	0.35	1.61	0.61
Fe³⁺	0.27	0.55	0.55	-	0.03
Mn	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02
Mg	3.40	3.39	3.43	5.29	4.25
Ca	1.91	1.90	1.87	-	1.76
Na	0.63	0.62	0.62	-	0.48
K	0.02	0.01	0.02	-	0.11
H	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Tot	17.56	17.53	17.51	16.99	17.35
X_{Mg}	0.84	0.89	0.90	0.77	0.87
	pargasite	pargasite	pargasite	cum.	actinolite

Tab. 7.7 - Analisi EMP rappresentative (wt. %) e formule strutturali (apfu) delle diverse varietà tessiturali degli anfiboli delle anfiboliti ultrafemiche (layer B) di Mt. Nieddu (campioni MNX e MNY).

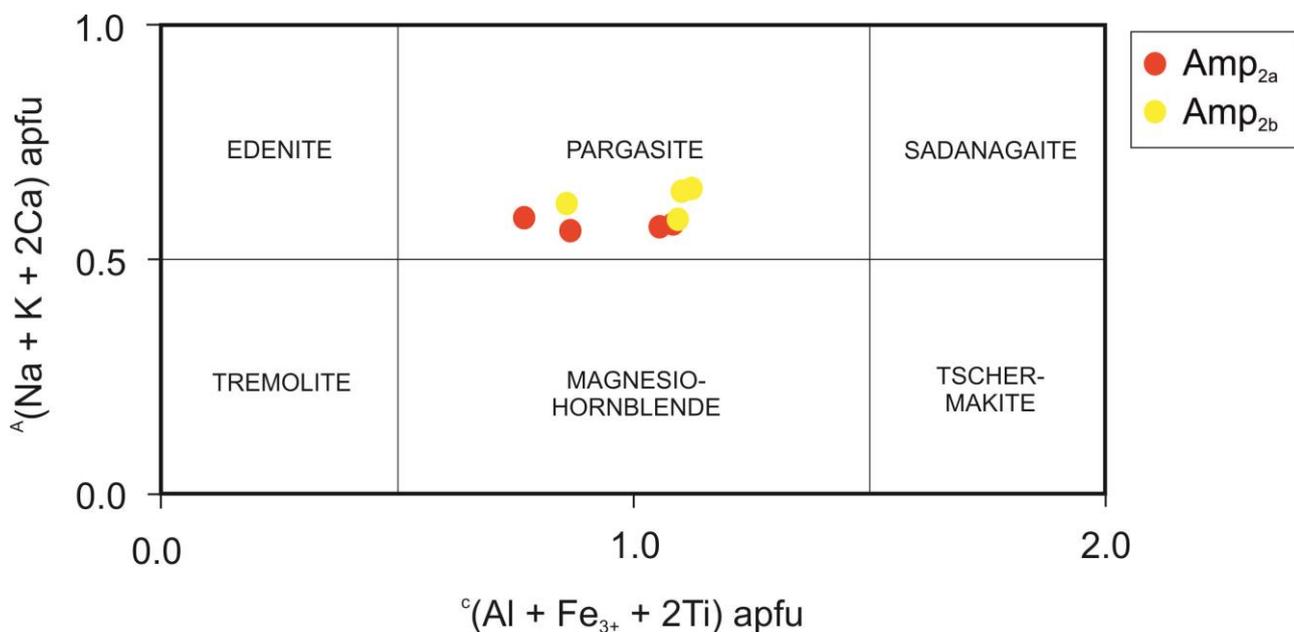


Fig. 7.5 - Diagramma di classificazione degli anfiboli calcici IMA 2012 (Hawthorne et al., 2012) nelle anfiboliti ultrafemiche (layer B) di Mt. Nieddu (campioni MNX e MNY).

7.2.5 Altri minerali

Spl₁ e Spl₂ appartengono alla serie spinello-hercynite per via del loro basso contenuto di Cr (~1 wt. %). Il rapporto X_{Mg} di Spl₁ è intorno a 0.55 mentre nello Spl₂ è inferiore (~0.45-0.46) e di conseguenza quest'ultimo presenta contenuti più elevati di FeO (22-24 wt. %).

Chl₂ è clinocloro con contenuti di Si=5.5-5.7 apfu e contenuti di Fe tra 1.6 e 2.0 apfu. Il suo rapporto X_{Mg} è variabile tra 0.70 e 0.75.

Chl₃ è ripidolite con Si=5.4-5.5 apfu ed un contenuto di Fe tra 4.7 e 4.9 apfu. Il suo rapporto X_{Mg} si attesta intorno a 0.45.

Il talco presenta contenuti di ferro fino a 0.40 apfu.

L'epidoto è zonato tra un Ep_{3a} con contenuto di Fe³⁺ fino a 0.30 apfu ed un Ep_{3b} con valori di Fe³⁺ < 0.05 apfu.

I grani di ilmenite associati alla magnetite hanno contenuti variabili di MnO e di MgO, rispettivamente tra 0.7 e 2.6 wt. % e 0.9 e 1.8 wt. %. La magnetite presenta un contenuto di FeO_{tot} di 86-89 wt. % con contenuti variabili di TiO₂ tra 2 e 6 wt. % e contenuti di Al₂O₃ intorno a 1.5 wt. %.

	MNX			MNY				MNX			MNY		
	Spl1	Spl1	Spl2		Chl2	Chl2	Chl3		Ep3a	Ep3b			
SiO ₂	-	0.04	0.05	SiO ₂	29.45	29.21	25.71	SiO ₂	39.10	39.50			
TiO ₂	-	0.01	0.02	TiO ₂	-	-	-	TiO ₂	0.01	0.01			
Al ₂ O ₃	63.42	62.63	59.38	Al ₂ O ₃	27.94	28.08	19.98	Al ₂ O ₃	31.77	33.77			
Cr ₂ O ₃	0.01	-	0.03	FeO	11.03	11.00	27.38	Cr ₂ O ₃	-	-			
FeO	20.56	20.21	22.86	MnO	0.10	0.09	0.99	Fe ₂ O ₃	3.09	0.22			
Fe ₂ O ₃	1.86	2.37	4.63	MgO	17.52	17.67	13.94	FeO	-	-			
MnO	0.05	0.09	0.17	H ₂ O	12.31	12.31	11.24	Na ₂ O	-	-			
MgO	13.90	13.95	11.81	Tot	98.35	98.36	99.24	MnO	-	-			
CaO	0.11	0.10	0.01	Oxy	28	28	28	MgO	-	-			
Tot	99.91	99.40	98.96	Si	5.38	5.69	5.48	CaO	24.52	24.94			
Oxy	4	4	4	Al	2.26	2.31	5.02	H ₂ O	1.97	1.99			
Si	-	0.00	0.00	Ti	-	-	-	Tot	100.46	100.43			
Al	1.96	1.95	1.90	Fe ²⁺	1.80	1.79	4.88	Oxy	12.5	12.5			
Ti	-	0.00	0.00	Mn	0.02	0.01	0.18	Si	2.98	2.98			
Fe ²⁺	0.45	0.45	0.52	Mg	5.09	5.13	4.43	Al	2.85	3.00			
Fe ³⁺	0.04	0.05	0.09	H	16.00	16.00	16.00	Ti	0.00	0.00			
Cr	0.00	-	0.00	Tot	30.55	31.04	35.99	Fe ²⁺	-	-			
Mn	0.00	0.00	0.00	X _{Mg}	0.74	0.74	0.47	Fe ³⁺	0.18	0.01			
Mg	0.54	0.55	0.48					Cr	-	-			
Ca	0.00	0.00	0.00					Mn	-	-			
Tot	2.99	3.00	2.99					Mg	-	-			
X _{Mg}	0.55	0.55	0.45					Ca	2.00	2.02			
								Tot	8.01	8.01			

Tab. 7.8 - Analisi EMP rappresentative (wt. %) e formule strutturali (apfu) delle diverse varietà tessiturali di spinello, clorite ed epidoto delle anfiboliti ultrafemiche (layer B) di Mt. Nieddu (campioni MNX e MNY).

7.2.6 Layer A e layer C

Le analisi chimiche puntuali effettuate sul campione del layer A sono comparabili con quelle dei campioni del layer B riportate nel paragrafo precedente, di conseguenza non saranno mostrate in questa tesi. Le analisi selezionate dei principali minerali del campione del layer C analizzato (MN24) sono riportate in tabella 7.9.

Il granato è quasi totalmente privo di zonatura composizionale; è almandino (42-44 mol. %) con contenuti intermedi di grossularia (33-35 mol. %) e piropo (21-22 mol. %). La spessartina si ferma a contenuti <2 mol. %.

L'anfibolo della matrice è una sadanagaita secondo la classificazione IMA 2012 (Hawthorne et al., 2012), con Si ~5.90 apfu ed un rapporto X_{Mg} di circa 0.69-0.71.

La clorite che altera l'anfibolo della matrice è una ripidolite (secondo la classificazione di Hey, 1954), con contenuti di Si tra 5.5 e 5.6 apfu e valori di Fe²⁺+Fe³⁺ di 2.0-3.3 apfu.

Lo spinello associato con l'anfibolo ed il granato appartiene alla serie spinello-hercynite, con un rapporto X_{Mg} di 0.46-0.49 ed un basso contenuto di Cr_2O_3 di ~0.01 wt. %.

L'epidoto che sostituisce il granato e quello della matrice mostra contenuti di Fe_2O_3 intorno a 1.50 wt. % (corrispondenti a circa 0.08-0.10 apfu) e valori di Al_2O_3 intorno a 32 wt. % (circa 2.9 apfu).

MN24						
	Grt	Amp	Amp	Spl	Chl	Ep
SiO₂	38.52	39.68	40.19	0.02	27.29	39.01
TiO₂	0.05	0.33	0.39	0.01	-	0.01
Al₂O₃	21.67	17.56	17.55	59.92	20.71	32.08
FeO	21.16	8.17	7.86	22.98	17.86	-
Fe₂O₃	-	6.02	5.62	5.24	-	1.47
Cr₂O₃	-	-	-	0.01	-	-
MnO	0.88	0.05	0.08	0.18	0.29	-
Mn₂O₃	-	-	-	-	-	0.17
MgO	5.65	10.44	10.99	12.01	20.19	0.07
CaO	12.34	12.05	12.21	0.06	-	24.13
Na₂O	-	1.85	1.85	-	-	0.01
K₂O	-	0.22	0.29	-	-	-
H₂O	-	2.02	2.04	-	11.69	1.95
Tot	100.30	98.39	99.06	100.44	98.04	98.89
Oxy	12	23	23	4	28	12.5
Si	2.97	5.89	5.90	0.00	5.59	2.99
Al^{IV}	-	2.11	2.09	-	2.40	-
Al^{VI}	-	0.96	0.95	-	2.61	-
Al^{tot}	1.97	-	-	1.89	-	2.91
Ti	0.00	0.04	0.04	0.00	-	0.00
Fe²⁺	1.36	1.01	0.97	0.51	3.06	-
Fe³⁺	-	0.67	0.62	0.11	-	0.08
Cr	-	-	-	0.00	-	-
Mn	0.06	0.01	0.01	0.00	0.05	-
Mn³⁺	-	-	-	-	-	0.01
Mg	0.65	2.31	2.41	0.48	6.18	0.01
Ca	1.02	1.92	1.92	0.00	-	1.99
Na	-	0.53	0.53	-	-	0.00
K	-	0.04	0.05	-	-	-
H	-	2.00	2.00	-	16.00	1.00
Tot	8.03	17.49	17.49		35.89	8.99
X_{Mg}	0.32	0.69	0.71	0.48	0.66	-
		sadan.	sadan.			

Tab. 7.9 - Analisi EMP rappresentative (wt. %) e formule strutturali (apfu) dei principali minerali nelle rocce del layer C delle anfiboliti ultrafemiche di Mt. Nieddu (campione MN24).

7.2.7 Noduli a granato

Le analisi selezionate dei principali minerali nei noduli di tipo 1 (campione MN25) e dei noduli di tipo 2 (campione MN20N) sono riportate rispettivamente nelle tabelle 7.10 e 7.11. Il calcolo delle formule strutturali segue gli stessi criteri utilizzati per gli altri minerali delle anfiboliti ultrafemiche descritte in precedenza.

I granati nei noduli di tipo 1 presentano una zonatura molto debole, con eccezione dei granati sul bordo del nodulo che invece hanno una differenza composizionale *core-rim* molto più marcata, come si evince dalle mappe a raggi X in Fig. 7.6a. Il *core* di questi granati è ricco in almandino (47-49 mol. %) e povero in spessartina (~2 mol. %), con valori intermedi di grossularia e piropo (rispettivamente 22-24 e 27-29 mol. %). Spostandoci verso il *rim* diminuisce la concentrazione in almandino (fino a 43-45 mol. %) e piropo (fino a 17-19 mol. %), mentre aumenta in grossularia (fino a 35-37 mol. %). I granati debolmente zonati che si trovano nella parte più interna del nodulo hanno una composizione simile a quella del *rim* dei granati precedentemente descritti.

L'anfibolo a contatto con il nodulo è una tschermakite secondo la classificazione IMA 2012 (Hawthorne et al., 2012), con Si di ~6.04 ed un rapporto X_{Mg} di circa 0.82-0.83.

Lo spinello della microstruttura simpletitica associato con l'anfibolo a contatto con il nodulo appartiene alla serie spinello-hercynite, con un rapporto X_{Mg} di 0.45-0.46 ed un contenuto di Cr_2O_3 di ~0.01 wt. %.

L'epidoto della matrice interna al nodulo mostra bassi contenuti di Fe_2O_3 da 0.10 a 0.40 wt. % (corrispondenti a circa 0.01-0.02 apfu) e valori di Al_2O_3 intorno a 32 wt. % (circa 2.9 apfu).

L'anfibolo nelle *patch textures* è calcico (Mg-orneblenda) secondo la classificazione IMA 2012 (Hawthorne et al., 2012) con valori di Si=6.4 e di X_{Mg} di circa 0.70-0.71. Esso mostra una *patch-zoning* con una magnesio-ferri-orneblenda che presenta valori di Si=7.3-7.4 e di X_{Mg} tra 0.83 e 0.88.

La clorite che altera l'anfibolo nelle *patch textures* è una ripidolite (Hey, 1954), con contenuti di Si variabili intorno a 5.5 apfu e valori di $Fe^{2+}+Fe^{3+}$ intorno a 4.3-4.4 apfu.

I granati nei noduli di tipo 2 presentano una zonatura composizionale poco marcata, caratterizzata da un *core* ed un *rim* dalla composizione molto simile ($X_{alm}=0.58-0.59$; $X_{pir}=0.18-0.21$; $X_{grs}=0.18-$

0.22; $X_{\text{sps}} \sim 0.02$) ed una parte intermedia “*mantle*” nella quale si ha una diminuzione del contenuto in almandino (fino a 0.53 mol. %) e in piropo (fino a 0.17 mol. %) ed un incremento in grossularia (fino ad un massimo di 0.28-0.29 mol. %) (Fig. 7.6b).

L’anfibolo incluso nei porfiroblasti di granato è calcico (tschermakite) secondo la classificazione IMA 2012 (Hawthorne et al., 2012) con valori di Si=6.1-6.3 e del rapporto X_{Mg} di circa 0.72.

L’anfibolo nella matrice è calcico (da magnesio-orneblenda a magnesio-ferri-orneblenda) secondo la classificazione IMA 2012 con valori di Si=6.2-6.3 e del rapporto X_{Mg} di 0.73-0.75.

L’ilmenite inclusa nel granato differisce leggermente dall’ilmenite presente nella matrice del nodulo per un maggiore contenuto in MnO (~0.5 wt. % contro 0.44-45), Fe_2O_3 (3.0-3.2 wt. % contro 2.7-2.8) ed un leggermente minore contenuto in MgO (0.15-0.16 wt. % contro lo ~0.20).

Il plagioclasio incluso nel granato è andesina con valori del rapporto di X_{Na} tra 0.61-0.62, mentre il plagioclasio che borda il granato è anortite con valori del rapporto di X_{Na} tra 0.06-0.09.

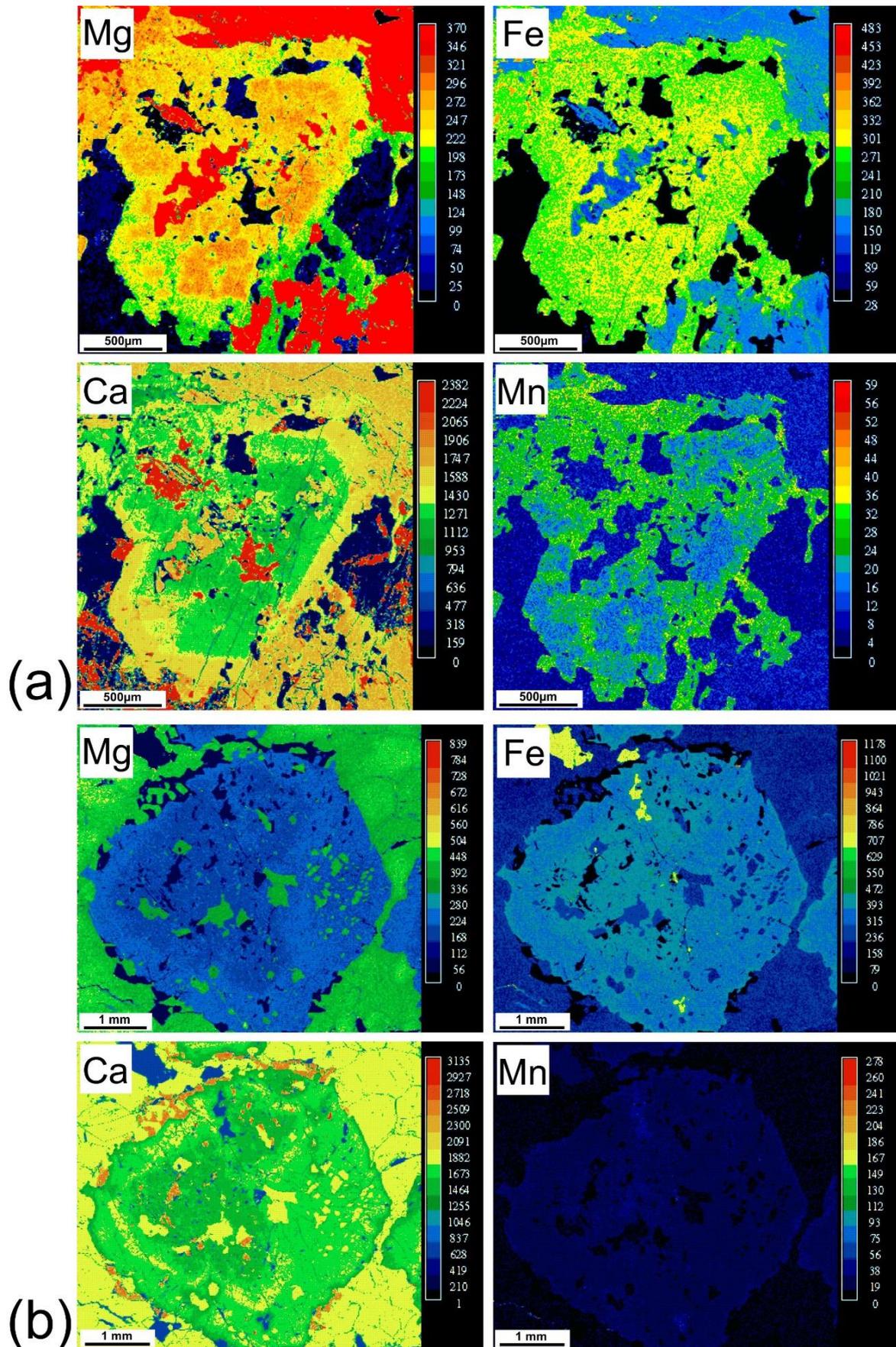


Fig. 7.6 – Mappe composizionali a raggi X per Mg, Fe, Ca, Mn di due granati selezionati dai campioni MN25, nodulo di tipo 1 (a) e MN20N, nodulo di tipo 2 (b) nelle anfiboliti ultrafemiche. I colori più caldi nella scala cromatica sul lato destro di ciascuna figura indicano un numero più elevato di conteggi al secondo.

MN25 (nodulo tipo 1)

	Grt core	Grt rim	Spl	Amp est	Amp patch	Amp Fe-Mg	Chl	Ep
SiO ₂	38.56	38.35	-	42.38	43.88	52.82	25.96	39.63
TiO ₂	0.02	0.02	-	0.06	0.09	0.04	-	-
Al ₂ O ₃	22.07	21.32	60.70	17.21	13.44	4.56	19.37	32.47
FeO	22.90	21.51	24.16	4.54	8.83	4.19	24.82	-
Fe ₂ O ₃	-	-	3.96	7.29	4.92	6.24	-	0.32
MnO	0.60	1.33	0.09	0.12	0.11	0.18	0.43	-
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	0.06
MgO	7.55	4.82	11.32	12.83	12.12	17.64	16.03	-
CaO	8.28	12.93	0.10	12.06	12.37	12.28	-	24,08
Na ₂ O	-	-	-	1.84	1.42	0.39	-	0.33
K ₂ O	-	-	-	0.23	0.22	0.03	-	-
H ₂ O	-	-	-	2.10	2.05	2.14	11.24	1.96
Tot	100.00	100.30	100.33	100.66	99.46	100.51	97.85	98.84
Oxy	12	12	4	23	23	23	28	12.5
Si	2.97	2.98	-	6.04	6.41	7.39	5.54	3.04
Ti	0.00	0.00	-	0.01	0.01	0.00	-	-
Al ^{IV}	-	-	-	1.96	1.59	0.61	2.46	-
Al ^{VI}	-	-	-	0.93	0.72	0.15	2.41	-
Al _{tot}	2.00	1.95	1.92	-	-	-	-	2.93
Fe ²⁺	1.47	1.40	0.54	0.54	1.08	0.49	4.43	-
Fe ³⁺	-	-	0.08	0.78	0.72	0.66	-	0.02
Mn	0.04	0.09	0.00	0.01	0.01	0.02	0.08	-
Mn ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	0.00
Mg	0.87	0.56	0.45	2.73	2.64	3.68	5.10	-
Ca	0.68	1.07	0.00	1.84	1.93	1.84	-	1.98
Na	-	-	-	0.51	0.40	0.10	-	0.05
K	-	-	-	0.04	0.04	0.01	-	-
H	-	-	-	2.00	2.00	2.00	16.00	1.00
Tot	8.03	8.05	2.99	17.39	17.55	16.95	36.02	9.02
X _{Mg}	0.37	0.29	0.46	0.83	0.71	0.88	0.53	-
Alm	0.48	0.45	-	-	-	-	-	-
Prp	0.28	0.18	-	-	-	-	-	-
Grs	0.22	0.35	-	-	-	-	-	-
Sps	0.01	0.02	-	-	-	-	-	-

Tab. 7.10 - Analisi EMP rappresentative (wt. %) e formule strutturali (apfu) delle diverse varietà tessiturali dei principali minerali nei noduli a granato di tipo 1 delle anfiboliti ultrafemiche di Mt. Nieddu (campione MN25).

MN20N (nodulo tipo 2)

	Grt core	Grt mantle	Grt rim	Ilm inc	Ilm mat	Amp inc	Amp mat	Pl inc	Pl mat
SiO₂	38.40	38.56	38.46	-	-	42.38	43.12	58.82	44.24
TiO₂	0.05	0.05	0.01	51.32	51.34	1.19	0.73	-	-
Al₂O₃	21.27	21.45	21.59	-	-	14.17	13.10	25.39	34.10
Cr₂O₃	0.02	0.01	-	0.02	0.01	-	-	-	-
FeO	27.66	25.48	27.70	45.37	45.37	7.22	6.65	-	-
Fe₂O₃	-	-	-	3.10	2.76	7.47	8.76	0.42	0.17
MnO	0.96	0.71	1.19	0.50	0.46	0.12	0.15	-	-
MgO	5.05	4.71	5.61	0.16	0.19	10.84	11.68	-	0.02
CaO	7.77	10.27	6.79	-	-	11.55	11.46	8.14	19.28
Na₂O	-	-	-	-	-	0.81	1.36	7.14	0.77
K₂O	0.01	-	-	-	-	-	0.12	0.02	0.01
H₂O	-	-	-	-	-	2.03	2.05	-	-
Tot	101.18	101.24	101.36	100.47	100.14	97.82	99.31	99.94	98.59
Oxy	12	12	12	3	3	23	23	8	8
Si	2.99	2.98	2.98	-	-	6.27	6.31	2.63	2.08
Ti	0.00	0.00	0.00	0.97	0.97	0.13	0.08	-	-
Al^{IV}	-	-	-	-	-	1.73	1.69	-	-
Al^{VI}	-	-	-	-	-	0.74	0.56	-	-
Al_{tot}	1.95	1.98	1.97	-	-	-	-	1.34	1.88
Fe²⁺	1.80	1.65	1.79	0.95	0.96	0.89	0.83	-	-
Fe³⁺	-	-	-	0.06	0.05	0.83	0.96	0.01	0.01
Mn	0.06	0.05	0.08	0.01	0.01	0.02	0.02	-	-
Mg	0.58	0.54	0.65	0.01	0.01	2.39	2.55	-	0.00
Ca	0.65	0.85	0.56	-	-	1.83	1.80	0.39	0.97
Na	-	-	-	-	-	0.23	0.38	0.62	0.07
K	0.00	-	-	-	-	-	0.02	0.00	0.00
H	-	-	-	-	-	2.00	2.00	-	-
Total	8.03	8.05	8.03	2.00	2.00	17.06	17.20	4.99	5.01
X_{Mg}	0.24	0.25	0.27	-	-	0.72	0.75	-	-
Alm	0.58	0.53	0.58	-	-	-	-	-	-
Prp	0.19	0.18	0.21	-	-	-	-	-	-
Grs	0.21	0.28	0.18	-	-	-	-	-	-
Sps	0.02	0.02	0.03	-	-	-	-	-	-

Tab. 7.11 - Analisi EMP rappresentative (wt. %) e formule strutturali (apfu) delle diverse varietà tessiturali dei principali minerali nei noduli a granato di tipo 2 delle anfiboliti ultrafemiche di Mt. Nieddu (campione MN20N).

7.3 Vene nelle anfiboliti ultrafemiche

7.3.1 Vene a granato

Sono state selezionate alcune analisi alla microsonda elettronica di granato, clorite, epidoto, spinello e margarite dai campioni MN21V e MN22 delle vene a granato presenti nelle anfiboliti ultrafemiche di Mt. Nieddu. I risultati di queste analisi sono riportati nelle tabelle 7.12 e 7.13. Il calcolo delle formule strutturali per i principali minerali delle vene a granato, anfibolo, clorite ed epidoto segue gli stessi criteri utilizzati per gli altri minerali delle anfiboliti ultrafemiche descritte in precedenza.

Granato - Il granato del bordo della vena (Grt_1) solitamente non è zonato ma talvolta presenta un debole *patchy-zoning*. Grt_1 è ricco in almandino (40-43 mol. %) e povero in spessartina (2-3 mol. %), con contenuti intermedi di grossularia (24-29 mol. %) e piropo (26-29 mol. %).

I porfiroblasti di granato al centro della vena (Grt_2) presentano una notevole e ben definita zonatura composizionale dal *core* al *rim*, così come è documentato nelle mappe a raggi X illustrate in Fig. 7.7a-b. È possibile distinguere chiaramente quattro livelli di zonatura composizionale (Fig. 7.7; Tab. 7.12-7.13).

Il *core* dall'abito euedrale del Grt_2 è ricco in almandino (49 mol. %), con contenuti intermedi di grossularia (22 mol. %) e piropo (27 mol. %). Il contenuto di spessartina è molto basso (~1 mol. %). Dal *core* verso il *mantle* il granato Grt_2 attraversa un importante incremento nel contenuto in grossularia (fino a 52 mol. %) e decremento in piropo (fino a 6 mol. %). Il contenuto in almandino diminuisce leggermente (~41 mol. %) mentre la spessartina rimane intorno all'1 mol. %. Il *rim* interno (*inner rim*) del Grt_2 è ricco in grossularia (42 mol. %) e sempre povero in spessartina (1 mol. %). Il contenuto in almandino continua a decrescere (36 mol. %), mentre il piropo aumenta fino a circa 22 mol. %. Il *rim* esterno (*outer rim*) del Grt_2 presenta elevati contenuti di almandino e grossularia (rispettivamente 40 e 37 mol. %). Rispetto al *rim* interno il contenuto di piropo (~22 mol. %) e spessartina (~1 mol. %) rimane pressochè invariato.

Le analisi tramite EMP in tutti i diversi layer composizionali del Grt_2 appena descritti ci mostrano l'evoluzione chimica di questi granati zonati come mostrato in Fig. 7.8. Questo diagramma (frazione molare di grossularia su piropo/almandino/spessartina) mette in evidenza una simile composizione tra il *core* del Grt_2 ed il Grt_1 , quello del bordo della vena. Anche il *rim* interno ed esterno del Grt_2 mostrano una composizione molto simile. A differenza di questi, il "*mantle*" del

Grt₂ presenta delle notevoli differenze composizionali con le altre zone essendo caratterizzato da un elevato valore di X_{Ca} ed un molto basso rapporto X_{Mg} (Fig. 7.8).

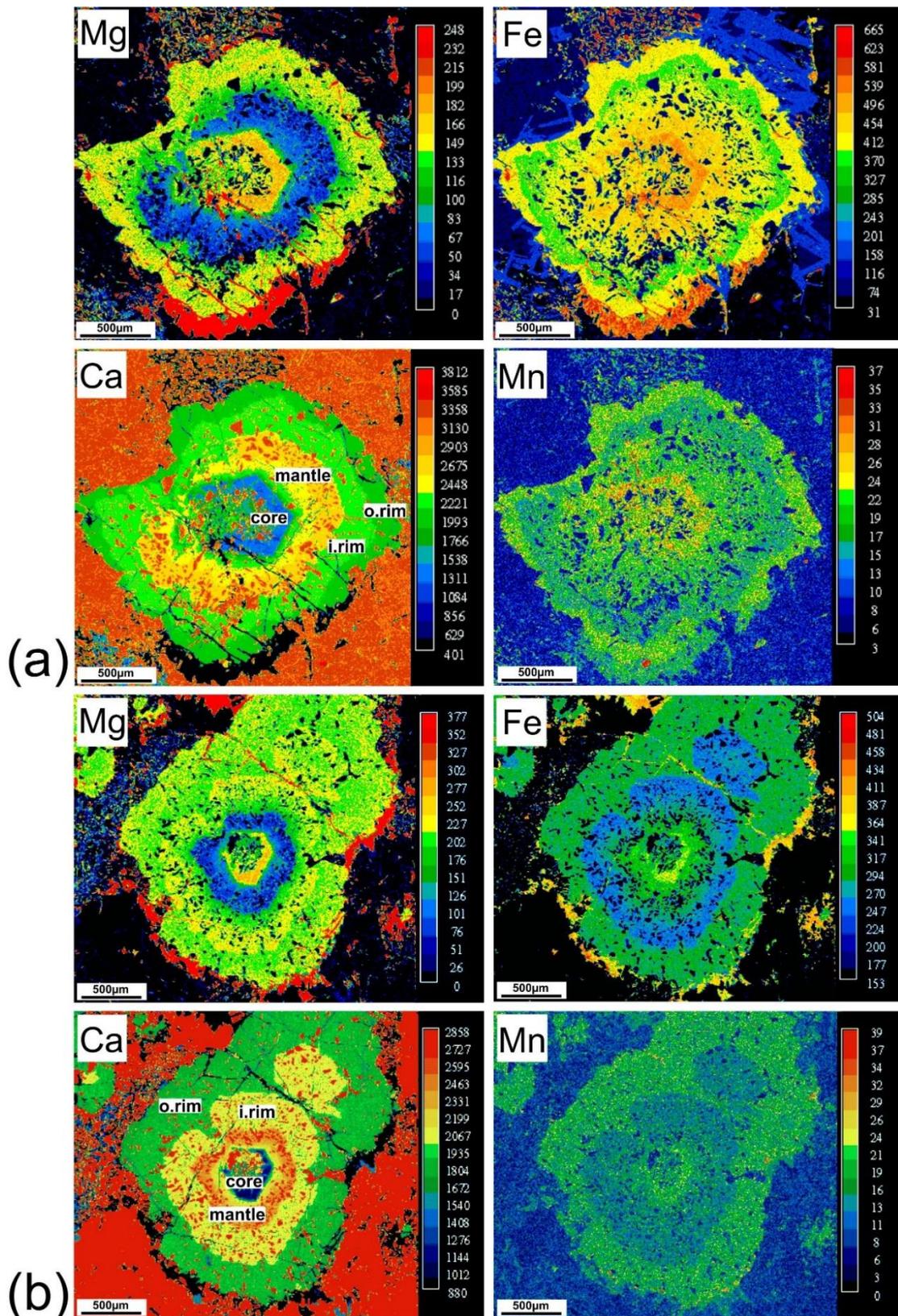


Fig. 7.7 – Mappe composizionali a raggi X per Mg, Fe, Ca e Mn di due granati selezionati dai campioni MN21V (in alto) e MN22 (in basso) delle vene a granato nelle anfiboliti ultrafemiche. I colori più caldi nella scala cromatica sul lato destro di ciascuna figura indicano un numero più elevato di conteggi al secondo.

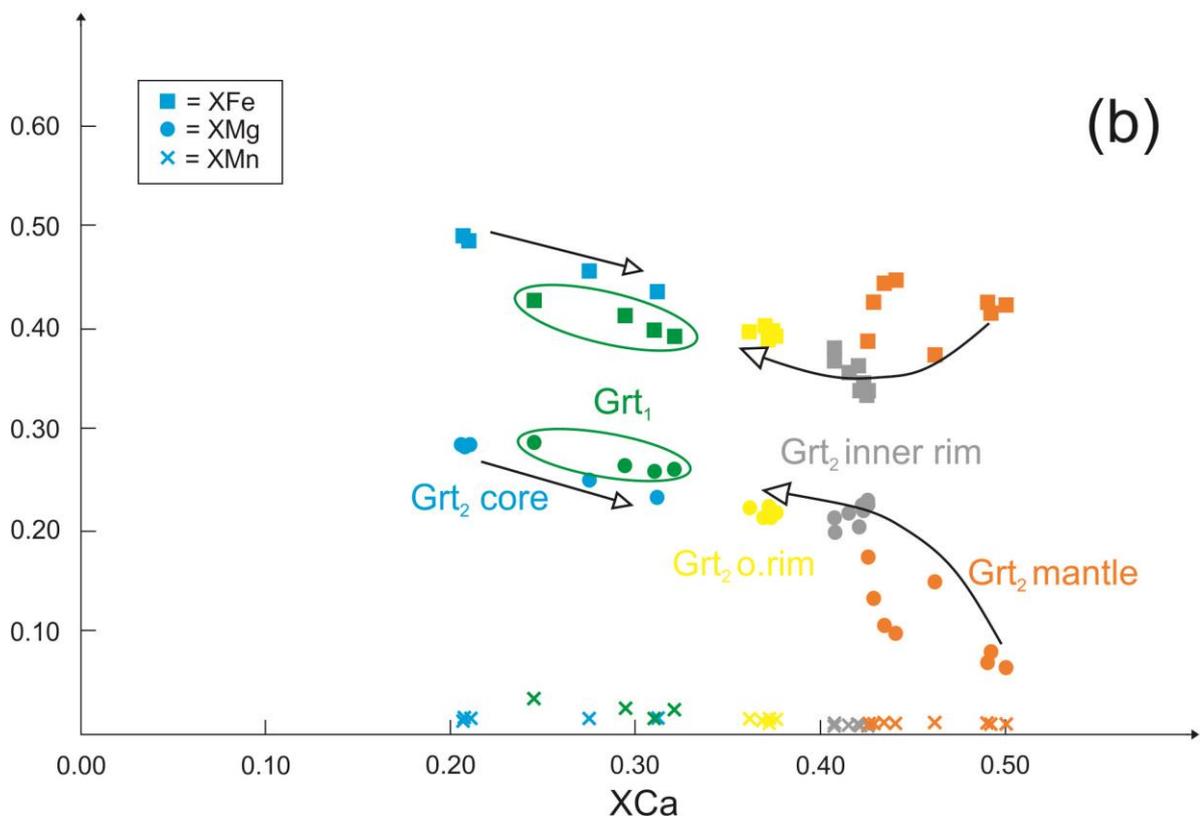
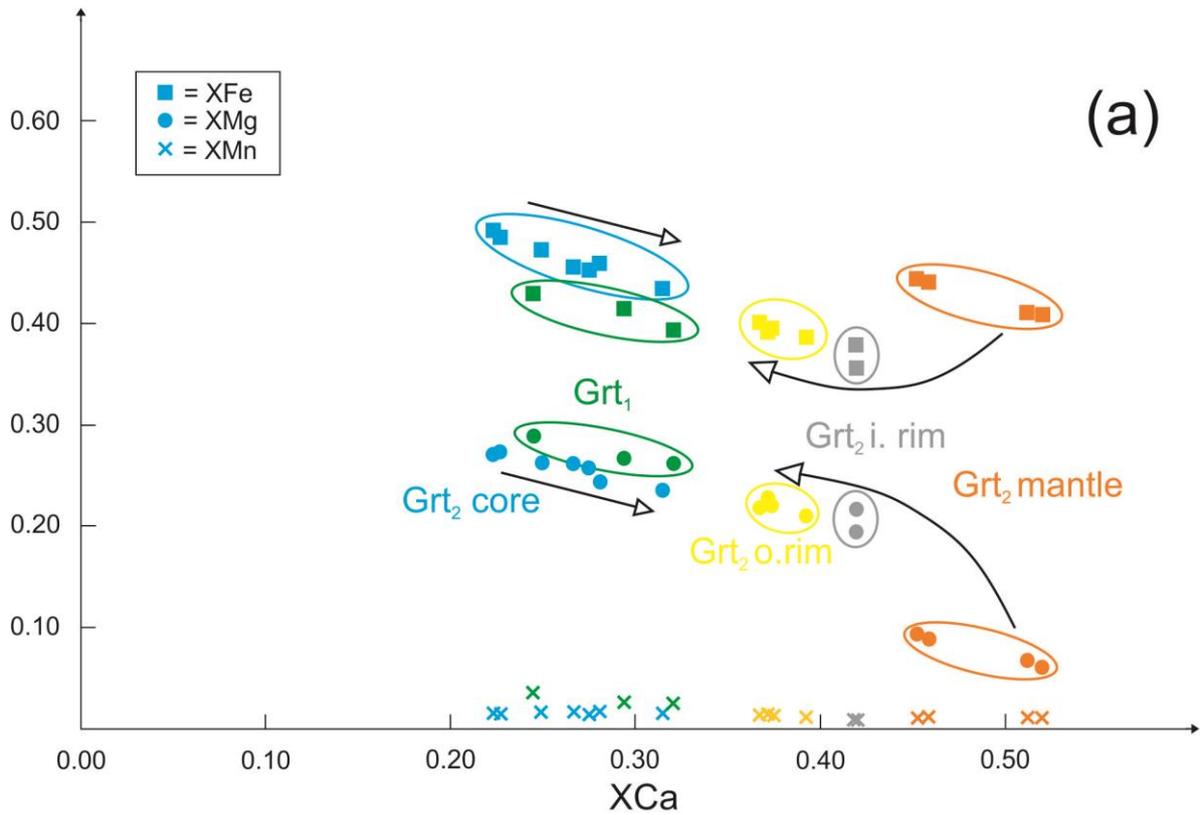


Fig. 7.8 – Composizione chimica dei vari tipi di granato presenti nelle vene a granato dai campioni MN21V (a) e MN22 (b), mostrati in termini di frazione molare di grossularia vs. piropo/almandino/spessartina. Le ellissi distinguono i diversi tipi di granato descritti nel testo.

MN21V

	Grt2 core	Grt2 mant	Grt2 i.rim	Grt2 o.rim	Grt1	Spl p	Spl simp	Chl incl	Ep1	Ep2	Ep3	Mrg p
SiO ₂	39.09	37.94	39.04	38.99	39.13	-	0.05	25.84	39.14	38.68	39.39	30.74
TiO ₂	0.04	0.05	0.05	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	-
Al ₂ O ₃	22.25	20.99	22.23	21.82	22.21	58.23	59.33	21.00	31.76	27.82	33.12	49.63
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	0.01	0.01	-	-	-	-	-
FeO	23.81	19.61	17.39	19.42	20.46	25.37	22.62	23.68	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	5.86	5.12	-	2.64	7.65	0.92	1.53
MnO	0.68	0.47	0.35	0.64	1.18	0.43	0.18	0.41	-	-	-	-
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.02	0.02	-
MgO	7.35	1.61	5.96	5.91	7.15	9.91	12.05	17.11	0.05	0.06	0.03	0.78
CaO	8.43	19.47	16.03	13.89	10.99	0.16	-	-	24.68	23.97	25.19	11.66
Na ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	-	-	-	-	-	-	0.99
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.08
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	11.52	1.97	1.93	1.98	4.50
Tot	101.65	100.14	101.07	100.7	101.14	99.93	99.39	99.58	100.25	100.15	100.68	99.91
Oxy	12	12	12	12	12	4	4	28	12.5	12.5	12.5	22
Si	2.97	2.97	2.96	2.98	2.93	-	0.00	5.38	2.98	3.00	2.98	4.10
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-
Al	1.99	1.94	1.99	1.96	1.96	1.88	1.89	5.15	2.85	2.55	2.95	7.79
Cr	-	-	-	-	-	0.00	0.00	-	-	-	-	-
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	-	-	-	0.15	0.45	0.05	0.15
Fe ²⁺	1.51	1.29	1.10	1.24	1.24	0.58	0.51	4.12	-	-	-	-
Mn	0.04	0.03	0.02	0.04	0.07	0.01	0.00	0.07	-	-	-	-
Mn ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.00	0.00	-
Mg	0.83	0.19	0.67	0.67	0.80	0.40	0.49	5.31	0.01	0.01	0.00	0.15
Ca	0.69	1.63	1.30	1.14	0.88	0.00	-	-	2.02	1.99	2.04	1.66
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	-	-	-	-	0.26
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01
H	-	-	-	-	-	-	-	16	1.00	1.00	1.00	4.00
Alm	0.49	0.41	0.36	0.40	0.41							
Prp	0.27	0.06	0.22	0.22	0.27							
Grs	0.22	0.52	0.42	0.37	0.29							
Sps	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02							

Tab. 7.12 - Analisi EMP rappresentative (wt. %) e formule strutturali (apfu) delle fasi mineralogiche presenti nelle vene a granato delle anfiboliti ultrafemiche di Mt. Nieddu (campione MN21V).

MN22

	Grt2 core	Grt2 mantl	Grt2 i.rim	Grt2 o.rim	Grt1	Spl p	Spl simp	Chl incl	Ep1	Ep2	Ep3	Mrg p
SiO ₂	39.12	38.40	39.50	39.18	39.43	-	0.04	23.57	39.16	38.72	39.50	31.82
TiO ₂	0.07	0.04	0.07	0.07	0.02	-	-	0.03	0.03	0.04	0.01	0.01
Al ₂ O ₃	22.42	21.52	22.23	21.29	21.81	58.12	60.12	24.43	31.73	28.11	33.77	49.43
Cr ₂ O ₃	-	0.01	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	23.90	20.38	16.53	18.98	21.58	25.52	22.24	27.56	-	-	-	0.21
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	5.86	4.77	-	3.00	7.50	0.22	-
MnO	0.60	0.44	0.36	0.57	1.62	0.47	0.15	0.52	-	-	-	-
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	0.04	0.02	-	-
MgO	7.78	1.78	6.39	6.14	7.72	9.79	12.44	12.51	0.06	0.08	-	0.18
CaO	7.79	18.73	16.34	14.11	9.09	0.11	0.03	-	24.39	23.99	24.94	12.34
Na ₂ O	0.03	-	0.01	-	0.04	-	-	-	0.02	-	-	0.61
K ₂ O	-	-	-	0.03	-	-	-	-	-	-	-	0.58
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	11.35	1.97	1.94	1.99	4.33
Tot	101.60	101.30	101.42	100.35	101.34	99.88	99.79	99.97	100.41	100.40	100.43	99.61
Oxy	12	12	12	12	12	4	4	28	12.5	12.5	12.5	22
Si	2.97	2.97	2.97	2.99	2.97	-	0.00	4.98	2.98	2.99	2.98	4.41
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.99	1.96	1.97	1.92	1.93	1.88	1.90	6.08	2.85	2.56	3.00	8.06
Cr	-	0.00	0.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ³⁺	-	-	-	-	0.07	0.12	0.10	-	0.17	0.43	0.01	-
Fe ²⁺	1.51	1.32	1.04	1.22	1.29	0.58	0.50	4.87	-	-	-	0.02
Mn	0.04	0.03	0.02	0.04	0.10	0.01	0.00	0.09	-	-	-	-
Mn ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	0.00	0.00	-	-
Mg	0.88	0.20	0.72	0.70	0.87	0.40	0.49	3.94	0.01	0.01	-	0.04
Ca	0.63	1.55	1.32	1.16	0.73	0.00	0.00	-	1.99	1.99	2.02	1.83
Na	0.00	-	0.00	-	0.01	-	-	-	0.00	-	-	0.16
K	-	-	-	0.00	-	-	-	-	-	-	-	0.10
H	-	-	-	-	-	-	-	16.00	1.00	1.00	1.00	4.00
Alm	0.49	0.42	0.34	0.39	0.43							
Prp	0.29	0.07	0.23	0.23	0.29							
Grs	0.21	0.50	0.43	0.37	0.24							
Sps	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03							

Tab. 7.13 - Analisi EMP rappresentative (wt. %) e formule strutturali (apfu) delle fasi mineralogiche presenti nelle vene a granato delle anfiboliti ultrafemiche di Mt. Nieddu (campione MN22).

Anfibolo – Secondo la classificazione degli anfiboli IMA 2012 (Hawthorne et al., 2012), l’anfibolo a contatto con il bordo della vena ed associato allo spinello è una Mg-orneblenda con un contenuto in Si = 6.5-6.6 apfu ed un rapporto $X_{Mg} = 0.92-0.93$ (non riportato in tabella).

Spinello – Lo spinello della microstruttura simplettitica associato con l’anfibolo a contatto con la vena (Sp_{11}) appartiene alla serie spinello-hercynite, con un rapporto X_{Mg} di 0.48-0.50 ed un contenuto di Cr_2O_3 di 0.01-0.03 wt. %. Lo spinello nelle *patch textures* al centro della vena (Sp_{12}) appartiene anch’esso alla serie spinello-hercynite ed ha un rapporto X_{Mg} di ~ 0.41 ed un contenuto molto basso (~ 0.01 wt. %) o non rilevato di Cr_2O_3 .

Epidoto – Le tre fasi di epidoto riconosciute differiscono tra loro soprattutto per il loro contenuto in ferro. Gli epidoti inclusi nel granato (Ep_1) mostrano contenuti di Fe_2O_3 da 2.60 a 3.00 wt. % (corrispondenti a 0.15-0.17 apfu). I cristalli euedrali allungati nella matrice al centro della vena (Ep_2) presentano elevati contenuti di ferro (Fe^{3+} sino a 0.45 apfu) e bassi valori di Al_2O_3 (intorno a 27 wt. %). Gli epidoti anedrali “ground-mass” nella matrice al centro della vena (Ep_3) presentano contenuti di ferro molto bassi ($Fe^{3+} < 0.08$ apfu). Tutte le varietà di epidoto appartengono alla serie clinozoisite-epidoto.

Margarite – La margarite presente nelle *patch textures* al centro delle vene sono caratterizzate da bassi contenuti in Fe e K (Fe = 0.02-0.22 apfu e K = 0.01-0.10 apfu) mentre presenta contenuti in Na di $\sim 0.2-0.4$ apfu.

Clorite – La clorite che cresce sulle fratture del granato o sulla matrice ad epidoto al centro della vena è ripidolite o pseudothuringite, secondo la classificazione di Hey (1954), con contenuti di Si variabili tra 4.9 e 5.3 apfu e valori di $Fe^{2+} + Fe^{3+}$ da 4.1 a 5.3 apfu.

7.3.2 Altre vene

Vene ad anfibolo – Sono state selezionate analisi di anfibolo e spinello dal campione MN30 delle vene ad anfibolo nelle anfiboliti ultrafemiche di Mt. Nieddu (Tab. 7.14).

L'anfibolo che attraversa la vena non presenta zonature composizionali. Esso è una Mg-orneblenda (secondo la classificazione IMA 2012), con valori di Si tra 6.5 e 6.8 apfu ed un rapporto $X_{Mg} = 0.92-0.94$.

Lo spinello, molto abbondante nella matrice ricca in anfibolo della vena appartiene alla serie spinello-hercynite visto il suo contenuto molto basso di Cr (~1 wt. %). I valori del rapporto X_{Mg} sono intorno a 0.55-0.56.

La clorite più ricca in Mg è una sheridanite (Hey, 1954), con valori di Si = 5.4-5.5 apfu ed un contenuto di $Fe^{2+}+Fe^{3+}$ intorno a 1.3-1.4 apfu. L'altra clorite (Chl) è una pchnoclorite, con Si = 5.6-5.7 apfu ed un contenuto di $Fe^{2+}+Fe^{3+}$ di circa 2.2 apfu.

Il clinopirosseno che borda le microvene di clorite è un diopside con un basso valore di X_{Na} tra lo 0.02 e lo 0.03 ed un rapporto di X_{Mg} tra 0.89 e 0.91. L'epidoto associato a questo clinopirosseno mostra contenuti di Fe tra lo 0.10 ed il 0.22 apfu e contenuti di Al_2O_3 variabili tra 21 e 29 wt. %.

Vene a clorite – Sono state selezionate analisi EMP di clorite ed anfibolo dal campione MN77 delle vene a clorite nelle anfiboliti ultrafemiche di Mt. Nieddu (Tab. 7.14).

La clorite che costituisce la vena è clinocloro, secondo la classificazione di Hey (1954), con valori di Si tra 5.7 e 5.8 apfu ed un contenuto di $Fe^{2+}+Fe^{3+}$ intorno a 1.4-1.5 apfu.

Il talco mostra un contenuto di Fe fino a 0.30 apfu e di Mn molto basso (non supera lo 0.01 apfu).

L'anfibolo cresciuto sulla vena è una Mg-orneblenda con un contenuto di Si tra 6.8 e 6.9 apfu e valori molto alti di X_{Mg} (fino a 0.99).

Vene ad epidoto – Sono state selezionate analisi EMP di epidoto e clorite dal campione MN17 delle vene ad epidoto nelle anfiboliti ultrafemiche di Mt. Nieddu (Tab. 7.14).

L'epidoto ricco in Fe nella matrice presenta un contenuto in Fe^{3+} tra 0.4 e 0.6 apfu. L'altro tipo di epidoto della matrice mostra invece contenuti di Fe^{3+} inferiori a 0.1 apfu.

La clorite che sostituisce l'epidoto della matrice è ripidolite (Hey, 1954) con Si = 5.5 apfu ed un contenuto di $Fe^{2+}+Fe^{3+}$ intorno a 2.39-2.41 apfu. La clorite ricca in ferro presenta valori di Si = 5.4-5.6 apfu e di $Fe^{2+}+Fe^{3+}$ tra 4.4 e 4.6 apfu, nell'area tra i campi di ripidolite, brungsvigite e pchnoclorite.

La mica bianca è muscovite con contenuti di Al^{tot} = 5.9 e di Si = 0.3 apfu.

	Vena anfibolo				Vena clorite				Vena epidoto			
	MN30		Z77		MN17							
	Amp	Amp	Spl	Spl	Chl	Chl	Amp3	Amp3	Fe-Ep	Ep	Chl	Fe-Chl
SiO ₂	48.29	46.91	-	-	29.84	29.63	49.63	50.98	38.33	39.47	27.82	26.35
TiO ₂	0.20	0.09	-	0.01	0.05	0.06	0.24	0.17	0.18	-	0.01	0.03
Al ₂ O ₃	9.53	11.37	59.92	60.00	18.37	18.39	8.24	7.06	27.84	32.71	21.59	20.21
Cr ₂ O ₃	-	-	0.08	0.08	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	1.56	2.19	19.76	19.78	9.26	9.33	-	-	-	-	14.57	25.19
Fe ₂ O ₃	6.34	6.24	5.05	5.69	-	-	9.20	9.15	7.23	1.23	-	-
MnO	0.15	0.17	0.20	0.17	0.06	-	0.15	0.22	-	-	0.34	0.23
MgO	17.63	16.91	13.76	13.99	30.04	29.90	18.26	18.96	0.13	-	23.59	15.22
CaO	12.40	12.64	0.03	-	-	-	12.09	11.97	24.22	24.85	-	-
Na ₂ O	1.12	1.40	-	-	-	-	1.04	0.84	0.01	-	-	-
K ₂ O	0.11	0.07	-	-	-	-	0.09	0.05	-	-	-	-
BaO	0.02	0.00	-	-	-	-	0.01	0.04	-	-	-	-
H ₂ O	2.13	2.13	-	-	12.40	12.36	2.16	2.19	1.92	1.98	12.12	11.35
Total	99.48	100.12	98.80	99.72	100.02	99.68	101.11	101.62	99.86	100.25	100.03	98.58
Oxy	23	23	4	4	28	28	23	23	12.5	12.5	28	28
Si	6.81	6.61	-	-	5.77	5.75	6.88	6.99	2.99	2.99	5.51	5.57
Altot	-	-	1.90	1.88	4.19	4.21	1.34	1.15	2.56	2.92	5.03	5.04
Al ^{IV}	1.19	1.39	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al ^{VI}	0.40	0.50	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	0.02	0.01	-	0.00	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	-	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.18	0.26	0.44	0.44	1.50	1.51	-	-	-	-	2.41	4.45
Fe ³⁺	0.67	0.66	-	-	-	-	0.96	0.94	0.42	0.07	-	-
Mn	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	-	0.02	0.03	-	-	0.06	0.04
Mg	3.71	3.55	0.55	0.56	8.66	8.65	3.77	3.88	0.02	-	6.96	4.80
Ca	1.87	1.91	0.00	-	-	-	1.79	1.76	2.02	2.02	-	-
Na	0.31	0.38	-	-	-	-	0.28	0.22	0.00	-	-	-
K	0.02	0.01	-	-	-	-	0.02	0.01	-	-	-	-
Ba	0.00	0.00	-	-	-	-	0.00	0.00	-	-	-	-
H	2.00	2.00	-	-	16.00	16.00	2.00	2.00	1.00	1.00	16.00	16.00
X _{Mg}	0.95	0.93	-	-	-	-	0.99	0.99	-	-	0.74	0.78

Tab. 7.14 - Analisi EMP rappresentative (wt. %) e formule strutturali (apfu) delle fasi mineralogiche presenti nelle vene ad anfibolo, clorite ed epidoto delle anfiboliti ultrafemiche di Mt. Nieddu (campioni MN30, MN77 e MN17).

7.4 Anfiboliti plagioclasiche a bande

Le analisi selezionate di granato, pirosseno, plagioclasio, anfibolo, ilmenite, epidoto e clorite dai campioni più rappresentativi dei layers a granato (MN14A e MN40) e delle anfiboliti plagioclasiche a bande incassanti (MN7 e MN8) sono riportati nelle tabelle da 7.15 a 7.19.

7.4.1 Granato

Le formule strutturali del granato sono state calcolate sulla base di 12 ossigeni. Il ferro è stato considerato interamente come ferro bivalente.

Il granato è ricco in almandino (56-59 mol. %) e povero in spessartina (1-2 mol. %), con valori intermedi di piropo (10-16 mol. %) e costanti di grossularia (27 mol. %). Dal *core* al *rim* il contenuto in almandino incrementa leggermente, il piropo cresce costantemente da 10 al 16 mol. % ed il contenuto in spessartina decresce dal 7 fino all' 1 mol. %. A causa dell'assenza di una ben definita zonatura composizionale, è stato deciso di definire arbitrariamente il *core*, la parte intermedia "*mantle*" ed il *rim* dei granati analizzati utilizzando il contenuto molare di Mn e di Mg:

Core del granato = $X_{Mn} > 0.04$; $X_{Mg} < 0.11$

Zona intermedia (*mantle*) = $0.02 < X_{Mn} < 0.04$; $0.11 < X_{Mg} < 0.13$

Rim del granato = $X_{Mn} = 0.01$; $X_{Mg} > 0.13$

Le mappe composizionali a raggi X (per Mg, Fe, Ca e Mn) dei granati selezionati provenienti dai campioni MN14A e MN40 sono illustrati in Fig. 7.9.

	MN14A			MN40		
	Core	Mantle	Rim	Core	Mantle	Rim
SiO₂	37.78	38.12	38.44	38.06	38.12	38.66
TiO₂	0.18	0.09	0.09	0.12	0.13	0.09
Al₂O₃	20.76	21.26	21.42	21.36	21.53	21.78
FeO	26.62	27.90	27.65	26.58	28.07	26.60
MnO	3.49	0.99	0.26	3.08	0.49	0.59
MgO	2.73	3.10	4.05	2.84	3.36	4.34
CaO	9.72	9.92	9.51	9.71	9.96	9.66
Tot	101.28	101.38	101.42	101.75	101.66	101.72
Oxy	12	12	12	12	12	12
Si	2.98	2.98	2.99	2.97	2.97	2.98
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	1.93	1.96	1.96	1.97	1.98	1.98
Fe²⁺	1.75	1.83	1.80	1.74	1.83	1.72
Mn	0.23	0.07	0.02	0.20	0.03	0.04
Mg	0.32	0.36	0.47	0.33	0.39	0.50
Ca	0.82	0.83	0.79	0.81	0.83	0.80
Tot	8.04	8.04	8.04	8.03	8.04	8.03
Alm	0.56	0.59	0.58	0.56	0.59	0.56
Prp	0.10	0.12	0.15	0.11	0.13	0.16
Grs	0.27	0.27	0.26	0.26	0.27	0.26
Sps	0.07	0.02	0.01	0.07	0.01	0.02

Tab. 7.15 – Analisi EMP rappresentative (wt. %) e formule strutturali (apfu) del core, mantle e rim dei granati selezionati dei layer a granato nelle anfiboliti plagioclasiche di Mt. Nieddu (campioni MN14A e MN40).

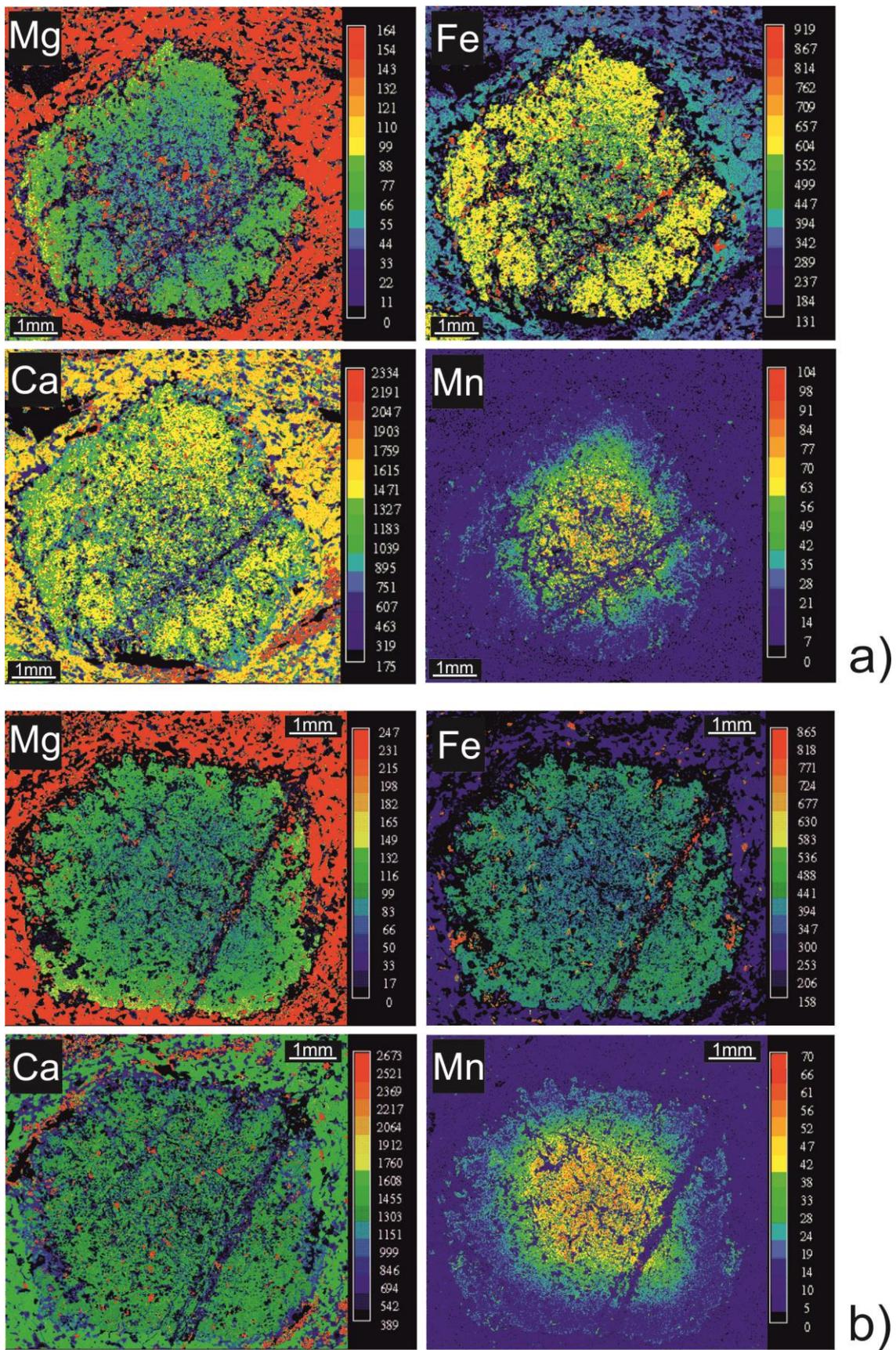


Fig. 7.9 – Mappe composizionali a raggi X per Mg, Fe, Ca, Mn di due granati selezionati dai campioni MN14A (in alto) e MN40 (in basso) dei layer a granato nelle anfiboliti plagioclastiche a bande di Mt. Nieddu. I colori più caldi nella scala cromatica sul lato destro di ciascuna figura indicano un numero più elevato di conteggi al secondo.

7.4.2 Pirosseno

Le formule strutturali del pirosseno sono state calcolate sulla base di 6 ossigeni. Il ferro è stato considerato interamente come bivalente.

Il clinopirosseno incluso nel *core* del granato (Cpx_{1a}) è diopside con valori di X_{Na} [=Na/(Na+Ca)] di 0.06-0.07 e di X_{Mg} [=Mg/(Mg+Fe)] tra 0.62 e 0.66. Il clinopirosseno incluso nel bordo (*rim*) del granato (Cpx_{1c}) differisce dal Cpx_{1a} per un valore leggermente inferiore del rapporto X_{Na} (0.05-0.06). Anche il clinopirosseno della microstruttura simplettitica associato al plagioclasio (Cpx_{1d}) è anch'esso un diopside che presenta un range molto ristretto nei valori di X_{Na} e X_{Mg} (rispettivamente 0.04-0.05 e 0.71-0.72). Il clinopirosseno nella matrice del layer a granato (Cpx_{1f}) è caratterizzato da un rapporto $X_{Na} = 0.05$ ed un rapporto $X_{Mg} = 0.70$ (Fig. 7.10).

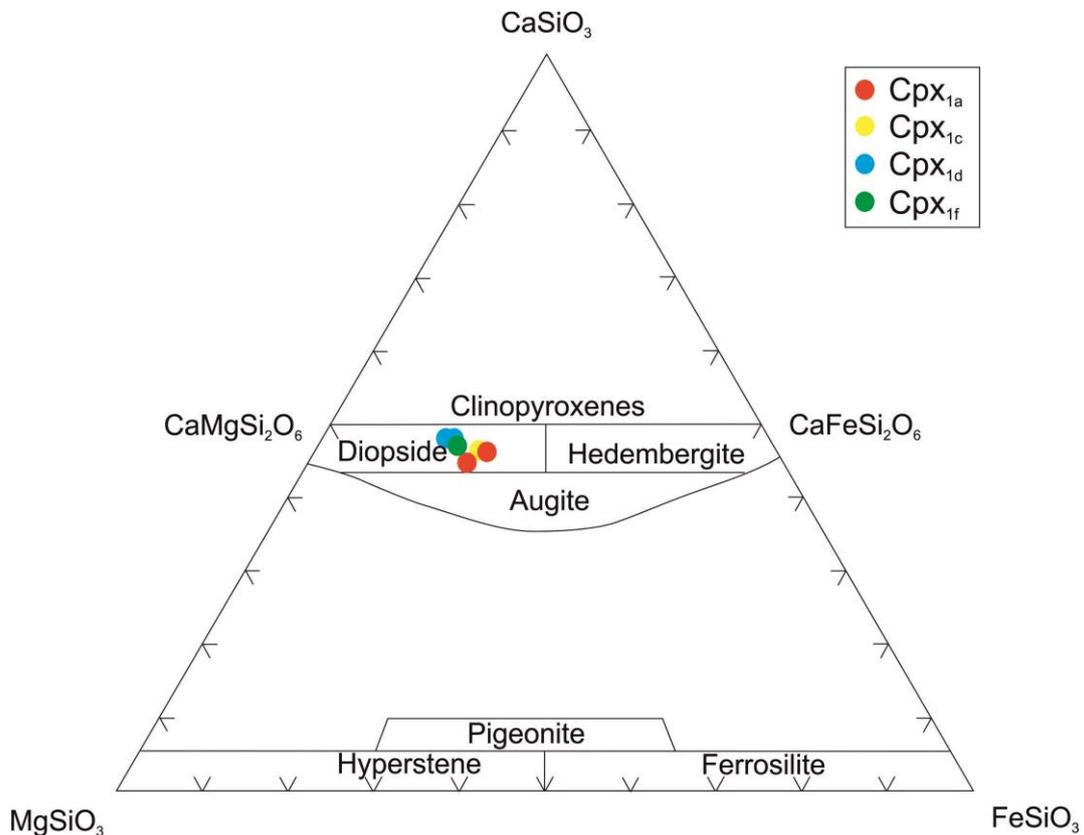


Fig. 7.10 – Diagramma classificativo dei pirosseni (Morimoto, 1988) delle anfiboliti plagioclasiche a bande di Mt. Nieddu (campioni MN14A e MN40).

	MN14A			MN40		
	Cpx1a	Cpx1d	Cpx1f	Cpx1a	Cpx1c	Cpx1d
SiO₂	52.71	52.41	52.95	50.96	51.60	52.37
TiO₂	0.20	0.25	0.12	0.30	0.15	0.17
Al₂O₃	3.32	1.53	1.45	2.66	1.79	1.81
FeO	10.93	8.88	9.67	12.06	11.35	9.32
MnO	0.00	0.08	0.20	0.08	0.09	0.06
MgO	12.00	13.01	12.49	11.01	11.74	12.72
CaO	19.79	23.26	22.79	21.86	22.17	23.08
Na₂O	0.86	0.60	0.68	0.86	22.17	0.68
Tot	99.81	100.02	100.35	99.79	99.61	100.21
Oxy	6	6	6	6	6	6
Si	1.97	1.96	1.98	1.93	1.94	1.96
Ti	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
Al	0.15	0.07	0.06	0.12	0.08	0.08
Fe²⁺	0.34	0.28	0.30	0.38	0.36	0.29
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	0.67	0.73	0.70	0.62	0.66	0.71
Ca	0.79	0.93	0.91	0.89	0.89	0.93
Na	0.06	0.04	0.05	0.06	0.05	0.05
Tot	3.99	4.02	4.01	4.01	3.99	4.03
X_{Na}	0.07	0.04	0.05	0.07	0.06	0.05
X_{Mg}	0.66	0.72	0.70	0.62	0.65	0.71

Tab. 7.16 - Analisi EMP rappresentative (wt. %) e formule strutturali (apfu) delle diverse varietà tessiturali di clinopirosseno nelle anfiboliti plagioclasiche a bande di Mt. Nieddu (campioni MN14A e MN40).

7.4.3 Plagioclasio

Le formule strutturali del plagioclasio sono state calcolate sulla base di 8 ossigeni.

Il plagioclasio incluso nel granato (Pl_{1a-c}) è andesina con valori del rapporto di X_{Na} tra 0.65 e 0.69. Il plagioclasio della microstruttura simplettitica (Pl_{1d}) e quello della corona attorno al granato (Pl_{1e}) mostrano valori leggermente più alti del rapporto X_{Na}: 0.68-0.69 per il Pl_{1d} e 0.70-0.73 per il Pl_{1e}. Il plagioclasio della matrice dei layers a granato (Pl_{1f}) è oligoclasio con valori di X_{Na} compresi tra 0.80 e 0.84. Il plagioclasio della host-rock anfibolitica è bytownite con un rapporto di X_{Na} compreso tra 0.14 e 0.16.

	MN14A		MN40				MN7	MN8
	Pl1a	Pl1f	Pl1f	Pl1c	Pl1d	Pl1e	Pl2	Pl2
SiO₂	60.80	65.01	64.15	59.90	60.64	61.33	46.21	46.14
TiO₂	0.01	0.01	0.01	-	-	-	0.01	-
Al₂O₃	25.09	21.75	22.53	25.04	24.59	24.10	33.49	33.36
FeO	0.36	0.16	0.14	0.50	0.23	0.21	0.09	0.03
MnO	0.05	0.01	0.00	0.04	0.02	0.00	-	-
CaO	6.91	3.19	4.02	6.97	6.49	5.85	17.26	17.53
Na₂O	7.21	9.46	9.10	8.03	8.01	8.55	1.59	1.59
K₂O	0.16	0.47	0.36	0.08	0.29	0.21	0.02	0.01
Tot	100.59	100.06	100.31	100.56	100.27	100.25	98.66	98.65
Oxy	8	8	8	8	8	8	8	8
Si	2.69	2.87	2.83	2.66	2.70	2.72	2.10	2.10
Ti	0.00	0.00	0.00	-	-	-	0.00	-
Al	1.31	1.13	1.17	1.31	1.29	1.26	1.79	1,78
Fe³⁺	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-
Ca	0.33	0.15	0.19	0.33	0.31	0.28	0.84	0.85
Na	0.62	0.81	0.78	0.69	0.69	0.74	0.14	0.14
K	0.01	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00
Tot	4.97	5.00	5.00	5.02	5.02	5.02	4.88	4.88
X_{Na}	0.65	0.84	0.80	0.68	0.69	0.73	0.14	0.14
X_{Ca}	0.35	0.16	0.20	0.32	0.31	0.27	0.86	0.86

Tab. 7.17 - Analisi EMP rappresentative (wt. %) e formule strutturali (apfu) delle diverse varietà tessiturali di plagioclasio nelle anfiboliti plagioclastiche a bande di Mt. Nieddu (campioni MN14A e MN40).

7.4.4 Anfibolo

Le formule strutturali dell'anfibolo sono state calcolate sulla base di 23 ossigeni. Il ferro è stato considerato sia bivalente che trivalente e l'alluminio è stato suddiviso in Al^{IV} e Al^{VI} .

Gli anfiboli sono tutti calcici secondo la classificazione IMA 2012 (Hawthorne et al. 2012) (Fig. 7.11). Gli anfiboli inclusi nel granato (Amp_{1a-c}) hanno una composizione variabile da pargasite a Fe-pargasite con valori di Si tra 6.1 e 6.3 apfu e di X_{Mg} tra 0.77 e 0.83. L'anfibolo della corona attorno al granato (Amp_{1e}) è una pargasite con un contenuto in Si = 6.3 apfu ed un rapporto X_{Mg} di 0.74-0.75. L'anfibolo della matrice dei layer a granato (Amp_{1f}) è pargasite con valori di Si = 6.2-6.3 apfu e di X_{Mg} = 0.80-0.84.

L'anfibolo nella host-rock (Amp_2) è una Mg-orneblenda con Si = 6.9-7.0 apfu ed un rapporto X_{Mg} = 0.79-0.81. L'anfibolo tardivo Amp_3 è un'actinolite con contenuti di Si variabili tra 7.7 e 7.9 apfu e di X_{Mg} tra 0.79 e 0.81 oppure una actinolite-orneblenda con un Si = 7.4 apfu ed un rapporto X_{Mg} = 0.64.

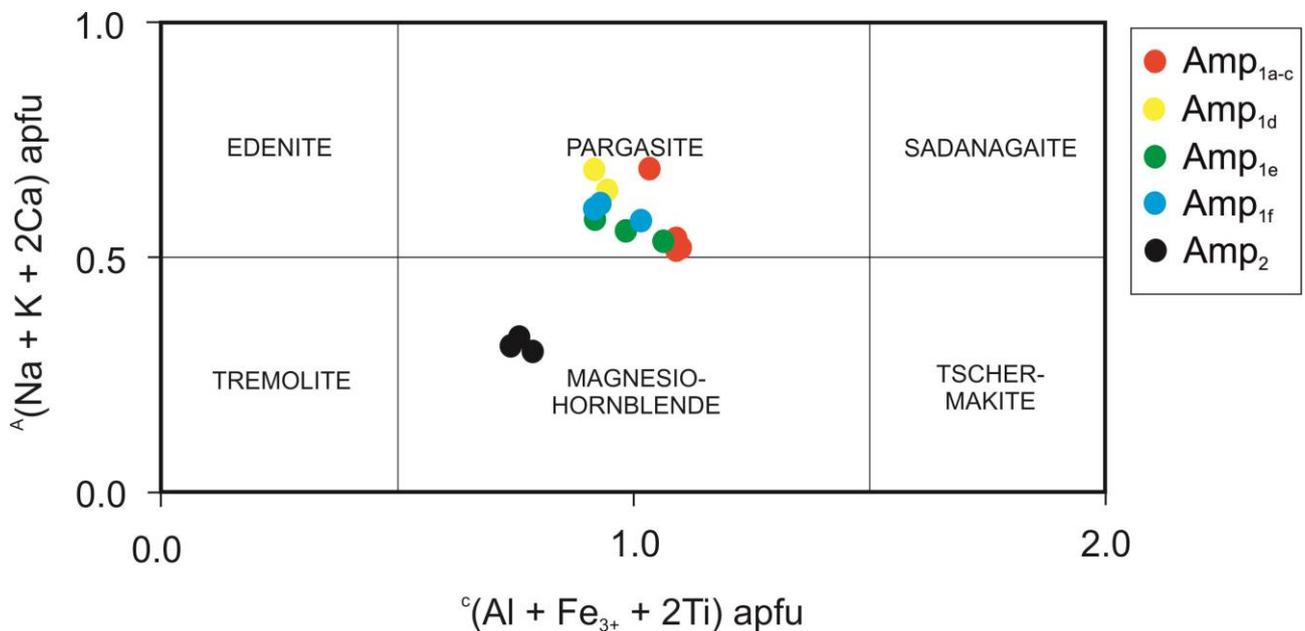


Fig. 7.11 - Diagramma di classificazione degli anfiboli calcici IMA 2012 (Hawthorne et al., 2012) nelle anfiboliti plagioclasiche a bande di Mt. Nieddu (campioni MN14A e MN40).

	MN14A			MN40			MN7	MN8	
	Amp1d	Amp1f	Amp3	Amp1a	Amp1c	Amp1e	Amp1e	Amp2	Amp2
SiO ₂	43.14	43.38	54.13	43.16	41.64	43.48	43.27	48.53	48.67
TiO ₂	2.15	1.85	0.10	1.33	2.01	1.59	1.47	0.52	0.50
Al ₂ O ₃	10.97	10.53	2.12	11.55	12.04	10.76	10.71	8.41	8.12
FeO	3.28	4.56	11.51	3.86	4.95	5.79	6.10	6.31	6.99
Fe ₂ O ₃	14.14	14.09	1.68	14.07	14.89	13.41	13.79	4.51	3.69
MnO	0.09	0.09	0.05	0.00	0.08	0.03	0.08	0.13	0.19
MgO	10.87	10.48	15.45	10.79	9.05	9.77	9.91	15.60	15.78
CaO	11.80	11.58	12.85	11.69	11.64	11.35	11.39	12.17	12.64
Na ₂ O	1.88	1.80	0.21	1.64	1.91	1.86	1.64	1.24	1.15
K ₂ O	0.82	0.75	0.05	0.73	0.92	0.74	0.76	0.11	0.10
BaO	0.08	0.07	0.00	0.00	0.10	0.04	0.01	0.04	0.00
H ₂ O	2.07	2.06	2.10	2.07	2.05	2.04	2.05	2.10	2.10
Tot	101.29	101.24	100.25	100.89	101.28	100.88	101.18	99.67	99.93
Oxy	23	23	23	23	23	23	23	23	23
Si	6.24	6.31	7.74	6.26	6.10	6.35	6.32	6.94	6.95
Al ^{IV}	1.76	1.69	0.26	1.74	1.90	1.65	1.68	1.06	1.04
Al ^{VI}	0.12	0.11	0.10	0.24	0.18	0.21	0.16	0.36	0.32
Ti	0.23	0.20	0.01	0.15	0.22	0.17	0.16	0.06	0.05
Fe ²⁺	0.40	0.55	1.38	0.47	0.61	0.71	0.75	0.75	0.84
Fe ³⁺	1.54	1.54	0.18	1.54	1.64	1.47	1.52	0.49	0.40
Mn	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02
Mg	2.35	2.27	3.30	2.33	1.98	2.13	2.16	3.33	3.36
Ca	1.83	1.80	1.97	1.82	1.83	1.78	1.78	1.87	1.94
Na	0.53	0.51	0.06	0.46	0.54	0.53	0.46	0.34	0.32
K	0.15	0.14	0.01	0.14	0.17	0.14	0.14	0.02	0.02
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
H	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
X _{Mg}	0.86	0.80	0.71	0.83	0.77	0.75	0.74	0.81	0.80
	parg	parg	act	parg	parg	parg	parg	Mg-hbl	Mg-hbl

Tab. 7.18 - Analisi EMP rappresentative (wt. %) e formule strutturali (apfu) delle diverse varietà tessiturali di anfibolo nelle anfiboliti plagioclasiche a bande di Mt. Nieddu (campioni MN7, MN8, MN14A e MN40).

7.4.5 Altri minerali

L'ilmenite inclusa nel granato (Ilm_{1a-b}) differisce dall'ilmenite presente nella matrice dei layers (Ilm_{1f}) per un maggiore contenuto in MnO (~1.0 wt. % per Ilm_{1a-b} contro 0.33 per Ilm_{1f}) ed un leggermente maggior contenuto in MgO (0.05 wt. % per Ilm_{1a-b} contro lo 0.04 per Ilm_{1f}).

L'epidoto (Ep_3) è caratterizzato da un contenuto variabile di ferro trivalente da 0.25 a 0.50 apfu.

La clorite (Chl_3) è un clinocloro con un contenuto in Si = 5.7 apfu ed in Fe di 1.7 apfu.

I cristalli di rutilo inclusi nel bordo (*rim*) del granato (Rt_{1c}) sono caratterizzati da un contenuto di ZrO_2 variabile tra lo 0.02 ed il 0.06 wt. %, mentre nei rutili della matrice dei layer a granato (Rt_{1f}) esso varia tra lo 0.05 e lo 0.09 wt. %.

	MN7		MN8		MN40	
	Chl	Ep	Ep	Ep	Ilm1a	Ilm1f
SiO₂	29.40	37.84	38.73	38.74	-	-
TiO₂	0.01	0.05	0.10	0.13	47.96	50.70
Al₂O₃	24.23	27.96	27.18	29.88	-	-
FeO	10.65	6.42	7.86	3.81	49.24	47.73
MnO	0.20	0.08	0.10	0.03	1.01	0.33
MgO	22.18	0.06	0.08	0.24	0.05	0.04
CaO	0.31	24.02	24.11	24.23	0.06	0.07
Na₂O	0.04	-	-	-	-	-
K₂O	0.03	0.02	-	0.01	-	-
H₂O	12.98	3.55	1.85	2.93	-	-
Tot	100.03	100.00	100.00	100.00	98.31	98.92
Oxy	28	12.5	12.5	12.5	3	3
Si	5,73	2.97	2.99	2.99	-	-
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.92	0.97
Al	11.56	2.59	2.48	2.72	-	-
Fe²⁺	1.73	-	-	-	0.90	0.96
Fe³⁺	-	0.42	0.50	0.25	0.15	0.05
Mn²⁺	0.03	-	-	-	0.02	0.01
Mn³⁺	-	0.01	0.01	0.00	-	-
Mg	6.44	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00
Ca	0.00	2.02	2.00	2.01	0.00	0.00
Na	0.00	-	-	-	-	-
K	0.00	-	-	-	-	-
Total	25.49	8.02	7.99	8.01	1.99	1.99

Tab. 7.19 - Analisi EMP rappresentative (wt. %) e formule strutturali (apfu) delle diverse varietà tessiturali di ilmenite, clorite ed epidoto delle anfiboliti plagioclasiche a bande di Mt. Nieddu (campioni MN7, MN8 e MN40).

8. Evoluzione metamorfica

Gli studi geologico-petrografici e mineralochimici hanno permesso di distinguere diversi stadi di evoluzione metamorfica nelle metabasiti oggetto di studio di questa tesi. L'evoluzione metamorfica è stata ricostruita per le eclogiti a cianite, per le anfiboliti ultrafemiche e per le anfiboliti plagioclastiche a bande.

8.1 Evoluzione metamorfica delle eclogiti retrograde a cianite

La Fig. 8.1 rappresenta schematicamente la sequenza delle fasi mineralogiche che si osservano alla scala microscopica a progressiva distanza (rappresentata come crescente da sinistra verso destra) dai cristalli di granato (Fig. 8.1a) e dai cristalli di cianite (Fig. 8.1b). La ricostruzione di questa sequenza, ottenuta grazie all'osservazione delle caratteristiche microstrutturali di numerosi microdomini, ha permesso di definire l'evoluzione metamorfica delle eclogiti a cianite, che può essere suddivisa nei seguenti quattro stadi:

- Stadio pre-simpletitico:

Una prima fase di evoluzione metamorfica in facies eclogitica, precedente alla formazione della simpletite, è testimoniata dalla presenza del granato, dell'onfacite inclusa in esso e degli altri minerali come quarzo, epidoto, apatite e rutilo, preservati nel *core* del granato. La crescita dei porfiroblasti di cianite è associata a questa fase metamorfica.

Non sono stati trovati cristalli di onfacite nella matrice della roccia. Gli inclusi di anfibolo e plagioclasio nel granato (rispettivamente Amp_1 e Pl_1) rappresentano molto probabilmente dei relitti di uno stadio progrado precedente lo stadio eclogitico.

- Stadio simpletitico:

Questo stadio di evoluzione metamorfica è documentato dalla simpletite a plagioclasio (Pl_2) + clinopirosseno (Cpx_2) (\pm ortopirosseno Opx e \pm anfibolo Amp_2), la quale cresce a discapito dell'onfacite della matrice (non più presente) o di quella inclusa nel granato.

Le corone simpletitiche intorno ai porfiroblasti di cianite costituite da spinello + anortite e saffirina + anortite (Fig. 6.3c,d) si sono sviluppate in questo stadio (Fig. 8.1b).

- Stadio coronitico:

Questo stadio è rappresentato dallo sviluppo delle corone ad anfibolo (Amp_3) e plagioclasio (Pl_3) attorno al granato (Fig. 6.3a,b). Queste microstrutture coronitiche si sviluppano all'interfaccia tra i porfiroblasti di granato e le circostanti simplettiti a clinopirosseno e plagioclasio.

Queste strutture coronitiche intorno al granato sono a loro volta circondate da un layer di plagioclasio (Fig. 6.3b, Pl_4 ; con valori di X_{Na} più elevati rispetto a Pl_3) che circonda anche le simplettiti a saffirina + anortite attorno alla cianite ("moat"; Fig. 6.3c). Sulla base di questa osservazione si può ipotizzare che il layer di Pl_4 si sia formato in entrambi i microdomini, cioè intorno al granato ed intorno alla cianite, in condizioni P-T simili, attribuibili allo stesso stadio di riequilibrio metamorfico in facies anfibolitica.

- Stadio post-coronitico:

Successivamente allo stadio coronitico, le eclogiti a cianite hanno attraversato un ulteriore stadio di riequilibrio metamorfico in prevalente facies scisti verdi, testimoniato dalla crescita locale di actinolite, clorite, epidoto e titanite, i quali sostituiscono o crescono sopra i minerali formati negli stages precedenti.

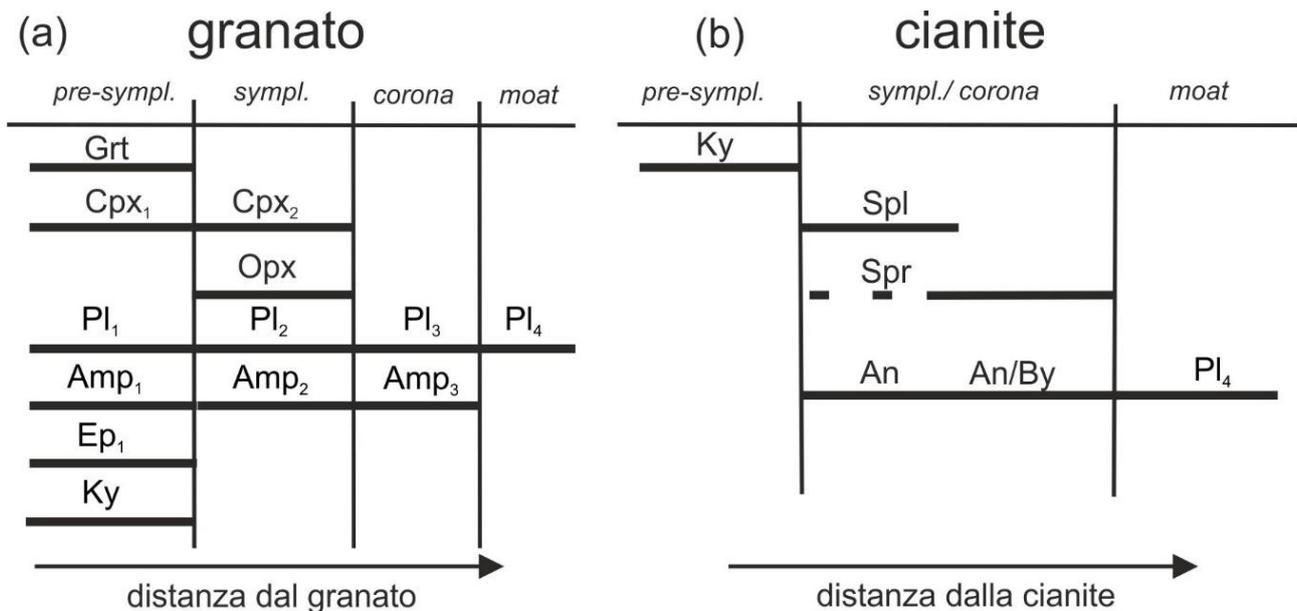


Fig. 8.1 – Schema evolutivo delle eclogiti a cianite dedotto dai rapporti microstrutturali intorno al granato (a) e alla cianite (b) (modificato da Cruciani et al., 2019a). Le abbreviazioni dei minerali sono indicate a pag. 74.

8.2 Evoluzione metamorfica delle anfiboliti ultrafemiche

L'evoluzione metamorfica delle anfiboliti ultrafemiche, schematizzata in quattro stadi nella tabella di Fig. 8.2, è stata ricostruita sulla base delle caratteristiche tessiturali e petrografiche delle microstrutture coronitiche presenti nelle rocce del layer B, formatesi intorno ai relitti ignei di olivina e plagioclasio (Fig. 6.6a,b). La ricostruzione della sequenza evolutiva di queste microstrutture, dalla loro crescita alla destabilizzazione, è rappresentata nello schema illustrativo in Fig. 8.3. Di seguito sono descritti i quattro stadi evolutivi:

- Stadio igneo:

Lo stadio igneo è documentato dalla presenza dei relitti dei minerali ignei (ortopirosseno, clinopirosseno, olivina e plagioclasio), facilmente distinguibili dai minerali formati successivamente per via del loro abito euedrale e della grana media (Fig. 6.5b,c; 6.6a,b).

- Stadio I (coronitico):

Lo stadio coronitico rappresenta il primo stadio di ri-equilibrio metamorfico, documentato dalla formazione dei minerali coronitici (Opx_1 , Cpx_{1a} , Grt_1 , Fig. 6.5b,c; 6.6a,b) e simplettitici ($\text{Spl}_1 + \text{Cpx}_{1b}$, Fig. 6.6e) formati a causa della destabilizzazione (breakdown), dei minerali ignei Ol_0 e Pl_0 . Sulla base delle osservazioni petrografiche (Grt_1 contiene inclusioni di Spl_1 e simplettite a $\text{Spl}_1 + \text{Cpx}_{1b}$, Fig. 6.6f), la formazione dei minerali coronitici e simplettitici attorno ad olivina e plagioclasio è avvenuta in due step: prima con la formazione di Cpx_{1a-b} , Opx_1 , Spl_1 (Fig.8.3b) e successivamente di Grt_1 (Fig. 8.3c) a condizioni di pressione più elevate (HP).

- Stadio II (anfibolitico)

Lo stadio anfibolitico rappresenta il secondo stadio di ri-equilibrio metamorfico, documentato dalla sovracrescita pervasiva di anfibolo bruno e verde (Amp_{2a-b}) e dalla formazione di spinello (Spl_2), quest'ultimo sotto forma di microstruttura vermicolare in associazione con l'anfibolo (Fig. 6.5a,d). Questi minerali crescono sopra i relitti dei minerali ignei e sulle microstrutture coronitiche

formatesi nello stadio precedente (Fig. 8.3d). Anche la formazione di Crn₂, Amp_{2c} (cummingtonite), Chl₂ e talco è attribuita a questo stadio.

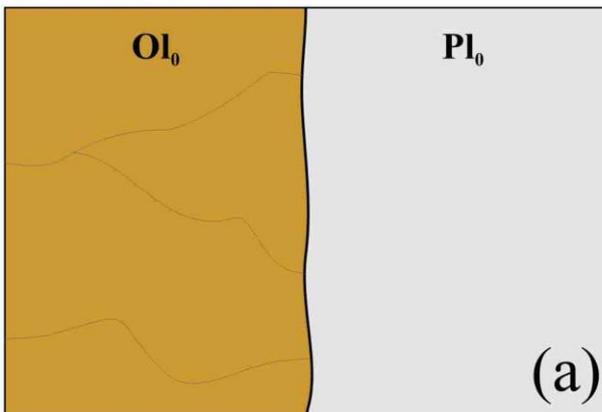
- Stadio III (tardivo)

L'ultimo stadio di ri-equilibrio metamorfico è documentato dalla crescita locale di actinolite (Amp₃), clorite (Chl₃) ed epidoto (Ep_{a-b}), che sono cresciuti sopra, o hanno sostituito, le fasi mineralogiche formatesi negli stadi precedenti.

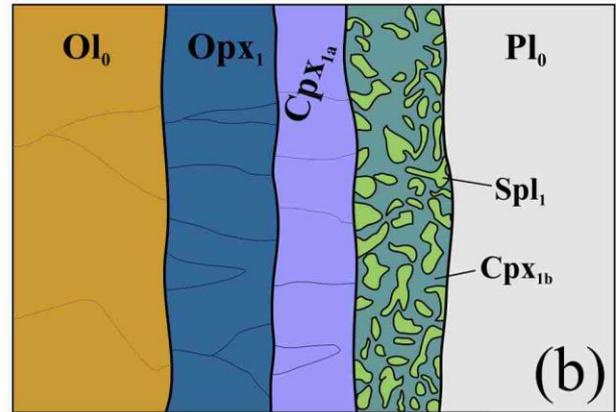
Stadio	igneo	I	II	III
Opx	Opx ₀	Opx ₁		
Cpx	Cpx ₀	Cpx _{1a-b}		
OI	OI ₀			
PI	PI ₀			
Spl		Spl ₁	Spl ₂	
Grt		Grt ₁		
Ca-Amp			Amp _{2a-b}	Amp ₃
Mg-Fe Amp			Amp _{2c}	
Chl			Chl ₂	Chl ₃
Crn			Crn ₂	
Tlc				
Ep				Ep _{3a-b}

Fig. 8.2 – Schema evolutivo delle anfiboliti ultrafemiche di Mt. Nieddu dedotto dai rapporti microstrutturali nelle rocce del layer B. Le abbreviazioni dei minerali sono indicate a pag. 74.

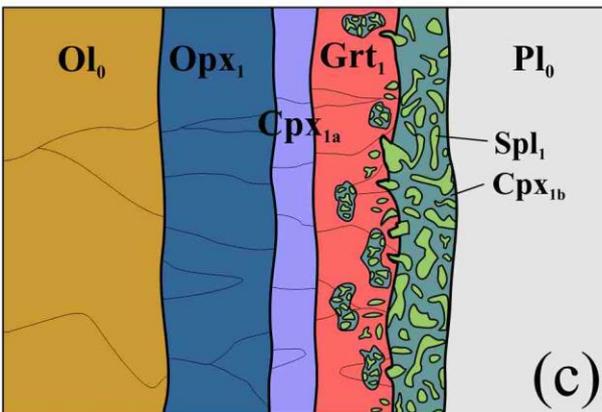
Stadio igneo



Stadio I
Formazione della corona



Stadio I
Formazione della corona (HP)



Stadio II
Destabilizzazione della corona

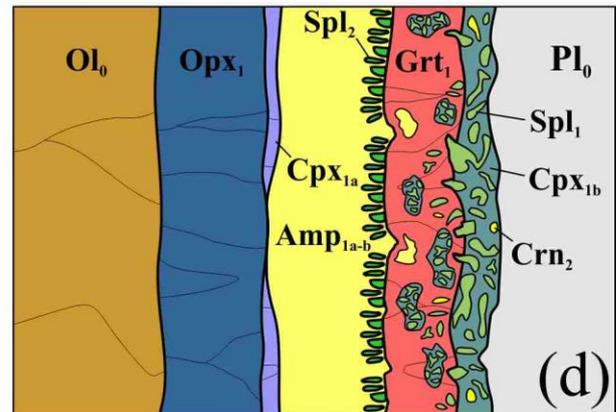


Fig. 8.3 – Schema di evoluzione mineralogica e metamorfica delle tessiture coronitiche nelle rocce del layer B nelle anfiboliti ultrafemiche di Mt. Nieddu. Le abbreviazioni dei minerali sono indicate a pag. 74.

8.2.1 Evoluzione metamorfica delle vene a granato nelle anfiboliti ultrafemiche

Gli studi geo-petrografici, microstrutturali e geochimici sulle vene a granato nelle anfiboliti ultrafemiche hanno evidenziato una evoluzione mineralogica e metamorfica il cui sviluppo può essere correlato con gli stadi dell'evoluzione ricostruita nelle rocce ospitanti (host rock) dalle strutture coronitiche del layer B (vedi paragrafo precedente). L'evoluzione mineralogica di queste vene è illustrata schematicamente in Fig. 8.4 e può essere suddivisa nei seguenti stadi:

- Stadio 1 (pre-vene)

Le vene a granato si formano in una roccia costituita da granato ($\text{Grt}_{2\text{core}}$) ed altri minerali ignei e metamorfici quali olivina, plagioclasio, pirosseno e spinello (Fig. 8.4a), corrispondente ad uno dei tre layer delle anfiboliti ultrafemiche. Questo stadio coinciderebbe con la prima fase dello stadio I descritto nel paragrafo 8.2 per il layer B delle anfiboliti ultrafemiche.

- Stadio 2 (formazione vene a granato)

Questo stadio è collegato alla formazione delle vene a granato (Grt_1), probabilmente vicino a condizioni di massima pressione raggiunte dalle anfiboliti ultrafemiche. La complessa zonatura composizionale dei porfiroblasti di granato (Fig. 7.7) all'interno della vena (Grt_2) suggerisce una evoluzione più complessa all'interno di questo stadio (Fig. 8.4b). Gli inclusi di epidoto (Ep_1) che si trovano all'interno del Grt_2 (Fig. 6.10c) si sarebbero formati tra lo stadio 1 e lo stadio 2. Questo stadio corrisponde alla fase finale dello stadio I del paragrafo 8.2.

- Stadio 3 (formazione di anfibolo)

Questo stadio è connesso con la formazione, nelle vene a granato, di un bordo di reazione ricco in anfibolo tra la vena e la roccia incassante. Nelle vene più "evolute", il bordo di reazione consuma quasi interamente il granato della vena lasciando solamente qualche relitto di quest'ultimo al centro. Il bordo di reazione a prevalente anfibolo è caratterizzato dalla presenza della microstruttura vermicolare simpletitica ad anfibolo e spinello ($\text{Amp} + \text{Spl}_1$); identica a quella già segnalata e descritta nelle microstrutture coronitiche delle rocce del layer B e sul bordo dei noduli a granato di tipo 1 (Fig. 8.4c). È attribuita a questo stadio anche la formazione delle vene a clorite nelle rocce del layer A. Questo stadio coincide con lo stadio II descritto nel paragrafo 8.2 per le strutture coronitiche.

- Stadio 4 (formazione di epidoto)

L'ultimo stadio di evoluzione delle vene a granato è collegato alla formazione di epidoto (Ep_{2-3}), che cresce all'interno di esse e le attraversa come un "flusso" centrale (Fig. 8.4d). Questo stadio

corrisponde allo stadio tardivo (stadio III) descritto per le strutture coronitiche del layer B nel paragrafo precedente.

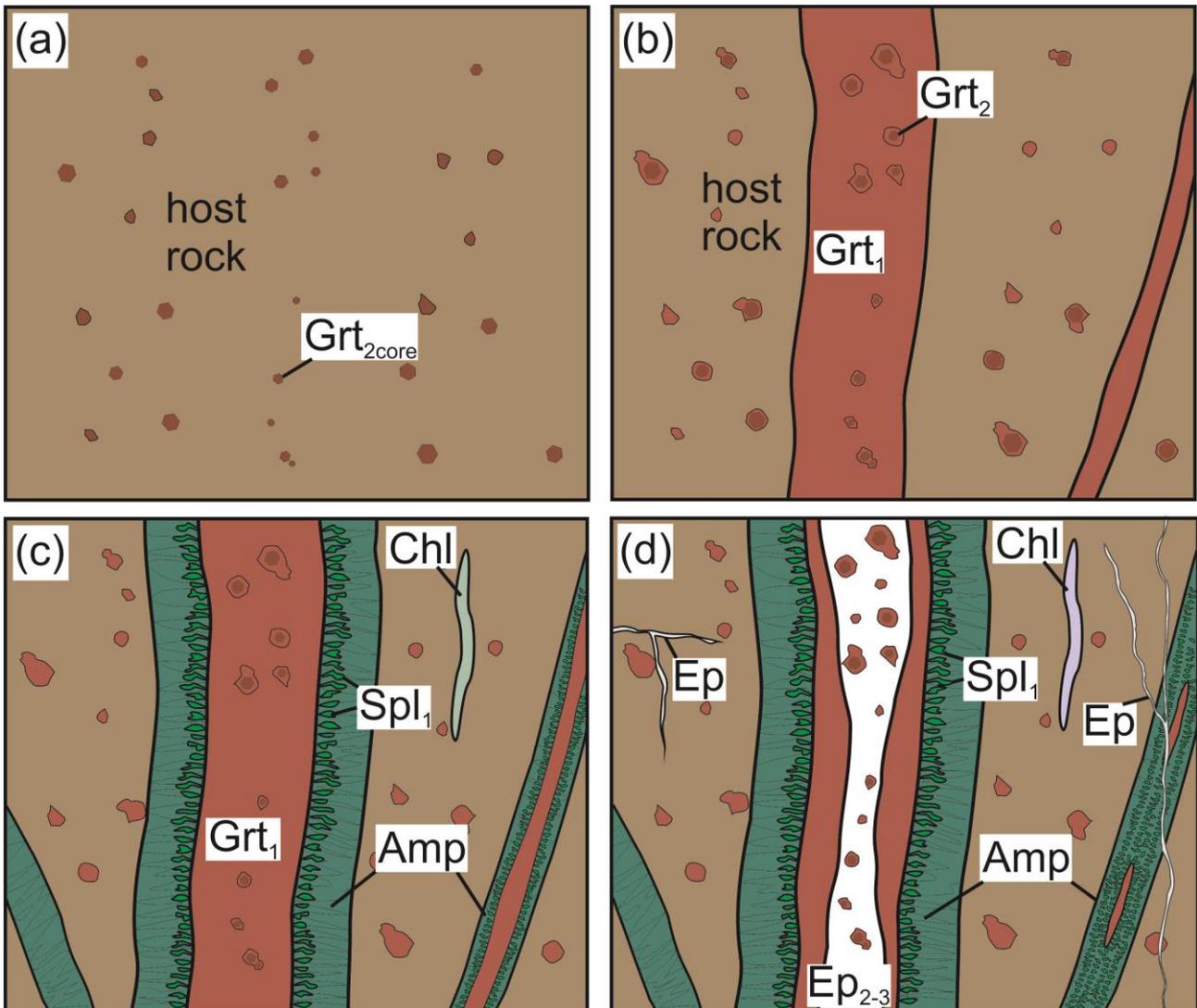


Fig. 8.4 – Schema evolutivo del sistema di vene nelle anfiboliti ultrafemiche di Mt. Nieddu dedotto da alcuni esemplari di vene a granato. (a) Comparsa del granato nelle anfiboliti ultrafemiche (host-rock); (b) Formazione delle vene a granato; (c) Crescita del bordo di reazione di anfibolo tra la vena a granato e la host rock; (d) Comparsa delle vene ad epidoto. Grt=granato; Spl=Spinello; Amp=anfibolo; Ep=epidoto; Chl=clorite. I numeri a pedice sono gli stessi utilizzati nei capitoli 6 e 7.

8.3 Evoluzione metamorfica delle anfiboliti plagioclasiche a bande

In figura 8.5 è rappresentato lo schema di evoluzione metamorfica delle anfiboliti plagioclasiche a bande, ricostruito sulla base degli studi petrografici e microstrutturali dei layers a granato (stadio I) (Fig. 6.12), i quali documentano la prima parte dell'evoluzione, e delle loro host-rocks (stadio II) (Fig. 6.11), che documentano il successivo ri-equilibrio. I tre stadi di evoluzione metamorfica delle anfiboliti plagioclasiche a bande sono i seguenti:

- Stadio I:

La prima parte dell'evoluzione metamorfica documentabile è quella che è stata "registrata" dai layers a granato all'interno delle anfiboliti. Questo primo stadio è stato a sua volta suddiviso in sei sotto-stadi indicati dalle lettere da "a" ad "f".

Gli stadi a-b-c rappresentano rispettivamente il *core* del granato (es. Grt_{1a}), il *mantle* ed il *rim*, con le relative inclusioni. Con il sotto-stadio "d" vengono indicati i minerali della microstruttura simplettitica. Nello stadio "e" vengono compresi i minerali formati nella corona intorno ai porfiroblasti di granato. Il sotto-stadio "f" rappresenta i minerali della matrice dei layers a granato.

- Stadio II:

Il secondo stadio metamorfico è documentato dall'associazione mineralogica delle anfiboliti plagioclasiche a bande (definite anche come "host-rock"), la quale è costituita prevalentemente da anfibolo e plagioclasio (rispettivamente Amp_2 e Pl_2).

- Stadio III:

L'ultimo stadio di ri-equilibrio metamorfico è documentato dalla crescita locale di alcune fasi tardive come ad esempio l'actinolite (Amp_3), la clorite e l'epidoto. Queste crescono sopra o sostituiscono le fasi degli stadi precedenti sia sui layers a granato che sulle host-rocks anfibolitiche.

Stadio	I						II	III
	a	b	c	d	e	f		
Gr _t	$\text{Gr}_{t_c} - \text{Gr}_{t_m} - \text{Gr}_{t_r}$							
Cpx	$\text{Cpx}_{\text{incl}} - \text{Cpx}_{\text{symp}}$							
Pl	Pl_{incl}	Pl_{symp}	Pl_{cor}	Pl_{mat}	$\text{Pl}_{\text{host rock matrix}}$			
Amp	Amp_{incl}			$\text{Amp}_{\text{cor-mat}}$			$\text{Amp}_{\text{host rock matrix}}$	
Qtz								
Ilm								
Rt								
Chl								
Ep								

Fig. 8.5 – Schema evolutivo delle anfiboliti plagioclasiche di Mt. Nieddu dedotto dai rapporti microstrutturali nei layers a granato e nelle host-rocks. Le abbreviazioni dei minerali sono indicate a pag. 74. Modificato da Scodina et al. (2019).

8.4 Correlazione tra stadi evolutivi nelle rocce studiate

Le diverse ricostruzioni effettuate per i tre tipi di metabasiti studiate (comprese le vene a granato) permettono di fare alcune considerazioni sull'evoluzione metamorfica e di correlare tra loro gli stadi delle diverse litologie.

Queste ricostruzioni evidenziano che tutte le metabasiti hanno subito un importante ri-equilibrio metamorfico in facies anfibolitica, documentato dalla imponente sovracrescita di anfibolo o, nel caso delle eclogiti, dalla formazione delle corone ad anfibolo + plagioclasio intorno al granato. Di conseguenza lo stadio coronitico delle eclogiti può essere correlato con lo stadio II riconosciuto per le anfiboliti ultrafemiche e per le anfiboliti plagioclasiche a bande. Questi stadi, approssimativamente coevi, si sono sviluppati durante la risalita di queste rocce verso la superficie (esumazione). Il successivo stadio di ri-equilibrio metamorfico (stadio post-coronitico nelle eclogiti

e stadio III nelle anfiboliti ultrafemiche e anfiboliti plagioclasiche a bande) corrisponde anch'esso ad un'ulteriore risalita di queste rocce, con formazione di minerali tipici della facies scisti-verdi. Resta più complicata la correlazione degli stadi precedenti a quello anfibolitico, anche a causa della mancanza, allo stato attuale, di dati geocronologici e di una diversa posizione geodinamica tra le eclogiti e le due anfiboliti (vedi capitolo 11). Le anfiboliti ultrafemiche e quelle plagioclasiche a bande invece hanno verosimilmente subito lo stesso evento di alta pressione, probabilmente contemporaneo, che è stato descritto nello "stadio I" per entrambe le rocce, il quale ha portato alla formazione delle strutture coronitiche nelle prime e dei layer a granato in condizioni granulitiche nelle seconde (vedi capitolo 10). Non è possibile confermarlo ma è probabile che lo stadio simplettitico delle eclogiti a cianite sia approssimativamente contemporaneo con lo stadio I (granulitico) delle anfiboliti di Mt. Nieddu. Lo stadio pre-simplettitico (eclogitico) delle eclogiti a cianite è sicuramente antecedente a tutti gli altri stadi metamorfici, in quanto relativo a condizioni di pressione molto elevate che sono state raggiunte durante la subduzione di queste rocce al di sotto di crosta continentale, e di conseguenza prima dell'evento collisionale.

9. Analisi geochimiche

Le analisi geochimiche degli elementi maggiori di campioni selezionati delle metabasiti oggetto di studio di questa tesi sono state effettuate con uno spettrometro di fluorescenza a raggi X (XRF) PHILIPS PW2400 installato presso l'Institut für Mineralogie und Kristallchemie, Universität Stuttgart. Per effettuare le analisi sono stati preventivamente preparati dei dischi di vetro ottenuti dalla fusione di polveri della roccia con Spectromelt® (rapporto 1:6).

Le analisi di elementi in tracce e terre rare degli stessi campioni sono state ottenute con la spettrometria di massa abbinata al plasma accoppiato induttivamente (ICP-MS), previa solubilizzazione dei campioni, presso i laboratori ALS Chemex di Siviglia (Spagna).

I campioni selezionati per le analisi geochimiche appartengono alle anfiboliti a bande, ai layer a granato al loro interno, alle anfiboliti ultrafemiche (layer A, layer B, layer C) e ai noduli a granato. Le analisi degli elementi maggiori (wt. %) e le norme CIPW (vol. %) sono riportate in Tab. 9.1, mentre quelle degli elementi in tracce e delle terre rare (ppm) sono riportate in Tab. 9.2.

I dati geochimici di questa tesi sono stati integrati e confrontati con quelli di Ricci e Sabatini (1978), Ghezzo et al. (1979) e Cruciani et al. (2002).

SAMPLE	MN26	MNX	MN24	MN20N	MN25	MN14A	MN40	MN14C	MN7	MN4	MN8
wt. %	u.layer A	u.layer B	u.layer C	N tipo 2	N tipo 1	layer a grt	layer a grt	anf pl	anf pl	anf pl	anf pl
SiO ₂	40.26	42.24	40.78	40.87	43.65	47.39	49.20	47.62	48.68	46.68	47.68
TiO ₂	0.14	0.10	0.35	1.15	0.18	2.48	2.55	2.42	0.23	0.28	0.25
Al ₂ O ₃	7.62	9.54	16.63	16.08	22.01	13.41	13.94	14.05	17.70	19.93	18.82
Fe ₂ O ₃	18.68	17.55	15.67	19.69	9.03	13.29	13.64	14.44	6.25	6.92	6.59
MgO	25.01	21.94	12.14	9.27	7.25	6.63	6.97	6.45	9.39	7.85	8.62
MnO	0.24	0.25	0.34	0.33	0.12	0.14	0.14	0.20	0.11	0.10	0.10
CaO	5.16	7.03	10.09	9.77	12.75	9.89	10.23	10.05	14.84	15.67	15.25
Na ₂ O	0.50	0.57	1.13	0.89	0.90	2.92	3.10	3.28	1.50	1.40	1.45
K ₂ O	0.06	0.04	0.22	0.13	1.25	0.54	0.55	0.45	0.08	0.23	0.16
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.07	0.01	0.08	0.27	0.28	0.29	0.00	0.01	0.01
vol. %											
Qtz	-	-	-	-	-	-	-	-	1.72	-	-
Or	0.35	0.24	1.30	0.77	7.39	3.19	3.25	2.66	0.47	1.36	0.95
Ab	4.23	4.82	7.62	7.53	6.48	24.71	26.23	27.75	12.69	10.64	12.27
An	18.37	23.35	39.65	39.50	52.32	21.89	22.50	22.28	41.33	47.42	44.37
Ne	-	-	1.05	-	0.61	-	-	-	-	0.65	-
Di	5.72	9.19	8.13	7.39	8.50	20.92	21.74	21.24	26.19	24.45	25.13
Hy	8.70	11.35	-	9.73	-	9.30	8.53	1.62	11.17	-	3.39
Ol	55.14	45.52	34.75	25.94	19.03	8.16	9.31	14.65	-	12.19	10.60
Mag	3.22	3.03	2.70	3.40	1.56	2.29	2.35	2.49	1.08	1.19	1.14
Ilm	0.27	0.19	0.66	2.18	0.34	4.71	4.84	4.60	0.44	0.53	0.47
Ap	0.05	0.05	0.16	0.02	0.19	0.63	0.65	0.67	-	0.02	0.02

Tab. 9.1 – Analisi degli elementi maggiori (wt. %) e norme CIPW (vol. %) di campioni selezionati delle metabasiti di Mt. Nieddu. u.=anfiboliti ultrafemiche; N=noduli a granato; anf pl= anfiboliti plagioclasiche a bande.

9.1 Elementi maggiori

Le analisi geochimiche degli elementi maggiori hanno evidenziato per le anfiboliti ultrafemiche (noduli compresi) un contenuto di SiO₂ e TiO₂ uniforme, rispettivamente tra 40.26 e 43.65 e tra 0.10 e 1.15 wt. %. Anche nelle anfiboliti plagioclasiche a bande (layer a granato compresi) il contenuto di SiO₂ è uniforme, tra il 46.68 ed il 49.20 wt. %. Il TiO₂ invece è decisamente più alto nei layers a granato (2.4-2.5 wt. %) rispetto alle rocce incassanti (0.2-0.3 wt. %).

Nelle anfiboliti ultrafemiche il contenuto di Al₂O₃, CaO e MgO varia conseguentemente alla mineralogia: alluminio e calcio aumentano progressivamente dal layer A al layer C (Al₂O₃ da 7.62 a

16.63 e CaO da 5.16 a 10.09 wt. %) a causa di un maggiore contenuto modale di granato e plagioclasio. MgO e Fe₂O₃ presentano concentrazioni maggiori nel layer A (rispettivamente 25.01 e 18.68 wt. %), molto probabilmente dovuti ad una maggiore presenza di olivina. Il contenuto di K₂O e Na₂O è molto basso in tutte le metabasiti analizzate, con l'eccezione del Na₂O nei layers a granato che raggiunge 3.3 wt. %.

Nelle anfiboliti plagioclastiche a bande, i layers a granato presentano un minore contenuto di Al₂O₃ e CaO rispetto alle rocce incassanti (13-14 vs 17-20 wt. % per l'Al₂O₃ e ~10 vs 14-15 wt. % per il CaO), che si riflette in un minore contenuto modale di plagioclasio. MgO è leggermente inferiore nei layers (6-7 vs 8-9 wt. %) mentre il Fe₂O_{3tot} è più abbondante (13-14 vs 6-7 wt. %), probabilmente per la presenza del granato ricco in ferro.

Il P₂O₅ è molto basso in tutte le rocce analizzate (<0.3 wt. %), con un picco di 0.27-0.29 wt. % nei layers a granato delle anfiboliti plagioclastiche a bande.

Nel diagramma classificativo per le rocce vulcaniche di Winchester e Floyd (1977), SiO₂ vs Zr/TiO₂, tutte le metabasiti selezionate ricadono nei campi dei basalti sub-alcini e dei basalti alcalini (Fig. 9.1a). Considerando i rapporti tra i relitti dei minerali ignei presenti nelle rocce del layer B è possibile classificare queste rocce come metagabbronoriti. Le rocce del layer A, che a differenza di queste non presentano contenuti modaliali rilevanti di plagioclasio, sono classificabili come peridotiti.

I contenuti normativi (norma CIPW) riportati in tabella 9.1 sono stati calcolati considerando il rapporto Fe³⁺/Fe²⁺ uguale a 0.15. Tutti i campioni contengono diopside normativo. Tutti i campioni, ad eccezione di MN7 (che contiene una modesta percentuale di quarzo normativo), sono olivini normativi, con valori più elevati nelle anfiboliti ultrafemiche (da un massimo di 35 vol. % nel layer A ad un minimo di 35 vol. % nel layer C) che nelle anfiboliti plagioclastiche a bande (10-14 vol. % con un minimo di 8-9 vol. % nei layer a granato).

Tutti i campioni hanno inoltre elevati contenuti di feldspato normativo, in particolar modo nelle anfiboliti plagioclastiche a bande dove la somma Or + Ab + An varia tra il 50 ed il 60 vol. %. Le anfiboliti ultrafemiche contengono anch'esse valori elevati di feldspato normativo (Or + Ab + An > 20 vol. %), tuttavia questi valori sono maggiori e discordanti con i valori di feldspato modale osservato (vedi Tab. 6.2). Ad eccezione di MN24, MN25 e MN4, i quali sono nefelin normativi, tutti i campioni sono ipersten normativi. Tutti i campioni presentano inoltre contenuti normativi di magnetite, ilmenite ed apatite, ad esclusione del campione MN7, il quale non presenta contenuti normativi di apatite.

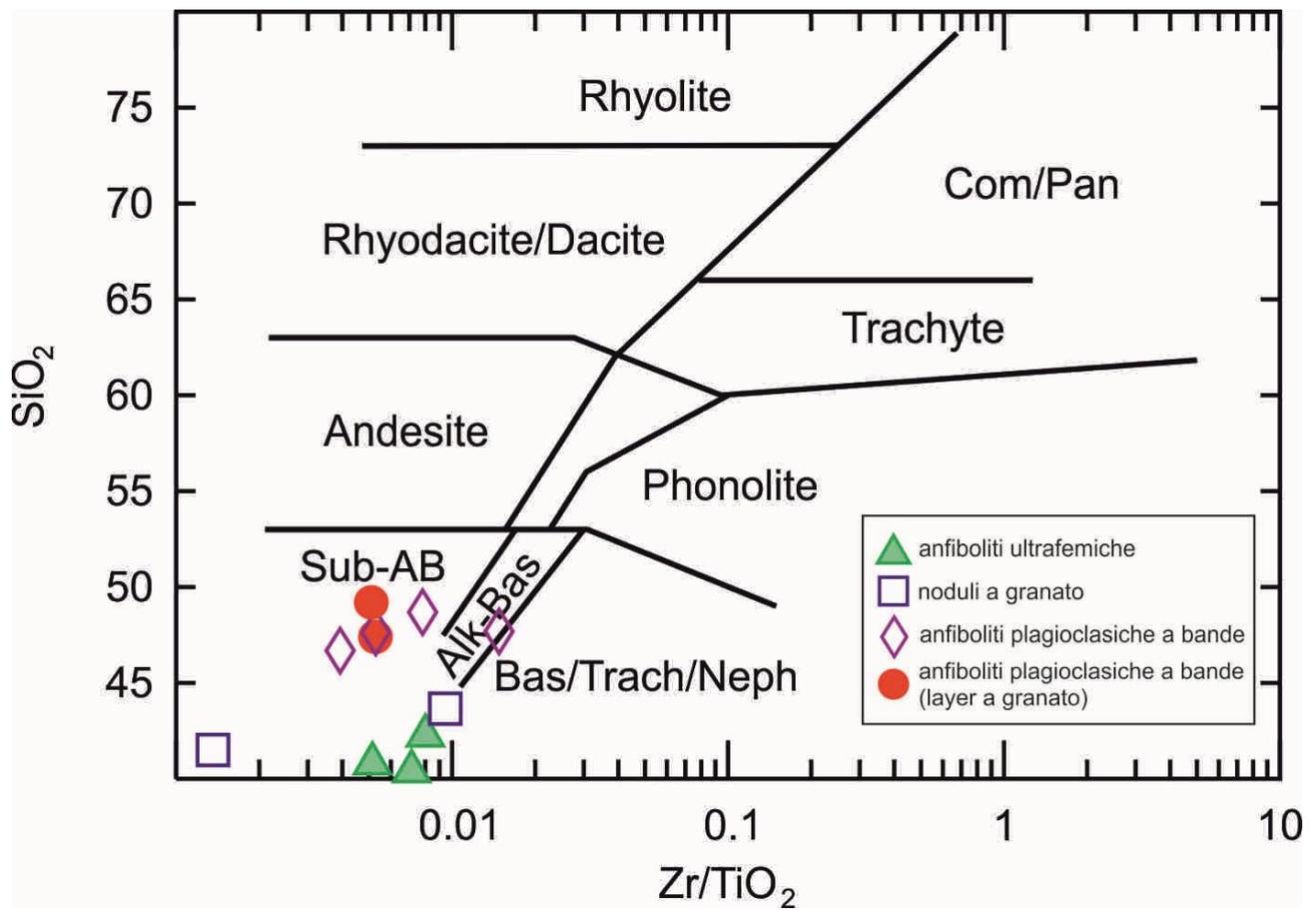


Fig. 9.1 – Diagramma SiO₂ vs Zr/TiO₂ (Winchester e Floyd, 1977) discriminante per rocce vulcaniche.

9.2 Elementi in tracce e terre rare

In figura 9.2a-b è illustrato l'andamento degli elementi in tracce delle anfiboliti ultrafemiche (Fig. 9.2a) e delle anfiboliti plagioclasiche a bande (Fig. 9.2b) normalizzato alla composizione dei MORB secondo lo schema di Pearce (1983). In questo diagramma si può notare un arricchimento in elementi incompatibili che hanno un basso potenziale ionico come Sr, Rb e Ba per le anfiboliti ultrafemiche (Fig. 9.2a), ed un impoverimento per gli elementi con un alto potenziale ionico, in particolar modo Ta ed Nb, che spesso risultano al di sotto dei 0.1-0.2 ppm nei campioni analizzati. Questo risulta in un andamento con una debole pendenza del diagramma. Le anfiboliti plagioclasiche a bande (Fig. 9.2b) mostrano un andamento simile, ma con qualche differenza per quanto riguarda i layer a granato che invece mostrano un andamento "piatto" dovuto ad un maggiore arricchimento negli elementi con alto potenziale ionico.

La figura 9.2c-d mostra l'andamento degli elementi in tracce delle anfiboliti ultrafemiche (Fig. 9.2c) e delle anfiboliti plagioclasiche a bande (Fig. 9.2d) normalizzato alla composizione del "*primitive mantle*" (Sun e McDonough, 1989). In questo diagramma si può osservare una anomalia positiva comune a tutte le metabasiti studiate ben marcata dello Sr, inversamente a quanto è stato osservato in diverse metabasiti del nord Sardegna, tutte caratterizzate da un picco negativo (Cruciani et al., 2015c). Nelle anfiboliti ultrafemiche non si osservano altre particolari anomalie positive. Le anomalie negative sono rappresentate dal P e dal Nb e in maniera più marcata nelle anfiboliti ultrafemiche anche da Rb e Th. Nelle anfiboliti plagioclasiche a bande quella dello Sr è l'unica anomalia positiva (550-560 ppm), mentre si riscontrano anomalie negative per Th, Nb, P e Ti, molto più marcate nelle host-rocks che nei layer a granato. L'andamento degli elementi in tracce è maggiormente regolare e omogeneo nelle anfiboliti plagioclasiche a bande ed in particolar modo nei layer a granato, mentre è più irregolare e disomogeneo nelle anfiboliti ultrafemiche.

In figura 9.2e-f viene illustrato l'andamento (o pattern) delle terre rare delle anfiboliti ultrafemiche (Fig. 9.2e) e delle anfiboliti plagioclasiche a bande (Fig. 9.2f) normalizzato alla composizione delle condriti (Sun e McDonough, 1989). Il contenuto totale di terre rare (ΣREE) varia tra i 6-17 ppm nelle anfiboliti ultrafemiche e tra 14-70 ppm nelle anfiboliti plagioclasiche a bande, con un massimo di 82-84 ppm nei layers a granato.

SAMPLE	MN26	MNX	MN24	MN20N	MN25	MN14A	MN40	MN14C	MN7	MN4	MN8
	u.layer A	u.layer B	u.layer C	N tipo 2	N tipo 1	layer a grt	layer a grt	anf pl	anf pl	anf pl	anf pl
Ba	23.1	40.2	103	28.1	173.5	109	108	115	17.2	50.1	104
Ce	1.9	2.2	5	3.8	3	23.3	21.9	20.7	3.6	4	7.6
Cr	300	90	170	20	80	130	135	120	210	80	80
Cs	0.04	0.11	0.33	0.29	4.59	0.14	0.17	0.09	0.9	1.67	0.11
Dy	0.29	0.37	1.16	1.03	0.58	5.71	5.88	5.31	1.04	0.91	2.08
Er	0.29	0.28	0.74	0.72	0.4	3.27	3.20	3.14	0.65	0.5	1.35
Eu	0.13	0.18	0.33	0.13	0.37	1.69	1.70	1.68	0.35	0.4	0.68
Ga	5.9	7.1	12.8	10	16	21.8	21.4	20.3	12.6	13.7	15.3
Gd	0.49	0.57	1.03	0.62	0.66	6.07	6.00	5.78	1.03	1.01	2.07
Hf	0.2	0.2	0.5	0.4	0.4	3.3	3.2	3.1	0.5	0.4	1.1
Ho	0.08	0.11	0.23	0.26	0.14	1.18	1.19	1.12	0.23	0.2	0.46
La	0.9	1.2	2.5	1.6	1.5	12.6	11.9	10.1	1.6	1.8	3.5
Lu	0.04	0.03	0.12	0.11	0.05	0.43	0.44	0.42	0.09	0.07	0.26
Nb	<0.2	<0.2	0.2	2.6	<0.2	9.7	9.5	9.2	<0.2	<0.2	0.8
Nd	1.5	1.6	3.2	2.2	2.3	17.8	17.6	16.3	3.2	3.2	6.6
Pr	0.26	0.3	0.62	0.45	0.4	3.44	3.51	3.23	0.51	0.58	1.22
Rb	1	0.8	8	3.5	45.3	11.8	11.1	8.9	2.5	7	4.7
Sm	0.35	0.4	0.71	0.49	0.57	4.64	4.63	4.61	0.85	0.71	1.71
Sn	3	<1	<1	1	<1	2	2	2	<1	<1	1
Sr	95.7	169.5	342	69.3	1105	567	558	293	278	483	296
Ta	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.6	0.6	0.5	<0.1	<0.1	<0.1
Tb	0.05	0.08	0.2	0.11	0.1	0.87	0.88	0.89	0.17	0.16	0.33
Th	0.07	0.06	0.28	0.35	<0.05	0.6	0.6	0.56	0.1	0.09	1.15
Tm	0.02	0.03	0.12	0.11	0.04	0.41	0.43	0.42	0.08	0.06	0.17
U	<0.05	<0.05	0.17	0.12	0.07	0.26	0.24	0.21	0.05	0.05	0.4
V	97	72	288	439	143	389	389	388	146	199	208
W	3	10	5	463	19	2	2	3	2	3	1
Y	2.3	3.1	6.6	7	3.7	30.6	30.4	29.5	5.7	4.9	12.2
Yb	0.22	0.27	0.73	0.79	0.37	2.94	2.92	2.83	0.59	0.39	1.33
Zr	10	8	18	14	17	131	130	128	18	11	37
ΣREE	6.52	7.62	16.69	12.42	10.48	84.35	82.18	76.53	13.99	13.99	29.36

Tab. 9.2 – Analisi degli elementi in tracce e delle terre rare (ppm) di campioni selezionati delle metabasiti di Mt. Nieddu. u.=anfiboliti ultrafemiche; N=noduli a granato; anf pl= anfiboliti plagioclasiche a bande.

Sia le anfiboliti ultrafemiche che le anfiboliti plagioclasiche a bande presentano un leggero arricchimento maggiore, paragonato al valore delle condrite, nelle terre rare leggere (LREE - 5-50 volte il valore della condrite nelle anfiboliti plagioclasiche a bande e 3-10 volte il valore della condrite nelle anfiboliti ultrafemiche) rispetto alle terre rare pesanti (HREE - 2-30 volte il valore della condrite nelle anfiboliti plagioclasiche a bande e 0.8-4 volte il valore della condrite nelle anfiboliti ultrafemiche). Ciò si traduce in un leggero frazionamento dei pattern con valori dei rapporti La_N/Sm_N , Ce_N/Yb_N , Gd_N/Yb_N che variano rispettivamente tra 1.22-1.64, 1.59-2.85 e 1.29-2.14 nelle anfiboliti plagioclasiche a bande e tra 1.66-2.27, 1.90-2.40 e 1.17-1.84 in quelle ultrafemiche. Così come per gli elementi in tracce, anche nelle terre rare i valori delle anfiboliti ultrafemiche sono maggiormente variabili. In quasi tutti i campioni non si riscontrano anomalie particolari per l'Eu, solamente un leggero picco positivo per quanto riguarda le rocce del layer C. I risultati del diagramma delle REE sono comparabili con quelli riportati in letteratura da Cruciani et al. (2002) per le stesse litologie.

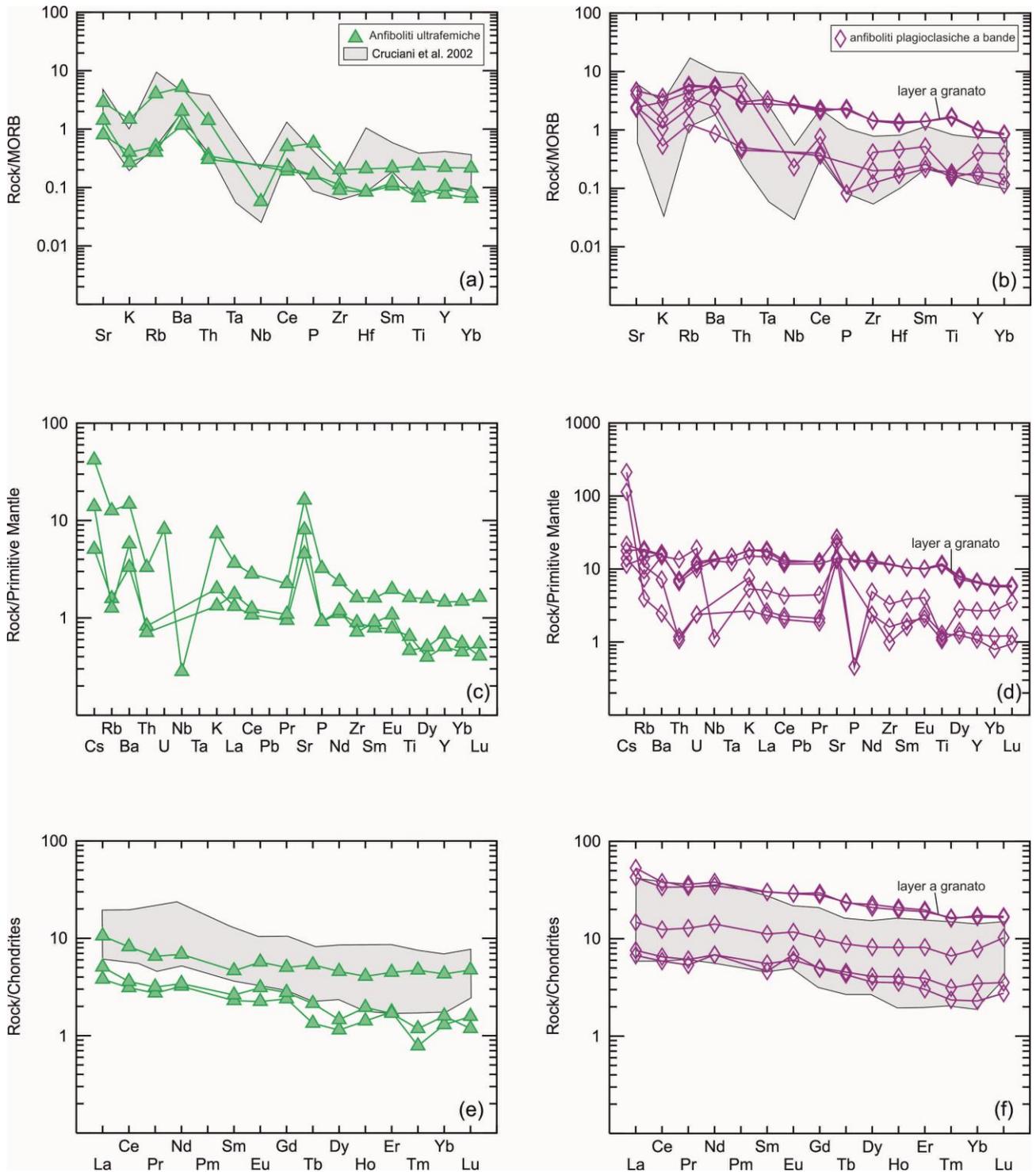


Fig. 9.2 – Diagramma degli elementi in tracce dei layer A, B, C delle anfiboliti ultrafemiche (a) e delle anfiboliti plagioclasiche a bande (b) normalizzato ai MORB (Pearce, 1983). Diagramma degli elementi in tracce dei layer A, B, C delle anfiboliti ultrafemiche (c) e delle anfiboliti plagioclasiche a bande (d) normalizzato al mantello primitivo (Sun e McDonough, 1989). Pattern delle terre rare dei layer A, B, C delle anfiboliti ultrafemiche (e) e delle anfiboliti plagioclasiche a bande (f) normalizzato alle condriti (Sun e McDonough, 1989). Le aree grigie rappresentano il range di variazione dei campioni di Cruciani et al. (2002).

9.3 Contesto tettonico

Al fine di risalire all'ambiente tettonico di messa in posto dei protoliti delle metabasiti dell'area di Mt. Nieddu, i dati chimici sono stati plottati in una serie di diagrammi discriminanti dei vari ambienti tettonici. I diagrammi di discriminazione dei basalti sono riportati in Fig. 9.3 secondo gli schemi di Winchester e Floyd (1976) (Fig. 9.3a), Pearce e Gale (1977) (Fig. 9.3b), Meschede (1986) (Fig. 9.3c), Pearce e Cann (1973) (Fig. 9.3d).

Il diagramma Zr vs P_2O_5 di Winchester e Floyd (1976) permette di distinguere tra basalti tholeitici e basalti alcalini. Tutte le metabasiti considerate ricadono nel campo dei basalti tholeitici. Nel diagramma Ti/Y vs Zr/Y, di Pearce e Gale (1976) vengono distinti i basalti di margine di placca da quelli di intraplacca. Ad eccezione dei campioni corrispondenti ai layers a granato delle anfiboliti plagioclastiche a bande che a causa del loro elevato contenuto di TiO_2 ricadono nel campo dei basalti di intraplacca, tutte le metabasiti studiate ricadono nel campo dei basalti di margine di placca.

Per quanto riguarda il diagramma ternario di Meschede (1986) ($2Nb-Zr/4-Y$; Fig. 9.3c), esso può essere utilizzato per una distinzione tra un contesto tettonico di intraplacca o di margine di placca. I risultati confermano quanto mostrato nel diagramma precedente poiché, con l'eccezione dei noduli a granato, tutte le anfiboliti studiate plottano nel campo D comprendente i basalti N-MORB di dorsale oceanica ed i VAB, cioè dei basalti di arco vulcanico.

Il diagramma ternario di Fig. 9.3d, basato sul contenuto di Ti-Zr-Y secondo lo schema di Pearce e Cann (1973), può essere utilizzato per distinguere i basalti MORB, quelli di intraplacca, di arco insulare e quelli calc-alcalini. Il diagramma mostra che le anfiboliti ultrafemiche plottano nell'area B, la quale comprende i MORB, i basalti calc-alcalini e quelli di arco insulare. Le anfiboliti plagioclastiche a bande hanno una distribuzione più ampia nel diagramma poiché qualche punto ricade anche nelle aree confinanti, nonostante ciò è possibile affermare che anch'esse hanno una forte affinità con il campo B di Fig. 9.3d.

I risultati ottenuti, per i campioni di questa tesi, nei diagrammi in Fig. 9.3c-d sono comparabili con quelli ottenuti da Cruciani et al. (2002), rappresentati, per confronto, negli stessi diagrammi con aree grigie.

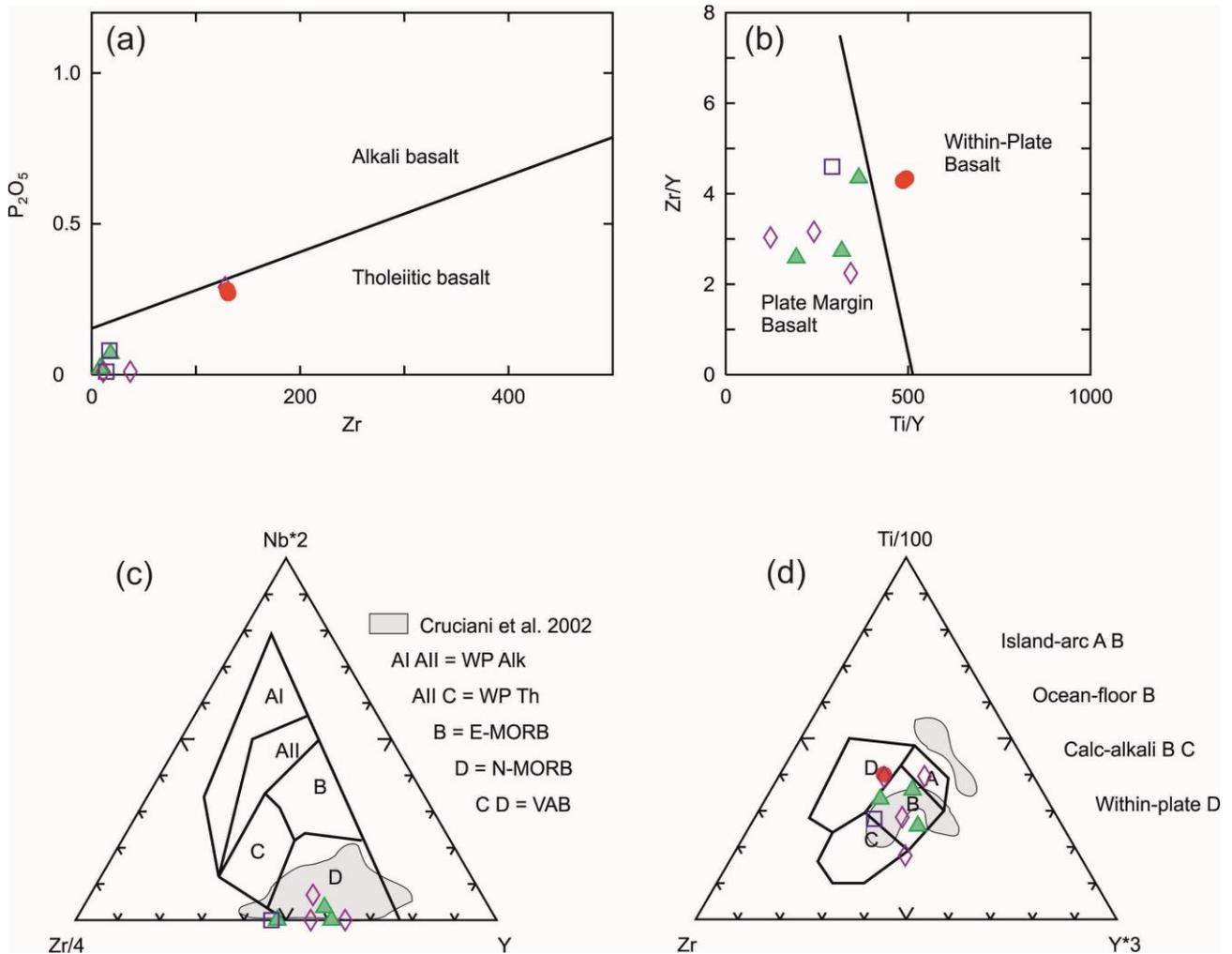


Fig. 9.3 – (a) Diagramma di discriminazione dei basalti Zr vs P_2O_5 di Winchester e Floyd (1976) per le metabasiti analizzate. (b) Diagramma di discriminazione dei basalti Ti/Y vs Zr/Y di Pearce e Gale (1977); (c) Diagramma ternario $2Nb-Zr/4-Y$ di Meschede (1986); (d) Diagramma ternario $Ti/100-Zr-Y*3$ di discriminazione magmatica (Pearce e Cann, 1973); simboli delle litologie come in figura 9.1. Le aree grigie rappresentano i dati di Cruciani et al. (2002). VAB = basalto di arco vulcanico; N/E-MORB = basalto di dorsale oceanica; WP Al = basalti alcalini di intraplacca; WP Th = Tholeiiti di intraplacca.

9.4 Trend magmatico

Il diagramma CaO-MgO secondo Cox (1980), integrato con i dati di Cruciani et al. (2002) e quelli di Ghezzi et al. (1979) fornisce preziose indicazioni per determinare l'evoluzione magmatica del protolite basico delle metabasiti di Mt. Nieddu. I nuovi dati ottenuti in questa tesi sono coerenti con quanto mostrato in Fig. 9.4, dove vengono rappresentati tre diversi segmenti evolutivi che documentano una certa separazione solido-fluido durante l'evoluzione del magma. Le rocce del layer A rappresenterebbero la parte inferiore della camera magmatica formatesi in risposta al frazionamento di olivina + ortopirosseno, così come si può dedurre anche dalla composizione mineralogica delle rocce del layer A. Le successive pendenze dei trend composizionali, sui quali plottano rispettivamente i campioni di layer B e layer C, sono dovute alla cristallizzazione di clinopirosseno e plagioclasio. Nel passaggio tra la composizione del layer A a quella del layer B la mineralogia delle fasi ignee vede l'aggiunta di clinopirosseno e plagioclasio (confermata dallo studio petrografico sulle sezioni sottili), la quale causa una diminuzione nell'incremento di CaO e di conseguenza una inclinazione nel trend. La seconda inflessione nel trend composizionale avviene nel passaggio tra le rocce del layer C e le anfiboliti plagioclastiche a bande. Questo trend negativo, che porta ad una diminuzione sia di CaO che di MgO, è probabilmente dovuto alla scomparsa totale di olivina tra le fasi magmatiche ed alla presenza di un plagioclasio più sodico tipico delle anfiboliti plagioclastiche a bande. Le bande chiare e scure (differenziate nel lavoro di Cruciani et al., 2002, dai pallini bianchi e neri, rispettivamente) seguono lo stesso trend magmatico, il che potrebbe suggerire che queste bande riflettano una originaria differenziazione magmatica, la quale è stata probabilmente rielaborata e forse anche trasposta dal metamorfismo.

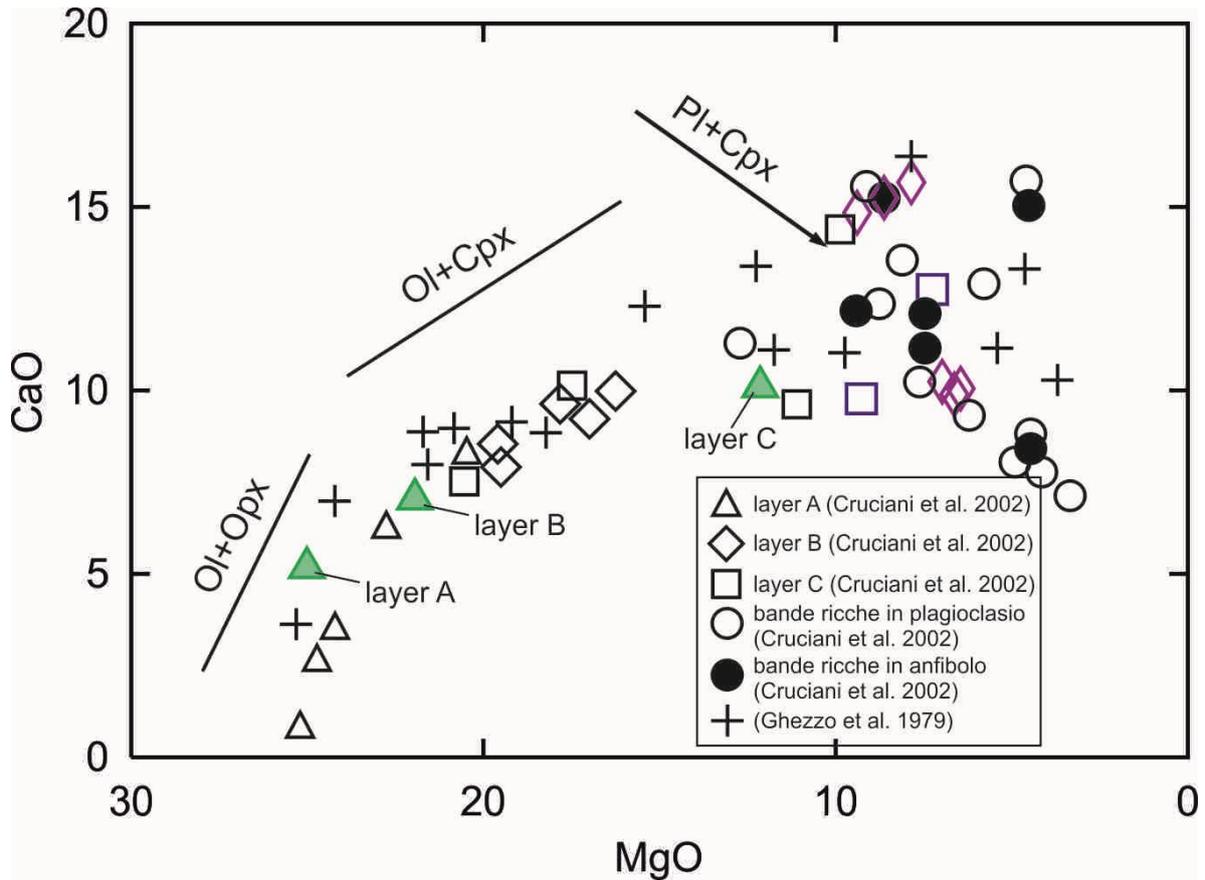


Fig. 9.4 – Diagramma MgO vs CaO (wt %) che mostra il trend di frazionamento delle metabasiti di Mt. Nieddu. I nuovi dati presentati in questa tesi di dottorato (i simboli colorati; vedi Fig. 9.1 per la legenda) si sovrappongono ai dati di Cruciani et al. (2002) e di Ghezzo et al. (1979).

9.5 Considerazioni sui dati geochimici

Le anfiboliti plagioclastiche a bande di Mt. Nieddu sono caratterizzate strutturalmente da una bandatura bimodale leucocratica-melanocratica che si mostra in maniera netta e ben definita negli estremi nord e sud della lente di metabasiti. Nella parte interna della lente, in particolar modo vicino al contatto con le anfiboliti ultrafemiche, la bandatura risulta meno evidente e la roccia ha un aspetto più massivo.

Questa caratteristica bandatura strutturale delle metabasiti di Mt. Nieddu mette in evidenza una certa similitudine tra queste rocce e le leptyno-anfiboliti (abbreviato LAC: leptyno-amphibolite complex), rocce metamorfiche di medio-alto grado costituite da nette bande quarzoso-feldspatiche alternate a metabasiti, le quali possono contenere al loro interno relitti di rocce eclogitiche e/o granulitiche (Santailier et al., 1988).

Queste rocce sono state segnalate e studiate in diverse unità varisiche europee, principalmente nel Massiccio Centrale francese (Giraud et al., 1984), nel massiccio dei Mauri (Seyler, 1986) ma anche nelle Alpi Occidentali e Orientali, in Boemia e nei Carpazi (Hovorka et al., 2003), in Galizia (Bernard-Griffiths et al., 1985) e nella Foresta Nera (Wimmenauer, 1986).

Per quanto riguarda il loro ambiente tettonico di formazione, le LAC sono state interpretate in tre modi diversi:

- Basalti di arco/retro-arco Haut Allier (Piboule e Briand, 1985), Marvejols (Downes et al., 1989), Lézérou (Pin e Piboule, 1988);
- Tholeiiti di intraplacca: eclogiti di Sauviat (Bernard-Griffiths e Jahn, 1981);
- Basalti alcalini di intraplacca: massiccio dei Mauri (Seyler, 1986).

Al protolite basaltico dei LAC è generalmente attribuita un'affinità con gli N-MORB, che spesso evolvono verso composizioni meno impoverite in LREE (Briand et al., 1995; Giraud et al., 1984).

In Sardegna le leptino-anfiboliti sono state segnalate nell'isola dell'Asinara da Gaggero et al. (2011) e a Monte Plebi, situato pochi chilometri ad ovest dall'area di studio, da Ricci e Sabatini (1978) e da Franceschelli et al. (2005b). Gaggero et al. (2011) hanno interpretato le diverse età geocronologiche ottenute nei diversi layer felsici in relazione a diversi eventi di partial melting con apporti di magma felsico attraverso la crosta profonda.

Le metabasiti di Mt. Nieddu sono state interpretate dal punto di vista geochemico per la prima volta da Ricci e Sabatini (1978) in un lavoro a carattere regionale. Secondo questi autori sono originate da basalti tholeiitici di rift continentale, sulla base del contenuto di alcuni elementi minori ritenuti immobili.

Un altro importante studio è quello di Ghezzi et al. (1979), i quali definiscono la natura tholeiitica del protolite basico ed ipotizzano la presenza di una zona di subduzione di crosta oceanica prima e continentale poi nella formazione ed evoluzione di queste rocce. Questi autori interpretano le anfiboliti ultrafemiche come il prodotto di un processo di differenziazione cumulitica partendo da un originario magma basico.

Cruciani et al. (2002) hanno confermato l'origine tholeiitica di queste rocce, ipotizzando un'affinità con le tholeiiti della "supra-subduction zone" di arco insulare.

Sulla base dei nuovi dati geochimici presentati in questa tesi e su quanto documentato in letteratura, il protolite delle metabasiti di Mt. Nieddu è un basalto di tipo tholeiitico (subalcalino), formatosi in condizioni di margine continentale attivo e che mostra una certa affinità chimica sia con gli N-MORB che con i basalti di arco vulcanico.

La presenza di un layering di probabile origine magmatica sia nelle anfiboliti ultrafemiche che nelle anfiboliti plagioclasiche a bande, dedotta dagli studi geochimici (trend magmatico, paragrafo 9.4) e dalle osservazioni di terreno (contatto magmatico tra i due tipi di metabasiti), tende ad escludere l'origine MORB di queste rocce.

La genesi di queste rocce in un ambiente di arco vulcanico potrebbe essere compatibile con il modello geodinamico ricostruito nel capitolo 11.

In sostanza il protolite delle metabasiti di Mt. Nieddu si presume si sia formato da magmi tholeiitici che hanno subito un processo di differenziazione durante la loro messa in posto nella parte bassa della crosta continentale, in un contesto di arco vulcanico provocato verosimilmente dalla disidratazione della placca subducente in un ambiente geodinamico di margine convergente.

10. Geotermobarometria

Per la ricostruzione delle condizioni P-T e del P-T path delle metabasiti selezionate, oggetto di studio di questa tesi, è stata utilizzata la modellizzazione termodinamica con il metodo delle “pseudosezioni” (*equilibrium assemblage diagram*) accompagnata dall'utilizzo della geotermobarometria convenzionale.

Il calcolo delle pseudosezioni P-T è stato effettuato col software *Perple_X* (Connolly, 1990, 2009) utilizzando il dataset termodinamico di Holland e Powell (1998, aggiornato 2004). Il sistema chimico ed i modelli di soluzione solida utilizzati saranno descritti singolarmente nei rispettivi paragrafi.

10.1 Eclogiti retrograde a cianite

10.1.1 Modellizzazione termodinamica

Per la ricostruzione della storia metamorfica delle eclogiti retrograde a cianite attraverso il metodo delle pseudosezioni, sono stati selezionati due campioni (IL3 e IL16) provenienti dalla località Iles (Fig. 4.1). Le pseudosezioni P-T sono state calcolate nel sistema NCKFMASHO + Ti + Mn per il quale sono state considerate le seguenti fasi: anfibolo, biotite, mica bianca, clinopirosseno, ortopirosseno, granato, plagioclasio, zoisite/clinozoisite, ilmenite, rutilo, quarzo, clorite e titanite. I modelli di soluzione solida utilizzati sono quelli di Holland e Powell (1998) per granato, epidoto, e mica bianca, Holland e Powell (1996) per l'ortopirosseno, Green et al. (2007) per il clinopirosseno, Holland et al. (1998) per la clorite, Dale et al. (2005) per l'anfibolo, Powell e Holland (1999) per la biotite, e Fuhrman e Lindsley (1988) per i feldspati.

Le pseudosezioni P-T calcolate per i campioni IL3 e IL16 sono illustrate rispettivamente nelle figure 10.1a e 10.1c. Esse sono state calcolate utilizzando la composizione ottenuta dalle analisi XRF corrette per l'apatite e O₂, con l'aggiunta di un 5 wt. % di acqua in eccesso (vedi Tab. 10.1, *bulk core*). La valutazione del contenuto di O₂ (0.19, corrispondente ad una % di Fe³⁺ di 25) è basata sulla moda e sulla composizione dei minerali che contengono Fe³⁺ come anfibolo, epidoto e onfacite, presenti in abbondanza come inclusi nel granato. Il calcolo delle pseudosezioni P-T per contenuti inferiori di O₂ (es. 0.10 wt. %) provoca un leggero incremento di temperatura (10-20 °C)

ed un abbassamento di pressione (0.1-0.2 GPa) nell'intersezione delle isoplete del granato; solamente per pressioni inferiori ad 1.7 GPa.

Nelle figure 10.1b e 10.1d sono mostrate alcune isoplete selezionate del contenuto di grossularia X_{Ca} e piropo X_{Mg} nel granato, del rapporto X_{Na} nell'onfacite e alcune isomode selezionate del granato. L'intersezione delle isoplete che rappresentano i valori della composizione del *core* del granato in termini dei componenti grossularia e piropo ($X_{Ca} = 0.27$ e $X_{Mg} = 0.24$ per il campione IL3, $X_{Ca} = 0.26$ e $X_{Mg} = 0.25$ per il campione IL16; le linee rosse tratteggiate nelle figure 10.1b e 10.1d) con le isomode corrispondenti al contenuto di granato stimato durante la crescita del *core* (circa 5-7 vol. %; le linee viola nelle figure 10.1b e 10.1d), indicano che il *core* del granato è cresciuto in condizioni di $T = 580-610$ °C e $P = 1.6-2.0$ GPa nel campione IL3 e $T = 600-630$ °C e $P = 1.6-2.0$ GPa nel campione IL16; tali condizioni P-T corrispondono al campo con associazione mineralogica Chl, Ep, Wmca, Grt, Cpx, Qtz, Rt e H₂O. Queste condizioni P-T sono compatibili con i valori di X_{Na} di 0.31-0.32 dell'onfacite inclusa nel granato (isoplete rosa nelle figure 10.1b e 10.1d). La mica bianca, prevista nel campo sopra citato, ma non presente nella roccia, è stata probabilmente decomposta durante la retrocessione metamorfica. Gli inclusi di plagioclasio ed anfibolo nel granato sono considerati come relitti di uno stadio pre-eclogitico, le cui condizioni P-T sono definite approssimativamente dal campo di stabilità del plagioclasio.

Le condizioni P-T di crescita della parte intermedia del granato (il "*mantle*", Fig. 7.1) sono state ottenute utilizzando una composizione bulk-rock effettiva calcolata sottraendo la composizione del *core* del granato dalla composizione chimica ottenuta dalle analisi XRF (Tab. 10.1, bulk *mantle*). Per questo calcolo, è stato considerato un contenuto modale del granato di 15 vol. % nella roccia e che il 30 vol. % dei granati (in media) è formato dal *core*. La percentuale in volume del *core* (~35-40%) sul totale del granato è stata stimata con l'utilizzo delle mappe a raggi-X (vedi Fig. 7.1) e successivamente è stata ridotta del 10 % considerando che alcune di queste mappe suggeriscono un parziale riassorbimento del *core* del granato. Nelle figure 10.1b e 10.1d sono riportate le isoplete composizionali che rappresentano la composizione del *mantle* del granato in termini di X_{Ca} e X_{Mg} . La grossularia dal *core* al *mantle* decresce al contrario del piropo, mentre l'incremento modale del granato suggerisce una evoluzione progradata di queste rocce verso temperature e pressioni maggiori durante la crescita dei porfiroblasti di granato. L'intersezione delle isoplete che rappresentano la composizione del *mantle* del granato ($X_{Ca} = 0.23$ e $X_{Mg} = 0.33$ per il campione IL3, $X_{Ca} = 0.19$ e $X_{Mg} = 0.43$ per il campione IL16; le linee verdi tratteggiate nelle figure 10.1b e 10.1d) con le isomode corrispondenti alla stima modale del 15 vol. % del granato suggeriscono che il

“*mantle*” sia cresciuto a condizioni di $T = 620\text{--}650\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $P = 1.9\text{--}2.2\text{ GPa}$ nel campione IL3 (Figura 10.1b) e di $T = 660\text{--}690\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $P = 2.0\text{--}2.2\text{ GPa}$ nel campione IL16 (Figura 10.1d); e cioè all’interno del campo con associazione mineralogica Wmca, Tlc, Grt, Cpx, Ky, Qtz, Rt e H_2O in figura 10.1a-c. Questa associazione mineralogica è compatibile con le osservazioni petrografiche e con la presenza di inclusi di cianite nel *mantle* del granato. Al contrario, non è compatibile con la presenza di mica bianca e talco; tuttavia il quantitativo modale di queste due fasi calcolato per le condizioni P-T ottenute sopra ($\sim 7\text{ vol. } \%$ per il talco e $< 2\text{ vol. } \%$ per la mica bianca) suggerisce che queste fasi possano essere state decomposte durante il metamorfismo retrogrado.

Infine sono state determinate le condizioni P-T di crescita del *rim* del granato utilizzando la stessa composizione bulk usata per la modellizzazione del *mantle* del granato (Tab. 10.1). Le isoplete rappresentanti il contenuto di grossularia e piropo nel *rim* del granato ($X_{\text{Ca}} = 0.18$ e $X_{\text{Mg}} = 0.37$ per il campione IL3, $X_{\text{Ca}} = 0.17$ e $X_{\text{Mg}} = 0.46$ per il campione IL16; le linee blu tratteggiate nelle figure 10.1b e 10.1d) intersecano le isomode corrispondenti al $\sim 15\text{ vol. } \%$ di granato nella roccia. L’intersezione indica condizioni P-T di formazione del *rim* del granato di $T = 650\text{--}690\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $P = 1.4\text{--}1.7\text{ GPa}$, nel campione IL3 (Figura 10.1b), e di $T = 670\text{--}700\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $P = 1.8\text{--}2.0\text{ GPa}$, nel campione IL16 (corrispondente al campo Wmca Grt Cpx Ky Qtz Rt \pm Am \pm Tlc + H_2O in Figura 10.1a,c).

	IL3			IL16		
	Bulk XRF	Bulk core	Bulk mantle	Bulk XRF	Bulk core	Bulk mantle
SiO₂	49.85	48.08	48.93	49.68	47.58	48.32
TiO₂	0.29	0.28	0.30	0.18	0.17	0.18
Al₂O₃	16.22	15.63	15.22	17.19	16.46	16.04
FeO_{tot}	-	6.73	5.72	-	5.59	4.77
Fe₂O_{3tot}	7.76	-	-	6.50	-	-
MnO	0.12	0.12	0.01	0.10	0.10	0.07
MgO	9.78	9.43	9.71	11.22	10.75	10.75
CaO	12.86	12.37	12.59	12.49	11.95	12.30
Na₂O	2.08	2.00	2.15	2.19	2.10	2.26
K₂O	0.18	0.17	0.18	0.11	0.11	0.12
P₂O₅	0.02	-	-	0.01	-	-
H₂O	0.20	5.00	5.00	0.30	5.00	5.00
O₂	-	0.19	0.19	-	0.19	0.19

Tab. 10.1 – Composizioni chimiche dei campioni IL3 e IL16 utilizzate per il calcolo delle pseudosezioni di Fig. 10.1.

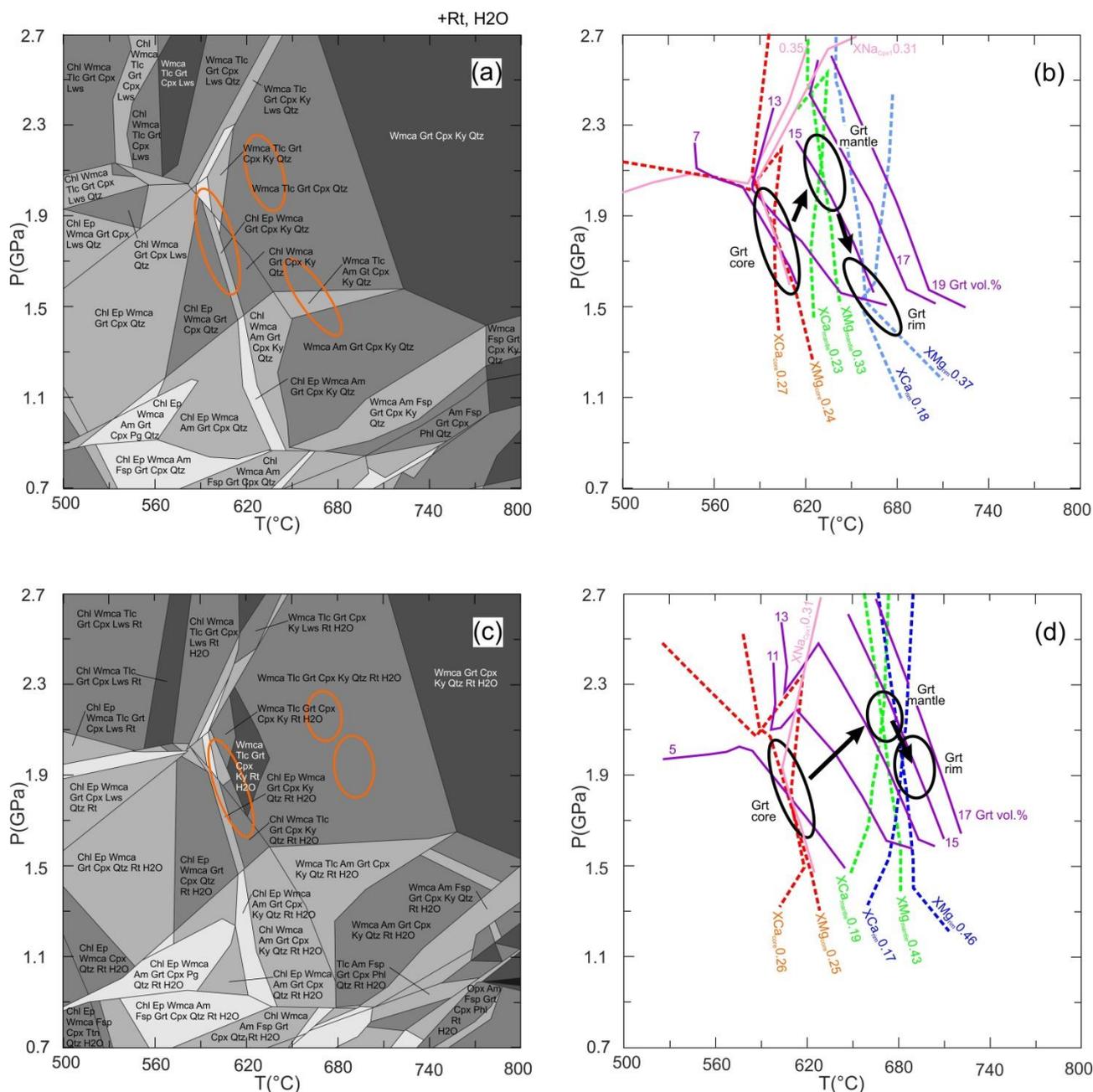


Fig. 10.1 – (a) Pseudosezione P-T del campione IL3 calcolata nel sistema NCKFMASHO + Ti + Mn utilizzando la composizione “bulk core” riportata in Tab. 10.1; (b) Condizioni P-T stimate per la crescita del core, del mantle e del rim del granato. Le dimensioni degli ellissi indicano l’errore stimato; (c) Pseudosezione P-T del campione IL16 calcolata nel sistema NCKFMASHO + Ti + Mn utilizzando la composizione “bulk core” riportata in Tab. 10.1; (d) Condizioni P-T stimate per la crescita del core, del mantle e del rim del granato. Le dimensioni degli ellissi indicano l’errore stimato. Linee tratteggiate: contenuto in grossularia e piropo nel core (in rosso), mantle (in verde) e rim (in blu) del granato. Linea continua rosa: rapporto X_{Na} in Cpx_1 . Linea continua viola: isomode del granato. Modificato da Cruciani et al. (2019a).

10.2 Anfiboliti plagioclasiche a bande

10.2.1 Modellizzazione termodinamica

Al fine di ricostruire l'evoluzione metamorfica registrata dalla zonatura composizionale del granato (Fig. 7.9) sono state calcolate le pseudosezioni P-T di due campioni selezionati provenienti dai layers a granato (Fig. 4.11) delle anfiboliti plagioclasiche a bande (campioni MN14A, MN40). Sono state anche calcolate le pseudosezioni P-T di due campioni selezionati (MN7 e MN8) delle adiacenti anfiboliti plagioclasiche a bande (le rocce incassanti o "host rocks" che ospitano i layer a granato) per ricostruire anche le condizioni P-T del riequilibrio metamorfico. Le pseudosezioni sono state calcolate nel sistema NCKFMASH+Ti + Mn.

I modelli di soluzione solida utilizzati sono quelli di Holland e Powell (1998) per granato, epidoto, e mica bianca, Holland e Powell (1996) per l'ortopirosseno, Green et al. (2007) per il clinopirosseno, Holland et al. (1998) per la clorite, Dale et al. (2005) per l'anfibolo, Powell e Holland (1999) per biotite e mica bianca, e Newton et al. (1981) per il plagioclasio. In aggiunta a questi è stato utilizzato il modello di soluzione solida ideale IlGkPy per l'ilmenite. Le pseudosezioni sono state calcolate considerando l'acqua come componente saturo e tutto il ferro come bivalente.

Le condizioni P-T corrispondenti alla crescita del *core* del granato (stadio 1a; Fig. 8.5) sono state determinate col calcolo di pseudosezioni P-T utilizzando le analisi XRF corrette per il contenuto di apatite (Tab. 10.2, bulk *core*); le pseudosezioni sono riportate in Fig. 10.2a per il campione MN14A ed in Fig. 10.3a per il campione MN40.

Le pseudosezioni sono state contornate da isoplete composizionali selezionate che mostrano il contenuto di almandino, grossularia, piropo e spessartina del granato. In Fig. 10.2b viene mostrata, per il campione MN14A, l'intersezione del contenuto di almandino ($X_{Fe}=0.56$), grossularia ($X_{Ca}=0.28$), piropo ($X_{Mg}=0.10$) e spessartina ($X_{Mn}=0.07$) per la composizione del *core* del granato, la quale si osserva a condizioni di $T = 680-720$ °C e $P = 0.8-1.0$ GPa. Queste condizioni sono compatibili con i valori di $X_{Na} = 0.07$ del Cpx_{1a} e di $X_{Ca}=0.35$ del Pl_{1a} (vedi le isoplete in Fig. 10.2b). L'associazione mineralogica prevista a queste condizioni P-T è costituita da granato + plagioclasio + anfibolo + clinopirosseno + ilmenite + biotite ± quarzo (Fig. 10.2a). Con l'eccezione di una piccola quantità di biotite (~4 vol %), questa associazione coincide con quella osservata nella roccia per lo stadio 1a. Le condizioni P-T ottenute con lo stesso metodo per il campione MN40 sono comparabili (Fig. 10.3b).

Per lo stadio metamorfico corrispondente alla crescita della parte intermedia o “*mantle*” del granato (stadio 1b, Fig. 8.5) è stata utilizzata una composizione bulk effettiva, ottenuta attraverso la sottrazione della composizione del *core* del granato dalla composizione precedentemente utilizzata considerando la moda del granato nella roccia (20%) e la percentuale in volume del *core* sul totale del granato stimata dalle mappe a raggi X (circa il 40 vol. % nei campioni MN14A e MN40). Le corrispondenti pseudosezioni P-T sono illustrate in Fig. 10.2c per il campione MN14A ed in Fig. 10.3c per il campione MN40.

Dal momento che il manganese viene assorbito dal granato durante la crescita dello stesso, non è considerato rilevante per il calcolo delle bulk per le condizioni di picco P-T e per gli stadi retrogradi. Di conseguenza, per definire le condizioni P-T degli stadi 1b e 1c le isoplete della spessartina non sono state considerate poiché nelle rispettive composizioni bulk il contenuto di manganese risulta troppo basso e, di conseguenza, non affidabile.

La figura 10.2d mostra, per il campione MN14A, l'intersezione delle isoplete composizionali corrispondenti al contenuto di grossularia ($X_{Ca} = 0.27$), piropo ($X_{Mg} = 0.10$) e almandino ($X_{Fe} = 0.59$) nel *mantle* del granato che si osserva in condizioni di $T = 680\text{--}730\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $P = 1.0\text{--}1.2\text{ GPa}$. L'associazione mineralogica modellizzata a queste condizioni (Fig. 10.2c; granato + plagioclasio + anfibolo + clinopirosseno + ilmenite + quarzo + biotite \pm rutilo) è la stessa ottenuta per lo stadio 1a con l'eccezione della presenza del rutilo. Questa differenza è coerente con la comparsa delle inclusioni di rutilo nel *mantle* del granato. In Fig. 10.3d sono mostrate le condizioni P-T ottenute con lo stesso metodo per il campione MN40.

Per modellizzare le condizioni P-T di crescita del *rim* del granato (stadio 1c; Fig. 8.5) è stata utilizzata una composizione bulk effettiva ottenuta attraverso un'ulteriore sottrazione della composizione del *mantle* (12 vol. %) dalla composizione effettiva utilizzata per la ricostruzione dello stadio 1b (Tab. 10.2, bulk *rim*). Le corrispondenti pseudosezioni P-T per i campioni MN14A e MN40 sono mostrate rispettivamente in Fig. 10.2e ed in Fig 10.3e.

In figura 10.2f sono mostrate, per il campione MN14A, le isoplete rappresentanti la composizione del *rim* del granato in termini di contenuto in grossularia ($X_{Ca} = 0.26$), piropo ($X_{Mg} = 0.16$) ed almandino ($X_{Fe} = 0.56$; vedi Fig. 10.2f); queste si intersecano in due differenti intervalli P-T: uno in condizioni di facies HP granulitica ($T = 690\text{--}730\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $P = 1.3\text{--}1.4\text{ GPa}$) e l'altro in condizioni di facies anfibolitica-eclogitica ($T = 600\text{--}640\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $P = 1.8\text{--}2.0\text{ GPa}$). Tuttavia è altamente improbabile che queste rocce abbiano raggiunto la facies anfibolitica-eclogitica a causa della presenza del plagioclasio in tutti gli stadi di evoluzione metamorfica (vedi capitolo 8). L'associazione

mineralogica prevista alle condizioni HP granulitiche ($T = 690\text{--}740\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $P = 1.3\text{--}1.5\text{ GPa}$) è costituita da clinopirosseno + plagioclasio + anfibolo + granato + quarzo + rutilo + biotite (Fig. 10.2e). La presenza del rutilo nello stadio 1c al posto dell'ilmenite presente negli stadi 1a-b è compatibile con i minerali osservati nella roccia. In Fig. 10.3f sono mostrate le condizioni P-T, del tutto simili ($T = 690\text{--}730\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $P = 1.2\text{--}1.5\text{ GPa}$), ottenute con lo stesso metodo per il campione MN40.

Il volume del granato calcolato dalle pseudosezioni (vedi le isomode in Fig. 10.2f e Fig. 10.3f) alle condizioni di $T = 690\text{--}740\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $P = 1.3\text{--}1.5\text{ GPa}$ è intorno al 30 vol. % e quindi coerente con la moda di questo minerale osservata nella roccia.

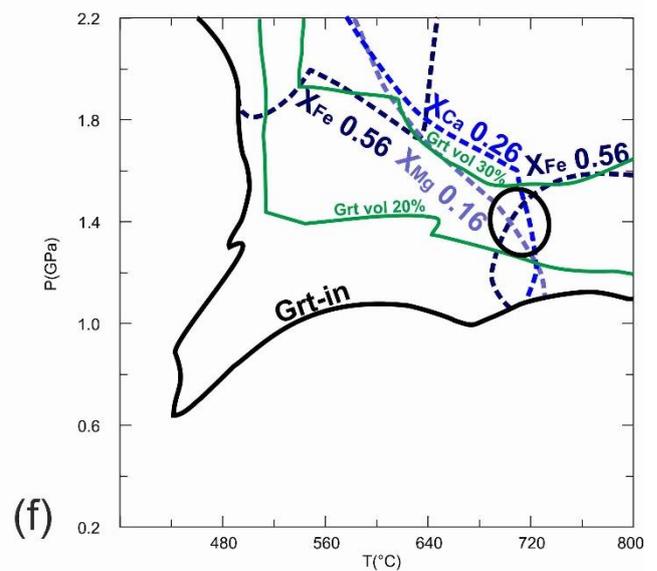
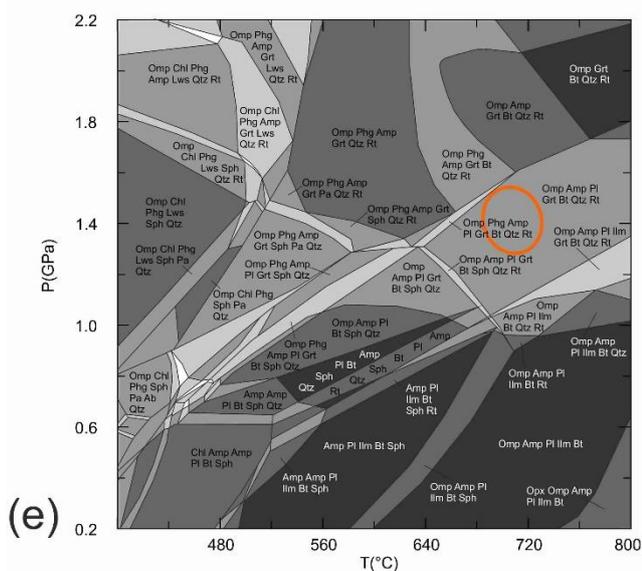
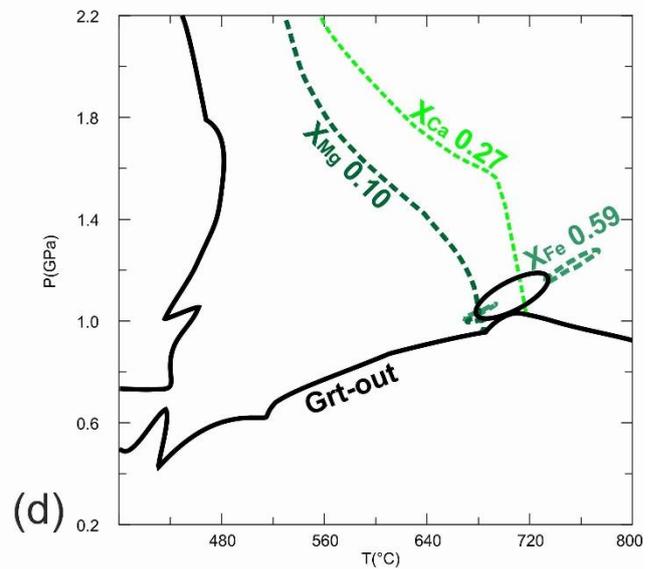
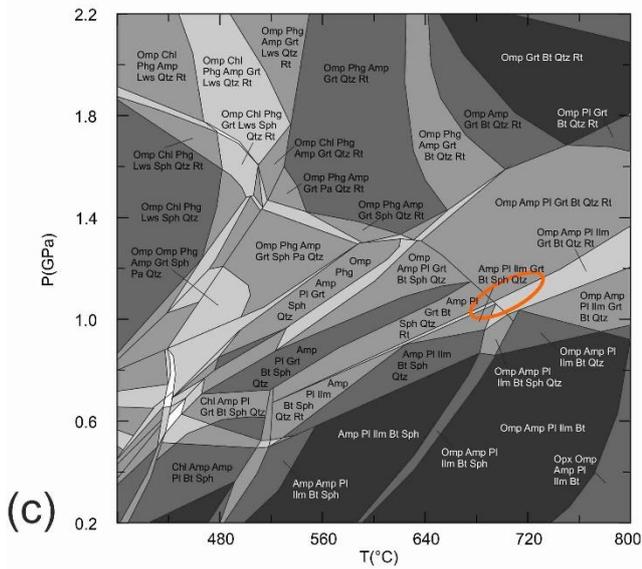
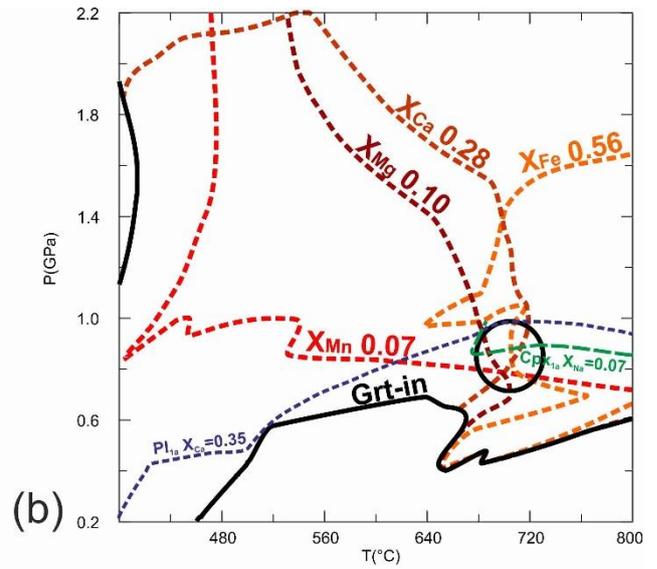
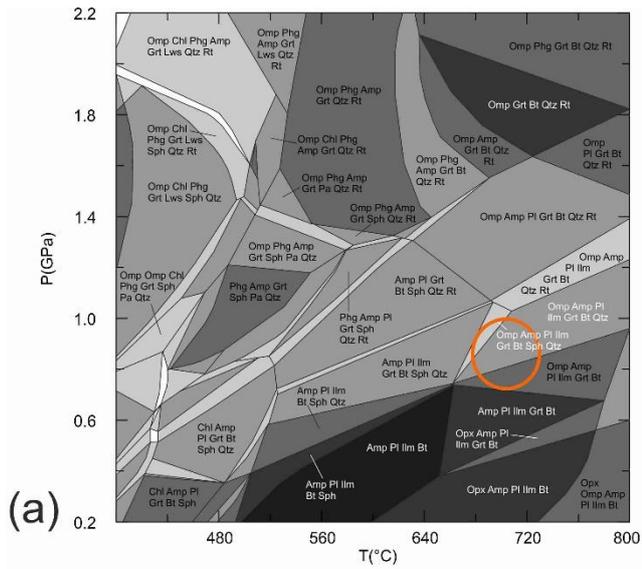


Fig. 10.2 – (a) Pseudosezione P-T calcolata nel sistema NCKFMASH+Ti + Mn per la composizione bulk core del campione MN14A (Tab. 10.2). (b) Condizioni P-T stimate per la crescita del core del granato. La linea verde tratteggiata rappresenta il rapporto X_{Na} nelle inclusioni di clinopirosseno (Cpx_{1a}) nel core del granato; la linea blu tratteggiata rappresenta il rapporto X_{Ca} negli inclusi di plagioclasio (Pl_{1a}) nel core del granato. (c) Pseudosezione P-T calcolata nel sistema NCKFMASH+Ti + Mn per la composizione bulk mantle del campione MN14A meno il core del granato (Tab. 10.2). (d) condizioni P-T stimate per la crescita del mantle del granato. (e) Pseudosezione P-T calcolata nel sistema NCKFMASH+Ti + Mn per la composizione bulk rim del campione MN14A meno il core ed il mantle del granato (Tab. 10.2). (f) condizioni P-T stimate per la crescita del rim del granato. Le dimensioni degli ellissi indicano l'errore stimato. Le linee verdi rappresentano le isomode del granato. Modificato da Scodina et al. (2019).

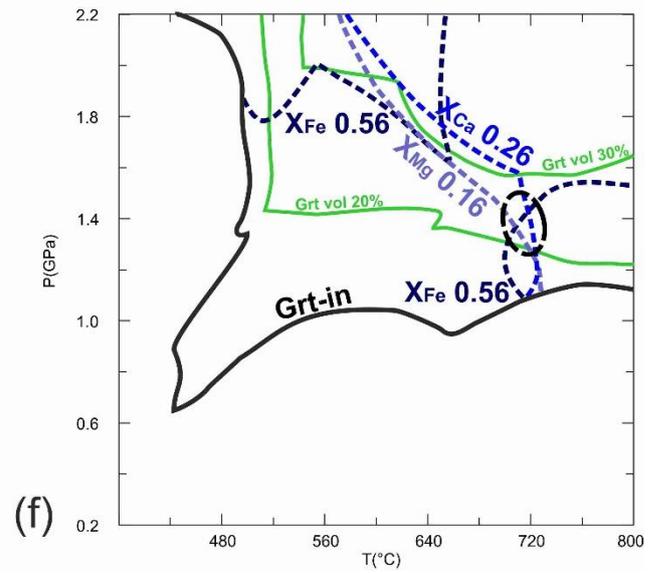
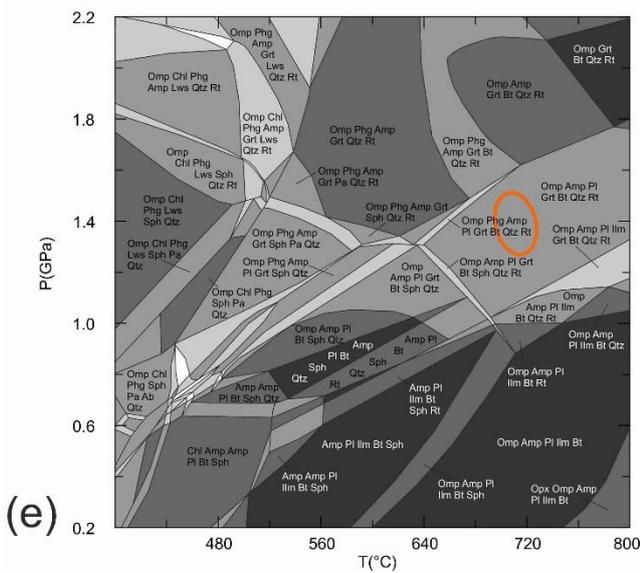
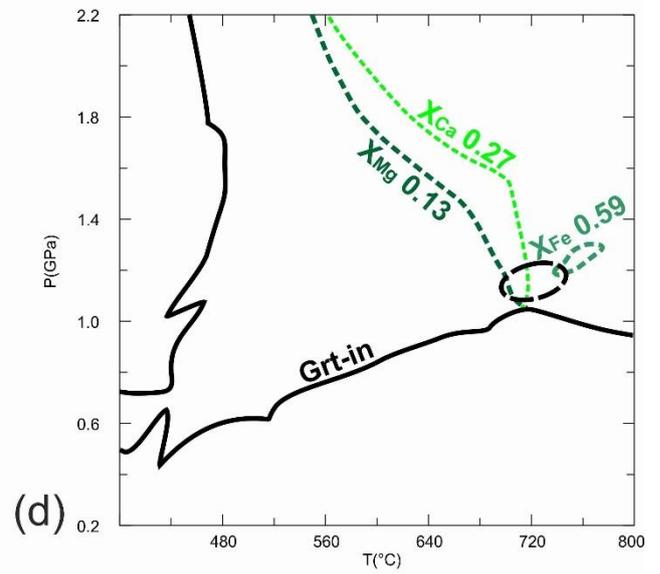
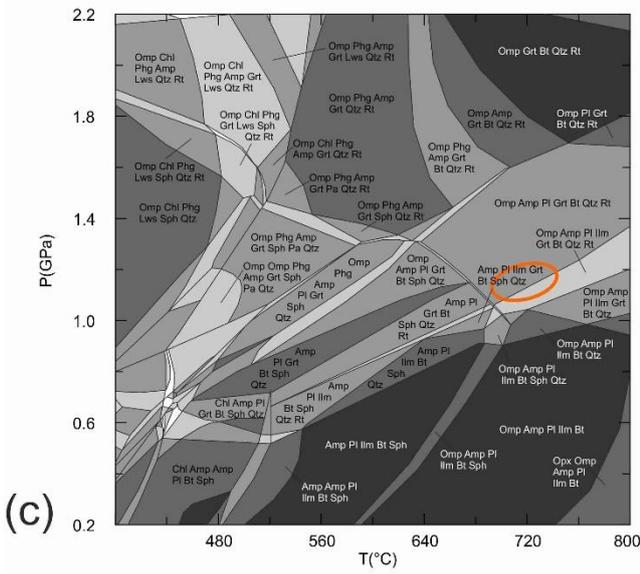
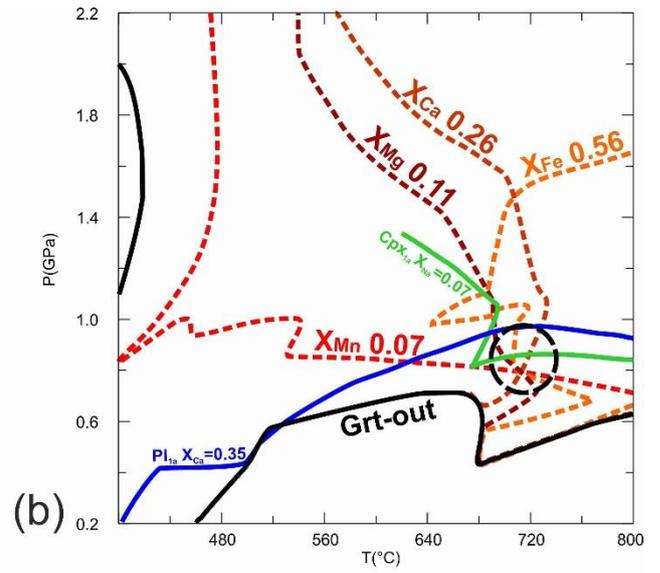
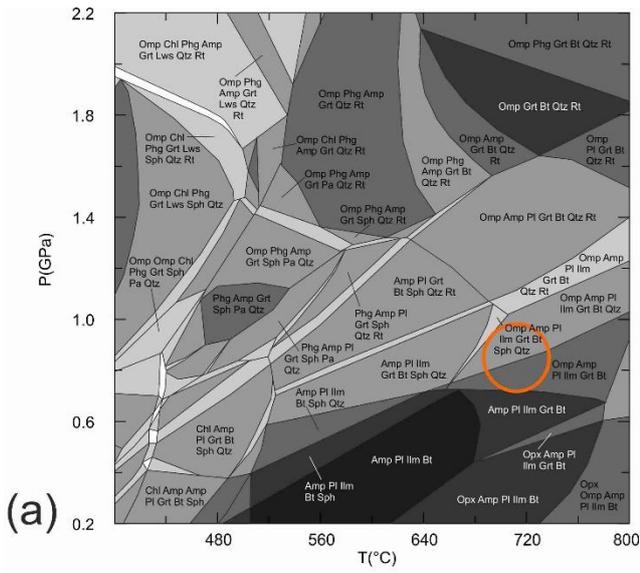


Fig. 10.3 – (a) Pseudosezione P-T calcolata nel sistema NCKFMASH+Ti + Mn per la composizione bulk core del campione MN40 (Tab. 10.2). (b) Condizioni P-T stimate per la crescita del core del granato. La linea verde tratteggiata rappresenta il rapporto X_{Na} nelle inclusioni di clinopirosseno (Cpx_{1a}) nel core del granato; la linea blu tratteggiata rappresenta il rapporto X_{Ca} negli inclusi di plagioclasio (Pl_{1a}) nel core del granato. (c) Pseudosezione P-T calcolata nel sistema NCKFMASH+Ti + Mn per la composizione bulk mantle del campione MN40 meno il core del granato (Tab. 10.2). (d) condizioni P-T stimate per la crescita del mantle del granato. (e) Pseudosezione P-T calcolata nel sistema NCKFMASH+Ti + Mn per la composizione bulk rim del campione MN40 meno il core ed il mantle del granato (Tab. 10.2). (f) condizioni P-T stimate per la crescita del rim del granato. Le dimensioni degli ellissi indicano l'errore stimato. Le linee verdi rappresentano le isomode del granato. Modificato da Scodina et al. (2019).

Al fine di determinare le condizioni P-T di riequilibrio metamorfico (stadio II, Fig. 8.5), è stata utilizzata come composizione per il calcolo delle pseudosezioni P-T quella delle anfiboliti plagioclastiche a bande che contengono i layers a granato (campioni MN7 e MN8). Questa composizione è stata ottenuta dalle analisi XRF e successivamente corretta per il contenuto di apatite. Le pseudosezioni P-T ottenute sono mostrate in Fig. 10.4a per il campione MN7 e in Fig. 10.4c per il campione MN8. Le pseudosezioni sono state contornate con isoplete selezionate in termini di contenuto di Si (apfu) nell'anfibolo e di X_{Ca} nel plagioclasio. Nella figura 10.4b sono illustrate, per il campione MN7, le intersezioni delle isoplete per il contenuto in Si nell'anfibolo ($Si_{Amp_2} = 6.9$ apfu) e del rapporto $X_{Ca} = 0.86$ nel plagioclasio (Pl_2) determinati nel campione che definiscono condizioni P-T di 560– 620 °C e 0.7–0.8 GPa. Queste condizioni P-T ricadono in due campi di stabilità che differiscono per la presenza o meno di quarzo (clinopirosseno + plagioclasio + anfibolo + granato + biotite + titanite ± quarzo) (Fig. 10.4a). Con l'eccezione di biotite + titanite (nella roccia si osservano invece clorite + ilmenite), questa associazione mineralogica coincide con quella osservata nel campione. Le intersezioni delle stesse isoplete sul campione MN8 (mostrate in Fig. 10.4d; T = 570– 630 °C e P = 0.7–0.9 GPa) hanno fornito risultati comparabili.

	MN14				MN40				MN7		MN8	
	Bulk XRF	Bulk core	Bulk mantle	Bulk rim	Bulk XRF	Bulk core	Bulk mantle	Bulk rim	Bulk XRF	Bulk rock	Bulk XRF	Bulk rock
SiO₂	47.39	49.75	51.43	52.46	49.20	49.77	51.50	52.67	48.68	49.59	47.68	48.52
TiO₂	2.48	2.60	2.96	3.19	2.55	2.58	2.93	3.17	0.23	0.24	0.25	0.26
Al₂O₃	13.41	14.07	13.04	12.39	13.94	14.10	13.05	12.43	17.70	18.03	18.82	19.15
Fe₂O₃	13.29	-	-	-	13.64	-	-	-	6.25	-	6.59	-
FeO_{tot}	-	12.55	10.47	9.13	-	12.42	10.27	8.87	-	5.73	-	6.04
MgO	6.63	6.96	7.58	7.96	6.97	7.05	7.66	8.03	9.39	9.57	8.62	8.77
MnO	0.14	0.15	0.03	0.01	0.14	0.14	0.03	0.01	0.11	0.11	0.10	0.11
CaO	9.89	10.01	10.00	10.04	10.23	9.98	10.00	10.01	14.84	15.11	15.25	15.51
Na₂O	2.92	3.06	3.52	3.79	3.10	3.13	3.60	3.88	1.50	1.53	1.45	1.47
K₂O	0.54	0.56	0.65	0.70	0.55	0.55	0.63	0.58	0.08	0.08	0.15	0.16
P₂O₅	0.27	-	-	-	0.28	-	-	-	0.01	-	0.01	-

Tab. 10.2 – Analisi bulk dei campioni MN14A, MN40, MN7 e MN8 determinata attraverso la fluorescenza a raggi X (XRF) e le composizioni chimiche modificate per il calcolo delle pseudosezioni P-T. Le composizioni “Bulk mantle” e “bulk rim” sono state determinate sottraendo rispettivamente il core del granato ed il core+mantle dalla composizione del campione (vedi il testo per i dettagli).

10.2.2 Geotermometro Zr-in-rutilo

Al fine di ottenere ulteriori informazioni geotermobarometriche sulle anfiboliti plagioclastiche a bande, è stato applicato nei campioni dei layer a granato il geotermometro Zr-in-rutilo, dal momento che sia il quarzo che lo zircone sono presenti nelle rocce analizzate. Nello specifico è stata utilizzata la calibrazione di Tomkins et al. (2007) poichè considera, a differenza delle calibrazioni precedenti (Watson et al., 2006; Zack et al., 2004), una leggera dipendenza dalla pressione nonostante in certi casi tale calibrazione potrebbe leggermente sovrastimare la temperatura di formazione del rutilo nelle metabasiti (Tomkins et al., 2007). Nella Fig. 10.5 viene mostrato l'istogramma delle temperature ottenute con il geotermometro Zr-in-rutilo su ottantasette analisi di rutilo dai campioni di layers a granato delle anfiboliti di Mt. Nieddu (MN14A e MN40). Le pressioni considerate per il calcolo del geotermometro sui rutili dello stadio 1 Rt_{1c} e Rt_{1f} sono rispettivamente di 1.4 GPa, raggiunte nelle condizioni di picco durante la crescita del *rim* del granato (vedi paragrafo precedente), e di 0.8 GPa, rispettivamente. I rutili Rt_{1c} (inclusi nel *rim* del granato) hanno registrato un intervallo di temperature limitato (680–720 °C) con un picco di 700–710 °C che corrisponde con l'intervallo di temperature ottenuto con le pseudosezioni per lo stadio 1c. Le temperature registrate dai rutili Rt_{1f} (nella matrice dei layer) sono leggermente inferiori (650–720 °C), con due picchi a 670–680 e 700 °C. Questo risultato suggerisce una leggera diminuzione di temperatura dopo la fine della crescita del granato, all'inizio della fase di decompressione, così come registrato anche dalle pseudosezioni *P-T*.

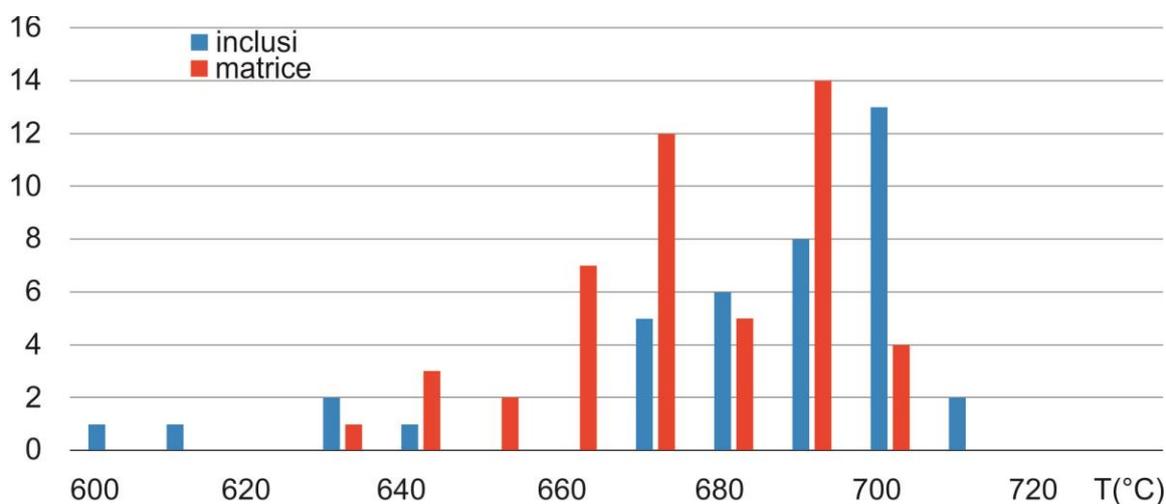


Fig. 10.5 – Temperature ottenute applicando il geotermometro Zr-in-rutilo con la calibrazione di Tomkins et al. (2007) su ottantasette analisi di rutilo dai campioni MN14A e MN40 (le inclusioni di rutilo nel rim dei porfiroblasti di granato Rt_{1c} sono rappresentate in blu mentre i cristalli di rutilo nella matrice dei layers Rt_{1f} sono rappresentati in rosso). Modificato da Scodina et al. (2019).

10.3 Anfiboliti ultrafemiche

Per determinare le condizioni P-T delle anfiboliti ultrafemiche, è stata applicata sia la geotermobarometria convenzionale che il metodo delle pseudosezioni *P-T* su due campioni selezionati (MNX e MNY) di rocce del layer B caratterizzati da microstrutture coronitiche (Fig. 6.5 e 6.6).

10.3.1 Geotermobarometria convenzionale

Le composizioni chimiche dei minerali coronitici utilizzate nell'applicazione della geotermobarometria convenzionale sono state ottenute da analisi puntuali posizionate vicino all'interfaccia di contatto tra due minerali all'equilibrio. Questo perché, durante la formazione dei layers coronitici, l'equilibrio può essere stato raggiunto localmente, appunto all'interfaccia di contatto tra i minerali (Gaidies et al., 2017).

Le condizioni P-T di cristallizzazione del protolite igneo sono state stimate con l'applicazione del geotermometro basato sulla distribuzione di $Mg_2Si_2O_6$ tra l'ortopirosseno ed il clinopirosseno (il termometro "two-pyroxene"). L'applicazione di questo geotermometro sui relitti ignei di Opx_0 e Cpx_0 ha fornito temperature di 773-780 °C con la calibrazione di Brey e Köhler (1990) e di 832-843 °C con quella di Putirka (2008) per intervalli di pressione tra 0.2 e 0.6 GPa. L'associazione mineralogica ignea costituita da ortopirosseno, clinopirosseno, olivina ricca in Mg e plagioclasio, suggerisce infatti che la cristallizzazione magmatica abbia avuto luogo a pressioni inferiori a 0.8 GPa per temperature intorno agli 800 °C (Green e Ringwood, 1972).

Le condizioni di temperatura della formazione del granato coronitico (cioè la temperatura dello stadio I in Fig. 8.2) sono state determinate attraverso i geotermometri granato-clinopirosseno e clinopirosseno-ortopirosseno, entrambi basati sullo scambio di Mg e Fe^{2+} tra le corrispettive fasi. Le composizioni di Grt_1 e Cpx_{1a} usate per l'applicazione del geotermometro sono state prese dalla stessa corona e per ogni campione sono stati considerati almeno tre domini coronitici. Le temperature stimate con il termometro granato-clinopirosseno, utilizzando le calibrazioni di Powell (1985) e Ellis e Green (1979), variano tra 650 e 720 °C. Le temperature calcolate con il termometro clinopirosseno-ortopirosseno applicato sui pirosseni coronitici a contatto (Cpx_{1a} e Opx_1) variano tra 630 e 790 °C con la calibrazione di Brey e Köhler (1990).

I valori di temperatura relativi alla destabilizzazione del granato della corona (stadio anfibolitico) sono stati ottenuti applicando il termometro magnetite-ilmenite con le calibrazioni di Stormer (1983), Lindsley e Spencer (1982), e Anderson (1968). Questo geotermometro, applicato su dieci coppie magnetite-ilmenite a contatto nella matrice della roccia, ha fornito temperature variabili tra 500 e 560 °C. Condizioni P-T simili per lo stadio anfibolitico sono state riportate anche per le adiacenti anfiboliti plagioclastiche a bande (Scodina et al., 2019; vedi paragrafo precedente) ed inoltre per molte altre metabasiti del NE Sardegna (a pressioni di circa 0.4-0.8 GPa) (Franceschelli et al., 2002, 2007). L'associazione mineralogica dei layers coronitici non ha permesso di applicare dei geobarometri per ricavare le condizioni di pressione dello stadio granulitico HP (stadio I in Fig. 8.2).

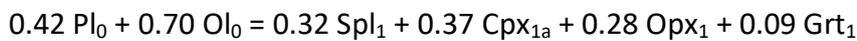
10.3.2 Modellizzazione termodinamica

Nelle rocce del layer B delle anfiboliti ultrafemiche (campioni MNX, MNY) è stato utilizzato l'approccio delle pseudosezioni P-T per stimare le condizioni P-T di formazione della corona, con l'obiettivo principale di testare questo metodo anche su rocce con domini coronitici. I risultati ottenuti sono stati quindi paragonati a quelli documentati nelle adiacenti anfiboliti plagioclastiche a bande, anch'esse oggetto di studio di questa tesi (vedi paragrafo precedente).

La presenza di tessiture coronitiche ha complicato l'applicazione del metodo delle pseudosezioni P-T perché il principio fondamentale della geotermobarometria richiede che sia raggiunto l'equilibrio all'interno di uno specifico volume considerato (Powell e Holland, 2008). Nonostante le tessiture coronitiche siano generalmente ritenute indicatrici di uno stato di disequilibrio nella roccia, diversi studi hanno dimostrato che le condizioni di equilibrio possono essere raggiunte almeno alla scala di dominio (Bethune e Davidson, 1997 e bibliografia). La modellizzazione con le pseudosezioni P-T è stata inoltre applicata con successo da diversi autori per ricavare condizioni P-T da rocce con tessiture coronitiche (su tutti Doukkari et al., 2015; Groppo et al., 2015).

Le pseudosezioni P-T sono state calcolate nel sistema CFMASH con i modelli di soluzione solida di Holland e Powell (1998) per granato, mica bianca, spinello e olivina, Holland e Powell (1996) per l'ortopirosseno, Green et al. (2007) per il clinopirosseno, Holland et al. (1998) per la clorite, Powell e Holland (1999) per biotite e mica bianca potassica, Dale et al. (2005) per l'anfibolo e Newton et al. (1981) per il plagioclasio. In aggiunta a questi è stato utilizzato anche il modello di soluzione solida ideale per il talco.

Le composizioni effettive del dominio coronitico utilizzate per il calcolo delle pseudosezioni P-T riportate in Fig. 10.6a,c, sono state ottenute dalla composizione chimica dei minerali coronitici dei campioni MNX e MNY e dai coefficienti stechiometrici, calcolati con il software CSpace, della reazione (4)



che coinvolge tutte le fasi mineralogiche rinvenute nei domini coronitici (una descrizione dettagliata di questo metodo è presente in Groppo et al., 2007). Le composizioni così ottenute dai campioni MNX ed MNY sono state successivamente confrontate con la media di dieci analisi SEM-EDS di altrettanti microdomini coronitici di dimensioni 1x1 mm di lato dei rispettivi campioni. Nonostante le incertezze dovute alla definizione del limite areale della corona, le analisi al SEM hanno mostrato differenze inferiori al 2 wt. % per SiO₂ e Al₂O₃ e ancora più basse per tutti gli altri elementi rispetto alle composizioni ottenute dalla reazione (4). Le composizioni effettive ottenute per il dominio coronitico sono le seguenti:

Campione MNX: SiO₂ = 40.57; Al₂O₃ = 19.00; FeO = 12.47; MgO = 18.51; CaO = 10.95.

Campione MNY: SiO₂ = 40.43; Al₂O₃ = 18.20; FeO = 13.27; MgO = 17.62; CaO = 10.42.

Le pseudosezioni calcolate con le composizioni sopra riportate per i campioni MNX e MNY sono mostrate rispettivamente in Fig. 10.6a e 10.6c, rispettivamente.

Le pseudosezioni P-T sono state calcolate considerando l'H₂O come fase satura ed il ferro bivalente, poiché il contenuto di Fe³⁺ dei minerali presenti nel dominio coronitico è considerato trascurabile (Tab. 7.5 e 7.6). Le stesse pseudosezioni dei campioni MNX ed MNY sono state calcolate anche per contenuti discreti (es. 5, 2 e 1 wt. %) di H₂O, che hanno portato alla destabilizzazione di minerali idrati (anfibolo, zoisite) e la comparsa di olivina ed ortopirosseno a bassa temperatura nel diagramma P-T (per T<700°C). Tuttavia la topologia dei campi multivarianti a temperature maggiori di 700-750 °C, che sono quelli più rilevanti per la determinazione delle condizioni P-T dei nostri campioni, è rimasta pressochè invariata.

Nelle pseudosezioni P-T il campo di stabilità del granato è situato a pressioni > 0.8 GPa per temperature al di sopra dei 650 °C, mentre il campo del plagioclasio si trova a pressioni inferiori a 0.5 GPa (Fig. 10.6a-c).

Per definire le condizioni P-T di formazione del granato coronitico (Grt₁; stadio I in Fig. 8.2) le pseudosezioni dei campioni MNX ed MNY sono state contornate con delle isoplete selezionate (Fig. 10.6b-d) che rappresentano il contenuto di almandino, grossularia e piropo nel granato. L'intersezione delle corrispettive isoplete per il campione MNX (X_{Fe}=0.39, X_{Ca}=0.27, X_{Mg}=0.31) si

ottiene a condizioni di temperatura intorno a 700 °C a pressioni di 1.3-1.7 GPa (Fig. 10.6b). Queste condizioni P-T, che rappresentano pertanto le condizioni di formazione del granato coronitico, sono compatibili con le isoplete ed isomode selezionate delle altre fasi minerali coronitiche considerate in equilibrio con Grt₁ ($X_{Mg} = 0.92$ per Cpx_{1b}, $X_{Mg} = 0.55$ per Spl₁, ed infine Spl₁ vol. % = 7; vedi Fig. 10.6b). Le isomode del Grt₁ sono leggermente sovrastimate ma il loro andamento suggerisce che il volume massimo raggiunto dal granato corrisponde al picco di pressione registrato dalle anfiboliti plagioclasiche a bande (vedi paragrafo precedente). Le condizioni P-T ottenute coincidono con tre campi di stabilità delle pseudosezioni che hanno in comune la presenza di granato e clinopirosseno ma differiscono per la presenza di olivina, clorite e spinello (Fig. 10.6a,c). Le condizioni P-T ottenute con lo stesso metodo per il campione MNY sono P= 1.4-1.9 GPa e T= 670-740 °C (Fig. 10.6d).

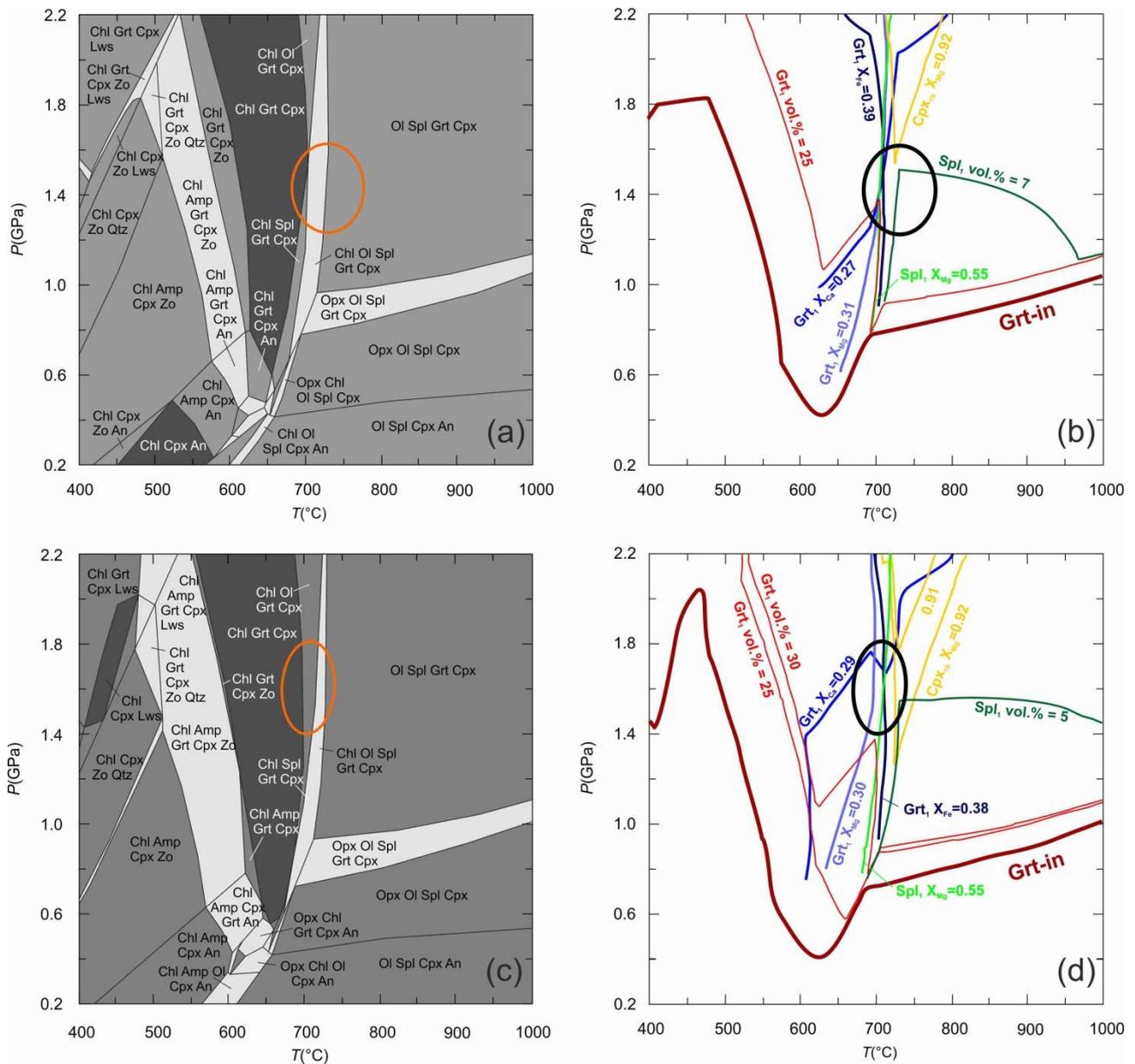


Fig. 10.6 – (a) Pseudosezione P-T calcolata nel sistema CFMASH per la composizione effettiva del dominio coronitico del campione MNX (vedi testo per la composizione utilizzata). (b) Condizioni P-T stimate per la crescita del granato coronitico Grt₁ nel campione MNX. (c) Pseudosezione P-T calcolata nel sistema CFMASH per la composizione effettiva del dominio coronitico del campione MNY (vedi testo). (d) Condizioni P-T stimate per la crescita del granato coronitico Grt₁ nel campione MNY. Le dimensioni degli ellissi indicano l'errore stimato.

10.4 P-T path

10.4.1 P-T path delle eclogiti retrograde a cianite

Nella figura 10.7 è illustrato il P-T path ricostruito per le eclogiti a cianite di località Iles. Questo percorso indica che le eclogiti hanno attraversato un percorso P-T in senso orario o “clockwise”. La prima parte della traiettoria documenta una crescita prograde in pressione e temperatura avvenuta tra la crescita del *core* e della parte intermedia del granato a condizioni P-T tipiche della facies eclogitica, da condizioni di $T = 580\text{--}630\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $P = 1.6\text{--}2.0\text{ GPa}$ fino a condizioni di picco di $T = 620\text{--}690\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $P = 2.0\text{--}2.2\text{ GPa}$. La composizione del rim del granato ha fatto registrare condizioni di $T = 650\text{--}700\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $P = 1.4\text{--}2.0\text{ GPa}$, al confine tra la facies eclogitica e quella granulitica. Questo indica che dopo le condizioni di picco barico, le rocce hanno attraversato un periodo caratterizzato da una leggera crescita in temperatura accompagnata da decompressione fino al raggiungimento del picco termico. Le isomode, che diventano parallele al P-T path durante la crescita della parte intermedia e del *rim* del granato (Fig. 10.1), suggeriscono che la crescita del granato è terminata al raggiungimento delle condizioni di picco barico.

Le aree in grigio rappresentate in Fig. 10.7 mostrano le condizioni P-T ottenute sulle stesse rocce, attraverso l'uso della geotermobarometria convenzionale, da Giacomini et al. (2005b). Questi autori documentano un P-T path “clockwise” molto simile a quello riportato in questa tesi, il quale è costituito da cinque fasi metamorfiche tra cui una anfibolitica prograde documentata dalla coppia edenite-andesina presente all'interno dei porfiroblasti di cianite. Nella loro ricostruzione del P-T path, questi autori riportano le condizioni minime di pressione (1.3-1.4 GPa) per la facies eclogitica, ma non indicano condizioni massime.

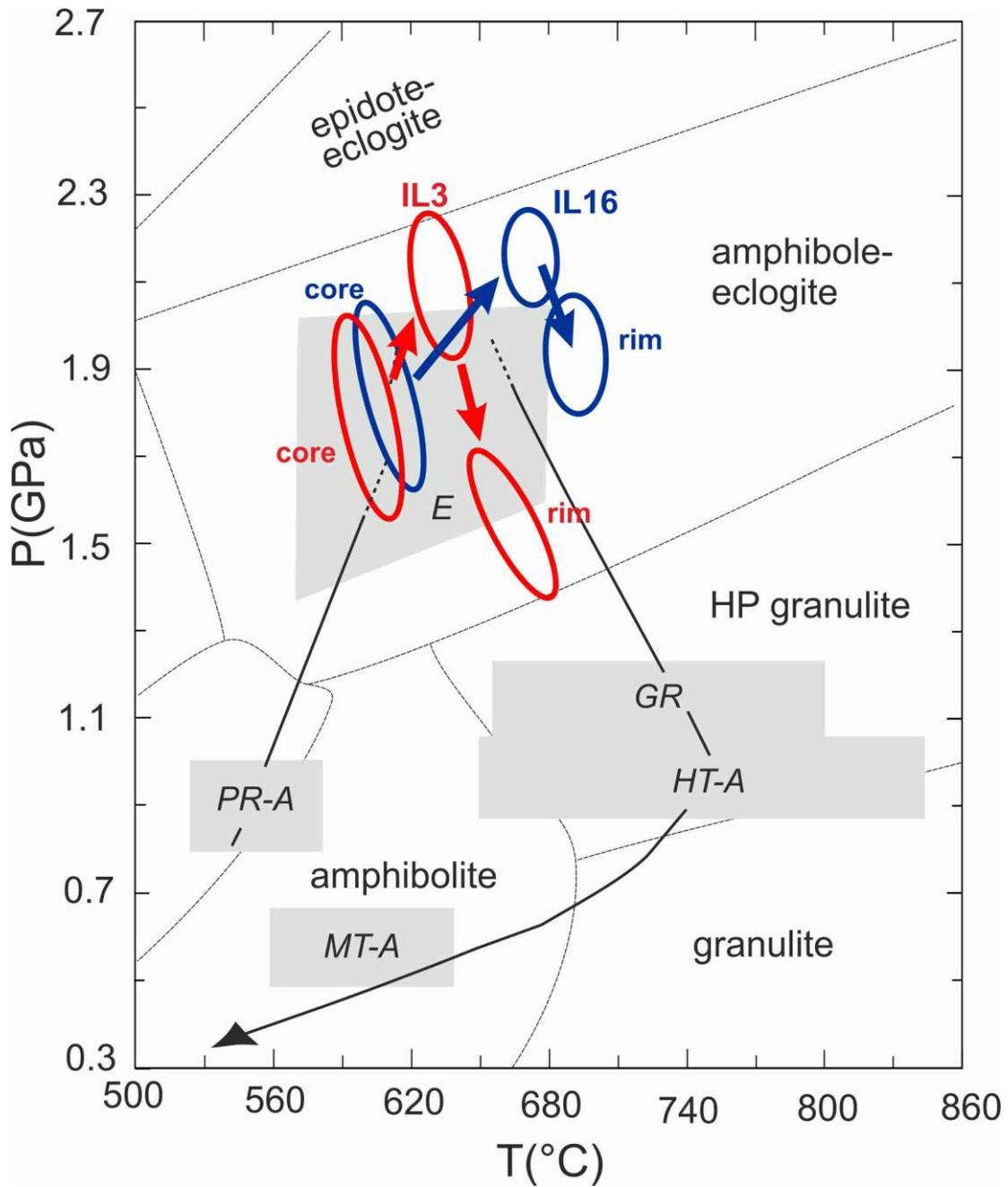


Fig. 10.7 – P-T path ricostruito per le eclogiti retrograde a cianite di località Iles dai campioni IL3 (in rosso) e IL16 (in blu) sulla base della zonatura composizionale dei porfiroblasti di granato, confrontato con i dati di Giacomini et al. (2005), rappresentati dalle aree grigie. Gli stadi metamorfici ricostruiti da Giacomini et al. (2005) sono: E = eclogitico; GR = granulitico; HT-A = anfibolitico alta temperatura; MT-A = anfibolitico media temperatura; PR-A = anfibolitico progrado. Facies metamorfiche da Liou et al. (1998).

10.4.2 P-T path delle anfiboliti plagioclasiche a bande

Nella figura 10.8 è rappresentato il P-T path ricostruito per le anfiboliti plagioclasiche a bande di Mt. Nieddu. Questo P-T path, documentato dalla zonatura del granato nei layers a granato e dalla composizione dei minerali nella host-rock, è di tipo anticlockwise.

La traiettoria ricostruita mostra un discreto aumento della pressione (da 0.7 a 1.4 GPa) in condizioni quasi isoterme durante il percorso progrado. Questo testimonia che queste anfiboliti hanno raggiunto le condizioni massime di pressione in facies HP granulitica a $T = 690\text{--}740\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $P = 1.3\text{--}1.5\text{ GPa}$. Così come indica l'andamento prevalentemente isobarico delle isomode del granato nel campo P-T di interesse (vedi Fig. 10.2f, 10.3f), è molto probabile che il granato abbia interrotto la sua crescita dopo aver raggiunto il picco barico. Successivamente queste rocce hanno iniziato la fase di decompressione, accompagnata anche da una leggera diminuzione di temperatura (intorno a $670\text{--}710\text{ }^{\circ}\text{C}$), così come documentato dal contenuto di Zr nel rutilo (Fig. 10.5). La successiva impronta metamorfica è caratterizzata dalla pervasiva crescita di anfibolo e plagioclasio in condizioni (retrograde) di facies anfibolitica ($T=560\text{--}620\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $P=0.7\text{--}0.8\text{ GPa}$).

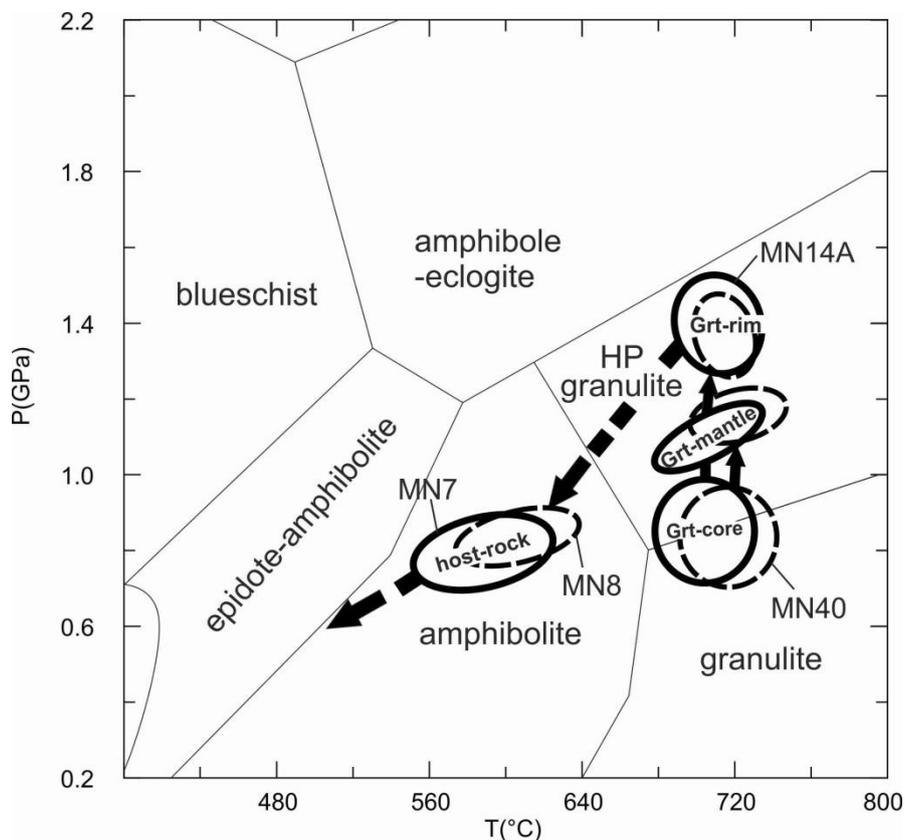


Fig. 10.8 – P-T path ricostruito per le anfiboliti plagioclasiche a bande di Mt. Nieddu, campioni MN14A (ellisse continua), MN40 (ellisse tratteggiata), MN7 (ellisse continua) e MN8 (ellisse tratteggiata). Facies metamorfiche da Liou et al. (1998).

10.4.3 P-T path delle anfiboliti ultrafemiche

Nella figura 10.9 è illustrato il percorso P-T ricostruito per le anfiboliti ultrafemiche attraverso lo studio delle rocce del layer B. I dati geotermobarometrici ottenuti con la geotermobarometria convenzionale ed il metodo delle pseudosezioni P-T suggerisce che la cristallizzazione ignea è avvenuta a condizioni di $P < 0.5$ GPa e $T = 780-850$ °C. Successivamente queste rocce hanno attraversato una fase di progressivo raffreddamento accompagnata da una crescita in pressione, compatibile con la formazione del granato nel dominio coronitico. Il raffreddamento è documentato inoltre dalla formazione delle microstrutture coronitiche e simpletitiche e dalla essoluzione degli ossidi di ferro dai relitti ignei di ortopirosseno. Le condizioni di picco stimate di $P = 1.3-1.7$ GPa e $T = 680-730$ °C sono molto simili a quelle determinate per le anfiboliti plagioclasiche a bande (Scodina et al., 2019) riportate nel paragrafo precedente (Fig. 10.8). Le anfiboliti ultrafemiche hanno successivamente continuato il percorso retrogrado in facies anfibolitica in linea con quanto documentato per le anfiboliti plagioclasiche a bande.

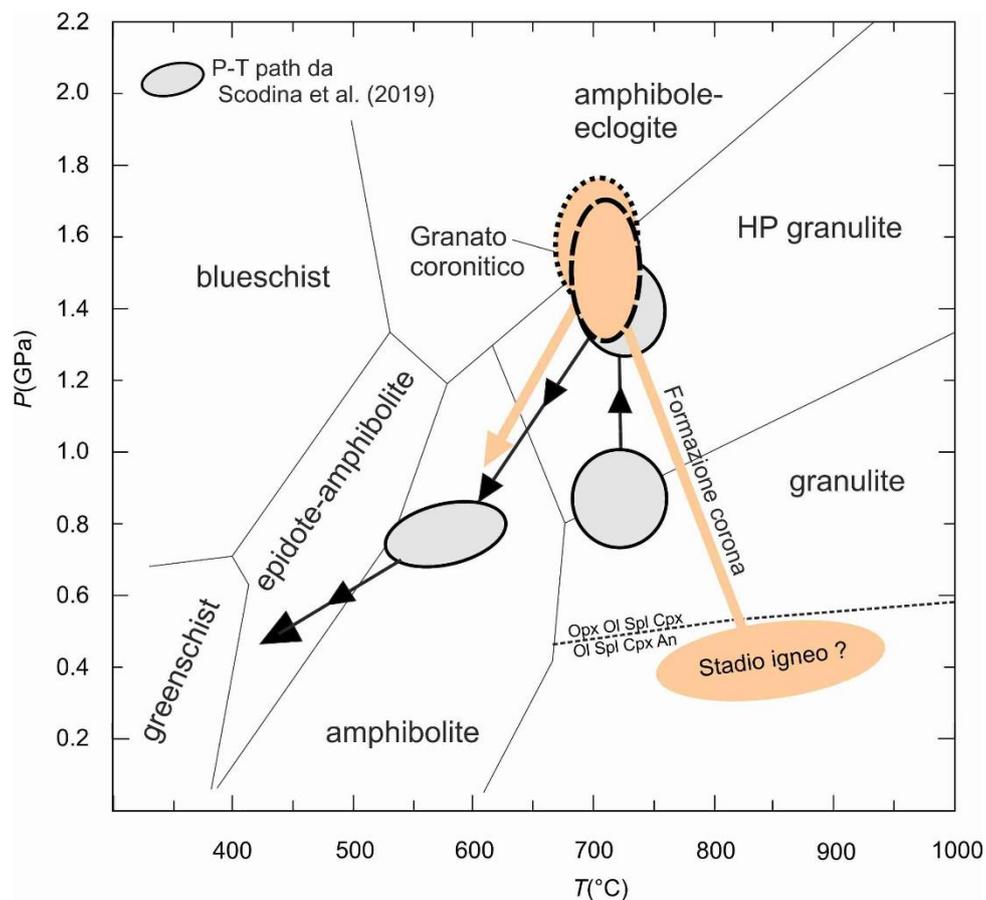


Fig. 10.9 – P-T path (colore arancio) ricostruito per le anfiboliti ultrafemiche di Mt. Nieddu dai campioni MNX ed MNY. Le ellissi in grigio rappresentano il percorso P-T delle anfiboliti plagioclasiche a bande riportati in questa tesi e pubblicati da Scodina et al. (2019). Facies metamorfiche da Liou et al. (1998).

11. Discussione

11.1 Evoluzione metamorfica delle metabasiti

Le metabasiti studiate in questa tesi sono andate incontro a differenti tipi di percorsi P-T che richiedono una lettura ed una interpretazione nel contesto geodinamico di evoluzione della catena Varisica Sarda.

Le **eclogiti retrograde a cianite** in località Iles hanno subito un P-T path di tipo “clockwise”, registrato dalla zonatura composizionale del granato. Il nucleo (*core*) e la parte intermedia hanno preservato l'ultimo segmento progrado dell'evoluzione P-T, che ha raggiunto il suo picco barico in facies eclogitica ($T = 620\text{--}690\text{ }^{\circ}\text{C}$ and $P = 2.0\text{--}2.2\text{ GPa}$). Il picco barico ha preceduto il picco termico, il quale, a sua volta, è stato seguito dal successivo riequilibrio metamorfico in facies granulitica, anfibolitica ed infine scisti verdi (vedi capitolo 10, Fig. 10.7).

Questo P-T path documentato per le eclogiti a cianite è molto simile a quello riportato in letteratura per le eclogiti affioranti in località vicine come quelle di Punta Orvili e Punta de li Tulchi (Cruciani et al., 2011; 2012) e più in generale per tutte le eclogiti presenti nel complesso migmatitico. Il P-T path delle eclogiti a cianite differisce leggermente da quello delle eclogiti affioranti nel L-MGMC (come ad esempio quelle presenti in località Giuncana; Cruciani et al., 2015c) per via di pressioni di picco barico più elevate (2.0-2.2 vs 1.3-1.7 GPa) e per la presenza del tratto finale del percorso progrado, assente nelle eclogiti del L-MGMC.

Tutte le eclogiti datate provenienti sia dal L-MGMC che dal HGMC hanno fornito età di formazione del protolite variabili tra il Darriwiliano ed il Sandbiano (Ordoviciano Medio-Superiore) così come hanno indicato i dati geocronologici U-Pb sugli zirconi. Le eclogiti a cianite studiate in questo lavoro sono state datate $460 \pm 5\text{ Ma}$ (Giacomini et al., 2005b), mentre quelle di Punta de li Tulchi hanno età di $457 \pm 2\text{ Ma}$ e di $453 \pm 14\text{ Ma}$ (rispettivamente secondo Cortesogno et al., 2004 e Palmeri et al., 2004). Le eclogiti di Giuncana nel L-MGMC indicano età di $454 \pm 6\text{ Ma}$ (Cruciani et al., 2015c). Per quanto riguarda le età del metamorfismo HP, le eclogiti di Punta de li Tulchi (Palmeri et al., 2004) hanno fornito ulteriori età di $400 \pm 10\text{ Ma}$ e $327 \pm 7\text{ Ma}$. Queste sono state interpretate come corrispondenti rispettivamente all'età dell'evento eclogitico HP (gli stessi autori suggeriscono che questa età potrebbe essere influenzata alla perdita di Pb durante l'Orogenesi Varisica) ed al riequilibrio retrogrado in facies anfibolitica. Le eclogiti a cianite (Giacomini et al.,

2005b) hanno dato età intermedie di 352 ± 3 Ma che sono state interpretate in un lavoro successivo (Giacomini et al., 2005a) come corrispondenti all'evento metamorfico HP.

Le **anfiboliti plagioclasiche a bande** hanno registrato un percorso iniziale quasi isoterma (Fig. 10.8) caratterizzato da un aumento di pressione documentato dalla zonatura composizionale del granato presente nei layers, fino al raggiungimento di condizioni di picco metamorfico ($T = 690\text{--}730$ °C e $P = 1.3\text{--}1.4$ GPa) registrate dal bordo del granato. Successivamente queste rocce hanno iniziato il percorso retrogrado che ha subito una forte impronta in facies anfibolitica ($T=560\text{--}620$ °C e $P=0.7\text{--}0.8$ GPa) ed infine in quella scisti verdi. Dal momento che il raffreddamento è avvenuto all'inizio del metamorfismo retrogrado, il percorso P-T risultante è di tipo anti-clockwise (vedi capitolo 10, Fig. 10.9).

I dati geotermobarometrici ottenuti sulle **anfiboliti ultrafemiche** sono in accordo con il percorso P-T delle adiacenti anfiboliti plagioclasiche a bande. A partire dalla cristallizzazione ignea avvenuta a condizioni di $P < 0.5$ GPa e $T = 780\text{--}850$ °C, queste rocce hanno attraversato successivamente una fase di progressivo raffreddamento accompagnata da una crescita in pressione, compatibile con la formazione del granato nel dominio coronitico, fino al raggiungimento di condizioni di picco di $P= 1.3\text{--}1.7$ GPa e $T= 680\text{--}730$ °C (Fig. 10.9). Anche per queste rocce il percorso retrogrado ha attraversato delle fasi di riequilibrio metamorfico nelle facies anfibolitica e scisti verdi. Anche in questo caso, il P-T path risultante è di tipo anticlockwise. Entrambe le metabasiti di Mt. Nieddu (anfiboliti plagioclasiche a bande e anfiboliti ultrafemiche) hanno attraversato un percorso molto simile a partire dalla fine della fase progradata ed hanno registrato condizioni di picco barico comparabili (leggermente più alte per le anfiboliti ultrafemiche; vedi capitolo 10).

Nell'ambito di questo dottorato di ricerca non è stato possibile ottenere dati geocronologici per la determinazione dell'età del protolite e degli eventi metamorfici. Tuttavia è possibile associare, tramite le evidenze di terreno e l'andamento della scistosità regionale, alcune datazioni reperibili in letteratura e riguardanti le rocce adiacenti con gli eventi metamorfici che hanno subito le metabasiti di Mt. Nieddu.

L'evento granulitico HP è correlabile a quello ipotizzato nelle migmatiti e gneiss paraderivati (situati a nord dell'area di studio) datato da Giacomini et al. (2006) a 350-330 Ma, mentre Padovano et al. (2014) col metodo U-Pb su zircone datano l'evento granulitico negli ortogneiss di Capo Ferro a 359 ± 4 Ma, associandolo alla fase deformativa che produce la scistosità principale di direzione NE-SW che troviamo a Mt. Nieddu (secondo gli stessi autori appartenente all'Old Gneiss

Complex). Di Vincenzo et al. (2004), col metodo Ar-Ar sulle miche, datano l'evento D1, relativo alla fase di ispessimento crostale e metamorfismo in facies granulitica, a 330-340 Ma.

Il successivo ri-equilibrio metamorfico in facies anfibolitica è correlabile con l'età di 325 ± 1.3 Ma (U-Pb sugli ortogneiss di Capo Ferro; Padovano et al., 2014) associata ad una fase deformativa che produce la scistosità principale in direzione NW-SE osservabile nell'area di Bados, con relativo evento migmatitico (secondo gli stessi autori relativa al New Gneiss Complex). Una età simile (326 ± 4 Ma) è stata ottenuta da Giacomini et al. (2006) sulle migmatiti e paragneiss affioranti poco più a nord dell'area di studio per lo stesso evento migmatitico. Di Vincenzo et al. (2004) datano la fase deformativa transpressionale (D2) associata al metamorfismo retrogrado in facies anfibolitica a 315-320 Ma.

11.2 P-T path “clockwise” e “anticlockwise”

È possibile spiegare la differente evoluzione metamorfica, clockwise vs anticlockwise, delle eclogiti e delle anfiboliti (in precedenza granuliti) presenti nell'area di Golfo Aranci sulla base dello scenario geodinamico recentemente proposto da Massonne et al. (2018). La Corsica meridionale ed il Nord Sardegna mostrano simili strutture tettoniche ed età geologiche. Ad esempio, l'età del protolite magmatico degli ortogneiss di Zicavo e Porto Vecchio ottenute con il metodo U/Pb sugli zirconi sono rispettivamente di 458 ± 32 Ma e $465 \pm 19/-16$ Ma (Faure et al., 2014 e bibliografia), molto simili a quelle ottenute dai corrispondenti “augen” gneiss del Nord Sardegna (ortogneiss di Lodè, 456 ± 14 Ma, Helbing e Tiepolo, 2005). Le datazioni sugli zirconi delle eclogiti di Golfo Aranci (le eclogiti a cianite di Iles di questa tesi) hanno fornito età di 460 ± 5 Ma per il protolite magmatico, mentre le età metamorfiche hanno fornito età di ~ 345 Ma (Viseano inferiore) e ~ 325 Ma (Viseano superiore) e 300 Ma (Giacomini et al., 2005a,b). L'età di 345 Ma è stata correlata con l'evento eclogitico di alta pressione (HP), mentre l'età più giovane con il riequilibrio metamorfico in facies anfibolitica. In Corsica meridionale, il metamorfismo di alta pressione in facies granulitica è stato datato a 360 Ma da Giacomini et al. (2008). Questa età, successivamente confermata da Li et al. (2014) è probabilmente molto simile a quella relativa all'evento metamorfico di alta pressione in facies granulitica avvenuto nel Nord Sardegna e studiato in questo lavoro.

Anche gli eventi metamorfici di alta pressione (HP) sono simili in Nord Sardegna e in Corsica: in Sardegna NE le condizioni metamorfiche HP sono testimoniate da corpi eclogitici (Cortesogno et al., 2004; Cruciani et al., 2011, 2012, 2015a; Franceschelli et al., 2007; Giacomini et al., 2005b), gneiss e migmatiti che hanno subito pressioni >1 GPa (Cruciani et al., 2008a; Massonne et al.,

2013), e micascisti con condizioni P-T massime fino a 1.8 GPa (Cruciani et al., 2013b). Queste rocce potrebbero avere la loro controparte nelle granuliti del sud-est della Corsica che hanno attraversato condizioni HP fino a 1.9 GPa (Giacomini et al., 2008).

L'evoluzione metamorfica delle anfiboliti/granuliti e delle eclogiti oggetto di studio in questa tesi di dottorato ha avuto luogo durante e dopo la collisione continentale tra i terranes peri-Gondwaniani (precedentemente uniti alla Laurussia) ed il Gondwana, successivamente alla chiusura dell'oceano Sud-Armorico (un ramo dell'oceano Reico), avvenuta al termine del Devoniano (Rossi et al., 2009), poco prima di 360 Ma (Giacomini et al., 2008). L'evento collisionale, che ha portato ad un ispessimento crostale, è risultato in un evento migmatitico di alta pressione (Massonne et al., 2013) e in un metamorfismo di tipo Barroviano (Ricci et al., 2004) nella Zona Assiale del basamento Varisico Sardo.

I P-T paths di tipo anticlockwise presentati in questa tesi per le anfiboliti plagioclasiche a bande e per le anfiboliti ultrafemiche sono diversi da quelli delle eclogiti a cianite e più in generale da quelli ricostruiti per numerose migmatiti HP e metabasiti del NE Sardegna (clockwise).

I P-T path con andamento anticlockwise non sono comuni nella letteratura riguardante le catene collisionali ma diversi studi ne hanno riportato l'esistenza (Pitra e Guiraud, 1996; Vignaroli et al., 2005; Groppo e Rolfo, 2008; Xiang et al., 2012; Duan et al., 2017; Li et al., 2017; Waizenhöfer e Massonne, 2017;).

I P-T paths di tipo anticlockwise sono generalmente interpretati in letteratura come pertinenti a rocce della placca superiore in un contesto geodinamico convergente di raccorciamento crostale (Spear et al., 1990), oppure da rocce che hanno subito un raffreddamento isobarico dopo aver raggiunto condizioni di picco, come suggerito da Bohlen (1987). In quest'ultima interpretazione l'aumento di temperatura avviene a basse condizioni di pressione a causa della presenza di una fonte di calore di origine ignea come può essere un arco vulcanico o una camera magmatica oppure da qualsiasi attività magmatica innescata dalla disidratazione della slab subducente. In caso di contesto geodinamico convergente/collisionale le fonte di calore può essere identificata anche con il flusso di massa che avviene nel "*mantle wedge*", cioè quella parte di mantello tra la crosta subducente e la placca sovrascorrente (Perchuk et al., 1999). In un altro caso documentato da Pitra e Guiraud (1996), il percorso anticlockwise è dato dal raffreddamento delle rocce dei livelli cristallini più profondi causato da una rapida sedimentazione nei livelli cristallini superficiali, dopo che le stesse rocce avevano raggiunto il picco metamorfico.

Se si considerano esclusivamente le rocce metamorfiche del blocco sardo-corso, l'unico esempio riportato di anticlockwise P-T path è quello descritto recentemente da Massonne et al. (2018). Questi autori hanno ricostruito l'evoluzione P-T-t dei micascisti a granato affioranti nell'area di Porto Vecchio, nella Corsica sud-orientale. Queste rocce hanno raggiunto condizioni di picco a $P = 0.7$ GPa e $T = 600\text{--}630$ °C, inferiori a quelle determinate per i coevi gneiss migmatitici (picco barico: $1.0\text{--}1.2$ GPa, Cruciani et al., 2008a; Massonne et al., 2013) ed i micascisti (1.8 GPa, Cruciani et al., 2013b) della Sardegna NE. Massonne et al. (2018) hanno interpretato le rocce con il percorso anticlockwise come facenti parte della placca superiore nello scenario della collisione continentale, mentre le contemporanee rocce metamorfiche di alta pressione della Sardegna NE costituivano parte della placca inferiore.

In questo caso il percorso anticlockwise è dato da un alto gradiente geotermico nelle prime fasi dell'evoluzione metamorfica di questi micascisti, correlato secondo gli autori alla presenza di un arco magmatico al di sopra della slab subducente, nel margine meridionale della Laurussia. Di seguito la collisione continentale, accompagnata dal break-off della slab e dalla conseguente estinzione dell'arco magmatico, avrebbe portato la roccia a condizioni di picco barico.

Successivamente, sia i micascisti della Corsica che le rocce HP della Sardegna NE sono stati coinvolti in un canale di esumazione (Massonne, 2016), dove porzioni di roccia provenienti da diversi livelli crostali di entrambe le placche continentali sono stati portati a contatto tra di loro, molto probabilmente nel Viséano.

Il termine "canale di esumazione" ("exhumation channel", vedi Massonne, 2012 per ulteriori spiegazioni) è stato utilizzato da Massonne (2012) per evitare confusione con il canale di subduzione, situato sopra la crosta oceanica subducente. Il canale di subduzione è caratterizzato da un flusso diretto verso l'alto di materiale basico, ultrabasico e sedimentario proveniente da notevoli profondità nella zona di subduzione, dalla disidratazione della crosta oceanica subducente e dalla conseguente idratazione del materiale presente nel canale di subduzione (compresa anche una parte del mantello adiacente). Il canale di esumazione si trova a minori profondità, tra le due placche continentali ed è costituito da materiale poco competente, idrato e relativamente freddo che si trovava vicino alla superficie poco prima della collisione continentale. Queste caratteristiche, che sono tipiche di crosta superiore continentale, determinano il distacco di queste porzioni dalla litosfera in subduzione e l'inserimento all'interno del canale di esumazione. Tuttavia, nonostante una componente verso l'alto del flusso di massa nel canale di esumazione, si presume che il flusso sia in prevalenza sub-orizzontale a maggiori profondità a

differenza del flusso di massa nel canale di subduzione che segue la direzione della crosta subducente.

In sintesi, parte del materiale nel canale di esumazione proviene dalla parte superiore della placca sottoscorrente e di conseguenza relativamente fredda. Le porzioni più calde della placca continentale sovrascorrente che sono state coinvolte nel canale di esumazione (cioè le nostre rocce), sono state raffreddate dal materiale della placca inferiore a profondità in cui avviene la separazione di queste porzioni di roccia dalla placca continentale sovrascorrente. In seguito a ciò, queste porzioni di roccia attraversano un percorso P-T anticlockwise.

11.3 Evoluzione geodinamica delle metabasiti di Mt. Nieddu

Il modello di evoluzione geodinamica proposto per questa tesi, che intende spiegare la compresenza nella Zona Assiale della catena Varisica del blocco sardo-corso di percorsi P-T di tipo sia “clockwise” (migmatiti, Massonne et al., 2013; eclogiti, Cruciani et al., 2019a e questa tesi) che “anticlockwise” (micasisti Porto Vecchio, Massonne et al., 2018; granuliti, Scodina et al., 2019 e questa Tesi), è illustrato in Fig. 11.1.

Secondo questo modello, che in parte è ripreso e modificato dal modello di Massonne et al. (2018), l'evoluzione tettono-metamorfica registrata dalle anfiboliti (granuliti) ha avuto inizio nel Devoniano Superiore durante il periodo di subduzione di crosta oceanica al di sotto dei terranes peri-Gondwaniani precedentemente uniti alla Laurussia. Le anfiboliti erano posizionate verosimilmente nella parte inferiore della (calda) placca sovrascorrente, adiacente alla placca in subduzione, a profondità di circa 35 Km (circa 0.8–0.9 GPa; Fig. 11.1a), mentre le eclogiti a cianite di Golfo Aranci (località Iles) facevano parte della (relativamente fredda) slab subducente e di conseguenza hanno raggiunto maggiori profondità (fino a 2.0-2.2 GPa, Cruciani et al., 2019a), per poi risalire lungo il canale di subduzione. Durante la fase di subduzione della crosta oceanica, la presenza nella placca sovrascorrente di un alto gradiente geotermico in relazione alla presenza di un arco magmatico avrebbe consentito condizioni metamorfiche caratterizzate da incremento di temperatura. Il successivo ispessimento crostale avrebbe determinato l'aumento di pressione. Questo tipo di evoluzione con P-T path anticlockwise è stata ricostruita per i micasisti a granato e cianite dell'unità di fautea-Solenzara in Corsica meridionale (Massonne et al., 2018).

Durante la fase collisionale le anfiboliti di Mt. Nieddu hanno raggiunto profondità di 50-55 Km (corrispondenti agli 1.4-1.5 GPa documentati sulle anfiboliti plagioclastiche a bande con la

modellizzazione termodinamica, Fig. 10.8), dovute probabilmente ad un fenomeno di erosione tettonica o di ispessimento crostale della placca superiore durante la collisione tra Gondwana e Laurussia avvenuta all'inizio del Carbonifero (Fig. 11.1b).

Dopo la collisione continentale, la crosta oceanica collegata al Gondwana è stata coinvolta in un evento di break-off (Fig. 11.1b), uno scenario ipotizzato per la catena varisca da diversi autori (Casini et al., 2015; Giacomini et al., 2008; von Raumer et al., 2014). Alcune porzioni di crosta oceanica, metamorfosate in facies eclogitica, sono state esumate nel canale di subduzione e successivamente trascinate dalla placca continentale sottoscorrente per raggiungere infine il canale di esumazione poco prima che avvenisse l'evento di break-off. È questo il caso delle eclogiti a cianite di Iles (pallino verde in Fig. 11.1b). Il break-off della slab avrebbe inoltre causato la fine dell'attività di arco vulcanico al di sotto di Laurussia.

In seguito, dopo l'underthrusting del Gondwana sulla Laurussia, intorno ai 345 Ma (Massonne et al., 2018), le rocce metamorfiche di entrambe le placche sono state coinvolte in un comune "particle path" nel canale di esumazione e diretto verso la superficie; caratterizzato da una principale componente strike-slip (secondo Giacomini et al., 2008) (Fig. 11.1c). Sia le anfiboliti (granuliti retrograde) che le eclogiti studiate in questa tesi, ma anche le rocce provenienti dalla parte superiore della placca sottoscorrente (le migmatiti HP del NE Sardegna), sono state coinvolte in questo evento e, successivamente, sono state associate le une con le altre nel canale di esumazione durante il Carbonifero inferiore e medio, verosimilmente a cominciare dal Viseano (Fig. 11.1d).

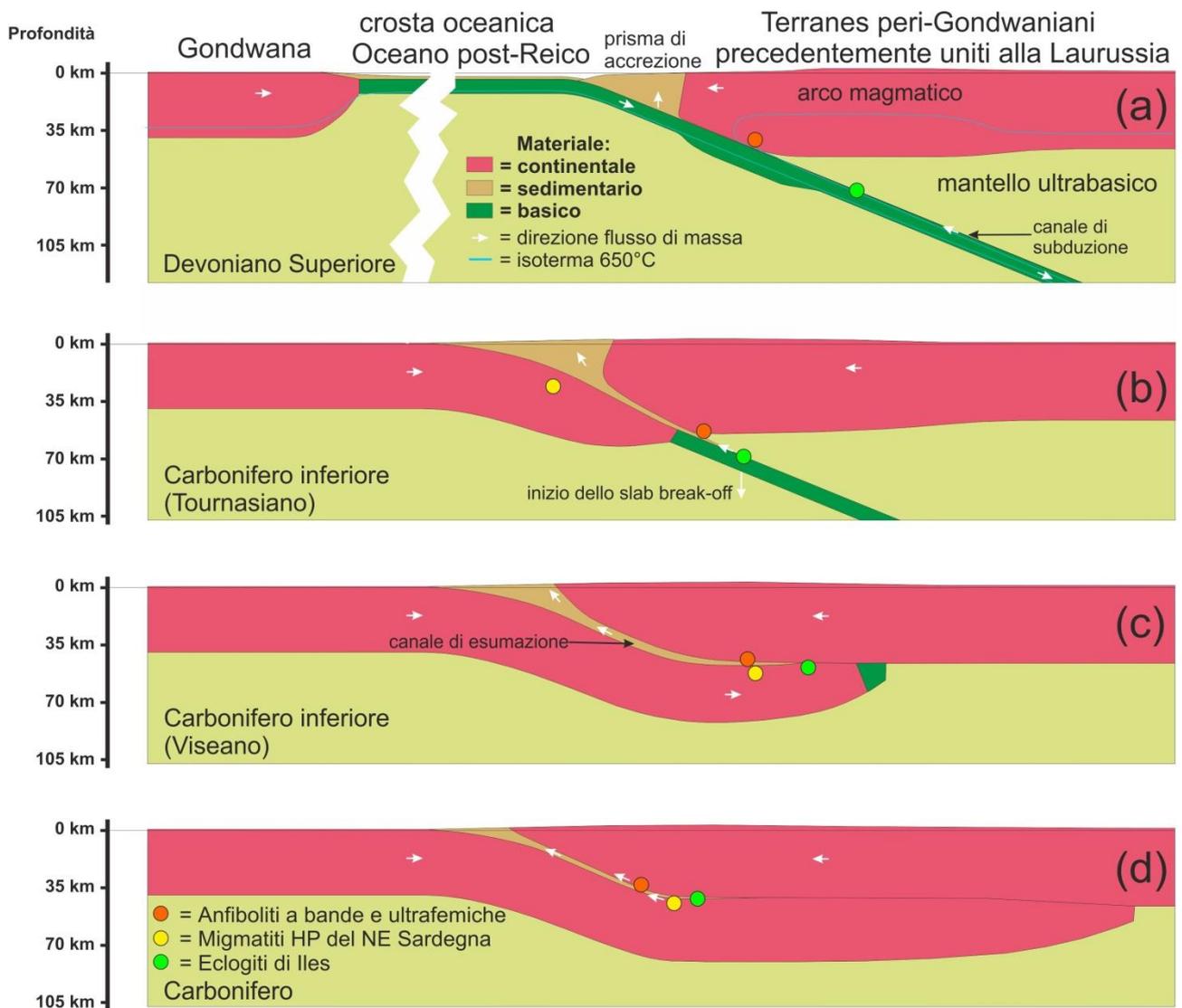


Fig. 11.1 – Sketch dell'evoluzione geodinamica delle anfiboliti (località Mt. Nieddu) e delle eclogiti (località Iles) dell'area di Golfo Aranci durante l'orogenesi Variscica (modificata da Massonne et al., 2018). (a) Subduzione di crosta oceanica al di sotto della placca Laurussia e dei terranes peri-Gondwaniani; (b) Collisione continentale ed evento di "break-off" della slab; (c) Ispessimento crostale ed inizio del "particle path" nel canale di esumazione, mostrato dalle frecce nere; (d) Esumazione delle anfiboliti (granuliti - pallini arancioni), migmatiti HP (pallini gialli) e delle eclogiti a cianite (pallini verdi) nel canale di esumazione.

Conclusioni

I principali risultati ottenuti in questa tesi di dottorato possono essere riassunti in questo modo:

- Sono state migliorate le conoscenze geologiche delle rocce metamorfiche affioranti nell'area di Mt. Nieddu, in particolar modo per quanto riguarda le metabasiti (eclogiti a cianite, anfiboliti plagioclasiche a bande e anfiboliti ultrafemiche). Lo studio geologico ha permesso di realizzare una carta geologica schematica dell'area suddetta.

- Gli studi petrografici e microstrutturali hanno permesso di ricostruire la storia e l'evoluzione metamorfica delle eclogiti retrograde a cianite di Iles, delle anfiboliti plagioclasiche a bande e delle anfiboliti ultrafemiche di Mt. Nieddu.

- Gli studi geochimici effettuati sulle anfiboliti di Mt. Nieddu hanno confermato l'origine magmatica del layering caratteristico di queste rocce (evidenziando inoltre diverse similitudini con le LAC) e l'origine tholeiitica (subalcalina) dei protoliti, formatisi in condizioni di margine continentale attivo.

- Gli studi di modellizzazione termodinamica hanno permesso di ricostruire il percorso P-T delle eclogiti retrograde a cianite, delle anfiboliti plagioclasiche a bande e delle anfiboliti ultrafemiche. Le eclogiti a cianite, sulla base della zonatura composizionale del granato, hanno registrato un percorso P-T di tipo "clockwise", in linea con quanto documentato in letteratura per le altre eclogiti sarde. Le anfiboliti plagioclasiche a bande e le anfiboliti ultrafemiche hanno registrato un percorso P-T di tipo "anticlockwise", documentato rispettivamente dalla zonatura dei granati nei layer e dall'evoluzione delle microstrutture coronitiche nelle rocce del layer B.

Il P-T path di tipo "anticlockwise" è stato documentato per la prima volta per le rocce metamorfiche della Sardegna.

- Sulla base dei P-T path ricostruiti è stato proposto un modello di evoluzione geodinamica relativo alla collisione continentale avvenuta durante l'orogenesi varisca, in cui sono state coinvolte le metabasiti oggetto di studio di questa tesi.

Ringraziamenti

La presente tesi è stata prodotta durante la frequenza del corso di dottorato in Scienze e Tecnologie della Terra e dell'Ambiente dell'Università di Cagliari, XXXII ciclo, con il supporto di una borsa di studio finanziata con le risorse del P.O.R. SARDEGNA F.S.E. 2007-2013 – Obiettivo competitività regionale e occupazione, Asse IV Capitale umano, Linea di Attività 1.3.1 “Finanziamento di corsi di dottorato finalizzati alla formazione di capitale umano altamente specializzato, in particolare per i settori dell’ICT, delle nanotecnologie e delle biotecnologie, dell’energia e dello sviluppo sostenibile, dell’agroalimentare e dei materiali tradizionali”.

Ringrazio il mio tutor, il Prof. M. Franceschelli, per il suo aiuto, la sua pazienza e tutto il tempo dedicatomi in questi tre anni.

Ringrazio il Prof. H.-J. Massonne per la sua disponibilità ed ospitalità presso il suo istituto, per il suo preziosissimo supporto scientifico e per tutto il tempo dedicatomi.

Ringrazio il Dott. T. Theye per il suo prezioso supporto tecnico alla microsonda elettronica e M. Schmelz per il supporto tecnico per la preparazione di sezioni sottili.

Ringrazio tutto lo staff di tecnici, i professori ed i colleghi presenti durante gli otto mesi di ricerca trascorsi presso l’Institut für Mineralogie und Kristallchemie dell’Università di Stoccarda, in particolare il Dott. J. Opitz, per la calorosa ospitalità e per i consigli scientifici.

Ringrazio il Prof. G. Cruciani per i suoi preziosi consigli e per il suo aiuto con le analisi SEM.

Ringrazio il tecnico S. Noli per il suo aiuto nella preparazione delle sezioni sottili.

Ringrazio tutti i colleghi del Dipartimento di Scienze Chimiche e Geologiche dell’Università di Cagliari che mi hanno supportato e con i quali ho trascorso tante giornate e condiviso numerose discussioni, scientifiche e non.

Ringrazio i due revisori, i Prof. R. Cirrincione dell’Università di Catania e G. Musumeci dell’Università di Pisa per la loro disponibilità, il lavoro svolto ed i preziosi consigli volti a migliorare la tesi.

Ringrazio infine la mia famiglia per avermi supportato per tutto il percorso di studi e durante questi tre anni.

Bibliografia

ANDERSON A.T. (1968). *Oxidation of the La Blanche Lake titaniferous magnetite deposit, Québec*. The Journal of Geology: 76 (4), 528-547.

ARTHAUD F. (1963). *Un exemple de tectonique superposes dans le Paléozoïque de l'Iglesiente (Sardaigne)*. Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris: 9, 303-304.

BERNARD-GRIFFITHS J., CARPENTER M.S.N., PEUCAT J.J., JAHN B.M. (1986). *Geochemical and isotopic characteristics of blueschist facies rocks from the Île de Groix, Armorican Massif (northwest France)*. Lithos: 19, 235–253.

BERNARD-GRIFFITHS J., JAHN B.M. (1981). *REE geochemistry of eclogites and associated rocks from Sauviat-sur-Vige, Massif Central français*. Lithos: 14, 263–274.

BETHUME K.M., DAVIDSON A. (1997). *Grenvillian metamorphism of the Sudbury diabase dyke-swarm: from protolith to two-pyroxene–garnet coronite*. The Canadian Mineralogist: 35, 1191–1220.

BOHLEN S.R. (1987). *Pressure-temperature-time paths and a tectonic model for the evolution of granulites*. Journal of Geology: 95, 617-632.

BRANDELIK A. (2009). *CALCMIN – an EXCEL™ Visual basic application for calculating mineral structural formulae from electron microprobe analyses*. Computers & Geosciences: 35, 1540–1551.

BREY G.P., KÖHLER T. (1990). *Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers*. Journal of Petrology: 31, 1353–1378.

BRIAND B., BOUCHARDON J.L., OUALI H., PIBOULE M., CAPIEZ P. (1995). *Geochemistry of bimodal amphibolitic–felsic gneiss complexes from eastern Massif Central, France*. Geological Magazine: 132, 321–337.

CAPPELLI B., CARMIGNANI L., CASTORINA F., DI PISA A., OGGIANO G., PETRINI R. (1992). *A Hercynian suture zone in Sardinia: geological and geochemical evidence*. Geodinamica Acta: 5, 101-118.

CARMIGNANI L., BARCA S., CAPPELLI B., DI PISA A., GATTIGLIO M., OGGIANO G., PERTUSATI P.C. (1992). *A tentative geodynamic model for the Hercynian basement of Sardinia*. In: Carmignani L., Sassi F.P. (eds.), *Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement. A volume dedicated to Tommaso Cocozza, IGCP Project N° 276, Newsletter: 5, 61-82, Siena*.

CARMIGNANI L., CAROSI R., DI PISA A., GATTIGLIO M., MUSUMECI G., OGGIANO G., PERTUSATI P.C. (1994). *The hercynian Chain in Sardinia (Italy)*. Geodinamica Acta: 7, 31–47.

CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C., RICCI C.A. (1982). *I lineamenti del Basamento Sardo*. Guida alla Geologia del Paleozoico sardo. Guide Geologiche Regionali. Memorie della Società Geologica Italiana: 20, 11-23.

CARMIGNANI L., FRANCESCHELLI M., PERTUSATI P.C., MEMMI I., RICCI C.A. (1979). *Evoluzione tettono-metamorfica del basamento ercinico della Nurra (Sardegna NW)*. Memorie della Società Geologica Italiana: 20, 57-84.

CARMIGNANI L., OGGIANO G. (1997). *The variscan basement and the post-collisional evolution. Late Palaeozoic continental basins of Sardinia*. The continental Permian International Congress, 15-18 Sept. 1999. Field trip guide-volume: 6-13.

CARMIGNANI L., OGGIANO G., BARCA S., CONTI P., ELTRUDIS A., FUNEDDA A., PASCI S., SALVADORI I. (2001). *Geologia della Sardegna. Note illustrative della Carta Geologica della Sardegna in scala 1:200,000*. Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia: 60, 283 pp.

CAROSI R., CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M., MONTOMOLI C. (2015). *The Variscan Basement of Sardinia. Field guide to the excursion of the 29th Himalaya-Karakoram-Tibet Workshop, 5-8 September 2014*. Società Geologica Italiana, Geological Field Trips: 7(2.1), 118 pp.

CAROSI R., DI PISA A., IACOPINI D., MONTOMOLI C., OGGIANO G. (2004). *The structural evolution of the Asinara Island (NW Sardinia, Italy)*. Geodinamica Acta: 17(5), 309-329.

CAROSI R., FRASSI C., IACOPINI D., MONTOMOLI C. (2005). *Post collisional transpressive tectonics in northern Sardinia (Italy)*. Journal of the Virtual Explorer: 19, paper 3.

CAROSI R., FRASSI C., MONTOMOLI C. (2009). *Deformation during exhumation of medium- and high-grade metamorphic rocks in the Variscan chain in northern Sardinia (Italy)*. Geological Journal: 44, 280-305.

CAROSI R., MONTOMOLI C., TIEPOLO M., FRASSI C. (2012). *Geochronological constraints on post collisional shear belt in the Variscides of Sardinia, Italy*. Terra Nova: 24 (1), 42-51.

CAROSI R., MUSUMECI G., PERTUSATI P.C. (1991). *Differences in the structural evolution of tectonic units in central-southern Sardinia*. Bollettino della Società Geologica Italiana: 110, 543-551.

CAROSI R., OGGIANO G. (2002). *Structural evolution of Nord eastern Sardinia: insight on the tectonic evolution of the Variscan Belt*. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris: 334, 287-294.

CAROSI R., PALMERI R., SABBATINI T. (1999). *Ductile transpression and exhumation of greenschists/amphibolite facies metamorphic rocks from NE Sardinia (Italy)*. Abstract, EUG 10, Strasburgo, 99.

CAROSI R., PALMERI R. (2002). *Orogen-parallel tectonic transport in the Variscan belt of northeastern Sardinia (Italy): implications for the exhumation of medium-pressure metamorphic rocks*. Geological Magazine: 139(5), 497-511.

CASINI L., CUCCURU S., PUCCINI A., OGGIANO G., ROSSI P. (2015). *Evolution of the Corsica-Sardinia Batholith and late-orogenic shearing of the Variscides*. *Tectonophysics*: 646, 65–78.

CONNOLLY J.A.D. (1990). *Multivariable phase diagrams: an algorithm based on generalized thermodynamics*. *American Journal of Science*: 290, 666–718.

CONNOLLY J.A.D. (2009). *The geodynamic equation of state: what and how*. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*: 10, Q10014.

CONTI P., CARMIGNANI L., FUNEDDA A. (2001). *Change of nappe transport direction during the Variscan collisional evolution of central-southern Sardinia (Italy)*. *Tectonophysics*: 332, 255-273.

CORSI B., ELTER F.M. (2006). *eo-Variscan (Devonian?) melting in the High Grade Metamorphic Complex of the NE Sardinia Belt (Italy)*. *Geodinamica Acta*: 3(4), 155-164.

CORTESOGNO L., GAGGERO L., OGGIANO G., PAQUETTE J.L. (2004). *Different tectono-thermal evolutionary paths in eclogitic rocks from the axial zone of the Variscan chain in Sardinia (Italy) compared with the Ligurian Alps*. *Ophioliti*: 29, 125–144.

COX K.G. (1980). *A model for flood basalt volcanism*. *Journal of Petrology*: 21, 629-650.

CRUCIANI G., DINI A., FRANCESCHELLI M., PUXEDDU M., UTZERI D. (2010). *Metabasite from the Variscan belt in NE Sardinia, Italy: within plate OIB-like melts with very high Sr and low Nd isotope ratios*. *European Journal of Mineralogy*: 22, 509-523.

CRUCIANI G., FANCELLO D., FRANCESCHELLI M., SCODINA M., SPANO M.E. (2014a). *Geothermobarometry of Al silicate-bearing migmatites from the Variscan chain of NE Sardinia, Italy: a P-T pseudosection approach*. *Periodico di Mineralogia*: 83(1), 19-40.

CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M., CAREDDA A.M., CARCANGIU G. (2001). *Anatexis in the Hercinian basement of NE Sardinia, Italy: a case study of the migmatite of Porto Ottiolu*. *Mineralogy and Petrology*: 71, 195-233.

CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M., ELTER F.M., PUXEDDU M., UTZERI D. (2008a). *Petrogenesis of Al silicate-bearing trondhjemitic migmatites from NE Sardinia, Italy*. *Lithos*: 102, 554-574.

CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M., FOLEY S.F., JACOB D.E. (2014b). *Anatectic amphibole and restitic garnet in some Variscan migmatite from NE Sardinia, Italy: insights into partial melting from mineral trace elements*. *European Journal of Mineralogy*: 26, 381-395.

CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M., GROPPPO C. (2011). *P-T evolution of eclogite-facies metabasite from NE Sardinia, Italy: insights into the prograde evolution of Variscan eclogites*. *Lithos*: 121, 135-150.

CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M., GROPPPO C., OGGIANO G., SPANO M.E. (2015a). *Re-equilibration history and P-T path of eclogites from Variscan Sardinia, Italy: a case study from the medium-grade metamorphic complex*. *International Journal of Earth Sciences*: 104, 797–814.

CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M., GROPPPO C., SPANO M.E. (2012). *Metamorphic evolution of non-equilibrated granulitized eclogite from Punta de li Tulchi (Variscan Sardinia) determined through texturally controlled thermodynamic modeling*. *Journal of Metamorphic Geology*: 30, 667–685.

CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M., JUNG S., PUXEDDU M., UTZERI D. (2008b). *Amphibole-bearing migmatite from Variscan Belt of NE Sardinia, Italy: partial melting of a mid-Ordovician igneous source*. *Lithos*: 102, 208-224.

CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M., LANGONE A., PUXEDDU M. (2019b). *U-Pb zircon and Ar-Ar amphibole ages from Sardinian migmatites (Italy) and review of migmatite ages from the Variscan belt*. *Periodico di Mineralogia*: 88, 203-219.

CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M., LANGONE A., PUXEDDU M., SCODINA, M. (2015c). *Nature and age of pre-Variscan eclogite protoliths from the Low- to Medium-Grade Metamorphic Complex of north-central Sardinia (Italy) and comparisons with coeval Sardinian eclogites in the northern Gondwana context*. *Journal of the Geological Society*: 172, 792–807.

CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M., MARCHI M., ZUCCA M. (2002). *Geochemistry of metabasite from NE Sardinia, Italy: nature of protoliths, magmatic trend, and geotectonic setting*. *Mineralogy and Petrology*: 74, 25-47.

CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M., MASSONNE H.-J., CAROSI R., MONTOMOLI C. (2013b). *Pressure-temperature and deformational evolution of high pressure metapelites from Variscan NE Sardinia, Italy*. *Lithos*: 175-176, 272-284.

CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M., MASSONNE H.-J., MUSUMECI G., SPANO M.E. (2016). *Thermomechanical evolution of the high-grade core in the nappe zone of Variscan Sardinia, Italy: the role of shear deformation and granite emplacement*. *Journal of Metamorphic Geology*: 34 (4), 321-342.

CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M., MUSUMECI G., SPANO M.E., TIEPOLO M. (2013a). *U-Pb zircon dating and nature of metavolcanics and metarkoses from the Monte Grighini Unit: new insights on late Ordovician magmatism in the Variscan belt in Sardinia, Italy*. *International Journal of Earth Sciences*: 102, 2077-2096.

CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M., SCODINA M., PUXEDDU M. (2019a). *Garnet zoning in kyanite bearing eclogite from Golfo Aranci: new data on the early prograde P-T evolution in NE Sardinia, Italy*. *Geological Journal*: 54 (1), 190-205.

CRUCIANI G., MONTOMOLI C., CAROSI R., FRANCESCHELLI M., PUXEDDU M. (2015b). *Continental collision from two perspectives: A review of Variscan metamorphism and deformation in northern Sardinia*. *Periodico di Mineralogia*: 84, 657–699.

DALE J., POWELL R., WHITE R.W., ELMER F.L., HOLLAND T.J.B. (2005). *A thermodynamic model for Ca–Na clin amphiboles in Na₂O–CaO–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O–O for petrological calculations*. *Journal of Metamorphic Geology*: 23, 771–791.

DI PISA A., OGGIANO G., TALARICO F. (1993). *Post collisional tectono-metamorphic evolution in the axial zone of the hercynian belt in Sardinia: the example from the Asinara Island*. *Bullettin de B.R.G.M.*: 219, 216-217, Orleans.

DI VINCENZO G., CAROSI R., PALMERI R. (2004). *The relationship between tectono-metamorphic evolution and argon isotope records in white mica: constraints from in situ ⁴⁰Ar-³⁹Ar laser analysis of the Variscan basement of Sardinia*. *Journal of Petrology*: 45, 1013-1043.

DOUKKARI S.A., OUZEGANE K., GODARD G., DIENER J.F.A., KIENAST J.R., LIÉGEOIS J.P., ARAB A., DRARENI A. (2015). *Prograde and retrograde evolution of eclogite from Adrar Izzilatène (Egéré-Aleksod terrane, Hoggar, Algeria) determined from chemical zoning and pseudosections, with geodynamic implications*. *Lithos*: 226, 217-232.

DOWNES H., BODINIER J.L., DUPUY C., LEYRELOUP A., DOSTAL J. (1989). *Isotope and trace-element heterogeneities in high-grade basic metamorphic rocks of Marvejols: tectonic implications for the Hercynian suture zone of the French Massif Central*. *Lithos*: 24, 37–54.

DUAN Z., WEI C., REHMAN H.U. (2017). *Metamorphic evolution and zircon ages of pelitic granulites in eastern Hebei, North China Craton: insights into the regional Archean P–T–t history*. *Precambrian Research*: 292, 240–257.

ELLIS D.J., GREEN D.H. (1979). *An experimental study of the effect of Ca upon garnet–clinopyroxene Fe–Mg exchange equilibria*. *Contributions to Mineralogy and Petrology*: 71, 13–22.

ELTER F.M. (1987). *La fascia blastomilonitica tardo ercinica della Valle del Posada nella zona assiale della catena ercinica della Sardegna*. *Tesi di Dottorato*: 122 pp.

ELTER F.M., FAURE M., GHEZZO C., CORSI B. (1999). *Late Hercynian shear zones in northeastern Sardinia (Italy)*. *Géologie de la France*: 2, 3-16.

ELTER F.M., MUSUMECI G., PERTUSATI P.C. (1990). *Late Hercynian shear zones in Sardinia*. *Tectonophysics*: 176, 387- 404.

ELTER F.M., PADOVANO M., KRAUS R.K. (2010). *The Variscan HT metamorphic rocks emplacement linked to the interaction between Gondwana and Laurussia plates: structural constraints in NE Sardinia (Italy)*. *Terra Nova*: 22, 369-377.

ELTRUDIS A., FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M., PORCU R. (1995). *Discontinuous metamorphic zonation in the Paleozoic units of the Hercynian chain of SW Sardinia, Italy: Evidence from structural and illite crystallinity data*. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*: 75, 201-211.

FANCELLO D. (2015). *Caratterizzazione geo-petrografica, petrologica e geochimica di rocce anatettiche del nord Sardegna*. Tesi di dottorato Università di Cagliari: 236 pp.

FANCELLO D., CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M., MASSONNE, H.-J. (2018). *Trondhjemitic leucosomes in paragneisses from NE Sardinia: geochemistry and P–T conditions of melting and crystallization*. *Lithos*: 304-307, 501-517.

FAURE M., ROSSI P., GACHÉ J., MELLETON J., FREI D., LI X., LIN W. (2014). *Variscan orogeny in Corsica: new structural and geochronological insights, and its place in the Variscan geodynamic framework*. *International Journal of Earth Sciences*: 103, 1533–1551.

FRANCESCHELLI M., CARCANGIU G., CAREDDA A.M., CRUCIANI G., MEMMI I., ZUCCA M. (2002) *Transformation of cumulate mafic rocks to granulite and re-equilibration in amphibolite and greenschist facies in NE Sardinia, Italy*. *Lithos*: 63, 1-18.

FRANCESCHELLI M., MELLINI M., MEMMI I., RICCI C.A. (1986). *Fine-scale chlorite-muscovite association in low-grade metapelites from Nurra (NW Sardinia), and the possible misidentification of metamorphic vermiculite*. Contributions to Mineralogy and Petrology: 93, 137-143.

FRANCESCHELLI M., MEMMI I., PANNUTI F., RICCI C.A. (1989). *Diachronous metamorphic equilibria in the Hercynian basement of northern Sardinia, Italy*. In: Evolution of metamorphic belts. J.S. Daly, R.A. Cliff & B.W.D. Yardley (eds.). Geological Society of London, Special Publications: 43, 371-375.

FRANCESCHELLI M., MEMMI I., RICCI C.A. (1982a). *Zoneografia metamorfica della Sardegna settentrionale*. In: Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo. Guide geologiche regionali. Società Geologica Italiana: 137-149.

FRANCESCHELLI M., MEMMI I., RICCI C.A. (1982b). *Ca distribution between garnet and plagioclase in pelitic and psammitic schists from the metamorphic basement of north eastern Sardinia*. Contributions to Mineralogy and Petrology: 80, 225-295.

FRANCESCHELLI M., PANNUTI F., PUXEDDU M. (1990). *Texture development and PT time path of psammitic schist from the hercynian chain of NW Sardinia (Italy)*. European Journal of Mineralogy: 2, 385-398.

FRANCESCHELLI M., PUXEDDU M., CRUCIANI G. (2005a). *Variscan metamorphism in Sardinia, Italy: review and discussion*. In: Carosi R., Dias R., Iacopini D., Rosenbaum G. (eds.) The southern Variscan belt. Journal of the Virtual Explorer: 19, Paper 2.

FRANCESCHELLI M., PUXEDDU M., CRUCIANI G., DINI A., LOI M. (2005b). *Layered amphibolite sequence in NE Sardinia, Italy: remnant of a pre-Variscan mafic silicic layered intrusion?* Contributions to Mineralogy and Petrology: 149, 164-180.

FRANCESCHELLI M., PUXEDDU M., CRUCIANI G., UTZERI, D. (2007). *Metabasites with eclogite facies relics from Variscides in Sardinia, Italy: A review*. International Journal of Earth Sciences: 96, 795–815.

FRASSI C., CAROSI R., MONTOMOLI C., LAW R.D. (2009). *Kinematics and vorticity of flow associated with postcollisional oblique transpression in the Variscan Axial Zone of northern Sardinia (Italy)*. *Journal of Structural Geology*: 31, 1458–1471.

FUNEDDA A. (2009). *Foreland- and hinterland-verging structures in fold-and-thrust belt: an example from the Variscan foreland of Sardinia*. *International Journal of Earth Sciences*: 98 (7), 1625-1642.

FUHRMAN M. L., LINDSLEY D. H. (1988). *Ternary-feldspar modeling and thermometry*. *American Mineralogist*: 73, 201–215.

GAIDIES F., MILKE R., HEINRICH W., ABART R. (2017). *Metamorphic mineral reactions: porphyroblast, corona and symplectite growth*. *EMU notes in Mineralogy*: 16, 469-540.

GAGGERO L., OGGIANO G., CASINI L. (2011). *U-Pb radiometric dating of the leptyno-amphibolite complex in the Asinara island (Sardinia): unravelling a long-lived gondwanan basement*. VIII forum italiano di Scienze della Terra, Torino 19-23 Settembre 2011.

GANDIN A. (1987). *Depositional and paleogeographic evolution of the Cambrian in South-West Sardinia*. *I.G.C.P. No. 5 Newsletter*: 7, 151-165.

GATTACECCA J. (2001). *Cinématique du bassin Liguro-Provençal entre 30 et 12 Ma: Implications géodynamiques*. *Mémoires des sciences de la Terre, Ecole des mines de Paris*: 41, 299.

GHEZZO C., MEMMI I., RICCI C.A. (1979). *Un evento granulitico nel basamento metamorfico della Sardegna nord-orientale*. *Memorie della Società Geologica Italiana*: 20, 23–38.

GIACOMINI F., BOMPAROLA R.M., GHEZZO C. (2005a). *The pre-Variscan magmatic-sedimentary history in the high-grade metamorphic basement of northern Sardinia (Italy): constraints from U/Pb geochronology and geochemistry*. *Epitome. Geitalia, Quinto Forum Italiano di Scienze della Terra*. Spoleto 21–23 (September 2005).

GIACOMINI F., BOMPAROLA R.M., GHEZZO C. (2005b). *Petrology and geochronology of metabasites with eclogite facies relics from NE Sardinia: constraints for the Palaeozoic evolution of Southern Europe*. *Lithos*: 82, 221–248.

GIACOMINI F., BOMPAROLA R.M., GHEZZO C., GULDBRANSEN H. (2006). *The geodynamic evolution of the Southern European Variscides: constraints from the U/Pb geochronology and geochemistry of the lower Paleozoic magmatic-sedimentary sequences of Sardinia (Italy)*. *Contributions to Mineralogy and Petrology*: 152, 19-42.

GIACOMINI F., DALLAI L., CARMINATI E., TIEPOLO M., GHEZZO C. (2008). *Exhumation of a Variscan orogenic complex: insights from the composite granulitic-amphibolitic metamorphic basement of South-East Corsica (France)*. *Journal of Metamorphic Geology*: 26, 403-436.

GIRAUD A., MARCHAND J., DUPUY C., DOSTAL J. (1984). *Geochemistry of leptyno-amphibolite complex from Haut-Allier (French Massif central)*. *Lithos*: 17, 203–214.

GREEN E.C.R., HOLLAND T.J.B., POWELL R. (2007). *An order-disorder model for omphacitic pyroxenes in the system jadeite-diopside-hedenbergite-acmite with applications to eclogitic rocks*. *American Mineralogist*: 92, 1181–1189.

GREEN D.H., RINGWOOD A.E. (1972). *A comparison of the recent experimental data on the gabbro – garnet – granulite – eclogite transition*. *The Journal of Geology*: 80, 277–288.

GROPPO C., ROLFO F. (2008). *Counterclockwise P-T evolution of the Aghil Range: metamorphic record of an accretionary melange between Kunlun and Karakorum (SW Sinkiang, China)*. *Lithos*: 105, 365–378.

GROPPO C., LOMBARDO B., CASTELLI D., COMPAGNONI R. (2007). *Exhumation history of the UHPM Brossasco-Isasca Unit, Dora-Maira Massif, as inferred from a phengite-amphibole eclogite*. *International Geology Review*: 49, 142–168.

GROPPO C., ROLFO, F., LIU Y.C., DENG L.P., WANG A.D. (2015). *P-T evolution of elusive UHP eclogites from the Luotian dome (North Dabie Zone, China): How far can the thermodynamic modeling lead us?* Lithos: 226, 183-200.

HAWTHORNE F.C., OBERTI R., HARLOW G.E., MARESCH W.V., MARTIN R.F., SCHUMACHER J.C., WELCH M.D. (2012). *IMA report, nomenclature of the amphibole supergroup*. American Mineralogist: 97, 2031–2048.

HELBING H., FRISCH W., BONIS P.D. (2006). *South Variscan terrane accretion: Sardinian constraints on the intra-Alpine Variscides*. Journal of Structural Geology: 28, 1277-1291.

HELBING H., TIEPOLO M. (2005). *Age determination of Ordovician magmatism in NE Sardinia and its bearing on Variscan basement evolution*. Journal of the Geological Society of London: 162, 689-700.

HEY M.H. (1954). *A new review of the chlorites*. Mineralogical Magazine: 30, 277-292.

HOLLAND T.J.B., BAKER J.M., POWELL R. (1998). *Mixing properties and activity-composition relationships of chlorites in the system MgO–FeO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O*. European Journal of Mineralogy: 10, 395–406.

HOLLAND T.J.B., POWELL R. (1996). *Thermodynamics of order-disorder in minerals, 2. Symmetric formalism applied to solid solutions*. American Mineralogist: 81, 1425–1437.

HOLLAND T.J.B., POWELL R. (1998). *An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest*. Journal of Metamorphic Geology: 16, 309–343.

HOVORKA D., SUK M., SPIŠIAK J. (2003). *Leptynite–amphibolite complex: unifying elements of the central European Variscides*. Journal of the Czech Geological Society: 48(1–2), 63.

IACOPINI D., CAROSI R., MONTOMOLI C., PASSCHIER C.W. (2008). *Strain analysis and vorticity of flow in the Northern Sardinian Variscan Belt: recognition of a partitioned oblique deformation event*. *Tectonophysics*: 446, 77-96.

LAURENZI M.A., DEL MORO A., MUSUMECI G., PARDINI G. (1991). *Rb/Sr and Ar/Ar chronology of Monte Grighini intrusive Complex (Sardinia, Italy)*. *Terra Abstract*: 3, 501-502.

LI X.-H., FAURE M., LIN W. (2014). *From crustal anatexis to mantle melting in the Variscan orogen of Corsica (France): SIMS U–Pb zircon age constraints*. *Tectonophysics*: 634, 19–30.

LI B., MASSONNE H.-J., OPITZ J. (2017). *Clockwise and anticlockwise P-T paths of high-pressure rocks from the 'La Pioza' eclogite body of the Malpica-Tuy zone, NW Spain*. *Journal of Petrology*: 58, 1363–1392.

LIATI A., SEIDEL E. (1994). *Sapphirine and hōgbomite in overprinted kyanite-eclogites of central Rhodope, N. Greece: First evidence of granulite-facies metamorphism*. *European Journal of Mineralogy*: 6, 733–738.

LINDSLEY D.H., SPENCER K.J. (1982). *Fe-Ti oxide geothermometry: Reducing analyses of coexisting Ti-magnetite (Mt) and ilmenite (Ilm)*. Abstract AGU 1982 Spring Meeting Eos Transactions. American Geophysical Union: 63 (18), 471.

LIOU J.G., ZHANG R.Y., ERNST W.G., RUMBLE DOUGLAS I.I.I., MARUYAMA S. (1998). *High pressure minerals from deeply subducted metamorphic rocks*. In: Hemley, R.J. (Ed.), *Ultrahigh-Pressure Mineralogy*. *Reviews in Mineralogy*: 37, 33–96.

MASSONNE H.-J. (2012). *Formation of amphibole and clinozoisite-epidote in eclogite owing to fluid infiltration during exhumation in a subduction channel*. *Journal of Petrology*: 53, 1969–1998.

MASSONNE H.-J. (2016). *Hydration of the lithospheric mantle by the descending plate in a continent–continent collisional setting and its geodynamic consequences*. *Journal of Geodynamics*: 96, 50–61.

MASSONNE H.-J., CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M. (2013). *Geothermobarometry on anatectic melts – a high-pressure Variscan migmatite from Northeast Sardinia*. International Geology Review: 55, 1490–1505.

MASSONNE H.-J., CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M., MUSUMECI G. (2018). *Anticlockwise pressure–temperature paths record Variscan upper-plate exhumation: example from micaschists of the Porto Vecchio region, Corsica*. Journal of Metamorphic Geology: 36, 55–77.

MEMMI I., BARCA S., CARMIGNANI L., COCOZZA T., ELTER F.M., FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M., GHEZZO C., MINZONI N., NAUD G., PERTUSATI P.C., RICCI C.A. (1983). *Further geochemical data on the pre-Hercynian igneous activities of Sardinia and on their geodynamic significance*. In: Sassi F., Szederkényi T. (eds.) Correlation of Variscan and Pre-variscan events of the Alpine-Mediterranean Mountain belt. IGCP N.5: Newsletter: 5, 87-91.

MESCHEDE M. (1986). *A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram*. Chemical Geology: 56, 207-218.

MILLER C., SASSI F.P., ARMARI G. (1976). *On the occurrence of altered eclogitic rocks in north-eastern Sardinia and their implication*. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte: 11, 683–689.

MONTOMOLI C. (2003). *Zone di taglio fragili-duttili nel basamento varisico metamorfico di basso grado della Nurra meridionale (Sardegna nord-occidentale)*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, serie A: 108, 23-29.

MORIMOTO M. (1988). *Nomenclature of pyroxenes*. Mineralogical Magazine: 52, 535 – 550.

NEWTON R.C., CHARLU T.V., KLEPPA O.J. (1981). *Thermochemistry of the high structural state plagioclases*. Geochimica et Cosmochimica Acta: 44, 933–941.

OGGIANO G., DI PISA A. (1992). *Geologia della Catena Ercinica in Sardegna La Zona Assiale*. In:

Struttura della Catena ercinica in Sardegna. Guida all'escursione. Gruppo informale di Geologia Strutturale: 147-177, Siena.

OGGIANO G., GAGGERO L., FUNEDDA A., BUZZI L., TIEPOLO M. (2010). *Multiple early Paleozoic volcanic events at the northern Gondwana margin: U-Pb age evidence from the southern Variscan branch (Sardinia, Italy)*. *Gondwana Research*: 17(1), 44-58.

ORSINI J.B. (1980). *Le batholite Corso-sarde: anatomie d'un batholite hercynien. Composition, structure, organisation d'ensemble. Sa place dans la chaîne Varisque française*. PhD thesis, Univ. Aix-Marseille: 325 pp.

PADOVANO M., DÖRR W., ELTER F.M., GERDES A. (2014). *The East Variscan Shear Zone: Geochronological constraints from the Capo Ferro (NE Sardinia, Italy)*. *Lithos*: 196-197, 27-41.

PALMERI R., FANNING M., FRANCESCHELLI M., MEMMI I., RICCI C.A. (2004). *SHRIMP dating of zircons in eclogite from the Variscan basement in northeastern Sardinia (Italy)*. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*: 6, 275–288.

PAVANETTO P., FUNEDDA A., NORTHRUP C.J., SCHMITZ M., CROWLEY J., LOI A. (2012). *Structure and U–Pb zircon geochronology in the Variscan foreland of SW Sardinia, Italy*. *Geological Journal*: 47, 426-445.

PEARCE J.A. (1983). *The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins*. In: Hawkesworth CJ, Norry MJ (eds.). *Continental basalts and mantle xenoliths*. Nantwich, Shiva: 230-249.

PEARCE J.A., CANN J.R. (1973). *Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis*. *Earth and Planetary Science Letters*: 19, 290-300.

PEARCE J.A., GALE G.H. (1977). *Identification of ore-deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks*. In: *Volcanic Processes in Ore Genesis*. Geological Society of London, Special Publications: 7, 14–24.

PERCHUK A., PHILIPPOT P., ERDMER P., FIALIN, M. (1999). *Rates of thermal equilibration at the onset of subduction deduced from diffusion modeling of eclogitic garnets, Yukon-Tanana, Canada*. *Geology*: 27, 531–534.

PIBOULE M., BRIAND B. (1985). *Geochemistry of eclogites and associated rocks of the southeastern area of the French Massif Central: origin of the protoliths*. *Chemical Geology*: 50, 189–199.

PILLOLA G.L., LEONE F., LOI A. (1995). *The Lower Cambrian Nebida Group of Sardinia*. In: Cherchi A. (ed.), 6th Paleobenthos International Symposium, Guide-book. *Rendiconti del Seminario della Facoltà di Scienze dell'Università di Cagliari*: 65, 27-62.

PIN C., PIBOULE M. (1988). *Age dévonien supérieur de la série calcoalcaline de la ceinture basique du Lévezou (Rouergue). Un exemple de complexe leptyno-amphibolique composite*. *Bulletin de la Société Géologique de France*: 2, 261–265.

PITRA P., GUIRAUD M. (1996). *Probable anticlockwise P-T evolution in extending crust: Hlinsko region, Bohemian Massif*. *Journal of Metamorphic Geology*: 14, 49–60.

PITTAU-DEMEZIA P., DEL RIO M. (1982). *Acritarchi e loro significato stratigrafico nelle successioni Paleozoiche della Sardegna*. In: Carmignani L., Coccozza T., Ghezzi C., Pertusati P.C., Ricci C.A. (eds.) *Guida alla geologia del Paleozoico Sardo. Guide geologiche regionali*. Società Geologica Italiana: 33-35.

POLI T., GHEZZO C., CONTICELLI S. (1989). *Geochemistry of granitic rocks from the Hercynian Sardinia-Corsica batholith. Implication for magma genesis*. *Lithos*: 23, 247-266.

POWELL R. (1985). *Regression diagnostics and robust regression in geothermometer / geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited*. *Journal of Metamorphic Geology*: 2, 231–243.

POWELL R., HOLLAND T.J.B. (1999). *Relating formulations of the thermodynamics of mineral solid solutions: activity modeling of pyroxenes, amphiboles, and micas*. American Mineralogist: 84, 1–14.

POWELL R., HOLLAND T.J.B. (2008). *On thermobarometry*. Journal of Metamorphic Geology: 26, 155–179.

PUTIRKA K.D. (2008). *Thermometers and barometers for volcanic systems*. Reviews in Mineralogy and Geochemistry: 69, 61–120.

RICCI C.A., CAROSI R., DI VINCENZO G., FRANCESCHELLI M., PALMERI R. (2004). *Unravelling the tectonometamorphic evolution of medium-pressure rocks from collision to exhumation of the Variscan basement of NE Sardinia: a review*. Special issue 2: A showcase of the Italian research in metamorphic petrology. Periodico di Mineralogia: 73, 73-83.

RICCI C.A., SABATINI G. (1978). *Petrogenetic affinity and geodynamic significance of metabasic rocks from Sardinia, Corsica and Provence*. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte: 1, 23–38.

ROSSI P., COCHERIE A. (1991). *Genesis of a Variscan batholith: field, petrological and mineralogical evidence from the Corsica-Sardinia batholith*. Tectonophysics: 195, 319-346.

ROSSI P., FAURE M. (2012). *The Variscan Corsica*. Field trip guide, Géologie de la France. Special meeting of French and Italian Geological Societies 22-23 may 2012 Sassari, Italy.

ROSSI P., OGGIANO G., COCHERIE A. (2009). *A restored section of the “southern Variscan realm” across the Corsica–Sardinia microcontinent*. Comptes Rendus Geoscience: 341, 224-238.

SASSI F.P., VISONÀ D. (1989). *Gli gneiss di Monte Filau ed i loro rapporti con le rocce circostanti*. Progemisa SpA Cagliari, (relazione inedita).

SANTALLIER D., BRIAND B., MÉNOT R.P., PIBOULE M. (1988). *Les complexes leptyno-amphiboliques (C.L.A.): revue critique et suggestions pour un meilleur emploi de ce terme*. Bulletin de la Société Géologique de France: 1, 3–12.

SCHNEIDER J., CORSINI M., REVERSO-PEILA A., LARDEAUX J.M. (2014). *Thermal and mechanical evolution of an orogenic wedge during Variscan collision: an example in the Maures-Tanneron Massif (SE France)*. In: Schulmann K., Martínez Catalán J.R., Lardeaux J.M., Janoušek V. and Oggiano G. (eds.). *The Variscan Orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust*. Geological Society of London, Special Publications: 405, 313-331.

SCODINA M., CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M., MASSONNE H.-J. (2019). *Anticlockwise P-T evolution of amphibolites from NE Sardinia, Italy: geodynamic implications for the tectonic evolution of the Variscan Corsica-Sardinia block*. Lithos: 324-325, 763-775.

SÉRANNE M. (1999). *The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview*. Geological Society of London, Special Publications: 156, 15-36.

SEYLER M. (1986). *Petrology and genesis of Hercynian alkaline orthogneisses from Provence, France*. Journal of Petrology: 27, 1229–1251.

SIMPSON G.D.H. (1998). *Dehydration-related deformation during regional metamorphism, NW Sardinia, Italy*. Journal of Metamorphic Geology: 16, 457-472.

SPEAR F.S., KOHN M.J., FLORENCE F., MENARD T. (1990). *A model for garnet and plagioclase growth in pelitic schists: Implications for thermobarometry and P-T path determinations*. Journal of Metamorphic Geology: 8, 683-696.

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 Planetary Science Letters: 196, 17-33.

STAMPFLI G.M., VON RAUMER J., WILHEM C. (2011). *The distribution of Gondwana derived terranes in the early Paleozoic*. In: Gutiérrez-Marco J.C., Rábano I. and García-Bellido D. (eds.). *The Ordovician of the World*: Madrid, Instituto Geológico y Minero de España, Cuadernos del Museo Geominero: 14, 567–574.

STORMER JR. J.C. (1983). *The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multi-component iron-titanium oxides*. *American Mineralogist*: 68 (5-6), 586-594.

SUN S.S., MCDONOUGH W.F. (1989). *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes*. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds.) *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, Special Publications: 42, 313–345.

THOMPSON A.B., ENGLAND P.C. (1984). *Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism II. Their influence and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks*. *Journal of Petrology*: 25, 929–955.

TIKOFF B., TEYSSIER C. (1994). *Strain modelling of displacement field partitioning in transpressional orogens*. *Journal of Structural Geology*: 16, 1575-1588.

TOMKINS H.S., POWELL R., ELLIS D.J. (2007). *The pressure dependence of the zirconium-in rutile thermometer*. *Journal of Metamorphic Geology*: 25, 703–713.

VIGNAROLI G., ROSSETTI F., BOUBAOUENE M., MASSONNE H.-J., THEYE T., FACCENNA C., FUNICIELLO R. (2005). *A counter-clockwise P-T path for the Voltri Massif eclogites (Ligurian Alps, Italy)*. *Journal of Metamorphic Geology*: 23, 533–555.

VON RAUMER J.F., STAMPFLI G.M. (2008). *The birth of the Rheic Ocean-Early Palaeozoic subsidence patterns and subsequent tectonic plate scenarios*. *Tectonophysics*: 461, 9-20.

VON RAUMER J.F., BUSSY F., SCHALTEGGER U., SCHULZ B., STAMPFLI G.M. (2013). *Pre-Mesozoic Alpine basements- Their place in the European Paleozoic framework*. Geological Society of America Bulletin: 125, 89-108.

VON RAUMER J.F., BUSSY F., STAMPFLI G.M. (2009). *The Variscan evolution in the External massifs of the Alps and place in their Variscan framework*. Comptes Rendus Geoscience: 341, 239-252.

VON RAUMER J.F., FINGER F., VESEL P., STAMPFLI G.M. (2014). *Durbachites-Vaugnerites– a geodynamic marker in the central European Variscan orogen*. Terra Nova: 26, 85–95.

WAIZENHÖFER F., MASSONNE H.-J. (2017). *Monazite in a Variscan mylonitic paragneiss from the Münchberg Metamorphic complex (NE Bavaria) records Cadomian protolith ages*. Journal of Metamorphic Geology: 35, 453–469.

WATSON E.B., WARK D.A., THOMAS J.B. (2006). *Crystallization thermometers for zircon and rutile*. Contributions to Mineralogy and Petrology: 151, 413–433.

WIMMENAUER W. (1986). *Les complexes leptyno-amphibolitiques en Forêt Noire (R.F.A.)*. Séance spécialisée de la Société Géologique de France: Les complexes leptyno-amphibolitiques, Rennes.

WINCHESTER J.A., FLOYD P.A (1976). *Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks*. Earth and Planetary Science Letters: 28, 459-469.

WINCHESTER J.A., FLOYD P.A. (1977). *Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements*. Chemical Geology: 20, 325–343.

XIANG H., ZHANG L., ZHONG Z.Q., SANTOSH M., ZHOU H.W., ZHANG H.F., ZHENG J.P., ZHENG S. (2012). *Ultrahigh-temperature metamorphism and anticlockwise P–T–t path of Paleozoic granulites from north Qinling–Tongbai orogen, Central China*. Gondwana Research: 21, 559–576.

ZACK T., MORAES R., KRONZ A. (2004). *Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer*. Contributions to Mineralogy and Petrology: 148, 471–488.

