

UNIVERSITÀ DELLA CALABRIA



Dipartimento di SCIENZE DELLA TERRA



UNIVERSITÀ DELLA CALABRIA

Scuola di Dottorato “Archimede” in Scienze, Comunicazione e Tecnologie

Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra

XXV Ciclo

SETTORE SCIENTIFICO DISCIPLINARE

GEO/03 Geologia Strutturale

TESI DI DOTTORATO

***IL CUNEO DI ACCREZIONE ALPINO NEL SETTORE CENTRALE
DELLA CATENA COSTIERA (CALABRIA SETTENTRIONALE):
VINCOLI GEOLOGICO-STRUTTURALI E PETROLOGICI***

FRANCESCO FILICE

Tutor

Prof. Eugenio Piluso

Co-tutor

Dott.ssa Francesca Liberi

Ciclo di studi 2010 - 2012

INDICE

CAPITOLO 1

INTRODUZIONE	5
1.1 OBIETTIVI DI QUESTO STUDIO	5
1.2 INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E TETTONICO	6
1.3 METODOLOGIA DI STUDIO	9
1.4 ORGANIZZAZIONE DELLA TESI	11

CAPITOLO 2

L'ARCO CALABRO: INQUADRAMENTO GEOLOGICO	13
2.1 INTRODUZIONE	13
2.2 EVOLUZIONE GEODINAMICA DEL MEDITERRANEO CENTRO-OCCIDENTALE CON PARTICOLARE RIFERIMENTO ALL'ARCO CALABRO	17
2.3 EVOLUZIONE TETTONICA DELL'ARCO CALABRO NEL CONTESTO DELL'OROGENESI ALPINA	27
2.4 ASSETTO TETTONO-STRATIGRAFICO DELL'ARCO CALABRO SETTENTRIONALE CON PARTICOLARE RIFERIMENTO ALLA CATENA COSTIERA (CALABRIA SETTENTRIONALE)	31
2.4.1 <i>UNITÀ APPENNINICHE</i>	32
2.4.2 <i>FALDA LIGURIDE</i>	34
2.4.3 <i>FALDA CALABRIDE</i>	37
2.5 LINEAMENTI TETTONICI PRINCIPALI DELL'ARCO CALABRO SETTENTRIONALE	42

CAPITOLO 3

RILEVAMENTO GEOLOGICO E GEOLOGICO-STRUTTURALE DEL SETTORE CENTRALE DELLA CATENA COSTIERA (CALABRIA SETTENTRIONALE)	46
3.1 INTRODUZIONE	46
3.2 DESCRIZIONE MESOSCOPICA DEI LITOTIPI	46
3.2.1 UNITÀ OFIOLITICHE DI HP-LT	46
3.2.1.1 <i>Unità ofiolitica di Cozzo Cervello</i>	49
- <i>Metabasalti</i>	49
- <i>Meta-vulcano clastiti</i>	51
- <i>Metacalcari e Metadolomie</i>	52
- <i>Metapeliti</i>	53
- <i>Metapeliti e Calcescisti</i>	54
- <i>Metareniti</i>	56
3.2.1.2 <i>Unità ofiolitica di Mongrassano</i>	59

- <i>Metabasalti</i>	59
- <i>Meta-vulcano clastiti</i>	61
- <i>Calcescisti</i>	62
3.2.2 UNITÀ DI CASTAGNA	63
- <i>Miloniti da ortogneiss e paragneiss</i>	63
3.2.3 UNITÀ DELLA SILA	65
- <i>Gneiss</i>	65
- <i>Graniti</i>	67
3.2.4 COPERTURA SEDIMENTARIA MIOCENICA-OLOCENICA	67
- <i>Depositi del Miocene</i>	67
- <i>Depositi del Plio-Pleistocene</i>	69
- <i>Depositi dell'Olocene</i>	71
3.3 CONSIDERAZIONI SUL RILEVAMENTO GEOLOGICO E GEOLOGICO-STRUTTURALE	71
 CAPITOLO 4	
GEOLOGIA STRUTTURALE	75
4.1 INTRODUZIONE	75
4.2 ANALISI MESOSTRUTTURALE DELLE UNITÀ OFIOLITICHE DI HP-LT.	75
4.2.1 Unità ofiolitica di Cozzo Cervello	75
- <i>D1</i>	75
- <i>D2</i>	75
- <i>D3</i>	82
- <i>D4</i>	86
4.2.2 Unità ofiolitica di Mongrassano	90
- <i>D1</i>	90
- <i>D2</i>	91
- <i>D3</i>	94
- <i>D4</i>	96
4.3 CONSIDERAZIONI SULL'ANALISI MESOSTRUTTURALE DELLE UNITÀ OFIOLITICHE DI HP-LT	98
4.4 ANALISI MESOTRUTTURALE DELL'UNITÀ DI CASTAGNA	101
- <i>D1 (Strutture del protolito)</i>	101
- <i>Dm2</i>	101
- <i>D3</i>	107
4.5 CONSIDERAZIONI SULL'ANALISI MESOSTRUTTURALE DELL'UNITÀ DI CASTAGNA	115
 CAPITOLO 5	
PETROGRAFIA E MICROSTRUTTURE	121

5.1 INTRODUZIONE	121
5.2 UNITÀ OFIOLITICHE DI HP-LT	121
5.2.1 Unità ofiolitica di Cozzo Cervello	121
<i>Metabasalti</i>	121
- <i>D1</i>	122
- <i>D2</i>	123
- <i>D3</i>	125
- <i>D4</i>	127
<i>Meta-vulcano clastiti</i>	128
<i>Metacalcari e Metadolomie</i>	128
<i>Metapeliti</i>	129
- <i>D1</i>	129
- <i>D2</i>	130
- <i>D3</i>	131
- <i>D4</i>	132
<i>Metapeliti e Calcescisti</i>	133
- <i>D1</i>	134
- <i>D2</i>	135
- <i>D3</i>	137
- <i>D4</i>	138
<i>Metareniti</i>	138
Strutture relitte del protolito	139
- <i>D1</i>	140
- <i>D2</i>	141
- <i>D3 e D4</i>	143
5.2.2 Unità ofiolitica di Mongrassano	144
<i>Metabasalti</i>	144
- <i>Metamorfismo di fondo oceanico</i>	145
- <i>D2</i>	146
- <i>D3 e D4</i>	147
<i>Calcescisti</i>	148
Strutture relitte del protolito	148
- <i>D1</i>	149
- <i>D2</i>	149
- <i>D3 e D4</i>	150
5.3 UNITÀ DI CASTAGNA	151
<i>Miloniti</i>	151

- <i>D1 (Strutture del protolito)</i>	152
- <i>Dm2</i>	155
- <i>D3</i>	158
CAPITOLO 6	
GEOCHIMICA DEI METABASALTI	161
6.1 INTRODUZIONE	161
6.2 CARATTERIZZAZIONE GEOCHIMICA DEI METABASALTI	161
CAPITOLO 7	
PETROLOGIA	164
7.1 INTRODUZIONE	164
7.2 UNITÀ OFIOLITICHE DI HP-LT	164
7.2.1 Unità ofiolitica di Cozzo Cervello e di Mongrassano	164
<i>Cloriti</i>	164
<i>Albiti</i>	165
<i>Epidoti</i>	165
<i>Anfiboli</i>	165
<i>Miche chiare</i>	167
7.3 EVOLUZIONE METAMORFICA DELLE UNITÀ OFIOLITICHE DI HP-LT	169
7.4 UNITÀ DI CASTAGNA	170
<i>Cloriti</i>	170
<i>Albiti</i>	171
<i>Miche chiare</i>	171
7.5 EVOLUZIONE METAMORFICA DELLE ROCCE MILONITICHE DELL'UNITÀ DI CASTAGNA	172
CAPITOLO 8	
DISCUSSIONI	174
8.1 IMPLICAZIONI PALEOTETTONICHE	178
CONCLUSIONI	182
BIBLIOGRAFIA	184
APPENDICE A-B	197

CAPITOLO 1

INTRODUZIONE

1.1 OBIETTIVI DI QUESTO STUDIO

In questo studio sono stati perseguiti tre obiettivi principali: (I) ridefinire le unità di pertinenza continentale ed oceanica affioranti nel settore centrale della Catena Costiera (Calabria Settentrionale; Fig. 1), note in letteratura come Unità di Gimigliano-Monte Reventino (Amodio Morelli et al., 1976), Unità di Bagni (Dietrich & Scandone, 1972) ed Unità di Castagna (Dubois & Glangeaud, 1965); (II) ricostruire l'evoluzione tettono-metamorfica e geologico-strutturale per le stesse unità; (III) elaborare uno scenario paleotettonico quale sintesi dei dati ottenuti.

Le unità tettonometamorfiche affioranti nell'area studiata sono state oggetto di numerosi lavori da parte di diversi gruppi di ricerca nel corso degli anni, dai quali spesso emergono interpretazioni contrastanti sul loro significato geologico e paleotettonico, e sulla loro posizione paleogeografica. Diversamente, esiste un comune accordo nel ritenere che le unità tettoniche studiate sono state coinvolte in un processo di subduzione e successiva esumazione all'interno di un cuneo di accrezione (Ogniben, 1973; Colonna & Piccarreta, 1975; Amodio Morelli et al., 1976; Dietrich et al., 1976; Colonna & Compagnoni, 1982; Dietrich, 1988; Cello et al., 1996; Rossetti et al., 2001, 2004).

Il presente studio è stato condotto integrando dati di ordine strutturale, petrografico, petrologico e geochimico. Nell'ambito di questa ricerca è stato eseguito un rilevamento geologico e geologico-strutturale del settore centrale della Catena Costiera.

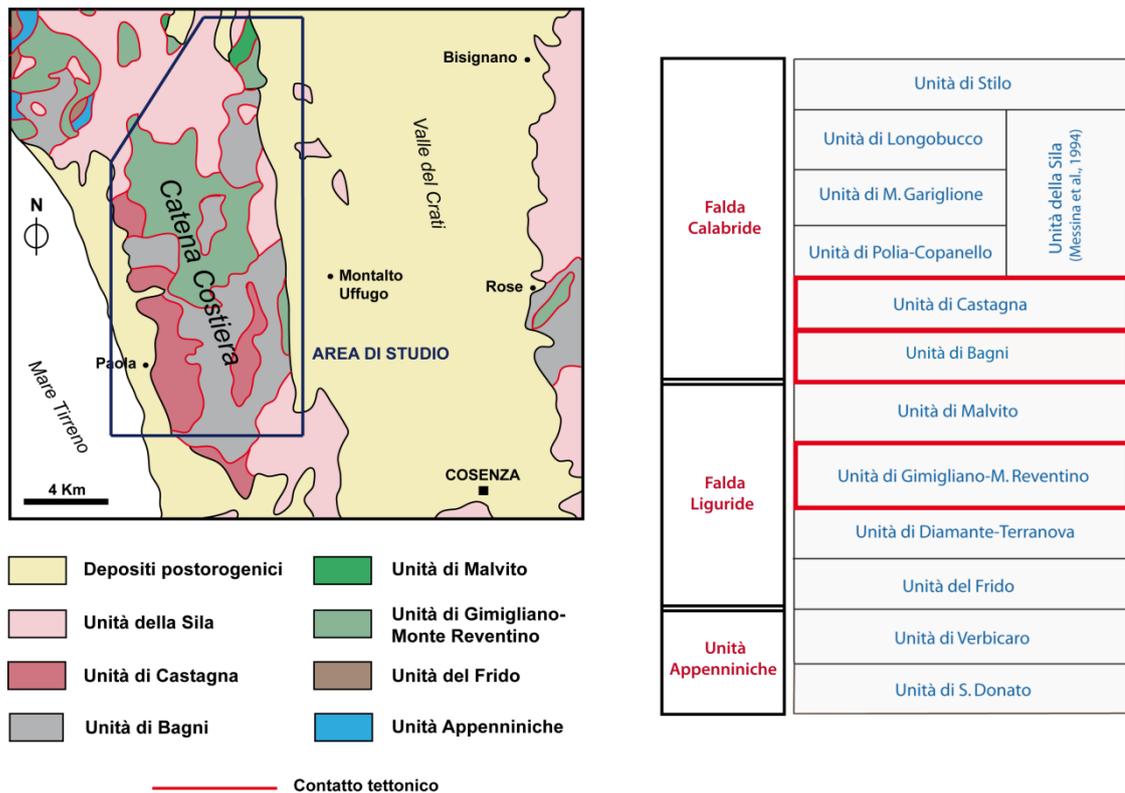


Fig. 1. Suddivisione in unità tettoniche del settore centrale della Catena Costiera da Amodio Morelli et al. (1976). Il riquadro blu indica l'area di studio del presente lavoro di tesi.

1.2 INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E TETTONICO

Il presente studio ha interessato un'area di circa 260 Km², ubicata nel settore centrale della Catena Costiera (Calabria Settentrionale) e compresa tra i seguenti punti di coordinate (WGS 1984 UTM Zone 33N): **a**, 16°8'21,794" E 39°32'14,809" N; **b**, 16°8'22,819" E 39°32'13,233" N; **c**, 16°8'10,361" E 39°19'24,233" N; **d**, 16°2'31,653" E 39°19'27,643" N; **e**, 16°0'52,193" E 39°23'57,486" N; **f**, 16°0'55,664" E 39°27'46,038" N (Fig. 2, riquadro di colore blu).

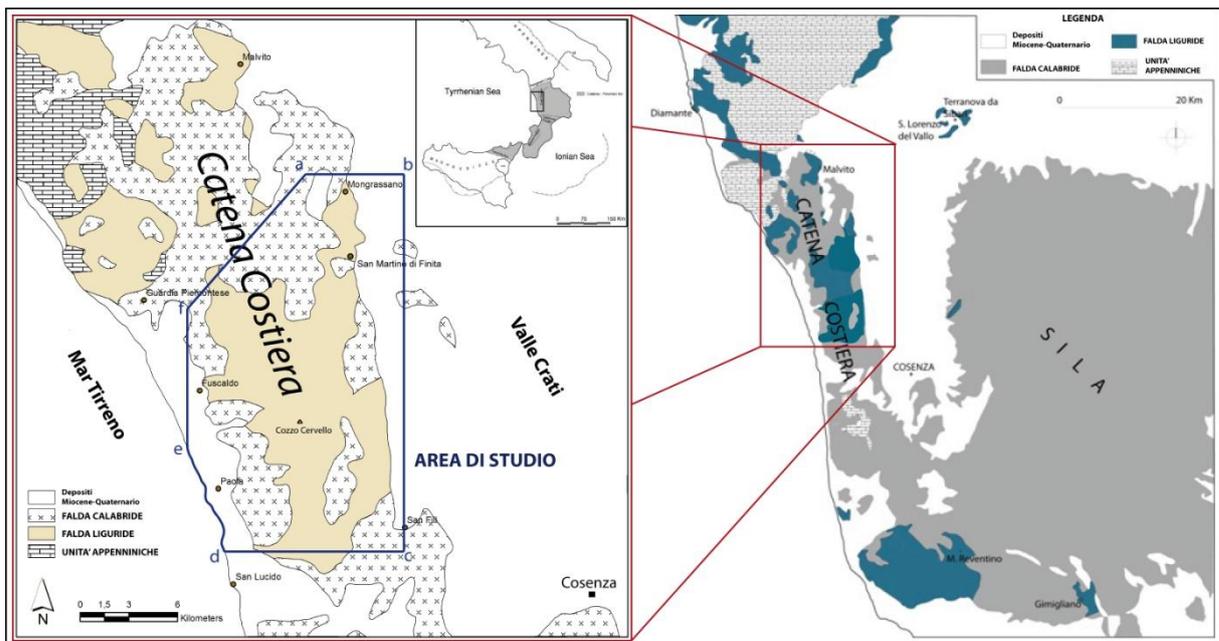


Fig. 2. Schema tettonico semplificato del settore settentrionale della Calabria settentrionale e del settore centrale della Catena Costiera, con localizzazione dell'area di studio (modificato da Liberi & Piluso, 2009).

La Catena Costiera rappresenta un elemento strutturale lungo e stretto, allungato in direzione N-S, delimitato dal Massiccio del Pollino, a nord, dalla bassa valle del Fiume Savuto, a sud, e dal Bacino del Crati, ad est. Ad ovest, invece, si affaccia direttamente sul Mar Tirreno attraverso versanti molto acclivi che progressivamente degradano verso la costa.

È caratterizzata dalla sovrapposizione di tre elementi tettonici principali (Fig. 2), appartenuti a diversi domini paleogeografici, che dal basso verso l'alto sono:

- Unità Appenniniche (Amodio Morelli et al., 1976), costituite da rocce di piattaforma carbonatica e di scarpata appartenenti al margine passivo africano, che iniziano ad individuarsi nel Trias e continuano a svilupparsi nel Giurassico-Miocene inferiore (Ogniben, 1973; Amodio Morelli et al., 1976; Iannace et al., 2005, 2007). Questa unità affiora sottoforma di finestre tettoniche lungo l'asse Cetraro-Monte Cocuzzo (Perrone et al., 1973).
- Falda Liguride (Ogniben, 1973), costituita da unità alloctone ad affinità oceanica appartenenti al dominio della Tetide, che hanno un'età Giurassico-Cretacica (Ogniben, 1973; De Roeber, 1972; Dietrich & Scandone, 1972; Beccaluva et al., 1982; Guerrera et al., 1993; Cello et al., 1996; Liberi et al., 2006; Liberi & Piluso, 2009)
- Falda Calabride (Ogniben, 1973), che rappresenta una sezione continua di litosfera continentale strutturatasi nel tardo ercinico ed intrusa da granitoidi nel tardo Varisico (Graessner & Schenk, 2001; Piluso & Morten, 2004) e da gabbri nel Permo-Triassico (Liberi et al., 2011).

Nell'area studiata i termini più profondi sono costituiti da rocce alloctone ad affinità oceanica (Falda Liguride), che vengono sormontate tramite contatti tettonici da unità appartenenti alla Falda Calabride. Più precisamente, nel settore di Catena Costiera studiato, affiorano i seguenti litotipi attribuiti in letteratura a diverse unità tettoniche:

- Metabasalti, attribuiti in letteratura all'Unità di Gimigliano-Monte Reventino (Amodio Morelli et al., 1976; Dietrich et al., 1977), costituita da metaultramafiti, metabasalti e da una copertura sedimentaria complessa caratterizzata dall'alternanza di marmi, metacarbonati, metapeliti e metareniti (Liberi et al., 2006). Le serpentiniti non affiorano nell'area oggetto del presente studio. Queste rocce sono affette da un primo evento metamorfico di HP-LT seguito da un evento in facies scisti-verdi (Liberi & Piluso, 2009).
- Metapeliti, metareniti ed alternanze metapeliti-calcescisti, attribuiti in letteratura all'Unità di Bagni (Dietrich & Scandone, 1972), costituita da:
 - un basamento di età paleozoica, litologicamente costituito da filladi, porfiroidi e qualche livello quarzítico, affetto da un metamorfismo in facies scisti verdi di età pre-Alpina e da una debole sovrainpronta metamorfica Alpina (Scandone et al., 1971; Amodio Morelli et al., 1976; Dietrich, 1976)
 - una copertura mesozoica trasgressiva rappresentata dal basso verso l'alto da depositi clastici di tipo Verrucano, dolomie, calcari e radiolariti, per uno spessore complessivo di circa 150 metri, debolmente metamorfosate in età Alpina (Scandone, 1971; Amodio Morelli et al., 1976; Dietrich, 1976).
- Calcescisti, attribuiti in letteratura all'Unità di Malvito, costituita da metabasalti a pillow afirici e porfirici, breccie di pillow e poche ialoclastiti, e da una copertura sedimentaria che consiste di radiolariti e calcescisti (Calcari a Calpionella; Amodio Morelli et al., 1976; Liberi et al., 2006). Le rocce costituenti questa unità sono affette da un primo evento metamorfico di HP-LT seguito da un evento in facies scisti-verdi (Liberi et al., 2006; Liberi & Piluso, 2009).
- Miloniti da ortogneiss e paragneiss, attribuiti in letteratura all'Unità di Castagna (Dubois & Glangeaud, 1965), caratterizzata da paragneiss, micascisti, gneiss occhiadini e subordinatamente da anfiboliti e marmi (Amodio Morelli et al., 1976). Per queste rocce è stata stimata radiometricamente un'età pre-Triassica (Amodio Morelli et al., 1976). Inoltre, sono stati riconosciuti due eventi metamorfici: il primo di età Varisica in facies variabile scisti verdi-anfibolitica (Amodio Morelli et al., 1976), e l'altro, di età Alpina, caratterizzato da un metamorfismo di HP-LT che

sviluppa paragenesi a lawsonite, glaucofane e crossite (Colonna & Piccarreta, 1975; Colonna & Compagnoni, 1982; Dietrich, 1988; Rossetti et al., 2001) e da una successiva retrocessione in facies scisti verdi (Rossetti et al., 2001). L'evento Alpino è inoltre responsabile dello sviluppo di grossi spessori milonitici ed ultramilonitici (Colonna & Piccarreta, 1976; Messina et al., 1994).

- Gneiss e graniti, attribuiti in letteratura all'Unità della Sila (Messina et al., 1994) costituita da gneiss a biotite, granato e sillimanite, migmatiti, granuliti e subordinati graniti peralluminosi, marmi silicatici e peridotiti (Piluso & Morten, 2004). Tale unità rappresenta la porzione più profonda della sezione litosferica Ercinica, caratterizzata da una storia tettono-metamorfica complessa, con le fasi di più alto grado attribuibili ad eventi Ercinici e le fasi di esumazione, accompagnate da retrocessione metamorfica e distensione, di età Permo-Triassica. La fase estensionale Permo-Triassica è testimoniata da intrusioni gabbroidi (Liberi et al., 2011).

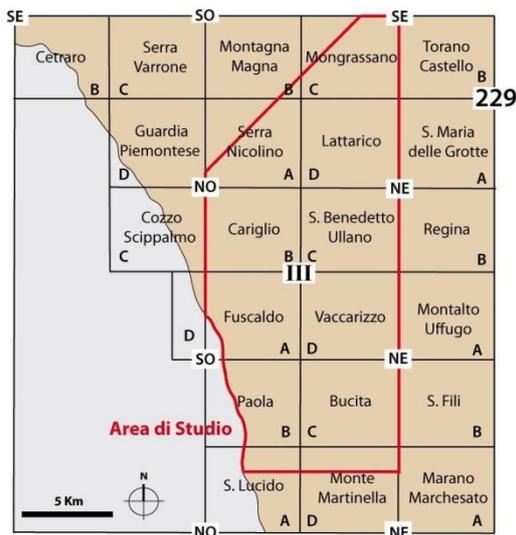
Al di sopra dell'edificio a falde cristallino-metamorfico prima descritto, poggia una potente successione di depositi di età compresa tra il Miocene medio-superiore e l'Olocene (Lanzafame e Zuffa, 1976).

1.3 METODOLOGIA DI STUDIO

Il presente studio è il risultato di cinque fondamentali fasi di lavoro:

1) Ricerca bibliografica e cartografica – Tale fase è stata finalizzata ad un inquadramento geografico, geologico, tettonico, geomorfologico e alla comprensione dello stato delle conoscenze sull'area.

2) Rilevamento geologico e geologico-strutturale – Il rilevamento geologico e geologico-strutturale è stato eseguito su una superficie pari a circa 260 Km², utilizzando come base topografica le sezioni 1:10.000 realizzate dalla Cassa per il Mezzogiorno (Legge speciale per la Calabria del 26/11/1955 n. 1177). Tale scala si è dimostrata la più opportuna per il rilevamento geologico nell'area studiata, sia per la scarsità e la mancanza di continuità degli affioramenti sia per le piccole dimensioni di buona parte degli affioramenti individuati. L'area rilevata ricade nelle seguenti basi topografiche in scala 1:10.000 (Fig. 3):



- **S. Lucido IV N.O. Sez. A** (Foglio 236)
- **Monte Martinella IV N.E. Sez. D** (Foglio 236)
- **Paola III S.O. Sez. B** (Foglio 229)
- **Bucita III S.E. Sez. C** (Foglio 229)
- **Fuscaldo III S.O. Sez. A-D** (Foglio 229)
- **Vaccarizzo III S.E. Sez. D** (Foglio 229)
- **Cariglio III N.O. Sez. B** (Foglio 229)
- **S. Benedetto Ullano III N.E. Sez. C** (Foglio 229)
- **Serra Nicolino III N.O. Sez. A** (Foglio 229)
- **Lattarico III N.E. Sez. D** (Foglio 229)
- **Mongrassano IV S.E. Sez. C** (Foglio 229)
- **Montagna Magna IV S.O. Sez. B** (Foglio 229)

Fig. 3. Area di studio e basi topografiche in scala 1:10.000 utilizzate durante il rilevamento geologico.

I dati del rilevamento, cartografati in scala 1:10.000, hanno permesso di realizzare la *Carta geologica e geologico-strutturale del settore centrale della Catena Costiera (Calabria Settentrionale)*. Successivamente la stessa, è stata redatta tramite l'utilizzo del *software ArcGIS 9 – ArcMap Version 9.3* e restituita sulle tavolette IGM in scala 1:25.000.

Su ogni affioramento è stato eseguito un accurato rilievo geologico e geologico-strutturale per la definizione del litotipo affiorante, e per l'individuazione e la descrizione degli elementi strutturali.

Infine, durante questa fase, sono stati raccolti circa 300 campioni (molti dei quali orientati), rappresentativi dei diversi litotipi presenti, e di ognuno di questi è stata realizzata almeno una sezione sottile.

3) Analisi petrografiche – Per una dettagliata descrizione e classificazione dei diversi litotipi, delle loro associazioni mineralogiche e per la comprensione delle relazioni esistenti tra deformazione e blastesi, le rocce affioranti nell'area indagata, sono state studiate in sezione sottile attraverso un microscopio binoculare a luce polarizzata *Zeiss Axioskope*.

4) Analisi geochimiche – La caratterizzazione geochimica ha riguardato esclusivamente i metabasalti affioranti nell'area di studio ed ha permesso la caratterizzazione del protolito. In particolare, sono stati analizzati 18 campioni di metabasalti in fluorescenza ai raggi X (XRF) presso il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università della Calabria.

I dati geochimici ottenuti sono stati elaborati attraverso uno specifico programma *Igpet05* che permette, tramite diagrammi classificativi e discriminanti, di risalire all'ambiente di formazione delle rocce.

5) Analisi petrologiche – Tale fase ha consentito di ricavare le composizioni chimiche delle principali fasi mineralogiche costituenti i litotipi studiati. Le diverse composizioni mineralogiche sono state analizzate attraverso l'utilizzo di una Microsonda Elettronica, in dotazione presso il Dipartimento di Scienze della Terra "Ardito Desio" dell'Università di Milano.

L'evoluzione geotermobarometrica, insieme ai dati derivanti dall'analisi petrografica e microstrutturale, hanno permesso di stimare le condizioni P-T e di definire i percorsi P-T seguiti dai litotipi studiati durante la loro complessa evoluzione tettono-metamorfica.

1.4 ORGANIZZAZIONE DELLA TESI

La presente tesi di dottorato è strutturata in otto capitoli. Gran parte di questo lavoro è dedicato alla descrizione ed all'analisi dei dati raccolti durante la fase di rilevamento geologico e geologico-strutturale.

Capitolo 1, ha la finalità di introdurre questo lavoro di tesi. È stato suddiviso in tre parti e mette in evidenza principalmente lo scopo del lavoro e la metodologia di studio seguita.

Capitolo 2, dedicato ad un inquadramento geologico-regionale dell'Arco Calabro e allo stato dell'arte sulle problematiche geologiche riguardanti la sua evoluzione tettonica.

Capitolo 3, basato sulla descrizione alla mesoscala dei diversi litotipi affioranti nell'indagata. Inoltre, vengono discussi i rapporti geometrici tra le differenti unità tettono-stratigrafiche e le diverse rocce riconosciute.

Capitolo 4, dedicato all'evoluzione strutturale delle rocce in esame. In particolare, questo capitolo consiste nella descrizione degli elementi strutturali riconosciuti a scala mesoscopica nei litotipi costituenti le principali unità tettoniche.

Capitolo 5, dedicato alla descrizione petrografica e delle microstrutture delle diverse rocce oggetto di studio. In particolare, vengono analizzati i diversi *fabrics* e le differenti associazioni mineralogiche stabili durante le diverse fasi deformative.

Capitolo 6, dedicato alla caratterizzazione geochemica dei metabasalti affioranti nell'area di studio, al fine di definire i protoliti e l'ambiente geodinamico di formazione.

Capitolo 7, basato sull'analisi petrologica di fase dei litotipi più rappresentativi delle Unità Ofiolitiche e dell'Unità di Castagna affioranti nell'area indagata. Inoltre, in questo capitolo, per ogni unità tettonica riconosciuta, ad eccezione dell'Unità della Sila, vengono mostrate le traiettorie P-T seguite durante la loro evoluzione tettono-metamorfica.

Capitolo 8, rappresenta il capitolo conclusivo. È caratterizzato dalla discussione dei dati, e dalle implicazioni paleotettoniche rispetto all'evoluzione del cuneo di accrezione Alpino nel settore settentrionale dell'Arco Calabro.

CAPITOLO 2

L'ARCO CALABRO: INQUADRAMENTO GEOLOGICO

2.1 INTRODUZIONE

L'Arco Calabro (AC) rappresenta un blocco di litosfera continentale che racchiude nei suoi terreni, principalmente cristallini e metamorfici, alcuni tra i più significativi eventi geodinamici e tettonici verificatisi nel complesso scenario del Mediterraneo Occidentale.

Attualmente l'AC si colloca a circa 300 Km da una zona di subduzione immergente verso NW (*slab* Ionico) ed è caratterizzato da un arco vulcanico attivo lungo il margine occidentale (isole Eolie), da un bacino di retroarco nel Mar Tirreno e da una ben definita *Wadati-Benioff zone* (Faccena et al., 2011; Polonia et al., 2011, 2012a), con terremoti che si localizzano fino a 500 Km di profondità (Selvaggi & Chiarabba, 1995). La parte esterna dell'AC, caratterizzata da questo complesso sistema di subduzione, è delimitata da due zone di deformazione orientate NW-SE, la scarpata di Malta verso SW e la scarpata Apula verso NE (Fig. 4), che accomodano i movimenti differenziali dell'AC e rappresentano una recente fase di riorganizzazione del margine di placca nel Mediterraneo centrale (Polonia et al., 2011, 2012a, 2012b). Il sistema di subduzione dell'AC è segmentato longitudinalmente in due diversi lobi (Fig. 4) caratterizzati da differenti stili strutturali, tassi di deformazione e profondità di distacco basali (Polonia et al., 2011, 2012a, 2012b). Recenti studi basati su misure GPS indicano un movimento dell'AC verso il Mar Ionio, suggerendo l'esistenza di un'attiva compressione crostale a seguito della subduzione della litosfera Ionica sotto l'AC (D'Agostino et al., 2008, 2011).

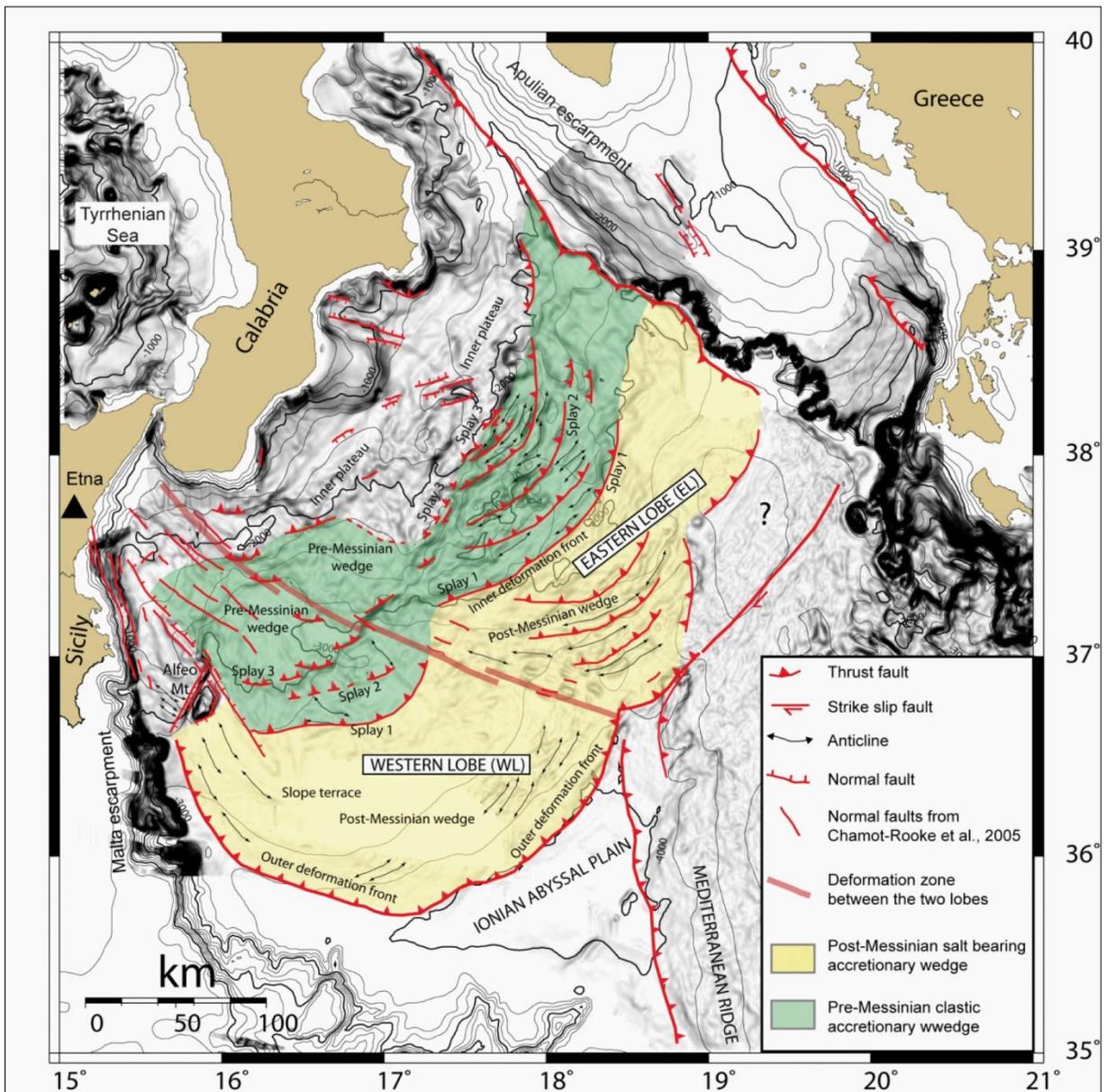


Fig. 4. Mappa strutturale dell'AC e del sistema di subduzione Ionico da Polonia et al. (2011).

Tradizionalmente l'AC viene considerato come un frammento di catena Alpina (Amodio Morelli et al., 1976; Alvarez, 1976), interposto tra la catena a falde di ricoprimento Appenninica, con andamento NW-SE, e le Maghrebidi, con andamento E-W (Amodio Morelli et al., 1976; Bonardi et al., 1982), progressivamente dislocato e frammentato durante il Neogene a causa dell'apertura del bacino tirrenico meridionale (Fig. 5), legata alla subduzione della litosfera oceanica Ionica (Haccard et al., 1972; Alvarez, 1976; Amodio Morelli et al., 1976; Dewey et al., 1989).

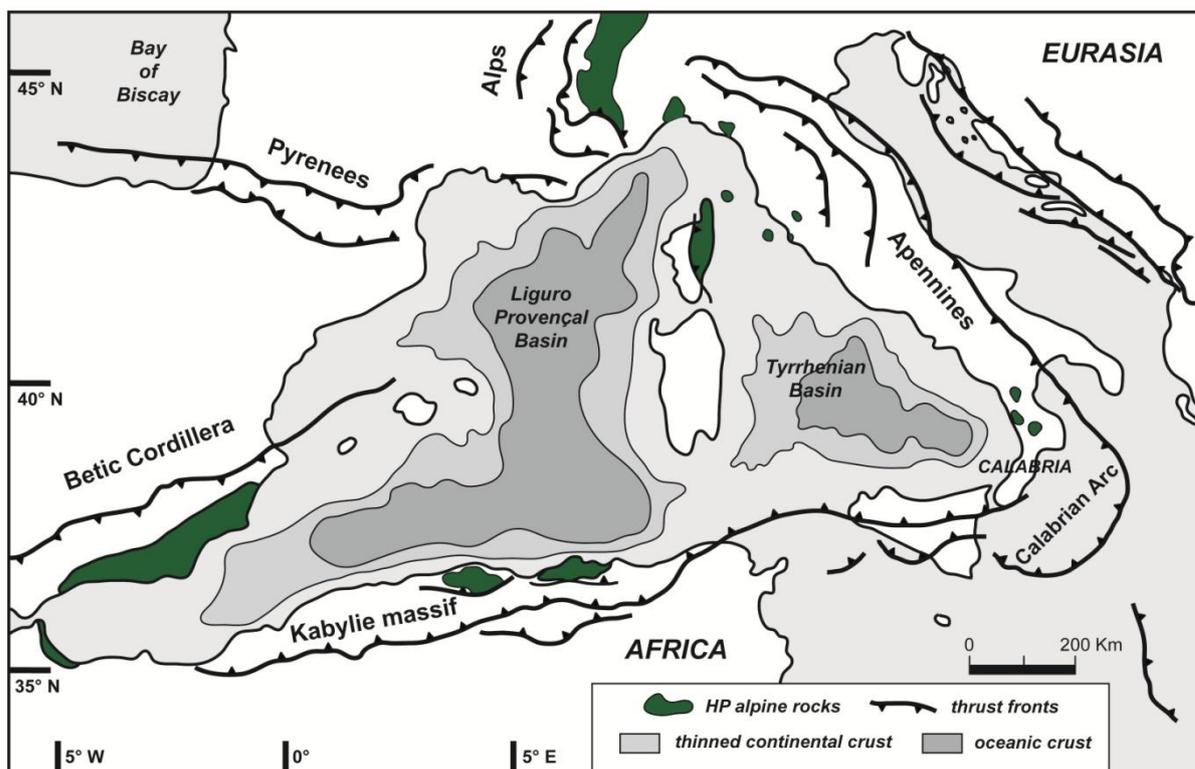


Fig. 5. Schema tettonico semplificato del Mediterraneo Occidentale (modificato da Faccenna et al., 2001).

La catena Alpina in Calabria è rappresentata da un cuneo di accrezione costituito da una serie di falde di basamento (Amodio Morelli et al., 1976; Tortorici, 1982) di origine continentale (Falda Calabride; Ogniben, 1973) ed oceanica (Falda Liguride; Ogniben 1973).

Molti studiosi concordano sulla derivazione delle scaglie di crosta oceanica dall'oceano Neo-Tetideo, che inizia a formarsi nel Triassico e raggiunge la sua massima espansione nel Cretaceo (~92 Ma; Critelli, 1999; Carminati et al., 2012). Contrastanti interpretazioni esistono sulla collocazione paleotettonica delle rocce di crosta continentale dell'AC. In particolare, il basamento cristallino, viene considerato:

- 1) un frammento del margine continentale africano che insieme alle falde ofiolitiche durante il Cretaceo-Paleogene, forma una catena Eo-Alpina con vergenza Europea, sovrascorsa, nel Miocene inferiore, sulle rocce prevalentemente carbonatiche della catena Appenninico-Maghrebide (Haccard et al., 1972; Alvarez, 1976; Amodio Morelli et al., 1976; Bonardi et al., 1982; Scandone et al., 1982);
- 2) un frammento del margine continentale Europeo, caratterizzato nel Paleogene da una vergenza Africana, che sovrascorse sul margine continentale Africano nel Miocene inferiore (Ogniben, 1969, 1973; Bouillin et al., 1986; Dietrich, 1988; Dewey et al., 1989; Rossetti et al., 2001, 2004);

- 3) un microcontinente in posizione intermedia tra i blocchi Europeo ed Africano, interessato in processi collisionali prima con vergenza Europea e successivamente con vergenza Africana (*Mesomediterranean Terrane*: Doglioni, 1991; Doglioni et al. 1998; *AlKaPeCa Block*: Guerrera et al., 1993, 2005; Molli, 2008; Carminati et al., 2012; *microcontinent*: Cello et al., 1996; Bonardi et al., 2001; Piluso & Morten, 1997, 1999, 2004; *Alcapacia*: Handy et al., 2010);
- 4) un elemento dato dall'accrescimento di più microzolle (*terrane*s; Vai, 1992);
- 5) un insieme di differenti terreni ercinici (Parotto & Praturlon, 2004).

Contrariamente alle varie interpretazioni riguardanti la Falda Calabride, esiste un accordo generale tra i diversi autori nel considerare l'architettura a falde della Calabria Settentrionale come distinta da quella della Calabria Meridionale e dei Monti Peloritani della Sicilia (Bonardi et al., 1980; Scandone, 1982; Tortorici, 1982; Bonardi et al., 2001; Festa et al., 2004). Pertanto, nell'AC sono stati individuati due settori, settentrionale e meridionale, separati dal graben del Mesima, che si differenziano per l'assetto tettono-stratigrafico delle unità costituenti, per le caratteristiche strutturali e per l'evoluzione tettonica (Bonardi et al., 1980; Scandone, 1982; Tortorici, 1982).

In particolare, secondo Bonardi et al. (2001) la suddivisione dell'AC si basa su quattro differenti evidenze:

- continua sedimentazione marina dal Lias all'Oligocene nel settore meridionale; discontinuità stratigrafiche nelle coperture sedimentarie delle falde di pertinenza oceanica e continentale nel settore settentrionale.
- metamorfismo di HP-LT presente solo nei terreni del settore settentrionale e mancanza delle unità ofiolitiche nel settore meridionale, dovuta secondo Bonardi et al. (1980), all'interruzione della Tetide legata ad una faglia trasforme esistente tra i due blocchi continentali di Africa ed Europa;
- presenza di un evento metamorfico del tardo Oligocene (28-25 Ma) caratterizzato da un gradiente P-T intermedio presente solo nei terreni del settore meridionale (Unità dell'Aspromonte e di Mandanici). Un simile e coevo evento metamorfico è segnalato nel nord Africa;
- vergenza delle falde. Doppia vergenza nel settore settentrionale e singola vergenza Africana nel settore meridionale.

Per di più, il settore settentrionale sarebbe caratterizzato da una deformazione, responsabile della costruzione della catena eo-Alpina, che inizia nel Cretaceo superiore e continua, fino

alla completa costruzione della catena Appenninica. Mentre, i principali eventi deformativi, che interessano il settore meridionale, si realizzano dall'Eocene in poi e seguono l'evoluzione del sistema della catena Siciliano-Maghrebide (Tortorici, 1982).

Queste diverse osservazioni sono alla base di un ulteriore modello evolutivo dell'AC, che vede questo orogene come il risultato di un'amalgamazione dei settori settentrionale e meridionale avvenuta nel Miocene medio. Ciò è testimoniato dalla presenza di *klippe* dell'Unità di Stilo (l'unità tettonicamente più alta del settore meridionale dell'AC) affioranti nel settore settentrionale dell'AC (Bonardi et al., 1997).

Tuttavia, bisogna mettere in evidenza che il modello dei due distinti settori non trova riscontro in alcuni lavori riguardanti le unità costituenti la Falda Calabride. In particolare, alcuni lavori interpretano le rocce cristalline Paleozoiche, affioranti in entrambi i settori dell'AC, come una completa sezione di crosta continentale ercinica appartenente ad uno dei margini della Tetide Alpina (Schenk & Schreyer, 1978; Schenk, 1988; Graessner & Schenk, 2001).

Il settore meridionale dell'AC è costituito dai massicci delle Serre e dell'Aspromonte mentre, il settore settentrionale è costituito da due importanti elementi strutturali, separati da un'ampia depressione tettonica (Valle del Crati), che sono: la Catena Costiera e il Massiccio della Sila (elemento strutturale più elevato del settore settentrionale dell'ACP).

In particolare, la Catena Costiera, rappresenta un elemento morfostrutturale lungo e stretto, allungato in direzione meridiana e localizzato lungo la costa tirrenica della Calabria Settentrionale. La Catena Costiera è delimitata dal Massiccio del Pollino (a nord), dalla bassa valle del Fiume Savuto (a sud) e dal Bacino del Crati (ad est). Ad ovest, invece, si affaccia direttamente sul Mar Tirreno attraverso versanti molto acclivi interrotti da terrazzi marini di vario ordine.

In Catena Costiera affiorano rocce di derivazione oceanica e continentale riferibili a diversi domini paleogeografici. Lo studio delle diverse unità tettono-metamorfiche presenti, consente di definire la geometria, la storia deformativa e tettono-metamorfica ed il *timing* di formazione della pila di falde dell'AC settentrionale (Amodio Morelli et al., 1976; Dietrich, 1976; Cello et al., 1996; Perrone et al., 1996; Bonardi et al., 2001; Rossetti et al., 2004; Liberi et al., 2006, 2009).

2.2 EVOLUZIONE GEODINAMICA DEL MEDITERRANEO CENTRO-OCCIDENTALE CON PARTICOLARE RIFERIMENTO ALL'ARCO CALABRO

L'Arco Calabro rappresenta un importante sistema orogenico strutturatosi durante la convergenza tra la Placca Euroasiatica e quella Africana (Dewey et al., 1989; Heymes et al.,

2008). Questa convergenza porta alla completa chiusura del dominio oceanico della Tetide, che separava Eurasia e Africa dall'inizio del Mesozoico, e determina la formazione delle principali catene orogeniche circum-mediterranee (Alvarez et al., 1974; Heymes et al., 2008). Successivamente, il sistema orogenico AC viene fortemente frammentato dall'apertura dei bacini di retroarco nel Mediterraneo occidentale (Malinverno & Ryan, 1986) ed interessato dalla sovrapposizione spaziale e temporale di strutture estensionali sulle precedenti compressive (Jolivet et al., 1998; Faccenna et al., 2001). Questa importante fase tettonica estensionale, che si realizza a partire dal Tortoniano, porta all'apertura del bacino Tirrenico e conferisce all'AC una forma arcuata, diventando il punto di raccordo tra la catena Siculo-Maghrebide e l'Appennino meridionale (Dewey et al., 1989; Critelli, 1999, Faccenna et al., 2001; Rossetti et al., 2004; Heymes et al., 2008).

Devoniano – Triassico inf. (416 – 245 Ma)

I *record* geologici permettono di ricostruire l'evoluzione dell'AC partendo dai grandi cambiamenti paleogeografici che portano, durante il Paleozoico, alla formazione dell'orogene Varisico (Matte, 1986, 1991, 2001). Infatti, le unità tettono-metamorfiche più elevate dell'AC (Complesso Calabride; Ogniben, 1969) derivano da un antico basamento, strutturatosi durante le fasi finali del grande evento orogenetico ercinico, che chiude definitivamente l'Oceano Reico portando alla collisione tra due grandi masse continentali: Laurussia e Gondwana (Matte, 2001; Stampfli & Borel, 2002). Durante tale fase, secondo alcuni autori, si sviluppano importanti sistemi di arco magmatico con formazione di grandi masse plutoniche (293-270 Ma; Messina et al., 1994) ed intensi effetti metamorfici (Schenk, 1980, 1981, 1984). Secondo Stampfli & Borel (2002), le intrusioni calco-alcaline ed il vulcanismo del Carbonifero Superiore-Permiano inferiore, presenti nel dominio Alpino-Mediterraneo, sono da attribuire alla subduzione della Paleo-Tetide (ramo oceanico del Paleozoico). Caggianelli et al. (2000, 2007), Del Moro et al. (2000) e Fornelli et al. (2011), attraverso studi sulle masse granitoidi dell'AC, suggeriscono invece che la messa in posto delle masse plutoniche, avviene subito dopo il picco metamorfico ercinico in un contesto tettonico estensionale, caratterizzato dallo sviluppo di *detachment fault* e relativa decompressione isoterma. Questa importante fase estensionale è inoltre testimoniata da un magmatismo gabbroide di età permo-triassica (Liberi et al., 2011). Evidenze di questo magmatismo gabbroide di età triassica sono state documentate nelle porzioni più profonde della sezione di crosta continentale ercinica affiorante nell'AC settentrionale, e marcano l'inizio del *rifting* Triassico che guida la

frammentazione del Pangea e lo sviluppo del ramo oceanico della Neo-Tetide (Liberi et al., 2011; Liberi & Piluso, 2012).

Triassico medio-sup. – Cretaceo inf. (244 – 100 Ma)

La fase di rifting Neo-Tetideo inizia nel tardo Ladinico (~230 Ma; Schettino & Turco, 2011), portando ad uno sconvolgimento e ad una lacerazione crostale della cintura orogenetica Varisica. In particolare, nel settore orientale del Mediterraneo determina la separazione tra la placca Pelagonia e quella del Pindos mentre, nel settore occidentale provoca la disgregazione della preesistente cintura Ercinica in numerose e indipendenti microplacche interposte tra Laurasia e Gondwana (Dewey et al., 1989; Schettino & Turco, 2011; Carminati et al., 2012).

Il movimento trascorrente sinistro del continente africano rispetto al continente Europeo (Amodio Morelli et al., 1976; Dewey et al., 1989) induce una rotazione antioraria del blocco Adriatico, che causa: un assottigliamento crostale della zona Ionica (bacino compreso tra il blocco Africano e il blocco Adriatico) ed una compressione verso nord che determina la costruzione della catena dei Carpazi (Dewey et al., 1989). Nel contempo, anche la penisola Iberica inizia a muoversi rispetto all'Europa lungo un lineamento tettonico, conosciuto in letteratura come faglia dei Pirenei (Dewey et al., 1989). Il blocco Adriatico invece risulta separato in due distinti elementi tettonici: Adria s.s. ed Apulia (Schettino & Turco, 2011). La separazione di questo dominio continentale avviene lungo un lineamento tettonico con cinematica trascorrente sinistra, che inizia la sua attività nel Cenomaniano (~100 Ma; Schettino & Turco, 2011).

In questo quadro geodinamico dominato da una tettonica principalmente estensionale, si sviluppano aree caratterizzate da un forte assottigliamento crostale, con bacini precoci fortemente subsidenti, come il Bacino Lagonegrese (Scandone, 1967; Amodio Morelli et al., 1976), definito anche Complesso Basale (Ogniben, 1969) che, secondo Critelli (1999), rappresenta un'estensione settentrionale del bacino oceanico Ionico mentre, secondo Schettino & Turco (2011), il margine meridionale della piattaforma Appenninica che borda la Neo-Tetide. Tali bacini sono contraddistinti da una sedimentazione pelagica già nel Triassico inferiore-medio (Scandone, 1967; Ogniben, 1969; Amodio Morelli et al., 1976).

Tra Eurasia ed Adria a partire da circa 150 Ma (Schettino & Turco, 2011), la forte tettonica estensionale determina lo sviluppo di un importante ramo oceanico, caratterizzato da manifestazioni magmatiche basiche nelle zone di maggiore tensione, che in un lavoro di Schettino & Turco (2011) viene suddiviso in: *Ligurian Tethys*, che rappresenta la parte più

meridionale con sviluppo circa E-W, e *Alpine Tethys*, che invece rappresenta la parte più settentrionale orientata circa NE-SW (Fig. 6).

L'*Alpine Tethys* inizia la sua apertura durante il Giurassico (Stampfli & Borel, 2002; Schettino & Turco, 2011) e termina la sua massima estensione a circa 120 Ma (Turco et al., 2012). Invece, l'estensione massima raggiunta dalla *Ligurian Tethys* si realizza a circa 140 Ma, con larghezza massima del bacino oceanico stimata a ~500 Km (Schettino & Turco, 2011).

All'interno della *Ligurian Tethys* a circa 120 Ma, secondo Turco et al. (2012), è possibile distinguere due differenti domini oceanici sulla base della polarità della subduzione: il settore più settentrionale, compreso tra il dominio Brianzese ed Adria (oceano Liguro-Piemontese), che subduce verso SE sotto il margine nord-occidentale del blocco Adria, ed il settore più meridionale che invece subduce verso NW sotto Iberia (Fig. 6).

La Corsica, la Sardegna, l'AC ed il dominio Brianzese formavano, in questa importante fase dell'evoluzione geologica del Mediterraneo occidentale, il settore più orientale della placca Iberica (Fig. X; Turco et al., 2012).

Infine, tra la *Ligurian Tethys* e il bacino oceanico Ionico, dal punto di vista paleogeografico, è presente una barriera continentale denominata Panormide, che rappresenta un'elemento di collegamento tra i domini Adriatico e Dinarico e l'Africa (Schettino & Turco, 2011).

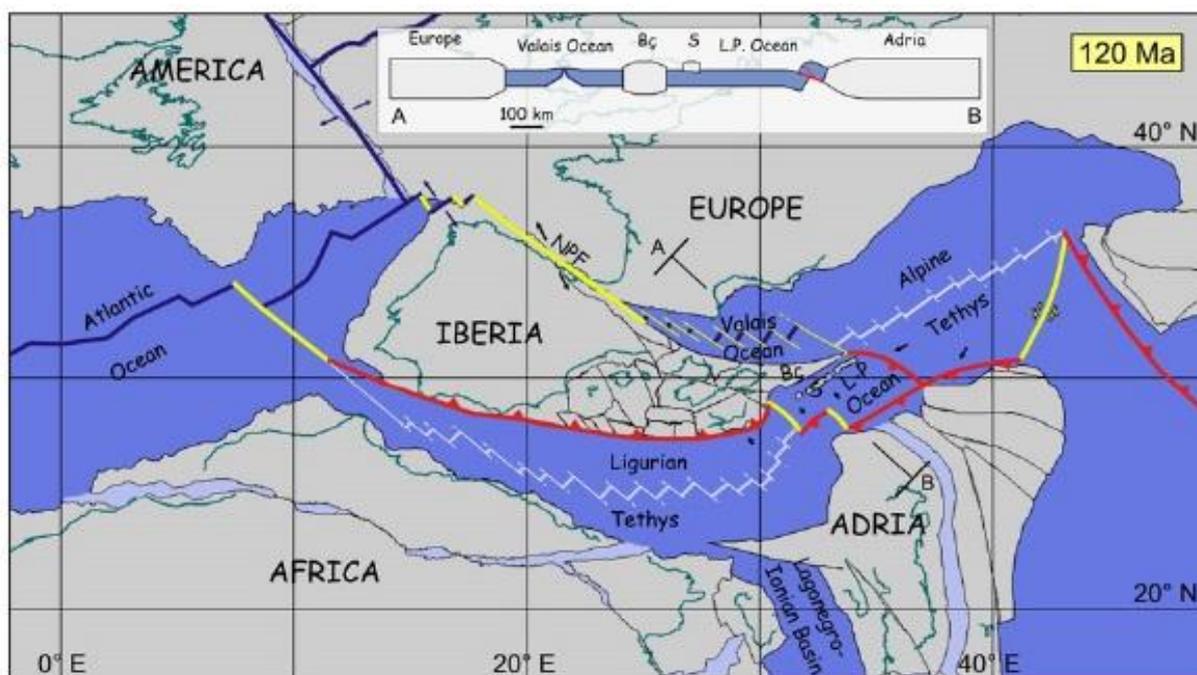


Fig. 6. Ricostruzione della distribuzione delle placche nella Tetide occidentale a 120 Ma da Turco et al. (2012).

Cretaceo sup. – Eocene (99 – 34 Ma)

La catena Alpina, la Cordigliera Betica e le Dinaridi rappresentano orogeni collisionali legati alla chiusura e relativa subduzione di differenti rami oceanici della Neo-Tetide (Fig. 7; Carminati et al., 2012). Tali fasi di subduzione oceanica sono testimoniate dalla presenza di rocce ofiolitiche affette da un metamorfismo di HP-LT (Dal Piaz et al., 1972; Spalla et al., 1996; Jolivet et al., 1998), affioranti anche nel settore settentrionale dell'AC (Liberi et al., 2006; Tortorici et al., 2008; Liberi & Piluso, 2009), e da potenti sequenze torbiditiche silico-clastiche (Haccard et al., 1972; Critelli, 1999).

Il bacino oceanico della Neo-Tetide dopo aver raggiunto la sua massima espansione nel Giurassico superiore-Cretaceo inferiore, viene interessata da un cambiamento radicale dovuto a variazioni nelle direzioni di movimento delle placche (Dewey et al., 1989; Schettino & Turco, 2011). Le spinte tangenziali legate all'apertura dell'Oceano Atlantico causano la rotazione e l'allontanamento dell'Africa dal Sud America innescando, conseguentemente nell'area del Mediterraneo, una modificazione geodinamica da regimi estensionali a regimi compressivi (Dewey et al., 1989; Schettino & Turco, 2011). Pertanto, dal Cretaceo inferiore inizia un fenomeno di subduzione della Neo-Tetide al di sotto della placca Adriatica (Dal Piaz, 2010; Handy et al., 2010).

La collisione continentale tra le due placche si realizza principalmente nell'Eocene (55-35 Ma) ma effetti di attiva convergenza, indicati da età radiometriche di minerali metamorfici di HP-LT e dall'inizio della sedimentazione di depositi torbiditici e di *melange*, si registrano già dagli inizi del Cretaceo superiore (Marroni et al., 1992, 2010; Carminati et al., 2012).

Questa importante fase orogenica porta alla formazione delle Alpi e della Cordigliera Betica, che secondo Carminati et al. (2012), formavano un'unica cintura orogenica orientata circa NE-SW, con trasporto tettonico verso NW e verso SE del retro-catena (Fig. 7). Gli stessi autori mettono in evidenza che la continuità dell'orogene Alpino può essere dedotta riportando nella posizione originaria Corsica, Calabria, Monti Peloritani e le Kabylie, caratterizzate da chiare evidenze di deformazione Alpina sia in termini di età sia in termini di trasporto tettonico (Michard et al., 2006; Molli, 2008; Vignaroli et al., 2009; Heymes et al., 2010; Marroni et al., 2010; Carminati & Doglioni, 2012).

Alcune delle principali evidenze di trasporto tettonico dell'orogene Alpino verso W-NW vengono registrate nelle unità di crosta continentale affette da un metamorfismo di HP-LT affioranti in Corsica (Massiccio del Tenda; Brunet et al. 2000; Molli et al., 2006; Marroni et al., 2010). In particolare, il Massiccio del Tenda, che rappresenta una porzione del margine continentale Europa/Corsica, nell'Eocene medio-superiore ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: $34,9\pm 0,4$ Ma; età determinata su miche potassiche in metamorfiti; Brunet et al. 2000) viene interessato da un

processo di *underthrusting* sotto il prisma di accrezione Alpino (Marroni et al., 2010), con sviluppo di un metamorfismo di HP-LT e di *shear zones top-to-the west* (Molli et al., 2006). Ciò testimonia un processo di subduzione E-immersante caratterizzato probabilmente da una prima fase intraoceanica fino al Paleocene-Eocene e da una successiva fase (Eocene medio-superiore) che coinvolge il margine continentale della placca Europa/Corsica (Marroni et al., 2010).

Pertanto, nell'Eocene si raggiunge la massima strutturazione della catena Alpina, che porta alla scomparsa del ramo oceanico della Neo-Tetide.

Oggi i resti di questo importante ramo oceanico si ritrovano dispersi nei principali *fold-thrust belt* del Mediterraneo occidentale. Scaglie di questa litosfera oceanica si ritrovano impilate nel settore settentrionale dell'AC e nell'Appennino Calabro-Lucano (De Roeber, 1972; Dietrich & Scandone, 1972; Guerrera et al., 1993; Cello et al., 1996; Liberi et al., 2006; Liberi & Piluso, 2009).

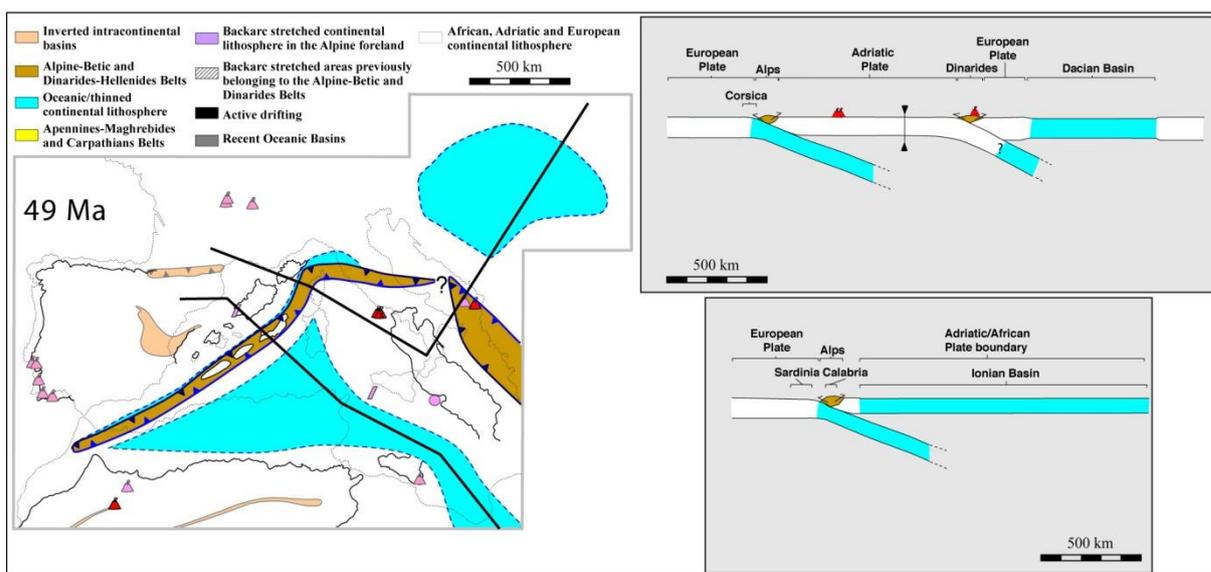


Fig. 7. Ricostruzione geodinamica e relative sezioni trasversali del Mediterraneo centro-occidentale a 49 Ma da Carminati et al. (2012).

Oligocene – Miocene sup. (33 – 5 Ma)

All'evento compressionale Alpino si sovrappongono forti processi estensionali che interessano tutta l'area del Mediterraneo centro-occidentale e che determinano la frammentazione e la deriva di alcuni segmenti della cintura Alpina. Infatti, resti dell'orogene Alpino sono stati boudinatisati e passivamente incorporati nelle parti più interne del cuneo di accrezione Appenninico-Maghrebide (Alvarez, 1974; Carminati et al., 2012) e rocce metamorfiche di età Alpina sono state dragate nel bacino tirrenico (Kastens et al., 1988;

Sartori, 2005) e affiorano lungo tutti i bacini di retroarco (ad esempio: Calabria e Monti Peloritani, nell'Italia meridionale; Carminati et al., 2012). Pertanto, questa importante fase estensionale, iniziata secondo Carminati et al. (2012) nell'Eocene medio (~45 Ma), porta all'isolamento di grossi *ribbons* di crosta continentale assottigliata (blocco Sardo-Corso) e alla formazione di diversi bacini di retroarco (Liguro-Provenzale ~20-15 Ma; Algerino ~17-10 Ma; Vavilov ~7-3.5 Ma; Marsili ~2 Ma-attuale), con la formazione di nuova crosta oceanica (Bacini di Vavilov e Marsili; Faccenna et al., 2001, 2011; Molli, 2008; Carminati et al., 2012; Malinverno, 2012;).

Nell'Oligocene medio (32-30 Ma) si instaura un vulcanismo di arco sul lato occidentale della Sardegna (Dewey et al., 1989; Faccenna et al., 2001; Carminati et al., 2012), direttamente collegato ad un processo di subduzione in atto della litosfera oceanica Adria-Ionio al di sotto della placca Iberia (Faccenna et al., 2001). Contemporaneamente inizia il rift Algero-Provenzale su retro del cuneo di accrezione Appenninico (Faccenna et al., 2001).

Inizialmente questo importante sistema di subduzione Appenninico era orientato NE-SW (~44 Ma), ma successivamente (Oligocene inf.; ~31 Ma) con il progressivo arretramento verso SE dello *slab*, il fronte di subduzione Appenninico iniziò ad assumere una forma convessa (Malinverno & Ryan, 1986; Patacca & Scandone, 2001; Carminati et al., 2012).

Il *roll back* verso E della litosfera oceanica Ionica in subduzione determina l'apertura del bacino di retroarco Liguro-Provenzale e successivamente di quello Tirrenico, ed innesca una rotazione antioraria ed una migrazione verso E-SE del blocco Corsica-Sardegna-Calabria (Alvarez, 1976; Patacca & Scandone, 1989; Boccaletti et al., 1990; Vai & Martini, 2001), che termina a circa 16 Ma (Faccenna et al., 2001).

La velocità media di estensione del retroarco da 30 a 16 Ma è di circa 3-4 cm/anno (Faccenna et al., 2001).

La fine del processo di subduzione attivo determina la conclusione del vulcanismo sardo (Dewey et al., 1989), ma non impedisce la continuazione dell'evoluzione geodinamica dell'AC. In particolare, nel Tortoniano, la placca in subduzione inizia a sprofondare ed a flettersi assumendo un'inclinazione maggiore (Faccenna et al., 2001). Tale flessione innesca un nuovo evento estensionale e di assottigliamento crostale sul retro della catena (Malinverno & Ryan, 1986; Dewey et al., 1989; Faccenna et al., 2001). Il risultato di questo processo è l'inizio dell'apertura del bacino Tirrenico meridionale (Dewey et al., 1989; Faccenna et al., 2001), datata al Tortoniano (~10 Ma) tramite risultati di perforazione ODP (Kastens & Mascle, 1990).

La fase Tirrenica, che racchiude tutti gli eventi geodinamici degli ultimi 10 Ma è responsabile della separazione del blocco Calabria dal blocco Sardo-Corso (Faccenna et al., 2001; Malinverno, 2012). Durante tale fase, l'AC inizia una progressiva migrazione verso SE (Malinverno & Ryan, 1986; Dewey et al., 1989), lasciando indietro i blocchi litosferici della Sardegna e della Corsica (Faccenna et al., 2001) ed andando ad accavallarsi gradualmente sul margine Apulo, coinvolgendolo nella deformazione e formando un bacino di avanfossa ed un'area di avampaese (Amodio Morelli et al., 1976; Tortorici, 1982; Critelli & Le Pera, 1995; Bonardi et al., 2001).

La strutturazione della catena, dominata dalla subduzione e dallo sprofondamento della litosfera Ionica (Dewey et al., 1989), si riflette anche nel materiale clastico fornito dall'erosione dei suoi terreni (Critelli et al., 1995; Malinverno & Ryan, 1986). Più precisamente, da studi sulla composizione delle arenarie di tutte le successioni del Tortonian superiore-Messiniano (Miocene superiore), emerge un drastico cambiamento del quadro geodinamico, testimoniato dallo spostamento composizionale verso arenarie arcosiche, che riflettono un forte sollevamento dell'area-fonte, ovvero dell'AC (Dickinson, 1985; Patacca et al., 1990; Critelli et al., 1995). Perciò, la progressiva messa in posto, l'esumazione e l'erosione dell'AC, si realizza tra l'Oligocene ed il limite Langhiano-Serravalliano (Miocene medio; Critelli et al., 1995), in accordo con gli studi di Thomson (1994), basati sulle tracce di fissione su zirconi ed apatiti delle rocce del Complesso Calabride (Ogniben, 1969), che mostrano un'età di esumazione compresa tra 35 e 15 Ma.

Secondo Faccenna et al. (2001), durante l'apertura del bacino Tirrenico, lo *slab* accelera nuovamente la sua velocità di arretramento (più alta di 6 cm/anno), assumendo un'inclinazione maggiore, facendo migrare la fossa ed accentuando la curvatura dell'AC (Mattei et al., 2007).

La migrazione è accompagnata da importanti effetti estensionali, testimoniati dall'apertura dei Bacini Vavilov prima (~4-3 Ma) e Marsili dopo (~2-1 Ma; Faccenna et al., 2011), nel Mar Tirreno Meridionale, e dalla formazione di sistemi di faglie distensive, lungo l'intero AC, che hanno portato allo sviluppo di significativi bacini deposizionali, come quello di Amantea, di Paola (Mattei et al., 2002), e quelli di Fagnano e Lungro (Lanzafame and Zuffa, 1976; Tortorici et al., 1995; Spina et al., 2011).

Pliocene – Olocene (4 Ma –Attuale)

Nel Plio-Pleistocene continua la fase di rifting del bacino Tirrenico testimoniata dall'oceanizzazione del Bacino di Marsili (Faccenna et al., 2001, 2011). Contemporaneamente, sempre lungo il margine meridionale del bacino Tirrenico, associato

all'evoluzione della litosfera Ionica che subduce sotto l'AC, si sviluppa l'arco vulcanico calcalino Eoliano (Dewey et al., 1989; Serri, 1990; Francalanci & Manetti, 1994; Savelli, 2002).

Il Mar Tirreno è un bacino estensionale che si è formato negli ultimi 10 Ma lungo un'ampia sutura tra la placca Africana e quella Europea (Malinverno, 2012). La quantità massima di estensione è superiore a 300 Km in direzione WNW-ESE tra la Sardegna e la Calabria (Malinverno & Ryan, 1986), ed è accompagnata da una quantità simile di *shortening* nell'Appennino meridionale (Patacca & Scandone, 1989).

Molti autori sostengono che il rifting del Tirreno si è impostato su una preesistente fascia orogenica costituita da unità Alpine ed Appenniniche (Alvarez et al., 1974; Scandone, 1979; Dercourt et al., 1986; Kastens & Mascle, 1990; Patacca et al., 1990). Infatti, il fondale del bacino Tirrenico è caratterizzato da affioramenti di basamento continentale, da ofioliti metamorfosate durante la fase Alpina e da rocce sedimentarie attribuibili alle Unità Appenniniche (Sartori, 1986, 2005).

La prima estensione legata all'apertura del Bacino Tirrenico si imposta ad est della Sardegna lungo il Terrazzo di Cornaglia (Fig. 8), dove ci sono chiare evidenze, tramite interpretazioni di profili sismici a riflessione, di sedimenti pre-Messiniani e successivi depositi salini del ciclo Messiniano (~6Ma; Malinverno et al., 1981). A seguito della crisi di salinità del Messiniano, l'estensione si sposta verso est nel bacino di Vavilov (Kastens et al., 1988). Questo bacino è delimitato ad est da una cresta batimetrica dove la crosta si presenta relativamente spessa, chiamata *Issel bridge* (Fig. 8; Sartori, 2003). Lungo questo elemento è stato osservato un relitto di arco vulcanico calcalino del Pliocene, coevo all'estensione del bacino di Vavilov (Sartori, 1986).

A circa 2 Ma l'estensione si sposta ancora verso est nel Bacino di Marsili (Kastens et al., 1988). Ancora più ad est del bacino di Marsili troviamo, vicino alla costa tirrenica della Calabria, un altro importante e profondo bacino, quello di Paola, riempito da circa 5 Km di sedimenti del Pliocene e Quaternario (Barone et al., 1982; Finetti & Del Ben, 1986; Trincardi et al., 1995). Il Bacino di Paola potrebbe rappresentare il nuovo centro dove è migrata l'estensione (Gueguen et al., 1997).

La direzione di massima estensione nel bacino Tirrenico era circa E-W quando l'estensione era attiva nel Terrazzo di Cornaglia e nel bacino del Vavilov, e successivamente ruota in direzione SE-NW durante la formazione del Bacino di Marsili (Sartori, 2003).

Mediamente i tassi d'estensione degli ultimi 10 Ma sono stati di circa 40-50 Km/Ma (Patacca et al., 1990; Faccenna et al., 1996; Faccenna et al., 2004), ma durante il Messiniano (~6-5 Ma), si sono raggiunti valori massimi di 60-100 km/Ma (Rosenbaum & Lister, 2004)

Attualmente, tutti i processi geodinamici che interessano l'AC, inclusa la sismicità, sembrano essere collegati al generale sollevamento della catena e alla migrazione verso NW delle placche Africa ed Adria rispetto alla stabile Europa (Di Bucci & Mazzoli, 2002; Mattei et al., 2007). Tale convergenza, conduce a differenti regimi tettonici attivi in tutta l'area del Mediterraneo centrale (Mattei et al., 2007). Per di più, secondo Mattei et al. (2007), l'attuale cambiamento cinematico crostale nel Mediterraneo centrale, è legato ad una modificazione nella grandezza e nella geometria dello *slab* Ionico, che conduce ad una reale interruzione del processo di subduzione e dell'estensione del bacino di retroarco dell'AC nel settore meridionale del Mar Tirreno. Questa interpretazione viene sostenuta anche da studi basati su dati GPS, che dimostrano come l'AC oggi non si muove più verso SE rispetto alla Sardegna, suggerendo che l'estensione nel dominio Tirrenico non è attualmente attiva (D'Agostino & Selvaggi, 2004; Serpelloni et al., 2005).

Attiva rimane però la compressione crostale a seguito della subduzione della litosfera Ionica sotto l'AC (D'Agostino et al., 2008, 2011) e la deformazione di questo importante orogene (processi di *uplift* e di fagliazione) che secondo Faccenna et al. (2011) è guidata dinamicamente dal flusso toroidale che si sviluppa nel mantello ai bordi dello stretto *slab* Ionico. L'attività di questo processo è anche in grado di spiegare la profonda ed ancora enigmatica fonte del vulcanismo del Monte Etna (Faccenna et al., 2011).

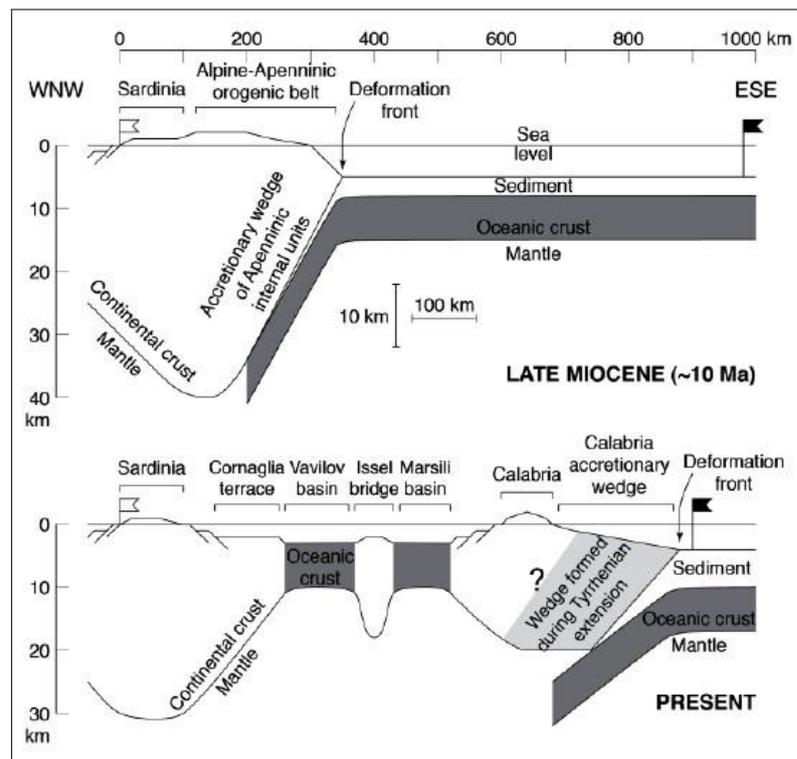


Fig. 8. Sezioni schematiche dalla Sardegna alla posizione attuale della Calabria prima dell'apertura del Bacino Tirrenico (~10 Ma; in alto) ed oggi (in basso) da Malinverno (2012).

2.3 EVOLUZIONE TETTONICA DELL'ARCO CALABRO NEL CONTESTO DELL'OROGENESI ALPINA

La storia geologica dell'AC risulta essere molto controversa. Alcuni lavori considerano che tutta la tettonica dell'AC e pertanto, la strutturazione della catena a falde e pieghe calabra, può essere spiegata tramite una zona di subduzione immergente ad W (modello della singola vergenza; Knott, 1987; Faccenna et al., 2001; Rossetti et al., 2001; 2004), mentre altri, come il prodotto di una zona di subduzione immergente ad E, che precede l'attuale zona di subduzione con *slab* immergente ad W (modello della doppia vergenza; Amodio-Morelli et al., 1976; Cello et al., 1996; Bonardi et al., 2001; Liberi et al., 2006). In altre parole, una prima subduzione verso E «fase Alpina», seguita da una seconda subduzione verso W «fase Appenninica» (Fig. 9).

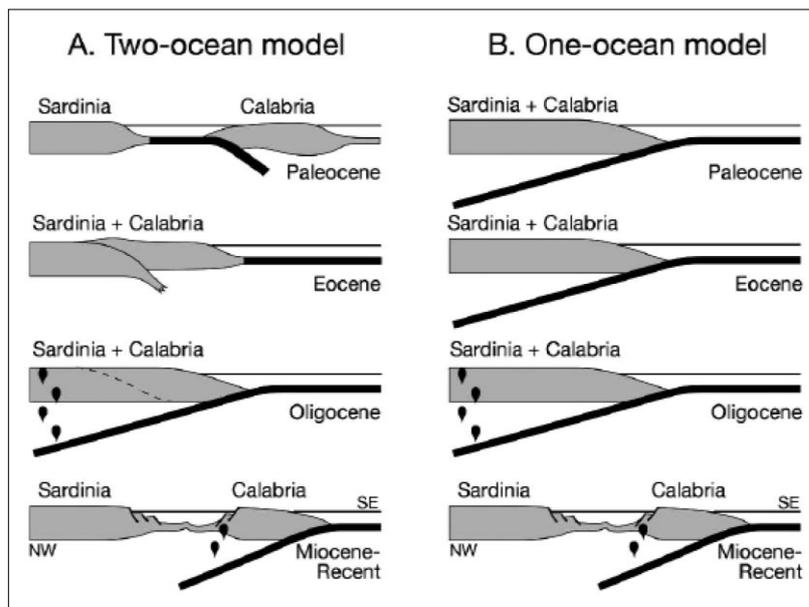


Fig. 9. I due principali modelli di evoluzione tettonica dell'AC da Alvarez & Shimabukuro (2009). (A) modello a due rami oceanici con la Calabria a formare un microcontinente. (B) modello con un unico ramo oceanico in cui la Calabria era in continuazione con la Sardegna (e con l'Europa).

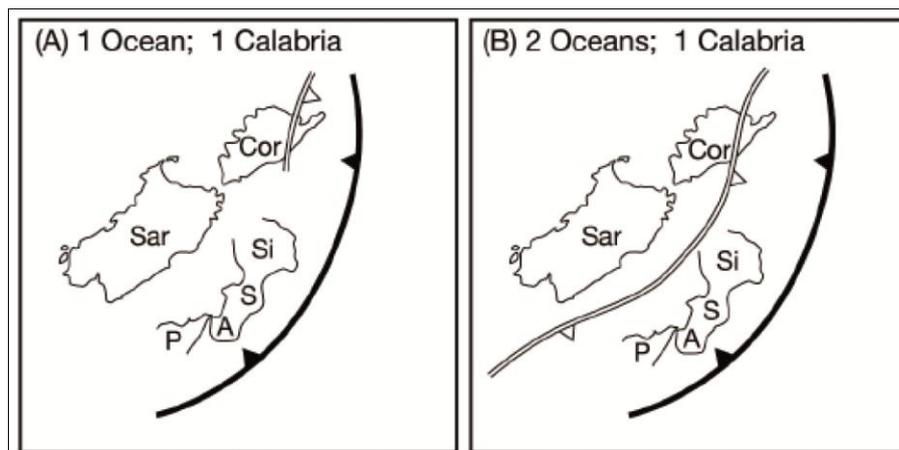


Fig. 10. Schema delle possibili configurazioni dei margini di placca durante il Terziario medio-superiore nelle ipotesi della Calabria limitata da uno o due oceani da Alvarez & Shimabukuro, 2009. Sar = Sardegna; Cor = Corsica; P = Peloritani; A = Aspromonte; S = Serre; Si = Sila.

A. *Modello della doppia vergenza (2 oceani)* – Questo modello prevede la presenza di due rami oceanici che isolano il microcontinente calabro (Fig. 10), prevalentemente costituito da terreni cristallini e metamorfici (Guerrera et al., 1993, 2005; Cello et al., 1996; Bonardi et al., 2001; Piluso & Morten, 1997, 1999, 2004; Molli, 2008). In particolare, tale modello, permette di correlare le rocce di HP-LT calabre con quelle della Corsica e delle Alpi, prima dell'apertura del bacino Tirrenico, e di separare i blocchi Calabria e Sardegna, prima della sutura Alpina (Alvarez & Shimabukuro, 2009). In altre parole, permette di riconoscere una continua catena Alpina nel

Mediterraneo centro-occidentale formatasi prima dell'inizio della subduzione Appenninica (Doglioni et al., 1999a; Michard et al., 2002; Molli et al., 2008; Handy et al., 2010; Marroni et al., 2010; Carminati et al., 2012), che secondo Carminati et al. (2012) si imposta lungo il *back-arc* della cintura Alpina in età Eocenica (~44 Ma).

La presenza di un microcontinente nel Mediterraneo occidentale (*Mesomediterranean Terrane*) situato tra l'oceano Liguro-Piemontese e la litosfera oceanica Ionica fu introdotto da Doglioni in un lavoro del 1991. Ciò consentiva di spiegare il *flip* di polarità delle due subduzioni (Boccaletti et al., 1971), legato alle differenti età riconosciute nella catena Alpina e nell'Appennino meridionale relativamente alla chiusura del bacino oceanico della Tetide. Infatti, lungo la cintura Alpina è stata rilevata un'età Eocenica (fase Alpina) mentre, nell'Appennino meridionale la collisione continentale è stata datata al Miocene inferiore (fase Appenninica).

Altri autori hanno proposto nel corso degli anni interpretazioni simili, proponendo l'esistenza di un microcontinente (*AlKaPeCa Block*) che separava la Tetide in due rami oceanici (Dercourt et al., 1986; Guerrera et al., 1993, 2005; Cello et al., 1996; Piluso & Morten, 1997; Bonardi et al., 2001; Michard et al., 2002, 2006; Molli, 2008; Marroni et al., 2010), destinato a smembrarsi, dall'Eocene in poi, come conseguenza delle spinte estensionali associate all'apertura dei bacini di retroarco legati alla subduzione Appennino-Maghrebide (Carminati et al., 2012)

B. *Modello della singola vergenza (1 oceano)* – Questo modello prevede la presenza di un singolo ramo oceanico lungo il bordo orientale del blocco Calabria-Sardegna (Fig. 10), che gioca un ruolo fondamentale nella strutturazione dell'AC. In particolare, questo modello, implica: una forte discontinuità e differenza tra le rocce di HP-LT della cintura Alpina e quelle costituenti l'AC, che si sono formate in differenti zone di subduzione a diversa vergenza (Faccenna et al., 2001; Rossetti et al., 2001, 2004; Alvarez & Shimabukuro, 2009), e la presenza di un unico blocco di crosta continentale di età Ercinica costituito dall'unione di Calabria e Sardegna (Fig. 9). Questa nuova chiave interpretativa di evoluzione dell'AC riconosce pertanto una subduzione con polarità solo Appenninica (Rossetti et al. 2001, 2002, 2004). Più precisamente, i lavori di Rossetti et al. (2001, 2002, 2004) mettono in evidenza che, la storia orogenica della Calabria Settentrionale e Centrale risulta essere polifasica, connessa a due fasi di deformazione principali (Fig. 11):

- 1) una prima fase (Eocene-Oligocene; ~35 Ma) con impilamento delle falde verso l'avampaese Adriatico (*top-to-the NE*), dominata da regimi tettonici compressivi,

in cui le rocce di crosta continentale dell'Unità di Castagna sarebbero state coinvolte, insieme alle rocce delle sequenze ofiolitiche, in un processo di subduzione diretto verso W. Questa interpretazione è sostenuta da indicatori cinematici con senso di taglio verso E-NE, riconosciuti sia nelle rocce di crosta continentale sia in quelle appartenenti al dominio oceanico della Tetide (Carrara & Zuffa, 1976; Dietrich, 1988; Rossetti et al., 2001, 2004).

- 2) una seconda fase (Oligocene-Miocene; ~30-17Ma) caratterizzata da una zona di taglio estensionale (estensione sin-orogena) con senso di taglio *top-to-the W* e con caratteri deformativi transizionali fra il regime duttile e fragile, che guida l'esumazione delle rocce più profonde, caratterizzate da un metamorfismo di HP-LT. Questa fase estensionale è responsabile dello sviluppo della vergenza Europea, riconosciuta nelle sequenze ofiolitiche di Diamante e di Monte Reventino (Alvarez, 1978, Cello et al., 1991; Rossetti et al., 2001; Liberi & Piluso, 2009). Infine, l'esumazione definitiva, secondo questo modello, avviene nel Miocene medio-superiore, come testimoniato dal rinvenimento di blocchi di rocce ofiolitiche nei sedimenti Serravalliano-Tortoniani del Bacino di Amantea (Rossetti et al., 2001).

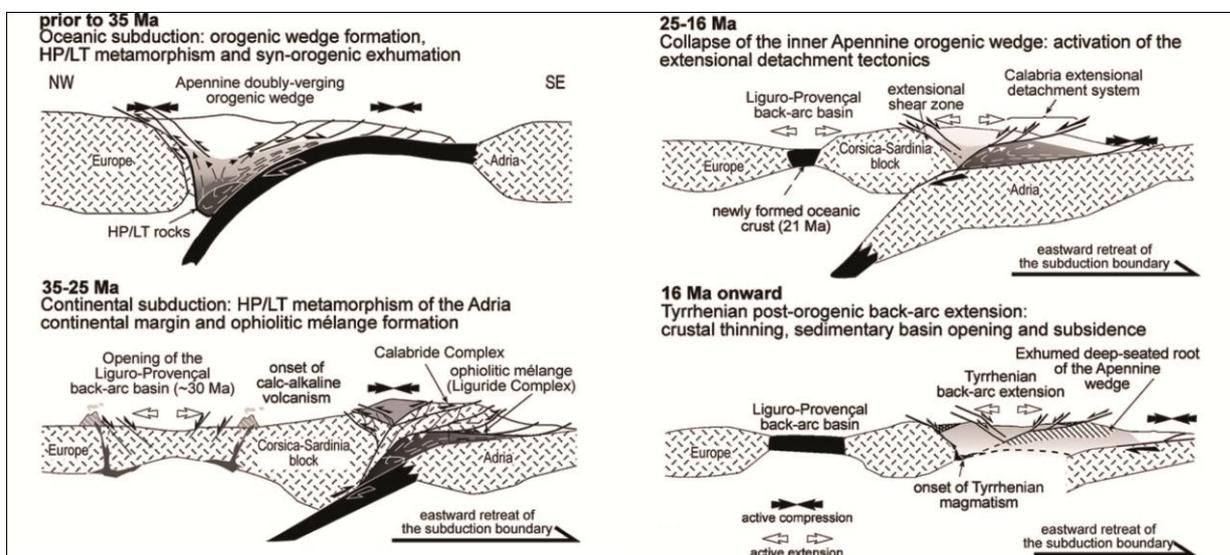


Fig. 11. Modello tettonico di evoluzione dell'AC proposto da Rossetti et al. (2004).

In letteratura, a questi due modelli di evoluzione cinematica dell'AC, se ne affianca un terzo, che vede la Calabria come il risultato di una associazione dei settori settentrionale e meridionale avvenuta nel Miocene medio (Bonardi et al., 1997). In particolare, secondo tale modello, il settore settentrionale dell'AC, viene coinvolto sia nella fase Alpina, con chiusura

dei bacino Ligure-Piemontese, sia nella fase Appenninica, con chiusura del bacino Lucano, mentre, il settore meridionale dell'AC registra solo la fase Appenninica e non viene coinvolto in quella Alpina. Questo perché nelle rocce del settore settentrionale dell'AC è registrata una doppia vergenza mentre, in quelle del settore meridionale è rilevabile solo una vergenza, quella Africana. Successivamente, l'evoluzione tettonica dell'AC, si conclude con l'unione tra i due settori nell'Oligocene superiore-Serravalliano (Bonardi et al., 1997).

2.4 ASSETTO TETTONO-STRATIGRAFICO DELL'ARCO CALABRO SETTENTRIONALE CON PARTICOLARE RIFERIMENTO ALLA CATENA COSTIERA (CALABRIA SETTENTRIONALE)

Tradizionalmente (Ogniben, 1973; Amodio Morelli et al., 1976), l'assetto tettonico dell'Arco Calabro settentrionale è caratterizzato dall'impilamento di tre insiemi tettonici principali (Fig. 12), riferibili a diversi domini paleogeografici, che dal basso verso l'alto sono:

- Unità Appenniniche, costituite da rocce di piattaforma carbonatica e di scarpata appartenenti al margine passivo africano, che iniziano ad individuarsi nel Trias e continuano a svilupparsi nel Giurassico-Miocene inferiore (Ogniben, 1973; Amodio Morelli et al., 1976; Iannace et al., 2005, 2007)
- Falda Liguride, costituita da unità alloctone ad affinità oceanica appartenenti al dominio della Neo-Tetide, che hanno un'età Giurassico-Cretacica (Ogniben, 1973; De Roeber, 1972; Dietrich & Scandone, 1972; Beccaluva et al., 1982; Guerrera et al., 1993; Cello et al., 1996; Liberi et al., 2006; Liberi & Piluso, 2009)
- Falda Calabride, che rappresenta una sezione continua di litosfera continentale strutturatasi nel tardo ercinico ed intrusa da granitoidi nel tardo Varisico (Graessner & Schenk, 2001; Piluso & Morten, 2004) e da gabbri nel Permo-Triassico (Liberi et al., 2011).

In Catena Costiera è possibile osservare la sovrapposizione dei tre importanti elementi strutturali sopra descritti (Fig. 12).

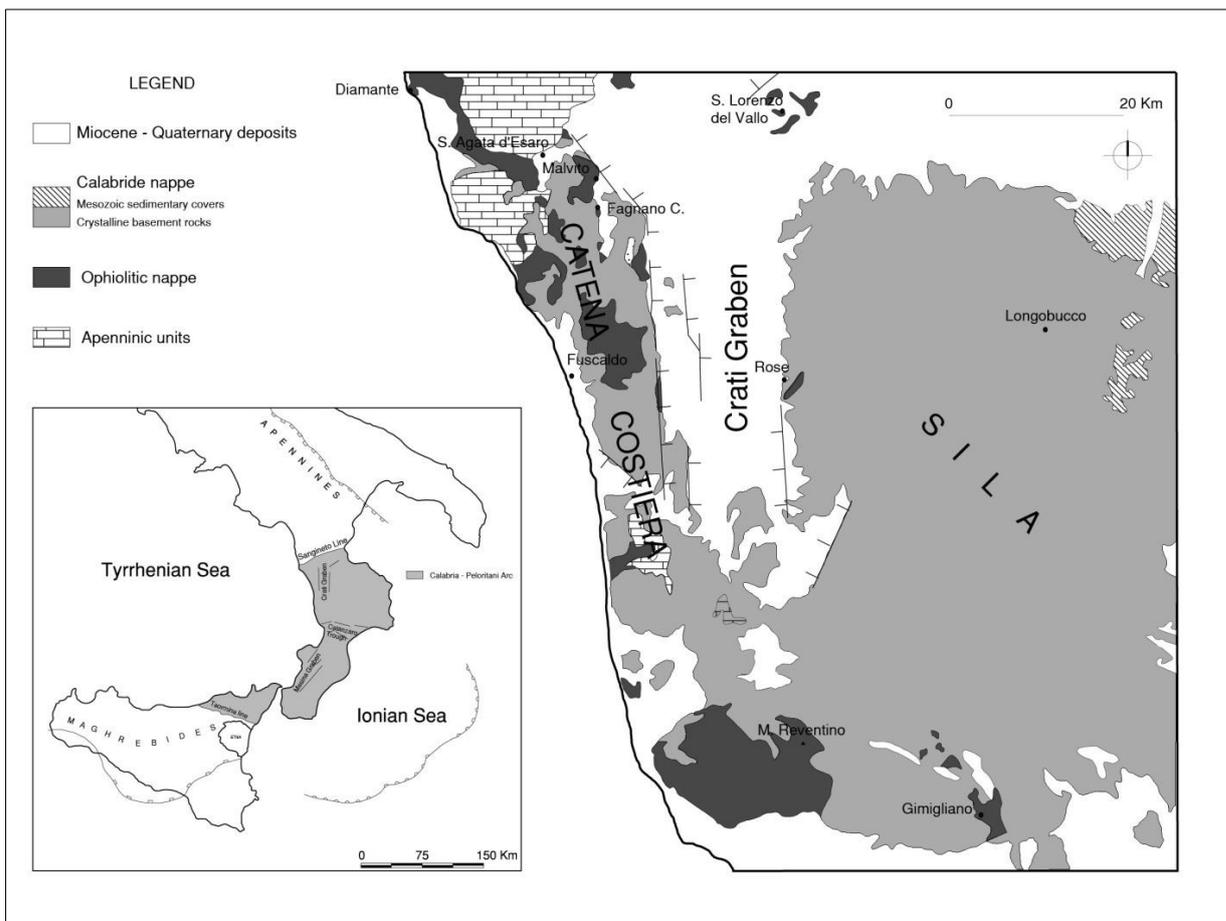


Fig. 12: Schema tettonico semplificato dell'AC settentrionale da Liberi & Piluso (2009).

2.4.1 UNITÀ APPENNINICHE

Tradizionalmente, le unità Appenniniche (Complesso Panormide, Ogniben, 1973; Unità Appenniniche, Amodio Morelli et al., 1976) rappresentano l'elemento geometricamente più basso del settore settentrionale dell'AC, costituito prevalentemente da rocce carbonatiche di piattaforma e di scarpata (Amodio Morelli et al., 1976; Iannace et al., 2007).

Amodio Morelli et al. (1976) e Iannace et al. (2005) distinguono all'interno di tale complesso carbonatico tre diverse unità tettoniche: l'Unità di San Donato, l'Unità di Cetraro e l'Unità di Verbicaro.

L'unità di San Donato e di Cetraro sono affette da un metamorfismo in facies degli scisti verdi datato al Miocene inferiore (Grandjacquet, 1971; Dietrich et al., 1976; Iannace et al., 2005) e sono costituite da una formazione filladica, con locali intercalazioni di metacalcari e metabasiti, che passa verso l'alto a potenti sequenze calcareo-dolomitiche (Amodio Morelli et al., 1976; Colonna & Compagnoni, 1982). L'età dell'intera successione è compresa tra il Trias medio (Anisico) ed il Miocene Inferiore (Aquitaniense; Amodio Morelli et al., 1976; Iannace et al., 2007).

Entrambe le unità sono sovrascorse dall'Unità di Verbicaro, costituita da depositi di piattaforma carbonatica, di età compresa tra il Trias medio (Anisico) ed il Miocene Inferiore (Aquitaniaco; Iannace et al., 2007), interessata solo in parte da un metamorfismo in facies scisti verdi (Amodio Morelli et al. 1976; Colonna & Compagnoni, 1982). L'Unità di Verbicaro affiora in Catena Costiera nelle finestre tettoniche di Cetraro, Timpone del Forno, Terme Luigiane, Coreca, Grimaldi, Monte Cocuzzo e Bagni di Caronte (Amodio Morelli et al. 1976; Colonna & Compagnoni, 1982).

In un recente lavoro di Iannace et al. (2007), viene proposta una nuova tettonostratigrafia, distinguendo nelle falde ad affinità Appenninica tre unità:

- a) *Unità Pollino-Ciagola*
- b) *Unità Lungro-Verbicaro*
- c) *Unità di Cetraro*

L'**Unità Pollino-Ciagola** è costituita da successioni carbonatiche in facies di scarpata non interessate da metamorfismo e in disconformità stratigrafica da conglomerati calcarei, calcareniti bioclastiche e calcilutiti alla base (Formazione di Trentinara: Paleocene-Eocene medio), da calcari bioclastici a macroforamminiferi e calcari micritici glauconitici in posizione intermedia (Formazione di Cerchiara: Aquitaniaco-Burdigaliano) ed al *top* da depositi torbiditici silicoclastici, costituiti da marne, peliti e quarzoareniti, che possono essere correlati con la Formazione del Bifurto di età Langhiano (Iannace et al., 2007).

L'**Unità Lungro-Verbicaro** viene considerata una porzione del paleomargine continentale Apulo, costituita da una successione Triassico-Miocenica interessata da un metamorfismo di HP-LT (facies scisti-blu), testimoniato dalla presenza di Fe-Mg carfolite e di fengite nelle metapeliti Mioceniche (Iannace et al., 2007), e di glaucofane nelle intrusioni basiche delle successioni carbonatiche Triassiche dell'Unità di Verbicaro (Matrangolo et al., 2010; Barca et al., 2010). Le deformazioni e il metamorfismo di HP-LT, riconosciuto in questa unità, devono essere considerati non più antichi dell'Aquitaniaco superiore (D'Errico & Di Staso, 2010), in accordo con i dati radiometrici che suggeriscono un'età di 18 Ma (Burdigaliano; K-Ar su roccia intera; Pierattini et al., 1975).

L'**Unità di Cetraro** è costituita da filladi ricche in quarzo e calcite che affiorano alla base di una potente successione caratterizzata da metacarbonati, metadolomie e gesso. Tale successione ha un età Anisico-Carnico e rappresenta l'equivalente laterale della successione Carnica dell'Unità Lungro-Verbicaro (Iannace et al., 2005, 2007).

L'Unità Pollino-Ciagola giace tettonicamente sotto le unità ofiolitifere nel settore nord-orientale del Massiccio del Pollino (esempio: Monte Pollino) e viene sormontata dall'Unità di Lungro-Verbicaro in tutto il settore occidentale (esempio: Cozzo Petrarà, Campotenese).

La derivazione di queste unità carbonatiche da margine passivo Africano non viene condivisa da alcuni studiosi. Infatti, in un lavoro di Perrone (1996), le sequenze carbonatiche dell'Unità di S. Donato e di Verbicaro non vengono considerate come appartenenti al paleomargine Apulo, ma strettamente connesse ai terreni cristallini calabresi, nell'ambito di un modello paleogeografico che prevede l'esistenza di una microplacca (vedi modello a doppia vergenza) interposta tra il margine continentale Apulo e quello Europeo. Questo implica che le unità carbonatiche affioranti nell'AC, sono paleogeograficamente localizzate sul lato occidentale del ramo oceanico Lucano e non sulla parte più interna del dominio Appenninico (Bonardi et al., 2001).

2.4.2 FALDA LIGURIDE

Al di sopra delle unità carbonatiche sopra descritte, nel settore settentrionale dell'AC e prevalentemente in Catena Costiera, affiorano delle unità alloctone ad affinità oceanica (Falda Liguride) riferibili al dominio oceanico della Tetide, che nel Giurassico separava la placca Europea da quella Africana (Ogniben 1973; Amodio Morelli et al., 1976).

Le unità ofiolitiche affioranti in Calabria sono principalmente costituite da serpentiniti derivate da protoliti peridotitici, metabasalti e relative coperture sedimentarie caratterizzate dall'alternanza di metapeliti, metareniti, marmi e calcescisti (Amodio Morelli et al., 1976; Liberi et al., 2006).

I metabasalti rappresentano il litotipo più diffuso e si presentano porfirici ed afirici, sia isotropi sia foliati (De Roeber, 1972; Amodio Morelli et al., 1976; Liberi et al., 2006; Liberi & Piluso, 2009; Filice et al., 2011). Le caratteristiche geochemiche mostrano che i metabasalti affioranti nell'AC settentrionale derivano da basalti sub-alcalini con affinità tholeitica (ambiente di dorsale medio-oceanica) tipo MORB transizionali (Spadea, 1979, 1994; Beccaluva et al., 1982; Liberi et al., 2006; Liberi & Piluso, 2009). Questa caratteristica, tipica di una crosta sviluppatasi durante i primi stadi di *spreading* oceanico (Bortolotti et al., 2001), ha permesso di correlarli con le rocce basiche delle sequenze ofiolitiche affioranti in Corsica (sequenza ofiolitica basale della Falda delle Balagne) e nell'Appennino settentrionale (Unità Liguri Esterne; Beccaluva et al., 1982).

Nella copertura metasedimentaria si osserva un incremento della componente carbonatica procedendo verso N (Liberi & Piluso, 2009). In particolare, le sequenze ofiolitiche affioranti

nel settore meridionale (esempio: Unità di Gimigliano), sono costituite da scisti policromi, marmi e alternanze di metapeliti, metareniti e metacarbonati mentre, quelle affioranti nel settore settentrionale (esempio: Unità di Diamante e di Malvito) consistono di sottili livelli di radiolariti e di calcescisti (Fig. 13; Liberi & Piluso, 2009) di età Titonico-Neocomiano (Calcari a Calpionella; Lanzafame & Zuffa, 1976; Spadea et al., 1976). Contatti eteropici tra le diverse coperture metasedimentarie delle ofioliti della Calabria sono stati riconosciuti nel settore centrale della Catena Costiera (Lanzafame & Zuffa, 1976; Piluso et al., 2000).

I litotipi che costituiscono la Falda Ligure, presentano associazioni mineralogiche tipiche di condizioni di HP-LT, testimoniando un loro coinvolgimento all'interno di un cuneo di accrezione. In particolare, mostrano una iniziale impronta di HP-LT Alpina (Rossetti et al., 2001; Liberi et al., 2006; Tortorici et al., 2008), con età stimata al limite Eocene-Oligocene, tramite la geocronologia isotopica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ su miche potassiche (intorno ai 35 Ma secondo Rossetti et al., 2001), legata alla fase di subduzione, seguita poi da una retrocessione nella facies degli scisti verdi di basso grado (De Roeber, 1972; Amodio Morelli et al., 1976; Rossetti et al., 2001; Liberi et al., 2006). Il percorso retrogrado di tali rocce è associato alla fase di esumazione che, secondo alcuni autori, si verifica attraverso una *detachment* estensionale tra 30 e 17 Ma (Rossetti et al., 2001, 2004), anteriormente cioè all'instaurarsi dei regimi estensionali legati alla fase tirrenica e con una velocità di risalita particolarmente importante, in modo tale da preservare condizioni di bassa termalità ed impedire il riequilibrio termico delle rocce subdotte.

In letteratura, le sequenze ofiolitiche affioranti nell'AC, vengono suddivise in varie unità tettono-metamorfiche:

- ✓ Dietrich & Scandone (1972) riconoscono due unità ofiolitiche: quella inferiore costituita dalle sequenze tipo Gimigliano, Diamante, Terranova e Fuscaldo-Rose, e quella superiore costituita dalle sequenze tipo Malvito. L'Unità del Frido, sempre di derivazione oceanica, che affiora estesamente nell'Appennino Calabro-Lucano, viene considerata da questi autori come una unità tettonica distinguibile e separabile dalle suddette unità.
- ✓ Amodio Morelli et al. (1976) suddividono i terreni ofiolitici in quattro unità: Diamante-Terranova, Gimigliano-Monte Reventino, Malvito e Frido, sulla base del grado metamorfico e nell'intensità della deformazione subita.
- ✓ Lanzafame et al. (1979), Spadea (1980), Beccaluva et al. (1982) distinguono l'Unità ofiolitica inferiore, comprendente l'Unità del Frido e di Diamante-Terranova, e l'Unità

ofiolitica superiore, comprendente l'Unità di Malvito e di Gimigliano-Monte Reventino.

- ✓ Rossetti et al. (2001, 2004) distinguono due unità: *Upper Ophiolitic Unit* (UOU) e *Lower Ophiolitic Unit* (LOU). L'UOU rappresenta un *melange* tettonico ofiolitico caratterizzato da una matrice debolmente scistosa costituita da calcescisti, peliti e quarziti, in parte confrontabile all'Unità del Frido (Amodio Morelli et al., 1976), e da blocchi di varie dimensioni di rocce polimetamorfiche ultrabasiche e basiche, e di rocce di crosta continentale della Falda Calabride. L'LOU invece comprende le sequenze ofiolitiche di HP-LT (*facies* scisti blu), con associate coperture metamorfosate, affioranti nelle seguenti località della Calabria settentrionale: Diamante, Spezzano Albanese, Terranova da Sibari e Gimigliano.

Tuttavia, alcuni autori (Liberi et al., 2006; Liberi & Piluso, 2009) suggeriscono come le suddette suddivisioni in differenti unità, basate fondamentalmente su differenze del grado metamorfico, non vengono supportate dai loro studi, che invece evidenziano una evoluzione tettono-metamorfica confrontabile tra le sequenze ofiolitiche affioranti nelle differenti aree dell'AC. Più precisamente, riconoscono un evento progrado alpino di HP-LT con *climax* metamorfico a 0.9-1.1 GPa e ~380°C ed un successivo evento retrogrado in *facies* scisti verdi. Il diverso grado di deformazione subita dalle sequenze ofiolitiche dell'AC viene interpretata come l'effetto di una concentrazione della deformazione lungo zone di taglio durante le fasi subduttive mentre, la differenza di 0.2 GPa nelle condizioni di *climax* metamorfico raggiunte dalle diverse unità è da attribuire ai processi di subduzione e di successiva esumazione come porzioni tettoniche all'interno di un cuneo di accrezione.

L'**Unità del Frido** affiora diffusamente al confine Calabro-Lucano e mostra le tipiche caratteristiche di un *melange* tettonico (Monaco, 1993; Tortorici et al., 2008). Tale unità, è costituita da argilloscisti, contenenti associazioni di nannofossili dell'Oligocene superiore (Bonardi et al., 1993), con intercalazioni di metareniti, metasiltiti, quarziti e subordinatamente metacalcari e marmi con relitti di aragonite (Vezzani, 1969; Spadea, 1976). In questa successione metasedimentaria sono intercalati blocchi di dimensioni variabili di rocce ofiolitiche e di crosta continentale. In particolare, si rinvencono blocchi di serpentiniti, di gneiss a granato, di *granofels*, di anfiboliti, di marmi e di metacalcari, immersi in una matrice argilloso-arenacea (Liberi, 2005; Tortorici et al., 2008). In base alle caratteristiche petrografiche e petrologiche, sia le rocce ultramafiche sia le rocce di crosta continentale, sono

correlabili alla sezione di litosfera continentale ercinica affiorante nell'AC settentrionale e precisamente in Catena Costiera (Liberi, 2005).

All'interno dell'Unità del Frido sono presenti blocchi di metabasalti con relative coperture metasedimentarie rappresentate da metaradiolariti e calcescisti (Liberi, 2005; Tortorici et al., 2008). I metabasalti e i calcescisti mostrano una associazione mineralogica di HP-LT (glaucofane, crossite, lawsonite e aragonite) e successiva sovrainpronta metamorfica in facies scisti verdi caratterizzata dalla presenza di clorite, albite ed epidoto (Liberi, 2005; Monaco and Tortorici 1995; Tortorici et al., 2008). La presenza di un grado metamorfico nettamente più elevato rispetto alla matrice, implica che i blocchi di ofioliti siano stati inglobati all'interno della sequenza sedimentaria che caratterizza il Frido successivamente all'evento metamorfico di HP-LT (Liberi, 2005). Pertanto, la formazione del *melange* tettonico del Frido potrebbe essere avvenuta in un bacino di sedimentazione posto in prossimità del margine continentale Calabride fortemente assottigliato e adiacente ad un cuneo di accrezione in crescita (Liberi, 2005). Infine, l'Unità del Frido è affetta da un metamorfismo di HP-LT di età tardo-Oligocenica (Cirrincione & Monaco, 1996) e registra solo le fasi deformative legate all'orogenesi Appenninica con polarità verso NE (Knott, 1987, 1994; Liberi, 2005).

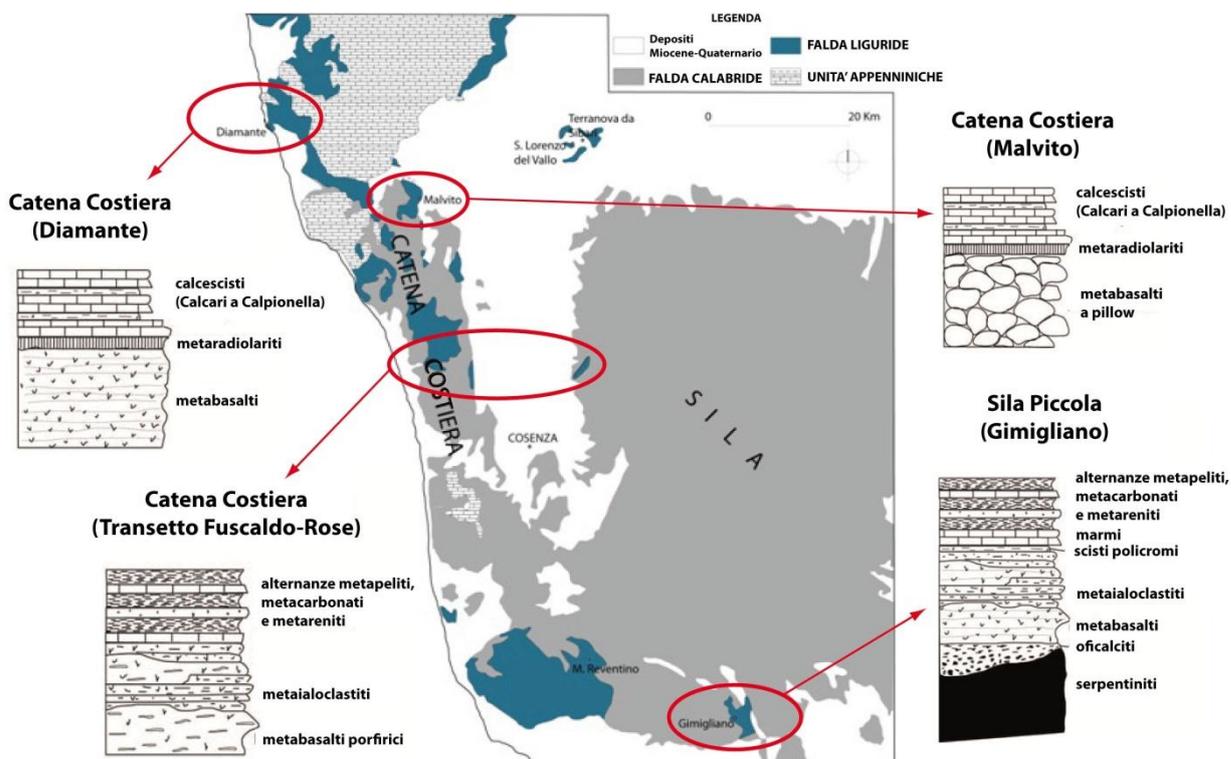


Fig. 13. Schema dei rapporti stratigrafici esistenti all'interno delle sequenze ofiolitiche affioranti nelle varie zone dell'AC settentrionale (modificata da Liberi & Piluso, 2009).

2.4.3 FALDA CALABRIDE

In posizione geometricamente più elevata rispetto alle Unità Ofiolitiche è presente la Falda Calabride (Complesso Calabride; Ogniben, 1973). Essa è costituita da rocce cristalline e metamorfiche Paleozoiche di derivazione continentale e dalle relative coperture Mesozoiche (Ogniben, 1973; Amodio Morelli et al., 1976; Santantonio & Teale, 1987; Messina et al., 1994).

Nell'ambito della Falda Calabride vengono distinte quattro principali unità tettoniche:

- a) *Unità di Bagni*
- b) *Unità di Castagna*
- c) *Unità della Sila*
- d) *Unità di Stilo*

L'**Unità di Bagni** istituita da Dietrich & Scandone (1972), rappresenta l'unità tettonica geometricamente più bassa della Falda Calabride (Amodio Morelli et al., 1976). Affiora nei massicci delle Serre, della Sila e, più diffusamente, in Catena Costiera (Colonna et al., 1979) e rappresenta una delle unità tettoniche più complesse e controverse dell'AC.

Essa corrisponde alle «filladi del Fiume Arente e Scisti di Paola» descritti da Bonardi et al. (1974), alla «unità filladica del Fiume Pomo» di Colonna & Piccarreta (1976), ed infine agli «scisti del Fiume Savuto» di Colonna & Simone (1978). Comprende metamorfiti in facies scisti verdi, prevalentemente filladi e quarziti filladiche, e subordinatamente micascisti, porfiroidi e rari scisti anfibolitici (Amodio Morelli et al., 1976). Più precisamente, a tale unità viene attribuito un basamento paleozoico (Scandone, 1971; Scandone & Dietrich, 1972; Amodio Morelli et al., 1976) poiché in Catena Costiera, e precisamente nella zona di Cetraro-Guardia Piemontese, è stata segnalata una copertura mesozoica trasgressiva, costituita dal basso verso l'alto da conglomerati e quarziti tipo Verrucano (Trias), dolomie, calcari e radiolariti, per uno spessore complessivo di circa 150 metri (Scandone, 1971). Anche Colonna & Compagnoni (1982), sulla base dei caratteri litologici e della posizione stratigrafica, attribuiscono a tale unità un'età permotriassica-cretacica inferiore.

Negli ultimi anni, questa interpretazione dell'Unità di Bagni sta cambiando, poiché tale unità affiora spesso in appoggio sulle unità ofiolitiche, costituendo, secondo alcuni gruppi di ricerca, la loro copertura sedimentaria pelitico-arenacea. Questa interpretazione viene sostenuta anche dal tipo di metamorfismo subito dall'Unità di Bagni, ampiamente paragonabile a quello delle sottostanti unità ofiolitiche. Infatti, secondo Colonna & Compagnoni (1982), in tale unità è presente una sovraimpronta metamorfica Alpina, che ha generato paragenesi tipiche di HP-LT a lawsonite e Mg-riebeckite (Colonna & Piccarreta, 1976; Colonna & Simone, 1978; Bonardi et al., 1974).

Pertanto, sul significato geologico e geodinamico dell'Unità di Bagni esistono contrastanti interpretazioni (Fig. 14):

- ✓ Colonna & Zanettin Lorenzoni (1970) riconoscono, nella zona di Gimigliano-Tiriolo, legami stratigrafici tra le filladi e gli scisti appartenenti all'Unità di Bagni e le sottostanti metabasiti, evidenziando però un rovesciamento della serie;
- ✓ De Roever (1972), attribuisce l'Unità di Bagni al Complesso Liguride ed interpreta tale unità come la copertura sedimentaria pelitico-arenacea delle sottostanti unità ofiolitiche.
- ✓ Bonardi et al. (1974), nell'area tra Paola e Rose, riconoscono un'unica formazione di età paleozoica, costituita da un membro inferiore metapelitico e da un membro superiore metarenitico, legata stratigraficamente alle sottostanti metabasiti;
- ✓ Lanzafame & Zuffa (1976), in una significativa parte della Catena Costiera, riconoscono l'esistenza di un'unica unità tettonica ofiolitica con grado di deformazione crescente da nord a sud, caratterizzata da una copertura di rocce metamorfiche derivanti da originarie sequenze sedimentarie pelitico-arenacee e calcaree tra loro eteropiche;
- ✓ Carrara & Zuffa (1976), considerano le rocce filladiche e metarenitiche (*phyllitic-metarhyolitic rocks*; De Roever, 1972), come la copertura stratigrafica delle sottostanti metabasiti e correlano in età queste rocce con i calcescisti (*calcareous facies*) del Giurassico superiore-Cretacico inferiore;
- ✓ Dietrich (1976) attribuisce a questa unità un basamento Paleozoico con relativa copertura sedimentaria Mesozoica, e riconosce una differente storia deformativa ed evoluzione metamorfica, di più basso grado, rispetto alla sottostante Unità di Gimigliano.
- ✓ Piluso et al. (2000), Tansi et al. (2007) e Liberi & Piluso (2009) attribuiscono l'Unità di Bagni al Complesso Liguride ed interpretano tale unità come la copertura sedimentaria pelitico-arenacea delle sottostanti unità ofiolitiche.

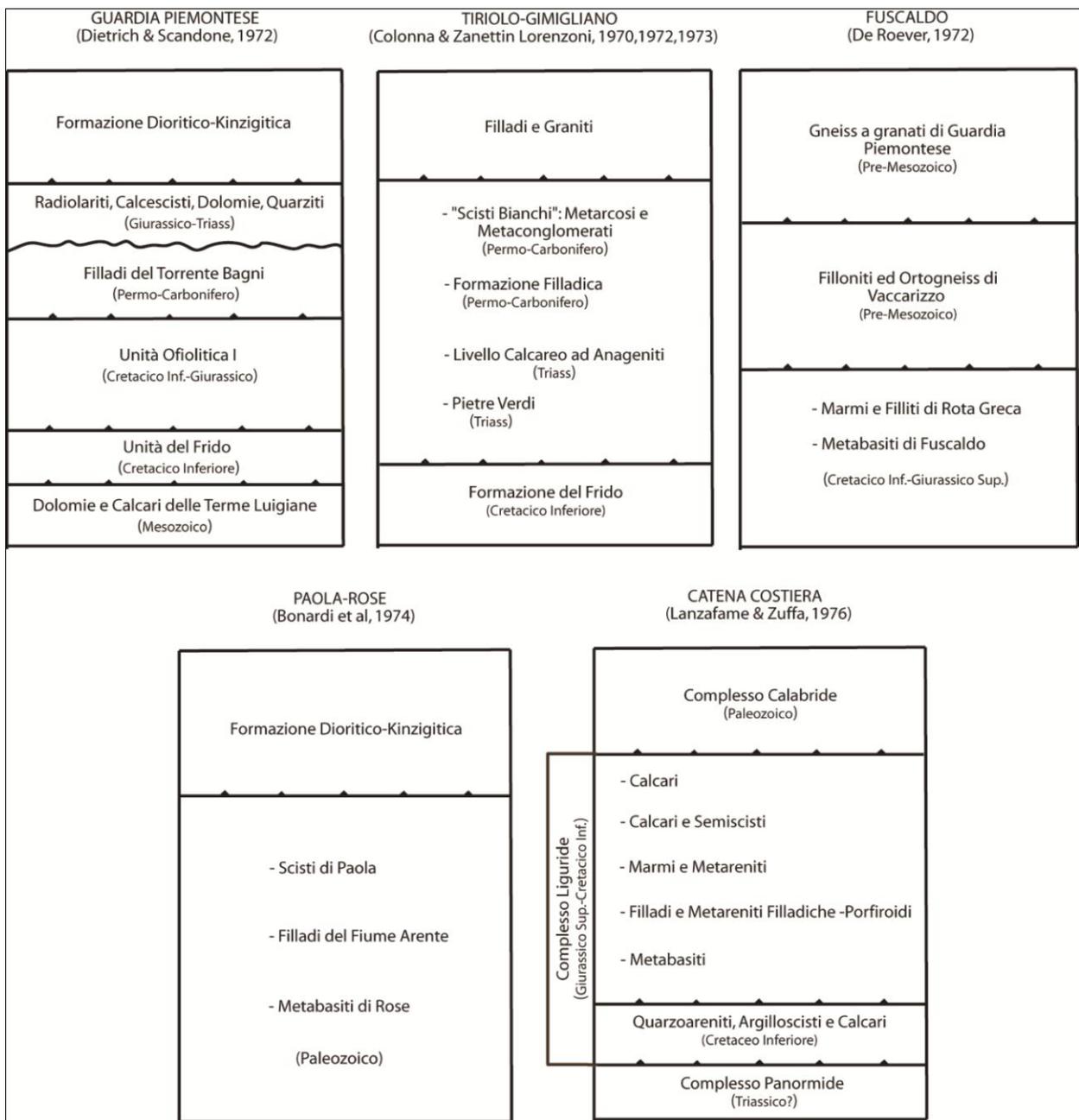


Fig. 14. Ricostruzioni tettono-stratigrafiche di diverse aree dell'AC settentrionale (da Bonardi et al., 1974). Da notare alcune delle differenti interpretazioni riguardanti le rocce appartenenti all'Unità di Bagni.

Sulla sottostante Unità di Bagni giace tettonicamente l'Unità di Castagna (Amodio Morelli et al., 1976), che rappresenta una delle unità più complesse dell'AC.

L'*Unità di Castagna* affiora a partire dal margine settentrionale delle Serre fino a Fuscaldo, in Catena Costiera, dove si rinviene fortemente assottigliata (Dietrich, 1976; Amodio Morelli et al., 1976; Colonna & Compagnoni, 1982; Messina et al., 1994). È costituita da metamorfiti di medio-alto grado, con associati granitoidi e masse pegmatitiche di

età presumibilmente tardo ercinica (Dubois & Glangeaud, 1965; Borsi & Dubois, 1968; Messina et al., 1994). In particolare, è caratterizzata da paragneiss, micascisti, gneiss occhiadini e subordinatamente da anfiboliti e marmi (Amodio Morelli et al., 1976).

In queste rocce si riconoscono due eventi metamorfici: il primo di età Varisica in facies variabile scisti verdi-anfibolitica (Amodio Morelli et al., 1976), e l'altro, di età Alpina, caratterizzato da un metamorfismo di HP-LT che sviluppa paragenesi a lawsonite, glaucofane e crossite (Colonna & Piccarreta, 1975; Colonna & Compagnoni, 1982; Dietrich, 1988; Rossetti et al., 2001) e da una successiva retrocessione in facies scisti verdi (Rossetti et al., 2001). L'evento Alpino è inoltre responsabile dello sviluppo di grossi spessori milonitici ed ultramilonitici (Colonna & Piccarreta, 1976; Messina et al., 1994).

La cinematica dell'evento di *shear* di età Alpina, riconosciuto in queste rocce, è stato oggetto di forti discussioni nel corso degli anni tra i diversi gruppi di ricerca. Molti studiosi concordano sull'orientazione del *sense of shear*, che risulta essere circa E-W (tramite *stretching lineations*; Faure, 1980; Rossetti et al., 2001), ma vedute contrastanti esistono sul senso di trasporto tettonico suggerito dagli indicatori cinematici presenti nelle miloniti dell'Unità di Castagna. Infatti, secondo Faure (1980) lo studio degli indicatori cinematici evidenzia un *sense of shear* verso W mentre, secondo Rossetti et al. (2001, 2002, 2004) le miloniti dell'Unità di Castagna mostrano caratteri strutturali che indicano un senso di trasporto verso E-NE.

Il contatto tra le Unità Ofiolitiche di HP-LT e l'Unità di Castagna viene considerato tettonico, dominato: in una prima fase (Eocene-Oligocene; ~35 Ma), da regimi compressivi, in cui le rocce dell'Unità di Castagna sarebbero state coinvolte, insieme alle rocce delle sequenze ofiolitiche, in un processo di subduzione diretto verso W, ed in una seconda fase (Oligocene-Miocene; ~30-17Ma), da una zona di taglio estensionale con senso di taglio *top-to-the W*, con caratteri deformativi transizionali fra il regime duttile e fragile (Rossetti et al., 2001, 2002, 2004). Questa fase estensionale, secondo Rossetti et al., 2001, è responsabile dello sviluppo della vergenza Europea, riconosciuta nelle sequenze ofiolitiche di Diamante e di Monte Reventino (Alvarez, 1978, Cello et al., 1991; Rossetti et al., 2001; Liberi & Piluso, 2009), e dell'esumazione di entrambe le unità.

Sull'Unità di Castagna, giace tettonicamente l'Unità della Sila, istituita da Messina & Russo (1992; Unità di Polia-Copanello: Amodio Morelli et al., 1976).

L'**Unità della Sila** rappresenta una sezione continua di litosfera continentale (Graessner & Schenk, 2001; Piluso & Morten, 2004), caratterizzata da un basamento

metamorfico di medio-alto grado di età Paleozoica (dalla facies anfibolitica alla facies granulitica) intruso da magmatiti tardo Varisiche (Amodio Morelli et al., 1976; Tortorici, 1982; Dietrich, 1988; Messina et al., 1994) e da gabbri Permo-Triassici (Liberi et al., 2011).

L'età corrispondente al picco termico di tali rocce è stata stimata a circa 300 Ma (Graessner et al., 2000) e coincide con l'età di messa in posto dei granitoidi silani.

L'Unità della Sila affiora in Calabria centro-settentrionale dalle Serre alla Sila ed anche in Catena Costiera. In Catena Costiera, affiorano le parti più profonde di tale unità, costituite da gneiss a granato-biotite, migmatiti, granuliti e subordinati graniti peralluminosi, marmi silicatici e peridotiti (Piluso & Morten, 2004), intrusi da gabbri Permo-Triassici (Liberi et al., 2011). Le parti più superficiali, invece, affiorano lungo i versanti nord-orientali del Massiccio Silano (Graessner & Shenk, 2001; Piluso & Morten, 2004) e risultano costituite da rocce metamorfiche in facies scisti verdi-anfibolitica rappresentate da metapeliti, metareniti, metavulcaniti con intercalazioni di marmi ed ortogneiss (Langone et al., 2010).

In trasgressione su tali rocce, sempre nel settore nord-orientale del Massiccio Silano, affiorano sequenze sedimentarie Mesozoiche (Unità di Longobucco) e Cenozoiche (Unità di Paludi), che hanno inizio con i caratteristici depositi clastici di tipo Verrucano (Santantonio & Teale, 1987; Messina et al., 1994; Santantonio & Carminati, 2011).

L'**Unità di Stilo** affiora in Sila, in Catena Costiera medionale ed estesamente nella parte orientale e meridionale delle Serre e rappresenta l'unità geometricamente più alta dell'AC. È caratterizzata da un basamento Paleozoico, costituito da rocce filladiche di grado metamorfico molto basso con intercalazioni di marmi e rocce metavulcaniche dell'Ordoviciano-Carbonifero, che costituiscono l'incassante di granodioriti tardo-erciniche (Festa et al., 2003), e da una copertura sedimentaria Meso-Cenozoica non metamorfica, avente alla base le rocce clastiche di tipo Verrucano (Amodio Morelli et al., 1976). Pertanto, questa unità rappresenta l'equivalente delle metamorfiti di basso grado affioranti nel settore nord-orientale del Massiccio Silano.

La sovrapposizione dell'Unità di Stilo al di sopra dell'orogene calabro si realizza, secondo Amodio Morelli et al. (1976), tra l'Oligocene superiore ed il Miocene inferiore.

2.5 LINEAMENTI TETTONICI PRINCIPALI DELL'ARCO CALABRO SETTENTRIONALE

L'AC è un orogene tra i più attivi tettonicamente e sismicamente del Mediterraneo centro-occidentale, caratterizzato da un'alternanza di dorsali montuose e di depressioni tettoniche, che sono il frutto dell'attività di diversi sistemi di faglia che si sono susseguiti nel tempo.

Nel settore settentrionale si riconoscono tre sistemi montuosi principali: la Catena Costiera, il Massiccio della Sila e il Massiccio del Pollino. La Catena Costiera e il Massiccio della Sila sono separati dalla Valle del Crati (Fig. 15), un'ampia depressione tettonica formatasi a partire dal Pleistocene inferiore e limitata da faglie normali con andamento N-S (Lanzafame & Zuffa, 1976; Cello et al., 1981; Tortorici, 1982; Turco et al., 1990; Tortorici et al., 1995; Spina et al., 2011; Brozzetti et al., 2012).

In questo settore sono stati riconosciuti diversi sistemi di faglia caratterizzati da cinematiche prevalentemente estensionali. Infatti, sono presenti faglie distensive orientati NE-SW, NW-SE e N-S, che hanno controllato l'evoluzione tettonica del Bacino del Crati (Tortorici, 1981, 1982; Cifelli et al., 2007; Spina et al., 2011; Brozzetti et al., 2012). I primi due sistemi di faglia sono attivi durante il Miocene ed il Pliocene mentre, i lineamenti tettonici orientati N-S, si sono sviluppati nel Pleistocene inferiore e sono tuttora attivi (Tortorici et al., 1982; Cifelli et al., 2007; Faccenna et al., 2011; Brozzetti et al., 2012).

1. *Il sistema NE-SW* si osserva prevalentemente nel settore settentrionale del Bacino del Crati ed è caratterizzato da faglie distensive ad alto e basso angolo (Cifelli et al., 2007). A questo sistema appartiene la Linea di Sangineto (Amodio Morelli et al., 1976), un importante lineamento tettonico che mette a contatto le rocce del dominio Appenninico (Massiccio del Pollino) con quelle, di derivazione oceanica e continentale, della Catena Costiera.

La natura di questo lineamento tettonico è stata per molto tempo oggetto di discussioni e risulta tuttora controversa:

- ✓ rappresenta un sistema di faglie a scorrimento orizzontale sinistro, che insieme alla Linea di Taormina (caratterizzata da un movimento trascorrente destro), permette la separazione del blocco Calabro dai blocchi litosferici della Sardegna e della Corsica (Malinverno & Ryan, 1986; Dewey et al., 1989; Faccenna et al., 2001; Tansi et al., 2007) e la sua successiva migrazione verso SE (Amodio Morelli et al., 1976);
 - ✓ rappresenta una *shear zone* con movimenti trascorrenti sinistri (*Pollino Fault Zone – PFZ*; Van Dijk et al., 2000; Tansi et al., 2007);
 - ✓ rappresenta una faglia prevalentemente estensionale con una componente trascorrente sinistra (Scandone, 1982; Boccaletti et al., 1984; Ietto et al., 1992).
2. *Il sistema NW-SE*, presente nel settore settentrionale del Bacino del Crati, è caratterizzato da faglie distensive ad alto angolo (Cifelli et al., 2007). Tale sistema, ha

la sua massima espressione nel lineamento tettonico che da San Sosti si estende verso SE, fino al bordo occidentale del Massiccio della Sila (Tortorici, 1981);

3. *Il sistema N-S* trova il massimo sviluppo nel settore meridionale del Bacino del Crati. È caratterizzato da faglie distensive ad alto e basso angolo (Brozzetti et al., 2012), ribassanti verso la Valle del Crati, alla cui attività è attribuito il sollevamento dell'elemento strutturale Catena Costiera (Lanzafame & Zuffa, 1976; Cello et al., 1981; Tortorici, 1982; Turco et al., 1990; Tortorici et al., 1995; Spina et al., 2011; Brozzetti et al., 2012). Lungo il bordo occidentale del Bacino del Crati, il sistema è rappresentato da faglie immergenti verso W, mentre, lungo il bordo orientale, da faglie immergenti prevalentemente verso E (Fig. 15). Quest'ultime, sono disposte in modo da formare un *set en-echelon* di faglie normali con una componente obliqua destra (Cello et al., 1982; Tortorici et al., 1995; Faccenna et al., 2011).

Tale sistema trova la sua massima espressione nella faglia San Fili-San Marco Argentano, che marca il contatto tra le unità cristalline e metamorfiche della Catena Costiera e le successioni sedimentarie del Pleistocene inferiore (Lanzafame & Zuffa, 1976; Brozzetti et al., 2012). Questo importante lineamento tettonico, secondo Brozzetti et al. (2012), rappresenta parte di una *detachment fault* E-immersa (denominata *North Calabria Detachment Fault - NCDF*) che guida l'architettura e l'evoluzione tettono-sedimentaria quaternaria del Bacino del Crati.

La *NCDF* costituisce la *detachment fault* di un sistema di faglie estensionale asimmetrico, che determina il forte sollevamento (fino a 1,6 mm/anno; Schiattarella et al., 2006) della Catena Costiera (*footwall*) ed il relativo ribassamento del blocco Silano (*hanging wall*) verso E (Brozzetti et al., 2012).

4. L'evoluzione tettonica, legata a faglie estensionali, del settore settentrionale dell'AC non viene condivisa da tutti gli autori. Infatti, Van Dijk et al. (2000) e Tansi et al. (2007), suggeriscono la presenza di importanti lineamenti tettonici a scorrimento orizzontale che dal Miocene in poi guidano l'evoluzione regionale dell'AC. In particolare, questi autori, riconoscono strutture ad alto angolo transpressive e transtensive legate all'attività di grandi lineamenti tettonici orientati NW-SE e caratterizzati da una cinematica trascorrente sinistra, come ad esempio la *Petilia-S. Sosti Fault Zone – PSFZ*.

Il Massiccio della Sila è bordato da sistemi di faglia nei settori settentrionale, meridionale, e all'interno dello stesso massiccio (Fig. 15; Faccenna et al., 2011). A nord, nei pressi di Corigliano, è presente un lineamento tettonico che marca il passaggio tra i terreni cristallini

Paleozoici e i depositi del Pliocene superiore-Pleistocene superiore (Tortorici, 1981; Knott and Turco, 1991; Van Dijk et al., 2000; Faccenna et al., 2011). La sua cinematica è normale con una componente obliqua destra (Faccenna et al., 2011). A sud, invece, è bordato da una faglia estensionale orientata circa E-W che mette a contatto le rocce di basamento cristallino con i depositi sedimentari olocenici della Stretta di Catanzaro (Faccenna et al., 2011).

All'interno del Massiccio della Sila (Altopiano Silano) è presente un importante sistema di faglia orientato N-NW denominato Faglia dei Laghi (*Lake Fault System*; Galli & Bosi, 2003). Secondo gli stessi autori, si tratta di un sistema tuttora attivo, caratterizzato da una cinematica obliqua sinistra (Galli & Bosi, 2003; Spina et al., 2011).

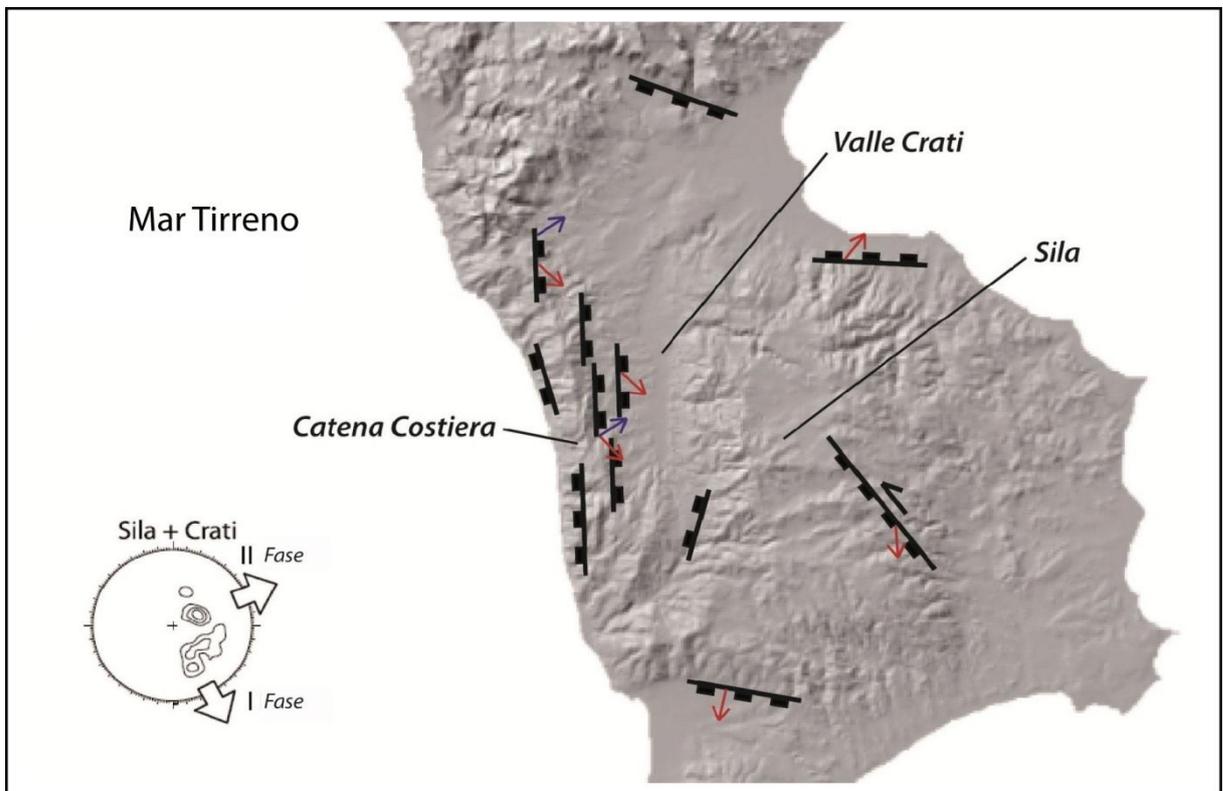


Fig. 15. Principali lineamenti tettonici dell'AC settentrionale con relativa cinematica indicata dalle frecce. Da notare le due direzioni di movimento riconosciute nel settore Sila-Valle Crati, con la fase più giovane orientata ENE (frecce di colore blu; immagine modificata da Faccenna et al., 2011).

CAPITOLO 3

RILEVAMENTO GEOLOGICO E GEOLOGICO-STRUTTURALE DEL SETTORE CENTRALE DELLA CATENA COSTIERA (CALABRIA SETTENTRIONALE)

3.1 INTRODUZIONE

Lo studio del settore centrale della Catena Costiera (Calabria Settentrionale) può fornire un valido contributo per la ricostruzione della complessa evoluzione tettonica che ha interessato l'AC settentrionale nel corso della sua lunga storia geologica.

L'area rilevata è caratterizzata dalla sovrapposizione di differenti unità tettoniche legate a differenti domini paleogeografici. Al fine di ottenere un primo e valido modello interpretativo dell'evoluzione tettonica e tettono-metamorfica delle rocce caratterizzanti il settore di Catena Costiera indagato, è risultato di estrema importanza riconoscere e descrivere i diversi litotipi a scala mesoscopica e ricostruire un quadro tettono-stratigrafico dell'area.

3.2 DESCRIZIONE MESOSCOPICA DEI LITOTIPI

In questo paragrafo vengono descritti i caratteri mesoscopici dei diversi litotipi affioranti nell'area studiata ed i loro rapporti geometrici.

Le diverse rocce sono state raggruppate all'interno delle singole unità tettoniche di appartenenza che in questo studio risultano essere: l'Unità Ofiolitiche di HP-LT, distinta in unità di Cozzo Cervello e di Mongrassano, l'Unità di Castagna e l'Unità della Sila.

Al di sopra di queste unità tettoniche cristallino-metamorfiche, poggia una potente successione sedimentaria di età compresa tra il Miocene medio-superiore e l'Olocene (Lanzafame e Zuffa, 1976).

3.2.1 UNITÀ OFIOLITICHE DI HP-LT

Nel settore centrale della Catena Costiera studiato non affiorano rocce carbonatiche appartenenti alle Unità Appenninica (Amodio Morelli et al., 1976). Pertanto, i termini più profondi sono costituiti dalle unità alloctone ad affinità oceanica (Falda Liguride) riferibili al dominio oceanico della Tetide (Ogniben 1969; Amodio Morelli et al., 1976).

Le unità ofiolitiche affioranti nel settore di Catena Costiera studiato sono principalmente costituite da metabasalti porfirici ed afirici, sia isotropi che foliati (De Roeber, 1972; Amodio Morelli et al., 1976; Liberi et al., 2006; Liberi & Piluso, 2009; Filice et al., 2011), e relative

coperture sedimentarie caratterizzate da metapeliti, metareniti, dall'alternanza di metapeliti-calcescisti e da calcescisti. Nella copertura metasedimentaria si osserva un incremento della componente carbonatica procedendo verso nord, lungo il settore di Catena Costiera indagato (Liberi & Piluso, 2009).

Il rilevamento geologico e geologico-strutturale dell'area in esame, insieme ad uno studio petrografico, hanno permesso di riconoscere due importanti unità strutturali, caratterizzate da peculiari associazioni litologiche:

- **Unità ofiolitica di Cozzo Cervello** che affiora diffusamente nel settore meridionale e centrale dell'area studiata. Essa è costituita dal basso verso l'alto da:
 - a) Metabasalti
 - b) Meta-vulcano clastiti
 - c) Metacalcari e Metadolomie
 - d) Metapeliti
 - e) Metareniti e Metaconglomerati
 - f) Metapeliti e Calcescisti
- **Unità ofiolitica di Mongrassano** che invece affiora nella parte più settentrionale del settore di Catena Costiera studiato. Essa è costituita dal basso verso l'alto da:
 - a) Metabasalti
 - b) Meta-vulcano clastiti
 - c) Calcescisti

Il contatto tra le due unità si osserva lungo il versante in sinistra idrografica del Torrente Finita ed è di natura tettonica, caratterizzato da una fascia cataclastico-milonitica di circa 15 metri di spessore, leggermente immergente a NW (Fig. 16).

La fascia cataclastico-milonitica si sviluppa nei metabasalti che stanno alla base dell'Unità di Mongrassano e risulta caratterizzata da una colorazione sui toni del bruno-rosso-giallo, legata alla considerevole alterazione e fratturazione dei metabasalti.

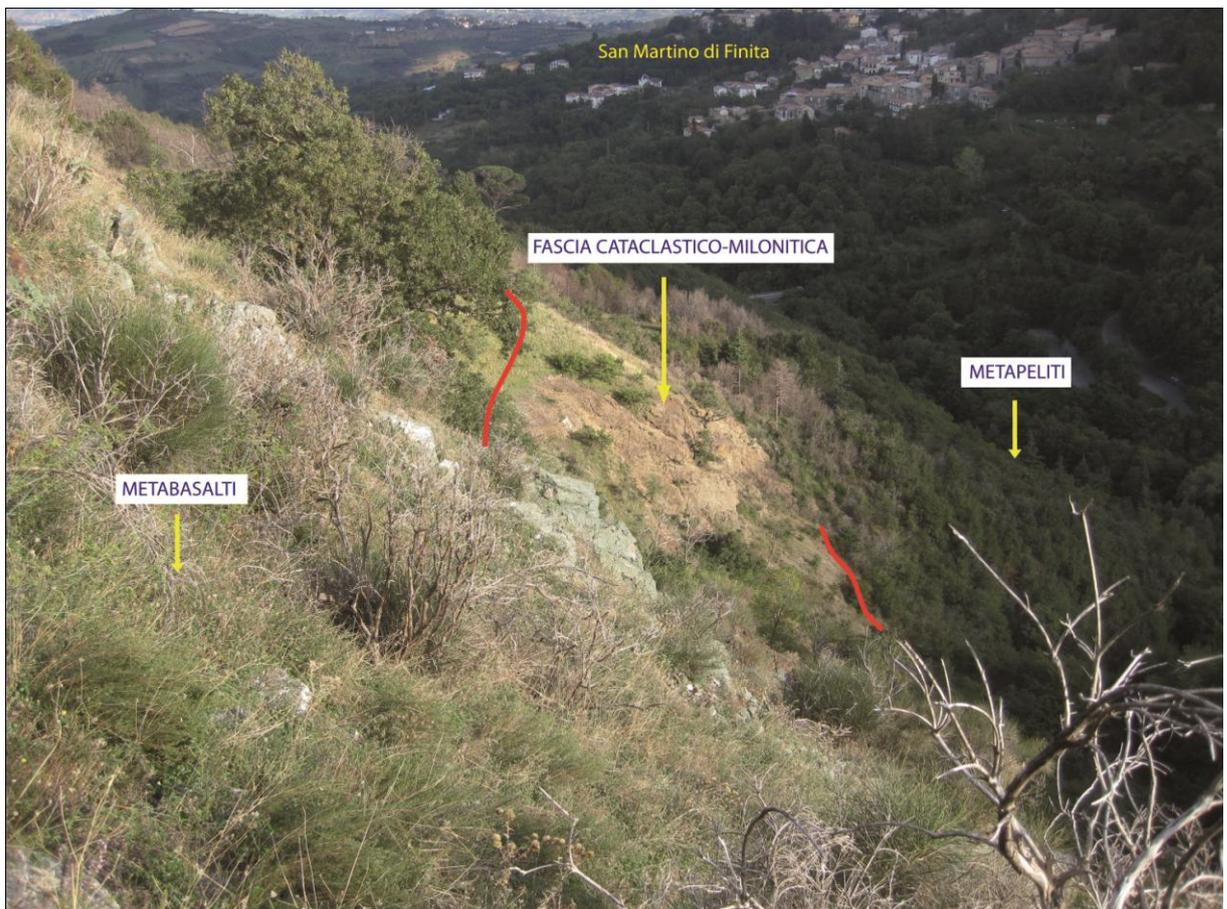


Fig. 16. Contatto tettonico tra le sequenze ofiolitiche di Cozzo Cervello e di Mongrassano in prossimità dell'abitato di S. Martino di Finita.

Le evidenze strutturali, principalmente rappresentate da strutture *S-C* e *C'-type shear bands*, suggeriscono per questo contatto una cinematica di tipo estensionale con senso di taglio verso NW (Fig. 17).



Fig. 17. Particolare in cui si osserva una cinematica del contatto di tipo estensionale con senso di taglio verso NW testimoniato da una struttura *C'-type shear bands*.

3.2.1.1 *Unità ofiolitica di Cozzo Cervello*

Metabasalti

Questo litotipo affiora diffusamente nei dintorni di Cozzo Cervello, che è la cima più alta del settore di Catena Costiera studiato. Affiora inoltre lungo i versanti orientali compresi tra gli abitati di Gesuiti e di Parantoro, nei dintorni dell'abitato di San Martino di Finita, lungo la S.P. 31 che collega San Benedetto Ullano a Fuscaldo, e diffusamente, lungo i versanti occidentali compresi tra Serra Pantalonnata e Cozzo Spennato.

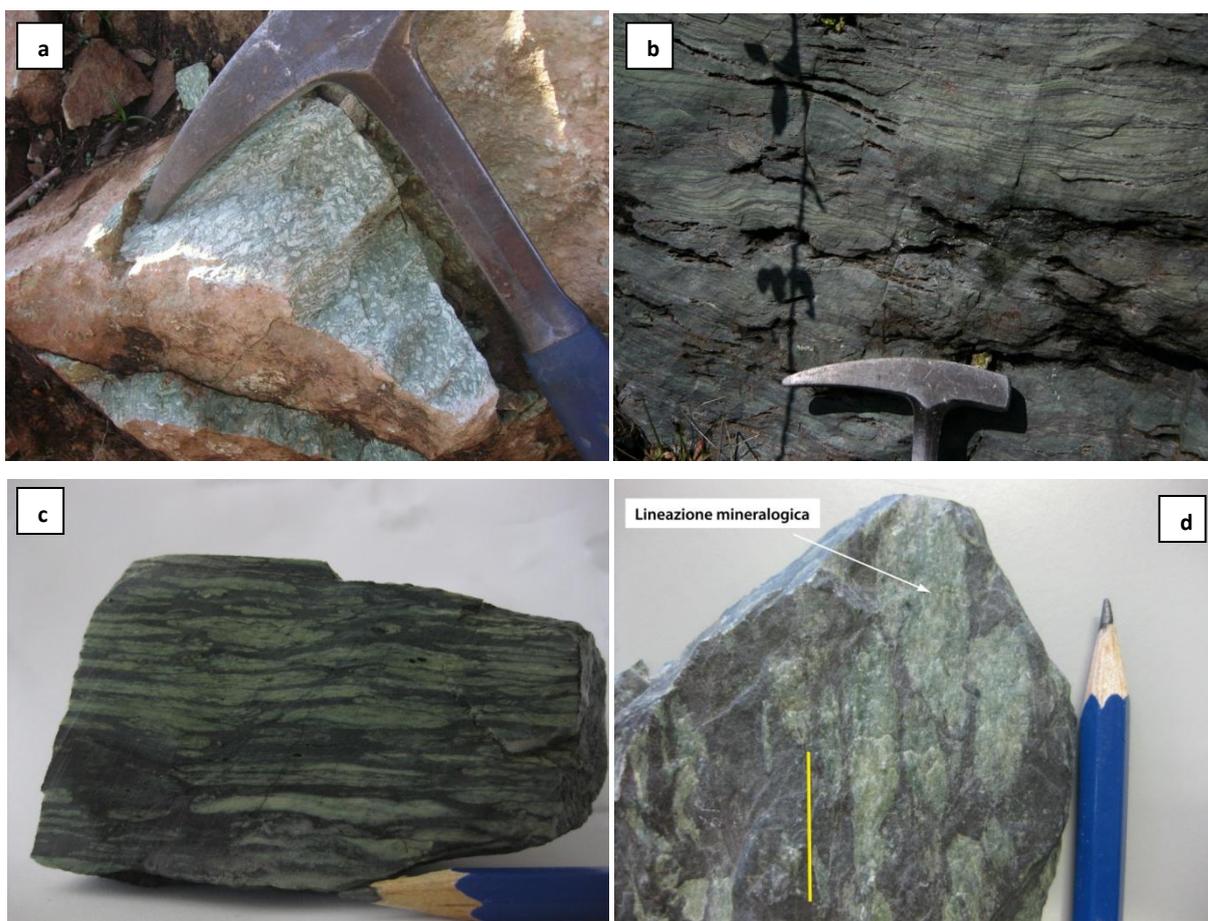
Si tratta di metabasalti massivi e foliati con struttura da porfirica ad afirica (Fig. 18a-b) di colorazione verde scuro, verde pistacchio e violacea, in funzione delle fasi minerali presenti quali: epidoto, clorite, opachi, ossidi ed idrossidi di Fe. Il carattere porfirico è dato dalla presenza di porfiroblasti centimetrici di albite con colorazione biancastra, immersi in una pasta di fondo a grana medio-fine di colore bruno-verdastro, costituita principalmente da epidoto e clorite (Fig. 18a). I cristalli di albite spesso appaiono isorientati lungo direzioni preferenziali, definendo una anisotropia planare pervasiva (Fig. 18c) e definendo sulle

superfici di foliazione una lineazione mineralogica da *stretching* (Fig. 18d). Inoltre, non è raro osservarli piegati e crenulati (Fig. 18e).

Localmente i termini foliati sono caratterizzati da un evidente *compositional layering* dato dall'alternanza di originarie ialoclastiti, porzioni epidositiche, vene di albite e da sottili livelli, di spessore millimetrico, glaucofanitici (Fig. 18f).

Su tali metamorfiti poggiano metapeliti (Fig. 19a-b) e metacarbonati nel settore meridionale e alternanze metapeliti-calcescisti nel settore centrale dell'area studiata. Il contatto è stratigrafico e non di natura tettonica come proposto in alcuni lavori (Dietrich & Scandone, 1972; Amodio Morelli et al., 1976), caratterizzato sporadicamente (esempio: Vallone Benincasa) da livelli di spessore variabile, da pochi centimetri fino a decine di centimetri, di meta-vulcano clastiti, con grana estremamente fine, colorazione predominantemente sui toni del verde e subordinatamente sui toni del rosso e associazione mineralogica data da: albite + clorite + ematite.

Solo in località Palazzello, a NW di Cozzo Cervello, i metabasalti vengono sormontati tettonicamente dalle rocce milonitiche dell'Unità di Castagna.



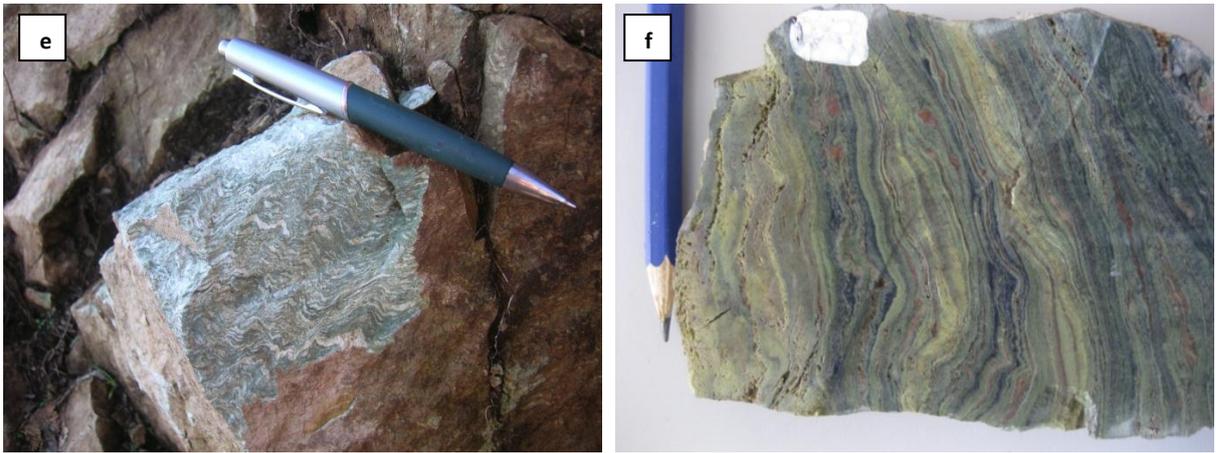


Fig. 18. a) Metabasalti porfirici. Località: Cozzo Cervello; b) Metabasalti afirici. Località: Costantino; c) Metabasalti di colore violaceo con porfiroblasti di plagioclasio isorietati e stirati lungo la foliazione principale. Località: La Ventosa (Cozzo Spennato); d) Lineazione mineralogica da *stretching* nei metabasalti. Località: La Ventosa (Cozzo Spennato); e) Metabasalti con porfiroblasti di plagioclasio crenulati; f) *Compositional layering* nei metabasalti. I livelli di colore blu sono ricchi in Na-anfibolo. Località: Parantoro.

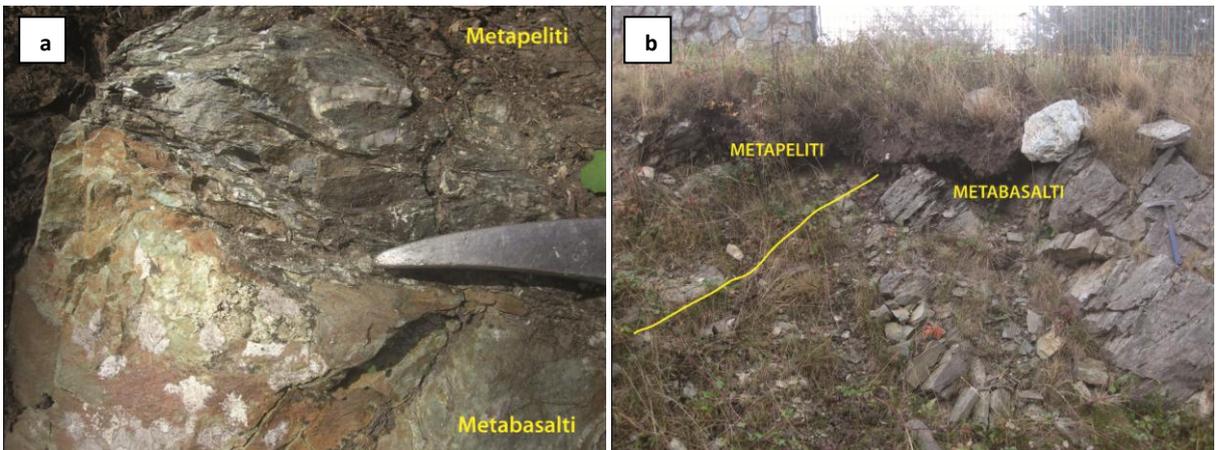


Fig. 19. Contatto stratigrafico tra metabasalti e metapeliti. a) Località: Vallone Battista; b) Località: Cozzo Cervello.

Meta-vulcano clastiti

Le meta-vulcano clastiti affiorano sporadicamente lungo il contatto metabasalti-metapeliti. Sottili livelli di meta-vulcano clastiti sono stati osservati anche a contatto con i metacarbonati (metacalcari e metadolomie; Fig. 20a) affioranti ad ovest dell'abitato di Caldopiano (Vallone Benincasa). In particolare, in queste rocce sono stati osservati sedimenti meta-vulcanici, che vanno a riempire direttamente vene e fratture (Fig. 20b).

Le meta-vulcano clastiti si presentano in livelli di spessore variabile, da pochi centimetri fino a decine di centimetri, caratterizzati da una grana estremamente fine e da una colorazione predominantemente sui toni del verde e subordinatamente sui toni del rosso.

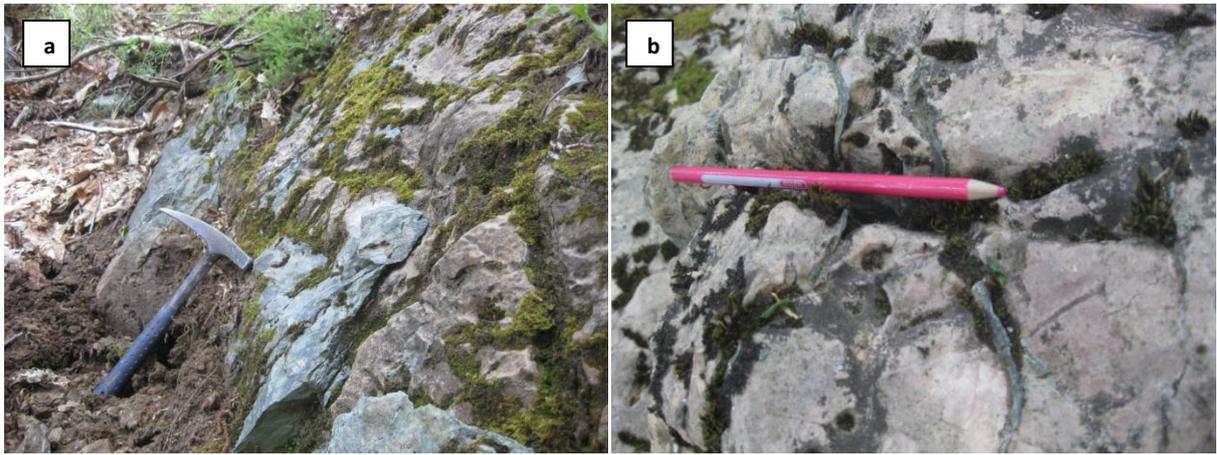


Fig. X. a) Meta-vulcano clastiti a contatto con i metacarbonati. Località: Vallone Benincasa; b) Fratture nei metacarbonati riempite da meta-vulcano clastiti. Località: Vallone Benincasa.

Metacalcari e Metadolomie

Questi litotipi affiorano in tre località dell'area oggetto di studio e precisamente: ad ovest dell'abitato di Caldopiano (Vallone Benincasa), a Serra Caprio e a sud-est di Cozzo di Zaghella (Rifugio Mangia e Bevi).

Si tratta di bancate di spessore metrico e decametrico (Fig. 21) che hanno subito un fenomeno di *boudinage* tendenzialmente simmetrico lungo la foliazione principale al contatto tra metabasalti e metapeliti (Fig. 22a). Sono caratterizzati da una struttura dominatamente granoblastico-poligonale, da una grana media e da colorazioni grigio-biancastre. Mostrano una foliazione pervasiva marcata dalla presenza di fasi non carbonati che, come quarzo e mica chiara, e sono interessati da evidenti piegamenti a varia scala.

Frequenti sono intercalazioni di sottili livelli (centimetrici o sub-centimetrici) metapelitici con colorazione sui toni del verde-grigio (Fig. 22b).



Fig. 21. Volumi di metacarbonati lungo il contatto metabasalti-metapeliti. Località: Rifugio Mangia e Bevi.



Fig. 22. a) *Boudin* di metacarbonato. Località: Vallone Benincasa; b) Intercalazioni di metapeliti verdastre nei metacarbonati. Località: Vallone Benincasa.

Metapeliti

Le metapeliti affiorano nel settore centro-meridionale dell'area studiata, ad est dell'abitato di Fuscaldo, in località Laghicello e diffusamente lungo i versanti orientali compresi tra Serra Mezzana e l'abitato di S. Benedetto Ullano.

Le metapeliti, si rinvengono a contatto con i metabasalti (Fig. 23a), i metacarbonati e preminentemente con le porzioni metarenitiche (Fig. 23b). Talvolta, si rinvengono alternate alle metareniti (Fig. 23c).

Si tratta di rocce caratterizzate da una grana molto minuta e da una marcata scistosità, da continua a spaziata, conferita dalla grande abbondanza modale di mica chiara e clorite. Appaiono di colore predominantemente grigio-grigio scuro e subordinatamente verdastro, con superfici lucide e lisce (Fig. 23d). Nelle metapeliti si osservano *boudins* tendenzialmente simmetrici di quarzo, con dimensioni variabili, da pochi centimetri fino a qualche metro, che giacciono lungo i piani di scistosità della roccia, e vene di quarzo, che frequentemente appaiono trasposte e piegate, mettendo in evidenza la considerevole deformazione subita da tali metamorfiti.

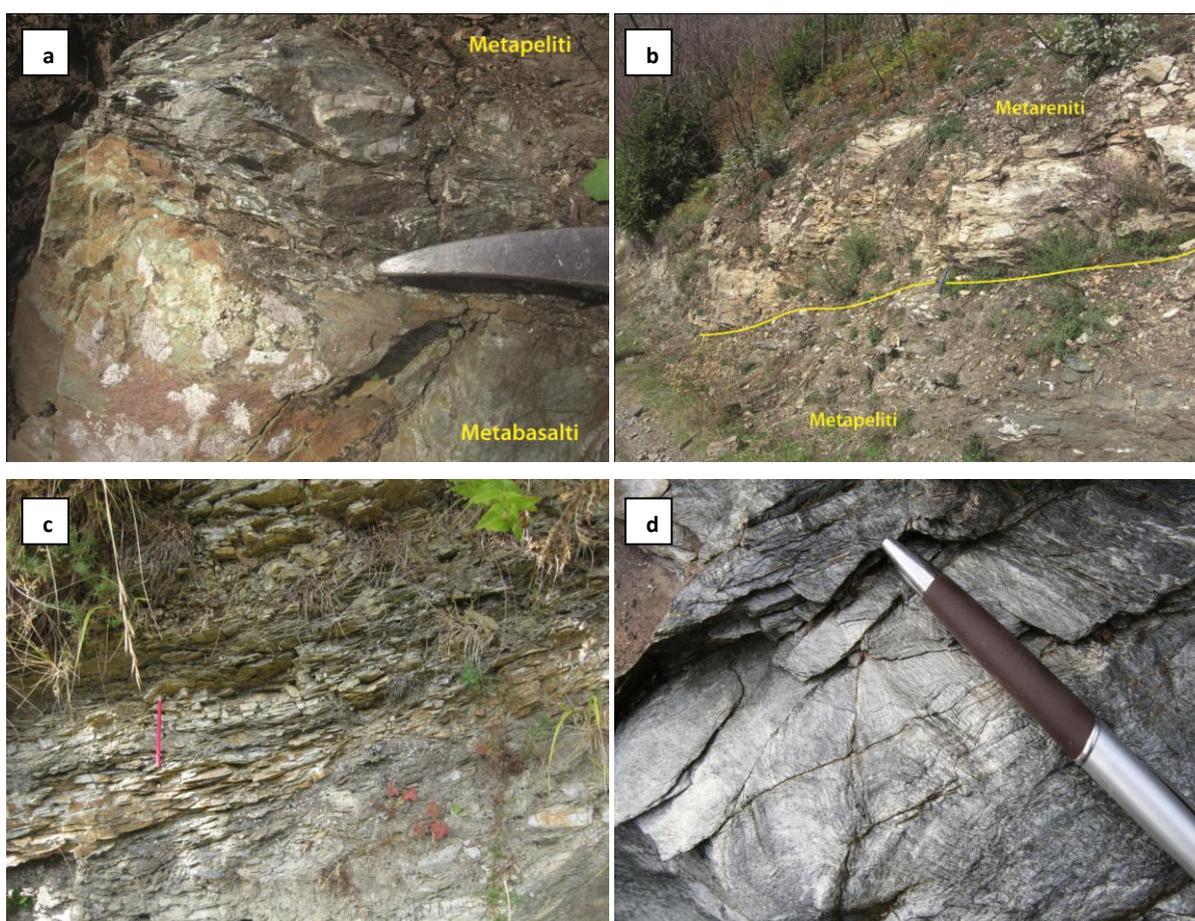


Fig. 23. a) Contatto metabasalti-metapeliti. Località: Vallone Battista; b) Contatto stratigrafico tra metapeliti e metareniti. Località: Vallone Lupinello Pezzullo; c) Alternanze metapeliti-metareniti. Località: Timpone del Gioco; d) Metapeliti. Località: Timpone del Gioco.

Metapeliti e Calcescisti

Nel settore centro-settentrionale dell'area studiata, al di sopra dei metabasalti, affiora in chiaro contatto stratigrafico una spessa successione costituita da alternanze, da centimetriche a decimetriche, di metapeliti e calcescisti (Fig. 24). In particolare, queste rocce affiorano

diffusamente lungo i versanti orientali della area studiata, subito ad ovest degli abitati di Rota Greca e di S. Martino di Finita.

Le metapeliti appaiono di colore grigio chiaro, verde e in alcuni casi violaceo e sono caratterizzate da una grana minuta e da una marcata e penetrativa foliazione, dominatamente continua e subordinatamente spaziata. Lungo le superfici di foliazione è possibile osservare *boudins* tendenzialmente simmetrici e vene di quarzo, generalmente piegate dalle diverse fasi deformative. Queste rocce possono raggiungere spessori anche plurimetrici e sono molto ricche di quarzo.

I calcescisti, invece, mostrano una colorazione dominatamente grigio chiaro, una grana variabile, una tessitura scistosa ed un marcato carattere detritico. Frequentemente si rinvengono alternati alle metapeliti e mostrano spessori variabili da pochi millimetri fino decine di centimetri. Inoltre, risultano fortemente ricristallizzati ed interessati da un evidente piegamento isoclinale a varia scala.

L'alternanza di livelli ricchi in componente carbonatica a livelli ricchi in componente silico-clastica determina un'erosione selettiva sulla superficie di queste rocce che mette meglio in evidenza i diversi elementi strutturali.

Le osservazioni alla mesoscala suggeriscono una origine torbidity per queste rocce, messa in evidenza da una notevole componente silico-clastica e da variazioni di grana, che riflettono una originaria gradazione nella roccia.



Fig. 24. Alternanze metapeliti-calcescisti. Località: Torrente Coscinello.

Metareniti

Le metareniti affiorano diffusamente nei settori meridionale e centrale dell'area rilevata, e risultano assenti nel settore settentrionale, dove dominano metabasalti, alternanze metapeliti-calcescisti e calcescisti. Affioramenti di queste rocce si possono osservare principalmente nel tratto di cresta spartiacque tra Cresta Mercorella e Serra Montagna Grande, a Gliccarello e lungo i versanti orientali compresi tra Serra Mezzana e l'abitato di Santa Maria la Castagna.

Le metareniti mostrano una colorazione variabile da bruno-giallastra a grigiastra. In queste rocce è sempre ben evidente un'anisotropia planare (Fig. 25a), da continua a spaziata, e una ben sviluppata struttura porfiroclastica, legata alla presenza di granuli quarzo-feldspatici, di dimensioni da millimetrici a centimetrici, dispersi all'interno di una matrice eterogranulare a grana media costituita da quarzo, albite, mica chiara, clorite ed epidoto. Gli stessi granuli si rinvencono fortemente stirati sulle superfici della foliazione principale, in modo da definire una *stretching lineation* (Fig. 25b). Oltre ai minerali sopra citati in queste rocce, precisamente in località Gliccarello, sono stati osservati, a scala del campione a mano, cristalli di Na-anfibolo, caratterizzati da una colorazione sui toni del blu scuro e da dimensioni dei cristalli variabili dal millimetro al centimetro (Fig. 25c-d). La presenza dell'Na-anfibolo nelle

metareniti della Catena Costiera non era mai stata segnalata in letteratura. Na-anfibolo, e precisamente cristalli di Mg-riebeckite, sono stati segnalati soltanto da Bonardi et al. (1974), a scala microscopica, in rocce metarenitiche (*Scisti di Paola*) affioranti nel bacino del Fiume Arente e ad est dell'abitato di Rose, nel settore settentrionale della Sila.

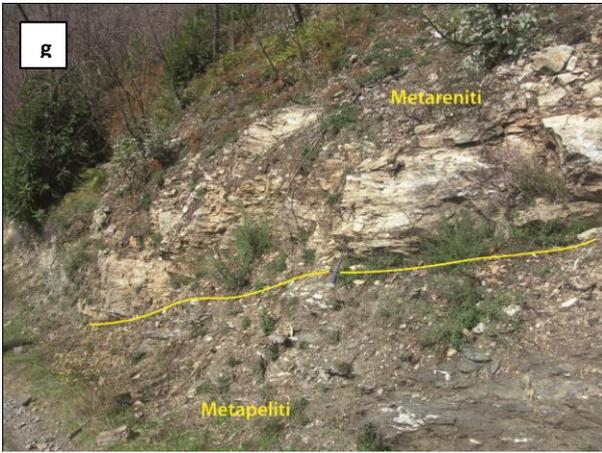
Nelle metareniti in esame, come nelle sottostanti metapeliti, si rinvencono vene di quarzo boudinate in maniera simmetrica (Fig. 25e) e piegate (Fig. 25f), che mettono in evidenza la considerevole deformazione subita da queste rocce.

Le metareniti poggiano tramite un contatto stratigrafico sulle sottostanti metapeliti (Fig. 25g), e localmente nella parte basale della sequenza si osservano sottili intercalazioni di metapeliti (Fig. 25h).

Nelle metareniti sono osservabili variazioni granulometriche e composizionali, da decimetriche a metriche, non imputabili a processi di differenziazione metamorfica ma a variazioni granulometriche e composizionali esistenti nella sequenza sedimentaria originaria. Infatti, nella parte bassa della successione prevalgono metareniti a grana relativamente più fine mentre, nella parte sommitale si rinvencono metareniti quarzo-feldspatiche a grana grossa e metaconglomerati. Quest'ultime in prossimità del contatto tettonico con la sovrastante Unità di Castagna, mostrano talvolta lo sviluppo di una anisotropia planare che assume i caratteri di una struttura milonitica (esempio: metareniti affioranti in località Gliccarello).

Inoltre, nella successione metarenitica non è raro osservare livelli di spessore variabile, da pochi centimetri al metro, di metareniti (scisti) sia grigio-scuri e bruni a grana piuttosto fine, ricchi in fillosilicati (Fig. 25i-1), sia di colorazione verde, molto ricchi in clorite.

Le variazioni di grana riconoscibili all'interno delle metareniti, che avvengono sia con gradualità sia in maniera brusca, mettono in evidenza la natura clastica e/o detritica di queste rocce. L'abbondanza di matrice, la composizione, la struttura chiaramente clastica e la notevole variazione di grana all'interno della successione, suggerisce per queste rocce, un protolito costituito da arcose-grovacche.



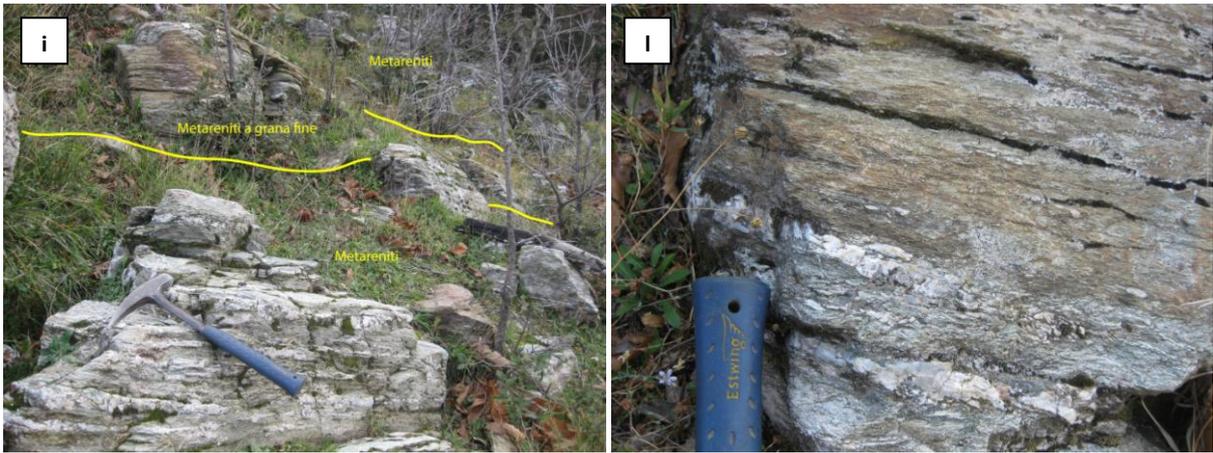


Fig. 25. a) Metareniti foliate. Località: Gliccarello; b) *Stretching lineation* in metarenite data da un porfiroclasto di feldspato. Località: Gliccarello; c) Cristalli di Na-anfibolo nelle metareniti. Località: Gliccarello; d) Dettaglio di cristalli di Na-anfibolo in metarenite. Località: Gliccarello; e) *Boudin* di quarzo lungo la foliazione principale in metarenite; Località: S. Francesco (vecchio tracciato S.S. 107); f) Metarenite con struttura porfiroclastica e con vene di quarzo piegate. Località: Gliccarello; g) Contatto stratigrafico tra metareniti e metapeliti. Località: Vallone Lupinello Pezzullo; h) Alternanze metapeliti-metareniti in prossimità del loro contatto. Località: Timpone del Gioco; i) Metareniti a grana grossa alternate a metareniti a grana fine. Località: Gliccarello; l) Dettaglio delle variazioni di grana all'interno delle metareniti. Località: Gliccarello.

3.2.1.2 Unità ofiolitica di Mongrassano

Metabasalti

Questo litotipo affiora a sud-ovest dell'abitato di S. Giacomo di Cerzeto e subito ad ovest dell'abitato di Cavallerizzo. Si tratta di metabasalti porfirici ed afirici (Fig. 26a-b) di colore variabile da verde a violaceo prevalentemente foliati e subordinatamente massivi. Il carattere porfirico è conferito da fenoblasti di originari plagioclasti generalmente idiomorfi di dimensioni centimetriche, con colorazione biancastra, immersi in una matrice di colore verde-viola costituita principalmente da epidoto, clorite ed opachi (Fig. 26a). Frequentemente risultano trasformati in maniera pseudomorfa da un aggregato di lawsonite, albite e meno frequentemente da mica chiara e spesso definiscono, sulle superfici della foliazione principale, una lineazione mineralogica da *stretching*.

Al di sopra di queste rocce in contatto stratigrafico affiora una spessa copertura metasedimentaria (Fig. 26c) costituita da calcescisti con sottili intercalazioni di metapeliti (Fig. 27). Il contatto è stratigrafico, marcato nella parte più meridionale (località: S. Giacomo di Cerzeto) da meta-vulcano clastiti di spessore metrico, con grana fine e colorazione verde chiaro, mentre, nel settore più settentrionale (località: Cavallerizzo), da sottili livelli

plurimillimetrici e di colorazione rossastra di metaradiolariti, e di selci ricristallizzate (Fig. 26d).

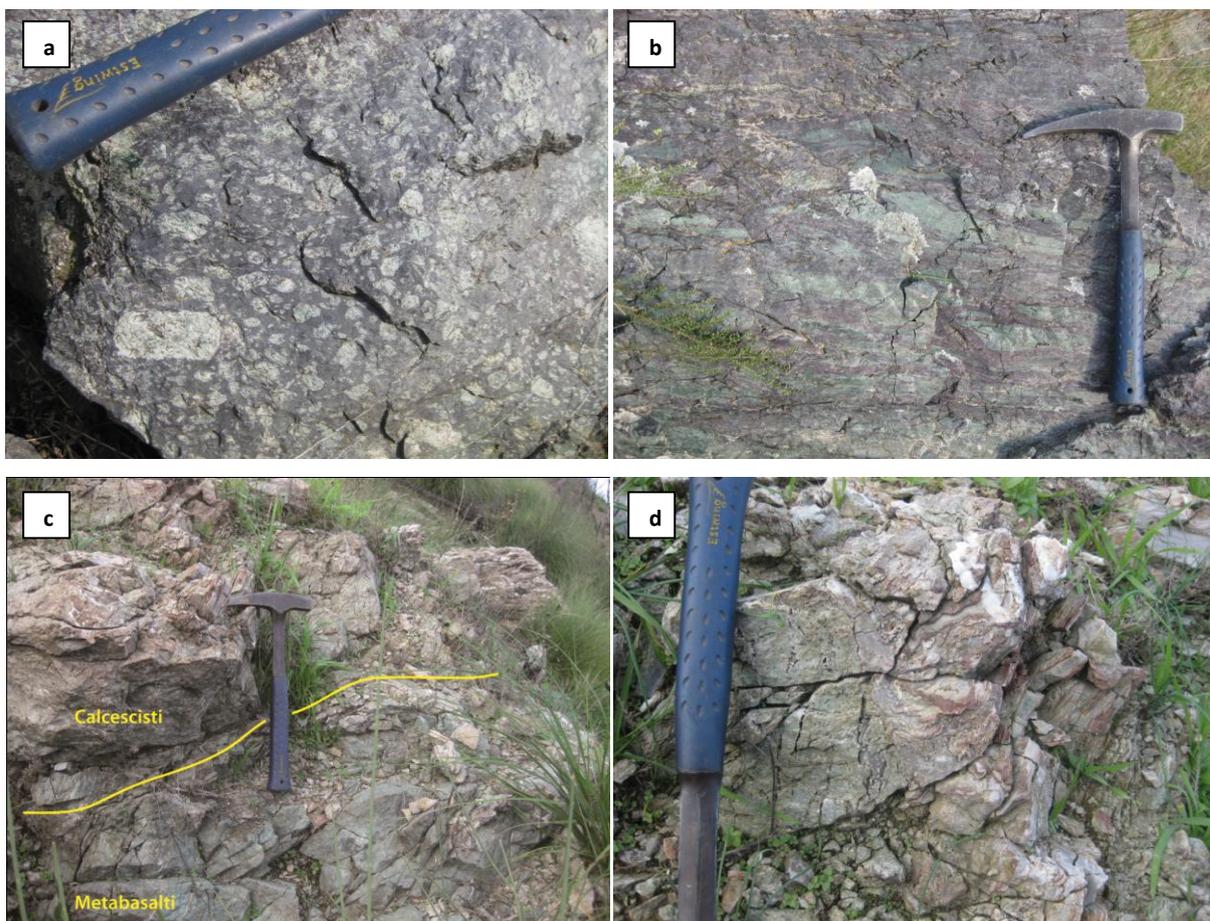


Fig. 26. a) Metabasalti porfirici. Località: Mongrassano; b) Metabasalti afirici. Località: S. Martino di Finita; c) Contatto metabasalti-calcescisti. Località: Mongrassano; d) Dettaglio del contatto metabasalti-calcescisti. Da notare i sottili livelli rossastrì di metaradiolariti. Località: Mongrassano.



Fig. 27. Foto panoramica dei rapporti tra metabasalti, meta-vulcano clastiti e calcescisti appartenenti all'unità ofiolitica di Mongrassano, ad ovest dall'abitato di S. Giacomo di Cerzeto (in sinistra idrografica di Torrente Finita). Da notare il contatto tettonico (linea rossa) con le rocce gneissiche appartenenti all'Unità della Sila.

Meta-vulcano clastiti

Le meta-vulcano clastiti, come detto sopra, affiorano a luoghi nella parte più meridionale dell'unità ofiolitica di Mongrassano (S. Giacomo di Cerzeto), lungo il contatto tra metabasalti e calcescisti. Hanno spessori di pochi metri, una grana tendenzialmente fine e colorazioni sui toni del verde chiaro (Fig. 28). Procedendo verso nord, in direzione dell'abitato di Mongrassano, queste rocce scompaiono lasciando il posto a sottili livelli di metaradiolariti e di selci ricristallizzate.



Fig. 28. Affioramento di meta-vulcano clastiti. Località: S. Giacomo di Cerzeto (sinistra idrografica del Torrente Finita).

Calcescisti

I calcescisti affiorano all'estremità settentrionale del settore di Catena Costiera studiato. In particolare, affioramenti di queste rocce, si rinvencono ad ovest dell'abitato di S. Giacomo di Cerzeto, lungo il Torrente Osticano e lungo i versanti orientali compresi tra l'abitato di Cavallerizzo e l'abitato di Mongrassano.

Mostrano una colorazione dominatamente grigio-brunastra e sono caratterizzati dall'alternanza di originari livelli di calcilutiti, calcareniti e sottili livelli pelitici (Fig. 29a). Sporadicamente si osservano livelli millimetrici microquarzitici (selci ricristallizzate). Talvolta, risultano interessate da sistemi di vene e fratture tardive riempite principalmente da calcite.

I calcescisti in oggetto sono caratterizzati da una grana tendenzialmente fine e da una struttura scistosa continua, che frequentemente, è interessata da fenomeni plicativi. Infatti, non è raro osservare pieghe intrafoliali, con piano assiale parallelo alla scistosità principale, messe principalmente in evidenza dal piegamento dei livelli a prevalente componente carbonatica (Fig. 29b).

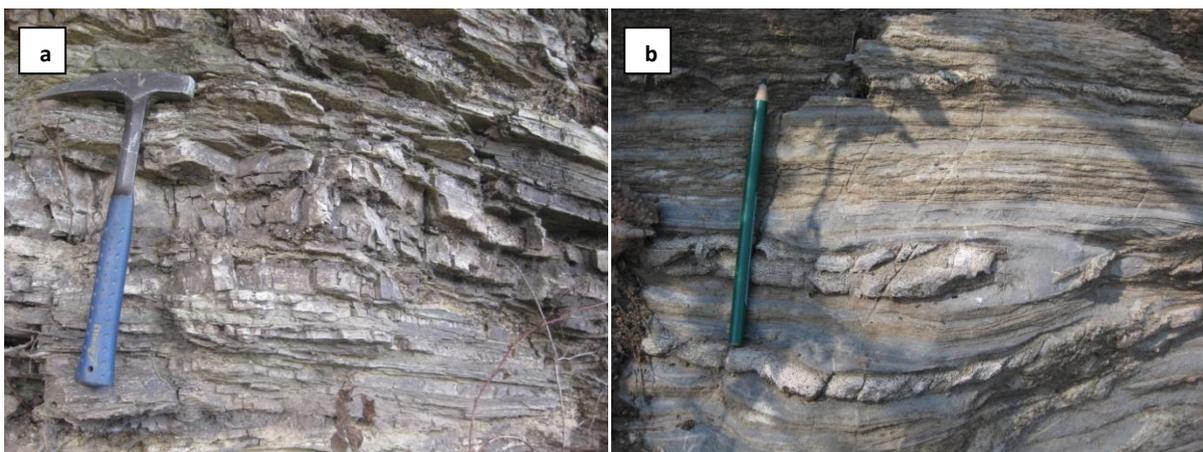


Fig. 29. a) Calcescisti. Località: Mongrassano; b) Piega isoclinale lungo la foliazione principale nei calcescisti. Località: Mongrassano.

Procedendo verso nord, da S. Giacomo di Cerzeto verso Vallone Cupo a nord di Mongrassano, all'interno di questo litotipo, si rileva una graduale diminuzione della componente silico-clastica ed un aumento considerevole della componente carbonatica, che subito a nord dell'abitato di Mongrassano, assume un significato modale importante all'interno della compagine rocciosa di queste rocce.

3.2.2 UNITÀ DI CASTAGNA

Miloniti da ortogneiss e paragneiss

Nell'area oggetto del presente studio, le miloniti appartenenti all'Unità di Castagna, affiorano lungo i versanti occidentali, compresi tra l'abitato Fuscaldo e il Torrente Deuda, nel tratto di cresta spartiacque tra Serra delle Fonde e Monte Luta, lungo la destra idrografica di Vallone Petina e ad est di Cozzarello.

Si tratta di miloniti da ortogneiss e paragneiss caratterizzate da colorazioni variabili sui toni del grigio-bruno-rossastro, da una grana medio-grossa e, in alcuni casi, da una struttura a bande, da centimetrica a metrica (Fig. 30). Questo *banding*, insieme all'orientazione preferenziale di cristalli ed a piani assiali di pieghe strette e/o isoclinali, marca il *fabric* milonitico di queste rocce. Si tratta di una foliazione milonitica molto pervasiva, che varia da continua a spaziata in relazione alla quantità di quarzo e feldspati.

I *lithons*, che definiscono la foliazione spaziata, sono solitamente costituiti da quarzo, feldspati e localmente da biotite e mica chiara. In questi *low strain domains*, è possibile osservare una foliazione relitta legata al protolito, definita principalmente da granuli di quarzo e da lamine di biotite e mica chiara decussati rispetto alla foliazione milonitica dominante.

Non è raro osservare notevoli riduzioni di grana a causa delle intense deformazioni duttili ed il piegamento simmetrico (Fig. 31a) ed asimmetrico della foliazione milonitica. Nelle porzioni intensamente deformate è evidente lo stiramento dei minerali lungo la foliazione milonitica e la presenza di indicatori cinematici come: porfiroclasti σ -type, *sigmoidal quartz veins*, *S-C fabric* e *C'-type shear bands* (Fig. 31b). Invece, sulle superfici di foliazione, è possibile osservare una lineazione mineralogica definita principalmente dall'estensione di granuli di quarzo e di feldspati (Fig. 31c).

I minerali riconoscibili alla mesoscala sono: quarzo, che spesso si osserva con morfologie nastriformi e sigmoidali, derivanti principalmente da effetti di ricristallizzazione dinamica, feldspati, che diffusamente assumono la forma di indicatori cinematici, mica chiara, biotite e clorite.

All'interno delle rocce milonitiche studiate si osservano volumi di spessore metrico e decametrico di metagabbri, metatonaliti ed anfiboliti (Fig. 31d), in accordo con Colonna & Compagnoni (1982). Questi corpi, caratterizzati da una struttura generalmente massiva, da una grana media e da colorazioni sui toni del grigio-verde, risultano interessati da processi di *boudinage* e pertanto, marginalmente interessati dall'evento di *shear*. Mostrano geometrie tendenzialmente simmetriche (*drawn boudins*; Goscombe et al., 2004), con forma a lente e/o a losanga e *boudin "blocks"* generalmente isolati (*tapering boudins*; Goscombe et al., 2004).



Fig. 30. Milonite con struttura a bande formatasi a seguito di intense deformazioni duttili. Località: Serra Perdirice.

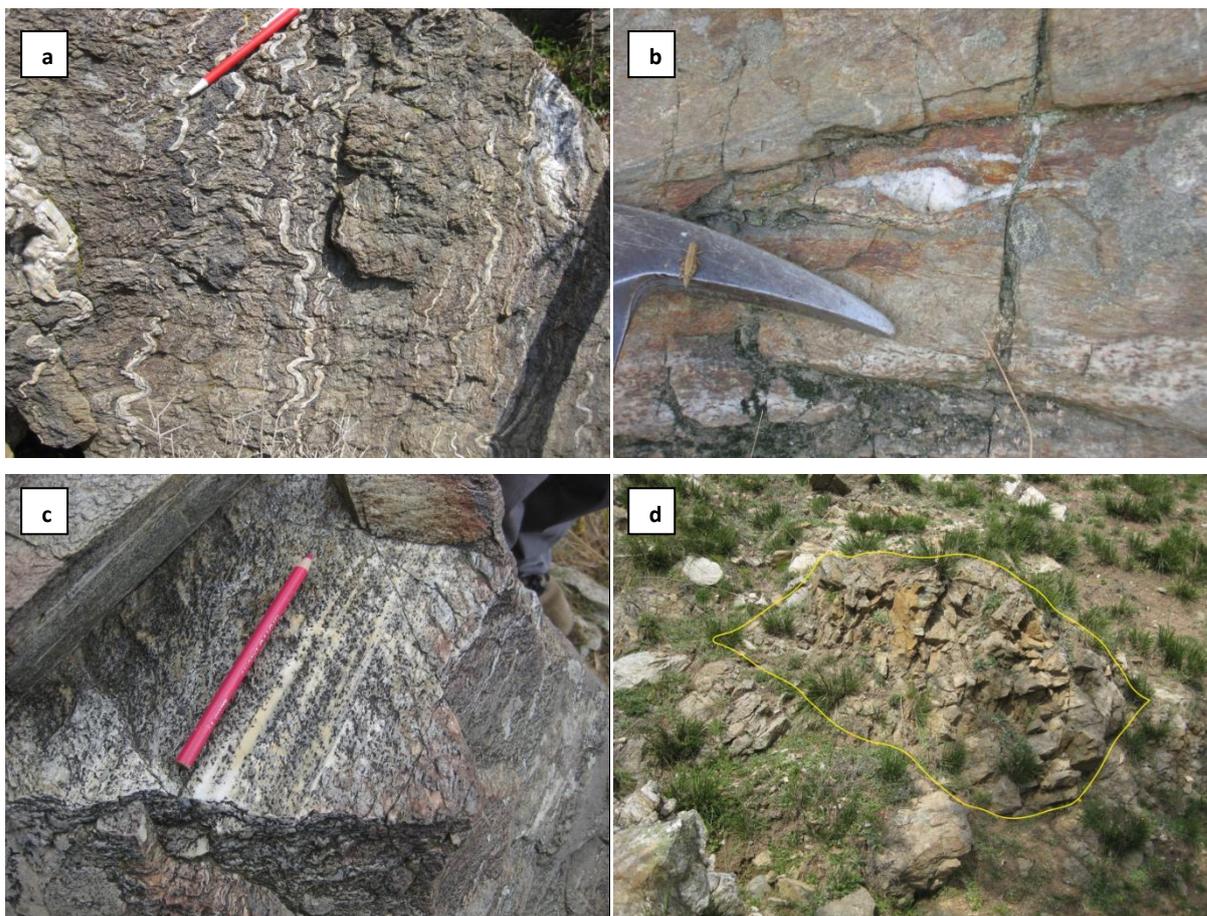


Fig. 31. a) Foliiazione milonitica crenulata. Località: Torrente Varco le Chianche; b) *Sigmoids quartz veins*. Località: Monte Luta; c) Lineazione mineralogica di estensione sulle superfici della foliazione milonitica definita da cristalli di quarzo. Località: Torrente Scirocco; d) *Boudin* di anfibolite. Località: Torrente Varco le Chianche.

3.2.3 UNITÀ DELLA SILA

Gneiss

Gli gneiss affiorano diffusamente nell'area oggetto di studio. Principalmente affiorano lungo l'allineamento montuoso costituito dalle cime che si estendono da Monte Luta a Cozzarello, lungo i versanti compresi tra Cozzo Gravina e Cozzo Cutigno, a sud-est dell'abitato di Fuscaldo, ad ovest di Timpone del Gioco, a Cozzo Severo, lungo il Torrente Tammarinaro, subito ad ovest degli abitati di Bucita, Gesuiti, S. Benedetto Ullano e Palazzello, e dominatamente lungo i versanti compresi tra Serra Nicolino e Cozzo S. Elia.

Il contatto con le altre rocce affioranti nel settore studiato è sempre tettonico, segnalato da zone di frizione, di spessore plurimetrico, dove si concentra una diffusa cataclasi della roccia.

Si tratta di ortogneiss e paragneiss a granato-biotite, a grana medio-grossa, caratterizzati da una struttura isotropa e granoblastica, e da una colorazione tendenzialmente chiara legata all'abbondanza modale di minerali felsici, quali quarzo e feldspati. In molti affioramenti di questi litotipi sono piuttosto frequenti filoni pegmatitici ed aplitici, di spessori variabili, con colorazione biancastra, ricchi in feldspati e lamine centimetriche di muscovite (Fig. 32).

All'interno di questa unità tettonica sono frequenti, specialmente nel settore settentrionale dell'area studiata, gneiss migmatitici a struttura stromatitica, caratterizzati da un'alternanza di livelli melanosomatici ricchi in biotite e livelli leucosomatici ricchi in K-feldspato e quarzo (Fig. 33a-b). In entrambi i livelli si rinvencono facilmente porfiroblasti di granato, con forme tendenzialmente tondeggianti e dimensioni variabili da pochi millimetri a qualche centimetro. L'asimmetria della struttura di queste rocce è indicativa di un loro coinvolgimento in delle *shear zone* duttili. La foliazione stromatitica localmente risulta attraversata in maniera discordante da dicchi granodioritici (Fig. 33a)

Nell'Unità della Sila, affiorante nell'area indagata, sono inoltre presenti minori volumi di granuliti pirosseniche.



Fig. 32. Filone aplitico di colore bianco associato alle rocce gneissiche. Località: Ricetto.

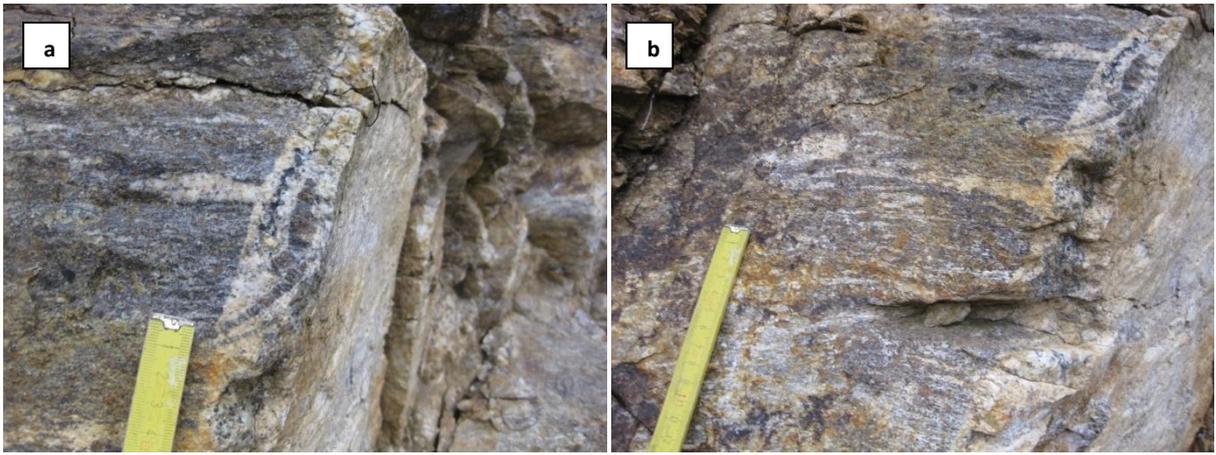


Fig. 33. a) Gneiss migmatitico a struttura stromatitica b) Foliazione stromatitica attraversata in maniera discordante da un piccolo dicco granodioritico. Località: Cozzo Cutigno.

Graniti

I granitoidi affiorano sporadicamente nella zona studiata. Gli affioramenti più rappresentativi sono situati a sud-ovest di Cozzo Tortora, a nord-ovest dell'abitato di Bucita, a sud di località Giuoco, in località Destra di Spinelli, subito a nord-ovest di Serra Pietra Stretta (località Purgatorio), in località Marcellicchio, subito a nord dell'abitato di Lattarico e lungo la sinistra idrografica di Fosso Cateratte.

Si tratta in particolare di monzograniti a grana medio-grossa localmente attraversati da dicchi decimetrici a grana fine di composizione leuco-monzogranitica. Sporadicamente, dispersi nella massa, si osservano *enclaves* granodioritici di dimensione centimetrica. Alla scala del campione a mano si riconoscono: quarzo, feldspati, biotite e rara muscovite.

In affioramento questo litotipo si presenta intensamente fratturato ed alterato e talvolta, dove l'alterazione è più spinta, trasformato in "sabbione".

3.2.4 COPERTURA SEDIMENTARIA MIOCENICA-OLOCENICA

Al di sopra dell'edificio a falde cristallino-metamorfiche prima descritto, poggia una potente successione di depositi di età compresa tra il Miocene medio-superiore e l'Olocene (Lanzafame e Zuffa, 1976). Questi sedimenti sono stati cartografati e descritti accuratamente alla mesoscala ma non sono stati oggetto di dettagliati studi nel presente lavoro di tesi. Pertanto, sono stati qui suddivisi in depositi del Miocene, del Plio-Pleistocene e dell'Olocene.

Deposit del Miocene

I depositi del Miocene sono molto diffusi nell'area studiata e in molti casi appaiono trasgressivi sui terreni dell'Unità della Sila, dell'Unità di Castagna e sulle parti sommitali

delle sequenze ofiolitiche. In particolare, affioramenti di questa successione si rinvengono: a Fuscaldo, dove si osserva una spettacolare trasgressione sulle rocce gneissiche appartenenti all'Unità della Sila, a Pesco, Cozzo Lepre, Cozzo Turullo, nella parte alta dell'abitato di Paola, a Serra Mezzana, lungo il Vallone Petina, a Colle Argentino, a nord di Cozzo S. Elia e diffusamente lungo le dolci colline comprese tra l'abitato di San Benedetto Ullano ed il Torrente Finita.

La successione del Miocene consiste di:

- ✓ Conglomerati bruno-rossastri con variabile dimensione degli elementi da qualche centimetro ad alcuni metri, costituiti da clasti arrotondati e spigolosi di rocce cristalline, prevalentemente a composizione granitica, di gneiss e di metapeliti immersi in matrice sabbiosa (Fig. 34). In genere, verso l'alto della sequenza le dimensioni medie degli elementi tendono a diminuire.
- ✓ Arenarie a cemento calcareo bruno-chiare (Fig. 34) da grossolane a medio-fini tendenzialmente ben cementate con intercalazioni di livelli conglomeratici e siltitico-argillosi, in cui si rinviene una macrofauna data da *Pecten*, *Ostrea* e *Clypeaster*;
- ✓ Calcareniti giallastre in strati variabili da poche decine di centimetri a qualche metro di spessore, argille, marne e gessi della successione evaporitica Messiniana (Lanzafame & Zuffa, 1976).



Fig. 34. Conglomerati bruno-rossastri su cui poggia una bancata plurimetrica di arenarie bruno-chiare a cemento calcareo. Località: Torrente Palumbo (a nord-ovest di Cozzo Turullo).

Depositi del Plio-Pleistocene

I depositi del Plio-Pleistocene affiorano diffusamente tra il Torrente Maddalena ed il Torrente Deuda lungo i versanti occidentali, e tra gli abitati di Bucita e Mongrassano lungo i versanti orientali dell'area studiata.

- I sedimenti di età Pliocenica affiorano sporadicamente nel settore orientale dell'area studiata e risultano assenti lungo i versanti occidentali che si affacciano sul Mar Tirreno. La successione è costituita essenzialmente da peliti grigio-azzurre in cui sono intercalate a varie altezze stratigrafiche corpi e/o orizzonti di depositi conglomeratico-sabbiosi di colorazione biancastra con ciottoli arrotondati a composizione prevalentemente granitica. Frequentemente si rinvencono ciottoli di metabasalti e di metapeliti da sub-angolari a sub-arrotondati. Argille marnose grigio-azzurre affiorano principalmente ad est della Catena Costiera.

- La successione Pleistocenica costituisce gran parte dei versanti orientali ed occidentali della carta geologica in esame. È caratterizzata nella parte inferiore e media da associazioni di litofacies costituite da conglomerati, sabbie, arenarie ed argille marnoso-siltose azzurre principalmente riferibili al Calabriano (Lanzafame & Zuffa, 1976). La litofacies arenacea è prevalente, ed è formata da arenarie siltose giallastre poco cementate con stratificazione incrociata e/o piano parallela, in cui si osservano occasionali intercalazioni di livelli conglomeratici poligenici (Fig. 35).

Nella parte superiore, si rinvencono vari ed estesi ordini di terrazzi marini, riferibili al Pleistocene medio-superiore (Lanzafame & Zuffa, 1976), costituiti da depositi conglomeratici poligenici ad elementi arrotondati ed embriciati ricchi di matrice sabbiosa (Fig. 36). Frequenti sono anche sabbie di colorazione bruno-rossastre con intercalazioni di argille.



Fig. 35. Sabbie del Calabriano inferiore. Località: Mongrassano.



Fig. 36. Conglomerati fluvio-marini del Pleistocene superiore. Località: Cerzeto.

Depositi dell'Olocene

In questo gruppo di sedimenti postorogenici rientrano:

- ✓ Depositi di spiaggia ed eolici, riferibili agli attuali depositi di transizione tra il mare e la terraferma. Dal punto di vista granulometrico sono costituiti essenzialmente da sabbie e ghiaie con ciottoli arrotondati ed appiattiti.
- ✓ Depositi alluvionali, fluviali e fluvio-torrentizi costituiti da ghiaie, sabbie e limi argillosi costituenti l'attuale alveo dei principali corsi d'acqua. Limi e sabbie con livelli di ghiaie generalmente terrazzati, lungo i corsi d'acqua.
- ✓ Detrito di versante e corpi di frana, costituiti da accumuli gravitativi caotici di materiali eterogenei ed eterometrici spigolosi, localmente a grossi blocchi. I depositi più antichi possono risultare cementati.

3.3 CONSIDERAZIONI SUL RILEVAMENTO GEOLOGICO E GEOLOGIO-STRUTTURALE

Il rilevamento geologico e geologico-strutturale ha permesso di definire e cartografare i diversi litotipi affioranti nell'area oggetto di studio, e di costruire un modello tettono-stratigrafico del settore centrale della Catena Costiera. Inoltre, questa importante fase di studio ha permesso di identificare due importanti unità ofiolitiche, quella di Cozzo Cervello a sud e quella di Mongrassano a nord, caratterizzate da peculiari associazioni litologiche e da differenti coperture metasedimentarie (Fig. 37).

- L'unità ofiolitica di Cozzo Cervello è caratterizzata da un basamento costituito da metabasalti porfirici ed afirici, sia isotropi sia foliati, e da una copertura metasedimentaria costituita dal basso verso l'alto da: meta-vulcano clastiti, metacalcari e metadolomie, metapeliti, metareniti e metaconglomerati, ed alternanze metapeliti-calcescisti (Fig. 37). Nella copertura metasedimentaria dei metabasalti dell'unità di Cozzo Cervello, in accordo con Liberi & Piluso (2009), si osserva un incremento della componente carbonatica procedendo verso nord.

Contrariamente al modello proposto da Amodio Morelli et al. (1976) ed in accordo con Lanzafame & Zuffa (1976), la superficie di contatto tra le rocce di copertura metasedimentaria e i sottostanti metabasalti, è di tipo stratigrafico. Localmente, lungo il contatto metabasalti-metasedimenti è possibile osservare *boudins* di metacarbonati (metacalcari e metadolomie) di dimensioni metriche e decametriche, e sottili livelli di meta-vulcano clastiti.

- L'unità ofiolitica di Mongrassano è caratterizzata da metabasalti afirici e porfirici, sia isotropi sia foliati, e da una copertura metasedimentaria costituita alla base da sottili livelli di meta-vulcano clastiti, che in prossimità dell'abitato di Mongrassano lasciano il posto a sottili livelli di metaradiolariti e di selci ricristallizzate, e da una potente sequenza di calcescisti, caratterizzati da intercalazioni di metapeliti (Fig. 37).

I metabasalti dell'unità di Mongrassano appaiono alla mesoscala meno deformati dei metabasalti dell'unità di Cozzo Cervello. Il contatto tra i metabasalti dell'unità di Mongrassano e la sovrastante copertura metasedimentaria è di natura stratigrafica.

Il contatto tra le due unità ofiolitiche sopra descritte si osserva lungo il versante in sinistra idrografica del Torrente Finita ed è di natura tettonica, caratterizzato da una fascia cataclastico-milonitica di circa 15 metri di spessore, leggermente immergente a NW e che si sviluppa nei metabasalti che stanno alla base dell'unità di Mongrassano. Le evidenze strutturali suggeriscono una cinematica del contatto di tipo estensionale con senso di taglio *top to the northwest*.

Al di sopra delle rocce dell'unità ofiolitica di Cozzo Cervello, nell'area indagata, affiorano le miloniti appartenenti all'Unità di Castagna (Amodio Morelli et al., 1976). Queste rocce sono caratterizzate da un pervasivo *fabric* milonitico che si sviluppa in un regime tettonico duttile di tipo *simple shear* a spese di originari protoliti gneissici e granitoidi correlabili con le rocce di alto grado metamorfico della sovrastante Unità della Sila. Frequenti, all'interno delle rocce dell'Unità di Castagna, sono *boudins* di spessore da metrico a decametrico di metagabbri, metatonaliti, anfiboliti e di volumi gneissici marginalmente affetti dall'evento di *shear*. I rapporti tra l'unità ofiolitica di Cozzo Cervello e la sovrastante Unità di Castagna sono tettonici. L'Unità di Castagna viene sormontata dall'Unità della Sila che nell'area indagata è costituita da gneiss, granitoidi e migmatiti. Il rapporto tra queste due unità è di tipo tettonico, marcato dallo sviluppo di una fascia cataclastica di spessore variabile, con un piano di contatto tendenzialmente sub-orizzontale.

Sulle rocce cristalline e metamorfiche che costituiscono l'ossatura geologica del settore di Catena Costiera studiato, poggia una successione di depositi di età compresa tra il Miocene medio e l'Olocene (Lanzafame & Zuffa, 1976). Questi depositi sono stati cartografati e descritti alla mesoscala ma non sono stati oggetto di dettagliati studi nel presente lavoro di tesi. Pertanto, sono stati qui definiti come Depositi Postorogenici e suddivisi in depositi del Miocene, del Plio-Pleistocene e dell'Olocene.

- I sedimenti del Miocene sono essenzialmente costituiti da: conglomerati ben arrotondati ad elementi costituiti da clasti di rocce cristalline immersi in matrice sabbiosa; arenarie da grossolane a medio-fini con intercalazioni di livelli conglomeratici e siltitico-argillosi; calcacareniti, argille, marne e gessi della successione evaporitica Messiniana
- I sedimenti del Plio-Pleistocene sono principalmente costituiti da: conglomerati, sabbie, arenarie ed argille marnoso-siltose azzurre principalmente riferibili al Calabriano (Lanzafame & Zuffa, 1976); terrazzi marini, riferibili al Pleistocene medio-superiore (Lanzafame & Zuffa, 1976), costituiti da depositi conglomeratici poligenici ad elementi arrotondati ed embriciati ricchi di matrice sabbiosa; Argille marnose grigio-azzurre del Pliocene (Lanzafame & Zuffa, 1976).
- I sedimenti dell'Olocene sono rappresentati da: depositi di spiaggia ed eolici, costituiti essenzialmente da sabbie e ghiaie; depositi alluvionali, fluviali e fluvio-torrentizi, costituiti da sabbie, ghiaie e limi argillosi; detrito di versante e corpi di frana.

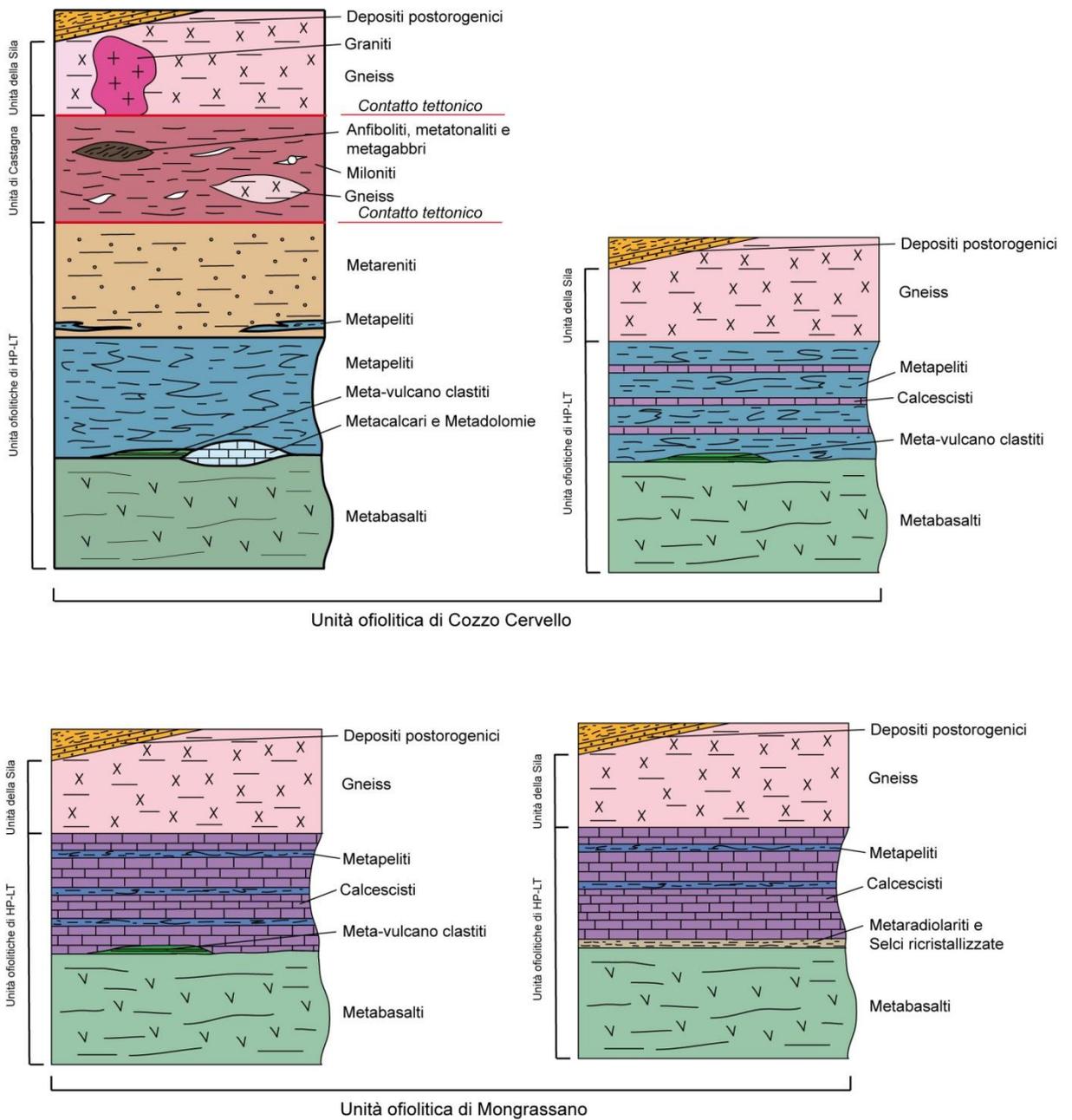


Fig. 37. Schema dei rapporti tettono-stratigrafici tra i diversi litotipi affioranti nell'area oggetto di studio (settore centrale della Catena Costiera).

CAPITOLO 4

GEOLOGIA STRUTTURALE

4.1 INTRODUZIONE

L'analisi strutturale alla mesoscala è stata condotta sui litotipi delle Unità Ofiolitiche di HP-LT e dell'Unità di Castagna. Le rocce studiate sono state interessate da più fasi deformative in condizioni duttili. A queste fasi deformative duttili seguono fasi tettoniche di tipo fragile, caratterizzate dallo sviluppo di faglie che segmentano l'ossatura geologica del settore di Catena Costiera studiato.

I litotipi appartenenti all'Unità della Sila non sono stati oggetto di questa dettagliata analisi strutturale poiché in questa unità tettonica si osservano solo i segnali di una evoluzione tettono-metamorfica pre-Alpina (Amodio Morelli et al., 1976).

4.2 ANALISI MESOSTRUTTURALE DELLE UNITÀ OFIOLITICHE DI HP-LT

Le strutture mesoscopiche, rilevate in questo lavoro, suggeriscono che i diversi litotipi costituenti le unità ofiolitiche di HP-LT sono stati interessati da una complessa storia deformativa. In particolare, dall'analisi mesostrutturale di dettaglio, è emerso che l'evoluzione strutturale delle due unità ofiolitiche (Cozzo Cervello e Mongrassano) è fortemente comune. L'analisi delle deformazioni e delle relative relazioni di sovrapposizione ha consentito di riconoscere l'esistenza di quattro gruppi di strutture deformative e di stabilire un ordine cronologico relativo fra di loro. Sono state quindi identificate quattro fasi deformative principali: D1, D2, D3 e D4. Ognuna di queste è caratterizzata da elementi planari e/o lineari, frequentemente definiti da minerali e/o associazioni mineralogiche all'equilibrio.

4.2.1 Unità ofiolitica di Cozzo Cervello

D1 – Evidenze della deformazione D1 sono difficilmente osservabili alla scala dell'affioramento, poiché, le fasi successive di deformazione duttile le hanno completamente obliterate e trasposte. La fase di deformazione D1, genera una prima foliazione S1 riconoscibile solo a scala microscopica come foliazione relitta nei *microlithons* giacenti lungo la foliazione principale S2.

D2 – La fase di deformazione D2 rappresenta l'evento deformativo più evidente, caratterizzato da un piegamento isoclinale F2 osservabile a tutte le scale.

A scala cartografica strutture isoclinali chilometriche di fase D2 (Fig. 38) possono essere osservate principalmente lungo i versanti orientali del settore meridionale di Catena Costiera studiato, compresi tra Torrente Ferrera e Vallone Carpinetti. Inoltre, a scala cartografica, è possibile osservare come i metabasalti si rinvengono associati ai metasedimenti in strutture isoclinali della fase deformativa D2 (Fig. 39).

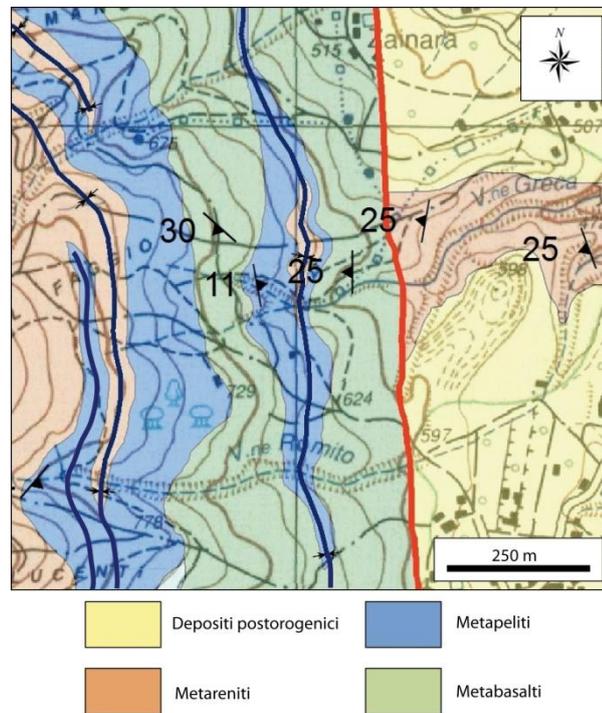


Fig. 38. Pieghe isoclinali a scala cartografica relative alla fase deformativa D2. Stralcio della carta geologica e geologico-strutturale allegata al presente lavoro.

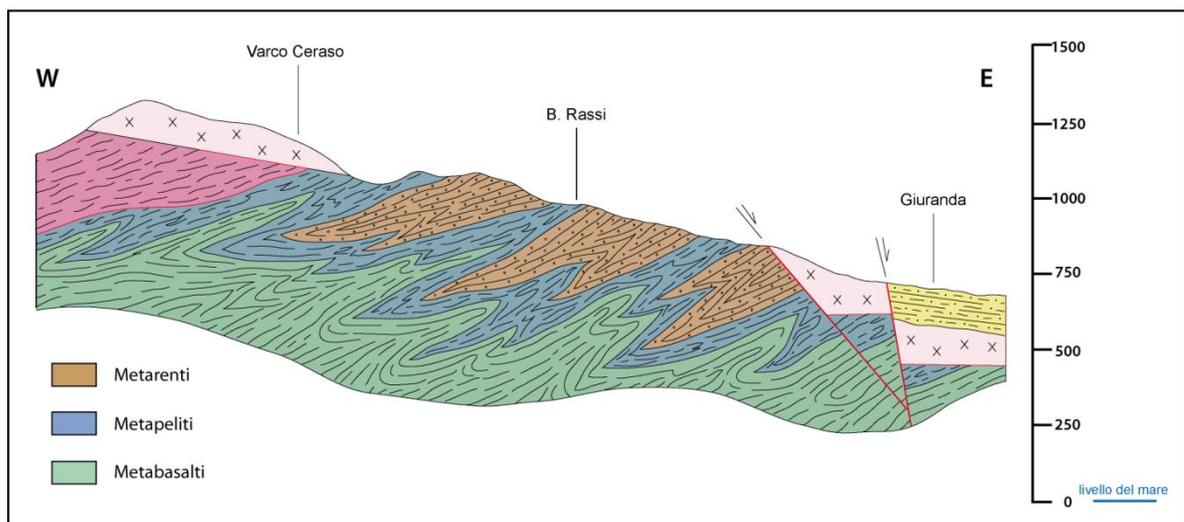
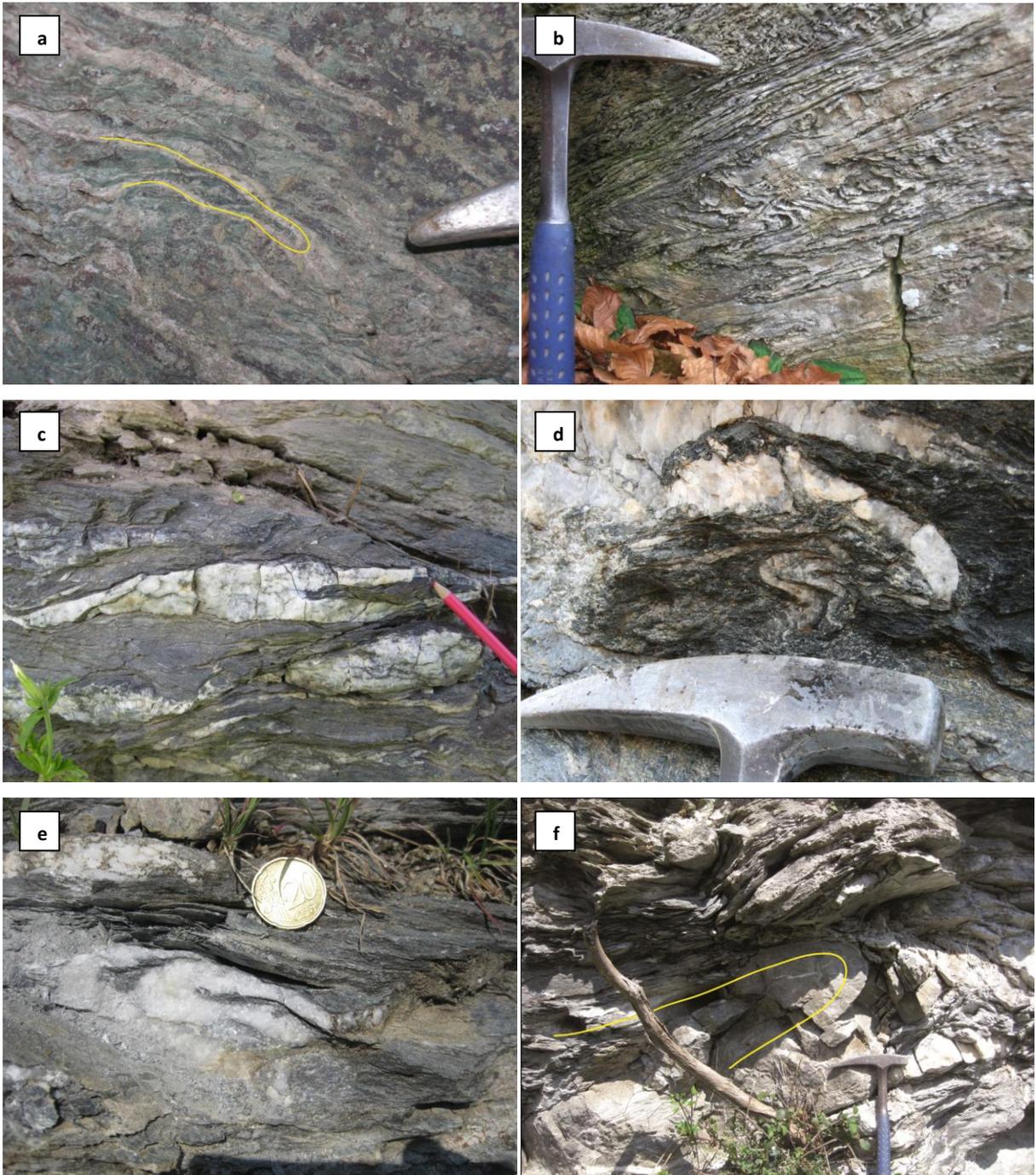


Fig. 39. Sezione geologica. Metabasalti al nucleo di strutture della fase deformativa D2. La posizione della traccia della sezione geologica nell'area di studio è ubicata ad ovest dell'abitato di Gesuiti.

Alla mesoscala, invece, la stessa fase deformativa, è rappresentata da un sistema di pieghe isoclinali, di dimensioni variabili da pochi centimetri a decine di centimetri, evidenziate dal piegamento di originarie vene di albite e di quarzo, rispettivamente nei metabasalti (Fig. 40a) e nelle metapeliti e metareniti (Fig. 40b-c-d-g-h). Nelle alternanze metapeliti-calcescisti, le pieghe F2, oltre ad essere rappresentate da originarie vene di quarzo, sono definite anche da livelli da centimetrici a decimetrici di calcescisti piegati (Fig. 40f).



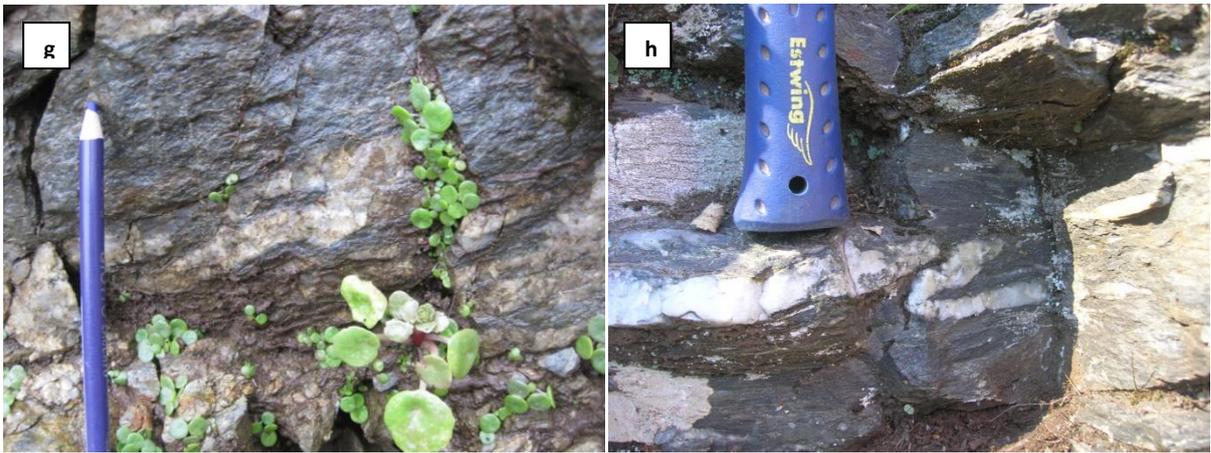


Fig. 40. Pieghe isoclinali F2: a) Metabasalti. Località: S.P. 31 tra Km 29 e Km 30; b) Metacarbonati. Località: Rifugio Mangia e Bevi; c) Metapeliti. Località: S.P. 31 Km 40; d) Metapeliti. Località: Timpone del Gioco; e) Metapeliti e Calcescisti. Località: Torrente Finita; f) Metapeliti e Calcescisti. Località: Ponte Coscinello; g) Metareniti. Località: S.S. 107 tra km 8 e 9 – Vallone Monte Luta); h) Metareniti. Località: Vallone Carrara.

Gli assi delle pieghe F2 mostrano una concentrazione di punti, nelle proiezioni stereografiche, predominantemente lungo l'asse N-S ed inclinazione compresa tra 0°-46° (Fig. 41).

La direzione prevalente degli assi delle pieghe F2, come mostrato dal sottostante stereogramma, è circa N-S.

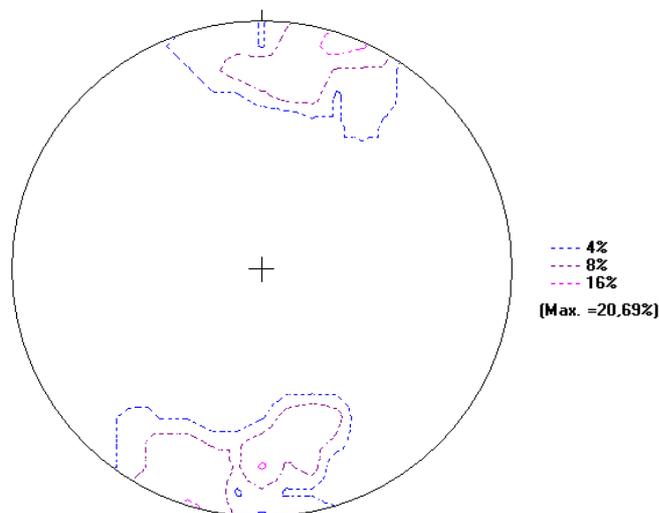


Fig. 41. Proiezione stereografica (Schmidt Net) degli assi delle pieghe isoclinali F2 nei metabasalti e nei metasedimenti. 29 misure.

Questo piegamento genera una nuova foliazione di piano assiale molto penetrativa S2, che costituisce la principale superficie di riferimento per la definizione delle orientazioni dei vari litotipi. La S2 può essere considerata come una foliazione composita S1+S2, data dalla completa trasposizione dell'anisotropia planare più antica S1.

La foliazione S2 localmente racchiude nei *microlithons* la foliazione S1 (principalmente nelle metareniti) ed è marcata dalla blastesi sin-cinematica dell'Na-anfibolo. La blastesi di Na-anfibolo testimonia che la S2 si è formata in condizioni metamorfiche di HP-LT.

I poli relativi alla foliazione S2 si proiettano prevalentemente nel quadrante di SW e subordinatamente in quello di NE, con inclinazioni variabili da 5° fino a 80° (Fig. 42).

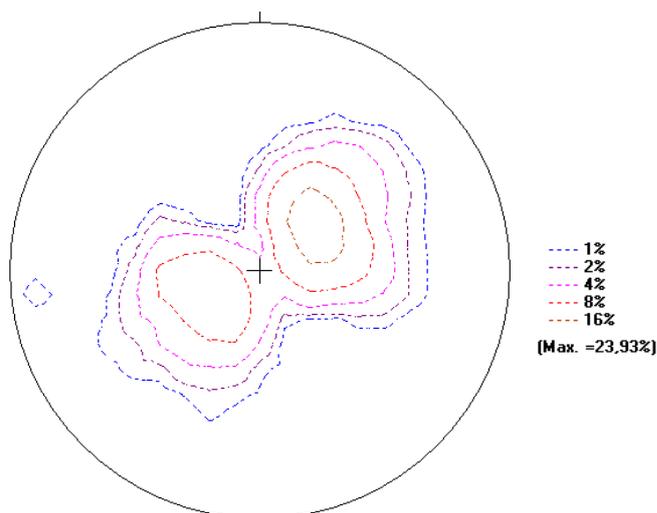


Fig. 42. Proiezione stereografica (Schmidt net) dei poli della foliazione S2 nei metabasalti e nei metasedimenti. 468 misure.

Su tali superfici di foliazione è possibile osservare delle lineazioni mineralogiche di estensione L2. Le lineazioni mineralogiche sono principalmente evidenziate da fenocristalli deformati ed allungati, particolarmente evidenti nei metabasalti e nelle metareniti. Nei metabasalti, tali elementi lineari, sono definiti da porfiroblasti di plagioclasio (Fig. 43a) mentre, nelle metareniti, da porfiroclasti quarzo-feldspatici (Fig. 43b).

La L2 è orientata principalmente ENE-WSW e mostra inclinazioni variabili da 3° fino a 45° (Fig. 44).

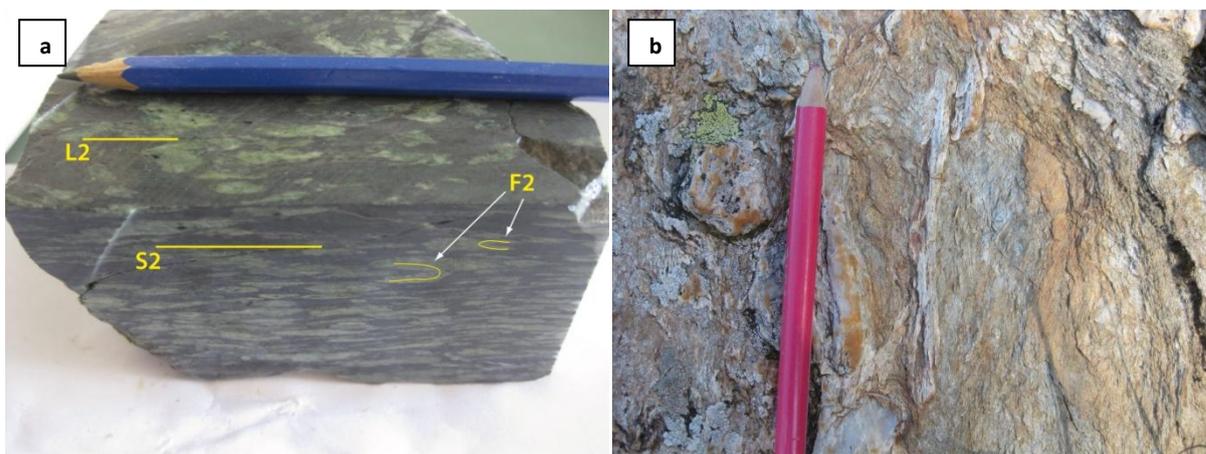


Fig. 43. a) Lineazione mineralogica L2 e foliazione principale S2, marcate dall'isorientazione di porfiroblasti di plagioclasio nei metabasalti. Da notare la presenza di cerniere di pieghe isoclinali definite da porfiroblasti di plagioclasio lungo la S2. Località: La Ventosa (Cozzo Spennato); b) Lineazione mineralogica nelle metareniti. Località: Gliccarello.

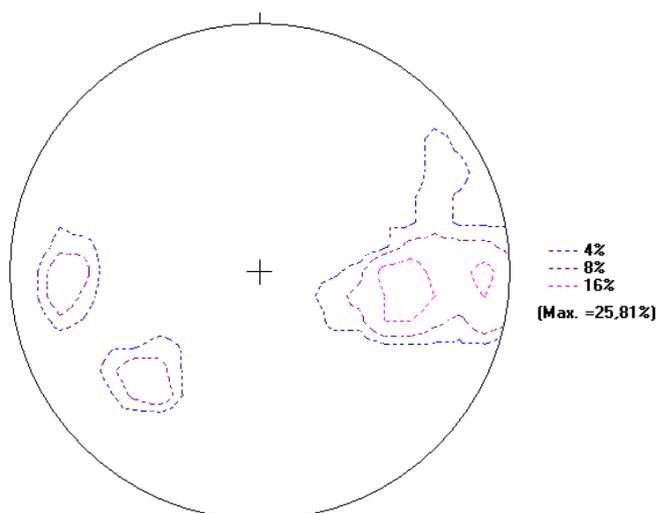


Fig. 44. Proiezione stereografica (Schmidt net) della *stretching lineation* L2 nei metabasalti e nei metasedimenti. 31 misure.

Infine, la fase deformativa D2, è responsabile di fenomeni di *boudinage* a varie scale lungo la foliazione principale S2 e lungo i fianchi delle pieghe isoclinali F2 (Fig. 45). In affioramento si osservano frequentemente, nelle metapeliti, nelle alternanze metapeliti-calcescisti e nelle metareniti, *boudins* tendenzialmente simmetrici e strutture *pinch and swell* (Ramsay, 1967) e/o *necked boudins* (Goscombe et al., 2004) di quarzo e subordinata calcite, da centimetrici a metrici, di colorazione bianca, giacenti lungo la foliazione principale (Fig. 46a-b-c), che in alcuni casi possono essere interpretati come relitti di cerniere di pieghe isoclinali. Inoltre, *boudins* metrici e decametrici di metacarbonati, giacenti lungo la S2, sono stati osservati lungo il contatto metabasalti-metapeliti (Fig. 46d).



Fig. 45. Piega isoclinale F2, a scala del campione a mano, che definisce la foliazione principale S2 nelle alternanze metapeliti-calcescisti. Da notare lo sviluppo di *boudins* e strutture *pinch and swell* di quarzo e calcite lungo i fianchi della piega. Località: Ponte Coscinello.



Fig. 46. a) *Boudin* di quarzo disposto lungo la foliazione S2 nelle metapeliti. Località: Vallone Berarda; b) *Boudin* di quarzo lungo la S2 nelle metapeliti. Località: Piano delle Forche; c) *Boudin* di quarzo lungo la foliazione S2 nelle metareniti. Località: S. Francesco (vecchio tracciato S.S.107); d) *Boudin* di metacarbonato. Località: Vallone Benincasa.

D3 – La fase di deformazione D3 è responsabile di un piegamento asimmetrico F3, a differente scala, degli elementi strutturali originati dalla D2. Nelle zone di cerniera delle pieghe F3 si sviluppa un crenulazione ed a luoghi una nuova foliazione S3 con superfici immergenti predominantemente a SE e subordinatamente a NW, e caratterizzate da inclinazioni variabile da 9° fino a 88° (Fig. 47).

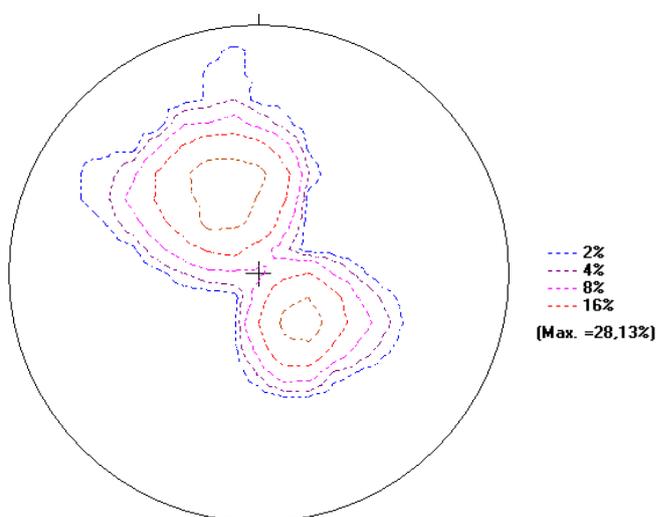


Fig. 47. Proiezione stereografica (Schmidt net) dei poli della foliazione S3 nei metabasalti e nei metasedimenti. 355 misure.

A scala cartografica evidenze del piegamento F3 sono ben visibili in località Cozzo Cervello, dove un'originaria struttura plicativa di seconda fase F2 viene ripiegata in maniera asimmetrica dall'evento deformativo D3 (Fig. 48)

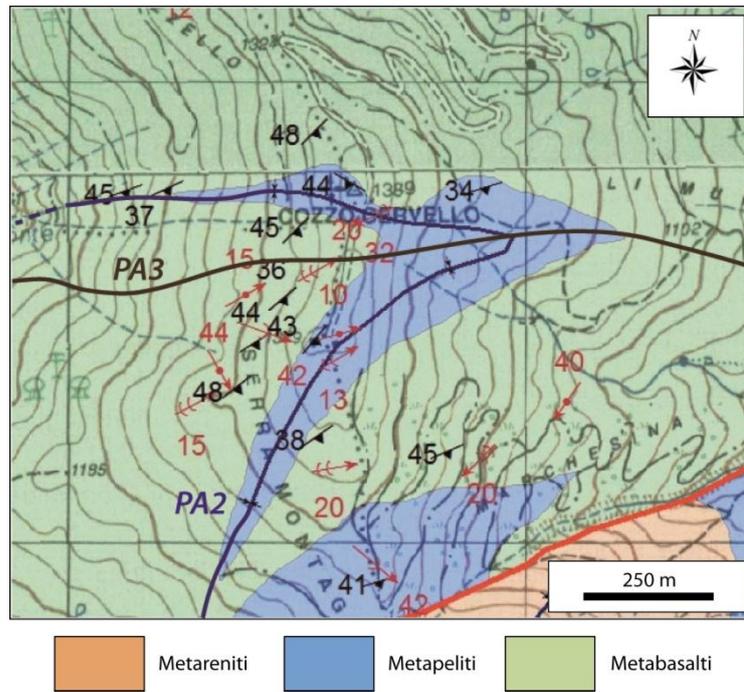


Fig. 48. Pieghe F3 a scala cartografica. Stralcio della carta geologica e geologico-strutturale allegata al presente lavoro. PA2 = piano assiale di fase deformativa D2; PA3 = piano assiale di fase deformativa D3.

Questa fase plicativa viene registrata nei metabasalti (Fig. 49a-b-i), nelle metareniti (Fig. 49c-d), nelle alternanze metapeliti-calcescisti (Fig. 49e) e in maniera spettacolare nelle metapeliti (Fig. 49f-g-h). Infatti, sulle superfici lucide e lisce, che caratterizzano questo litotipo, si osserva facilmente e frequentemente una lineazione di crenulazione, che deriva dal piegamento del *fabric* principale S2 (Fig. 49f).

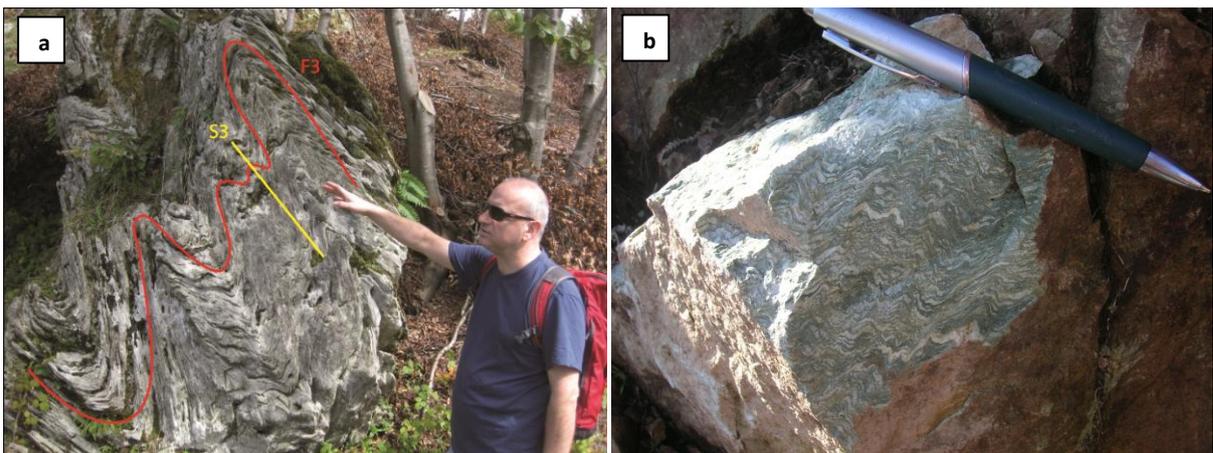






Fig. 49. a) Pieghe di terza fase F3 nei metabasalti. Località: Cozzo Cervello; b) Crenulazione F3 nei metabasalti. Località: Cozzo Cervello; c) Pieghe F3 nelle metareniti. Località: Vallone Lupinello Pezzullo; d) Lineazione di crenulazione relativa alla fase deformativa D3 nelle metareniti. Località: S. Francesco (vecchio tracciato S.S. 107); e) Lineazione di crenulazione F3 nelle alternanze metapeliti-calcescisti. Località: Cozzo Spennato; f) Lineazione di crenulazione F3 nelle metapeliti. Località: Piano delle Forche; g) Crenulazione F3 nelle metapeliti. Località: Piano delle Forche; h) Piegamento F3 della foliazione principale S2 con sviluppo della foliazione S3 nelle metapeliti. Località: Cozzo Cervello; i) Pieghe F3 nei metabasalti. Località: Cozzo Cervello.

Le pieghe appartenenti a questo evento deformativo presentano una direzione prevalente degli assi orientata circa NE-SW (Fig. 50) e mostrano una vergenza del piegamento verso il quadrante di NW. Gli assi delle pieghe F3 sono caratterizzati da inclinazioni generalmente inferiori a 46° , prevalentemente verso il quadrante di NE (Fig. 50).

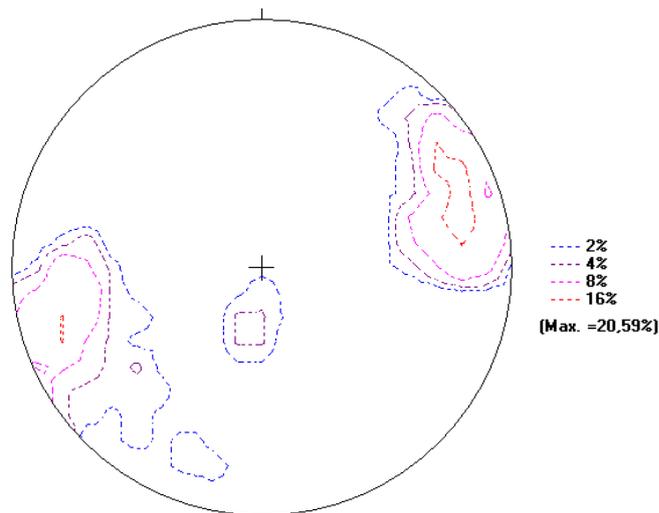


Fig. 50. Proiezione stereografica (Schmidt net) della lineazione di crenulazione della fase D3 nei metabasalti e nei metasedimenti. 68 misure.

Lungo i fianchi delle pieghe F3 a luoghi si sviluppano *stretching lineations* L3, osservate principalmente nei metabasalti e date dall'isorientamento di cristalli stirati di plagioclasio (albiti). La L3 risulta orientata circa NW-SE (Fig. 51), con inclinazioni comprese tra 0° e 65°, ed immergente prevalentemente verso il quadrante di SE (Fig. 51).

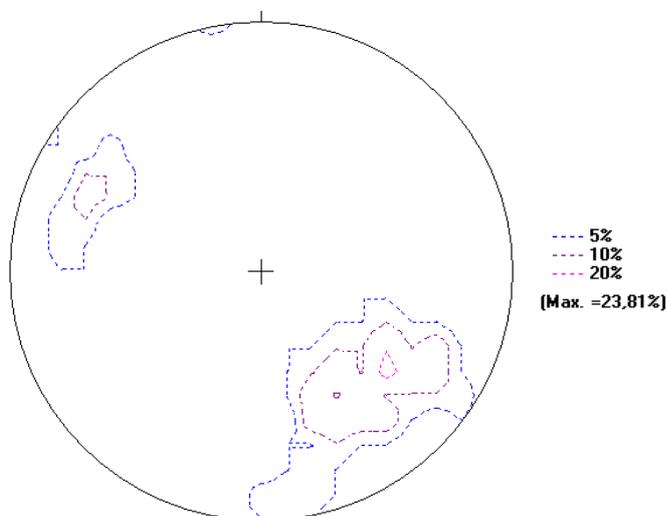


Fig. 51. Proiezione stereografica (Schmidt net) della *stretching lineation* L3 nei metabasalti e nei metasedimenti. 32 misure.

D4 – La sequenza ofiolitica di Cozzo Cervello, mostra inoltre, effetti di una nuova fase deformativa D4 che si sovrappone alla precedente D3. In particolare, tale fase è caratterizzata da pieghe F4 tendenzialmente aperte (Classe 1B, Ramsay), a grande lunghezza d'onda, individuabili a diversa scala. Presentano superficie assiale da sub-verticale a molto

inclinata e assi orientati circa NW-SE (Fig. 52), con inclinazioni generalmente inferiori a 56° (Fig. 52). Nelle zone di cerniera delle pieghe F4 si sviluppa una lineazione di crenulazione (Fig. 53a-b-c-d) ed a luoghi un clivaggio di crenulazione S4 raramente pervasivo, dove la blastesi metamorfica è praticamente assente.

La lineazione di crenulazione rappresenta l'elemento strutturale più evidente e ricorrente legato all'evento deformativo D4, che frequentemente, a scala del campione a mano, soprattutto nei livelli ricchi in fillosilicati, si rinviene sovrapposta alla precedente lineazione di crenulazione F3. Questa sovrapposizione forma un angolo di circa 60° (Fig. 54-55).

L'interferenza tra la pieghe F3 e F4 può essere classificata come intermedia tra il tipo 1 e il tipo 2 di Ramsay & Huber (2002). I due sistemi di pieghe infatti, pur essendo caratterizzati da piani assiali circa sub-verticali e assi sub-orizzontali, presentano direzioni assiali non perfettamente ortogonali che portano allo sviluppo di strutture a duomi e bacini di forma allungata, principalmente riconoscibili ed osservabili alla scala del campione a mano.

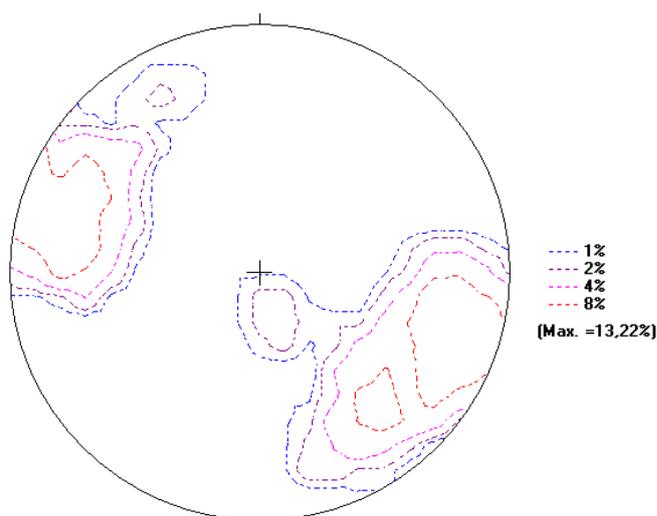


Fig. 52. Proiezione stereografica (Schmidt net) della lineazione di crenulazione della fase D4 nei metabasalti e nei metasedimenti. 121 misure.

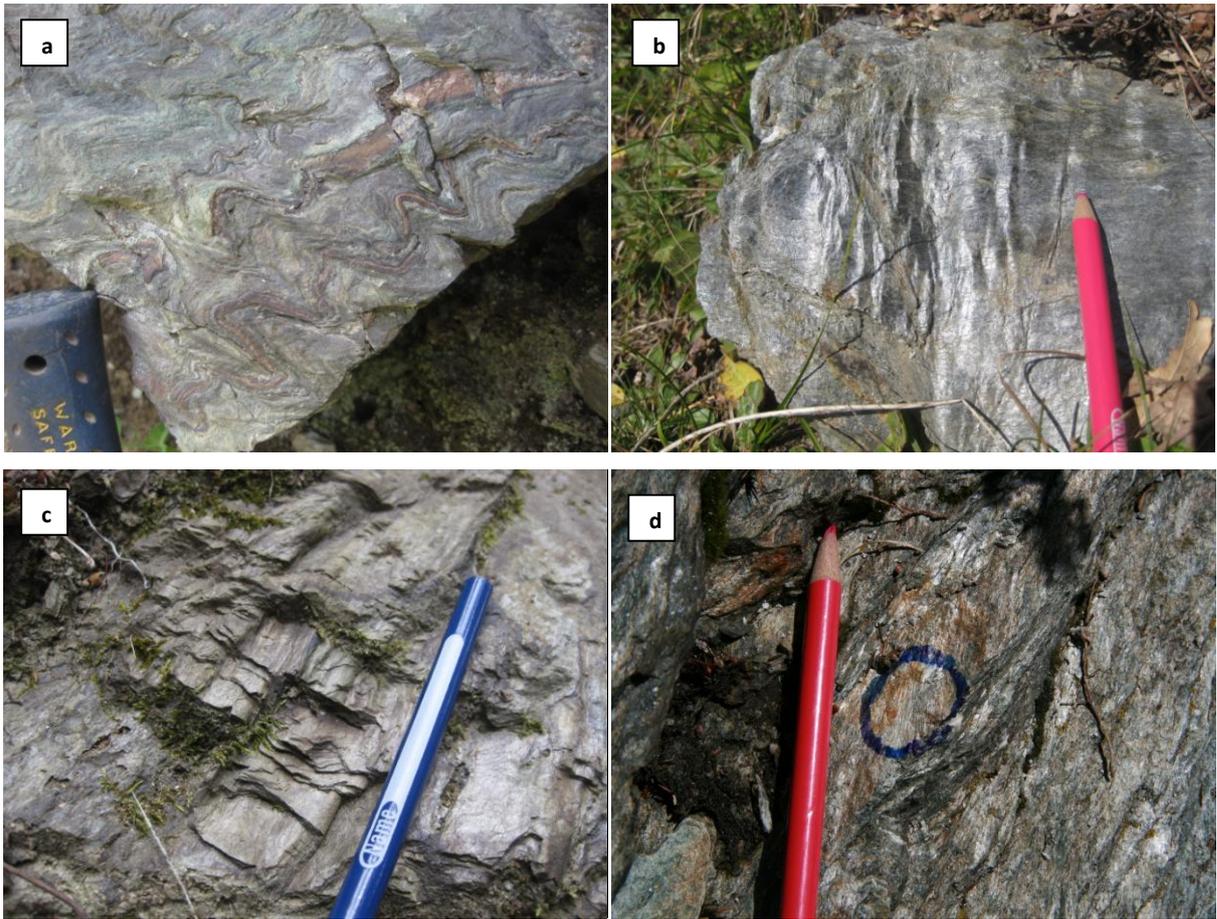


Fig. 53. a) Crenulazione F4 nei metabasalti. Località: Fosso Pagliarello; b) Lineazione di crenulazione F4 nelle metapeliti. Località: Cozzo Sodarello; c) Lineazione di crenulazione F4 nelle alternanze metapeliti-calcescisti. Località: Torrente Coscinello; d) Lineazione di crenulazione F4 nelle metareniti. Località: S. Francesco (vecchio tracciato S.S. 107).

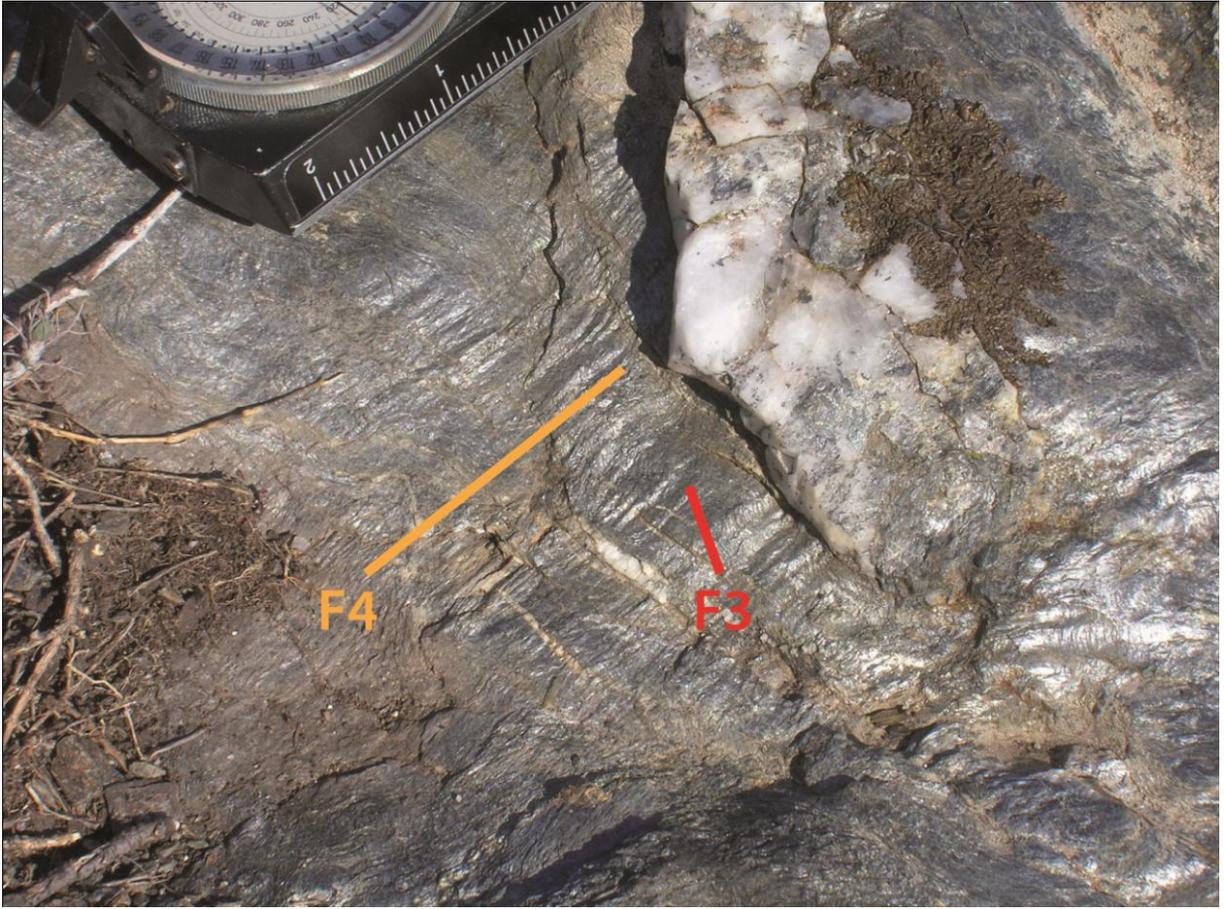


Fig. 54. Lineazione di crenulazione F4 sovrapposta alla lineazione di crenulazione F3 nelle metapeliti. Località: Vallone Lupinello Pezzullo.

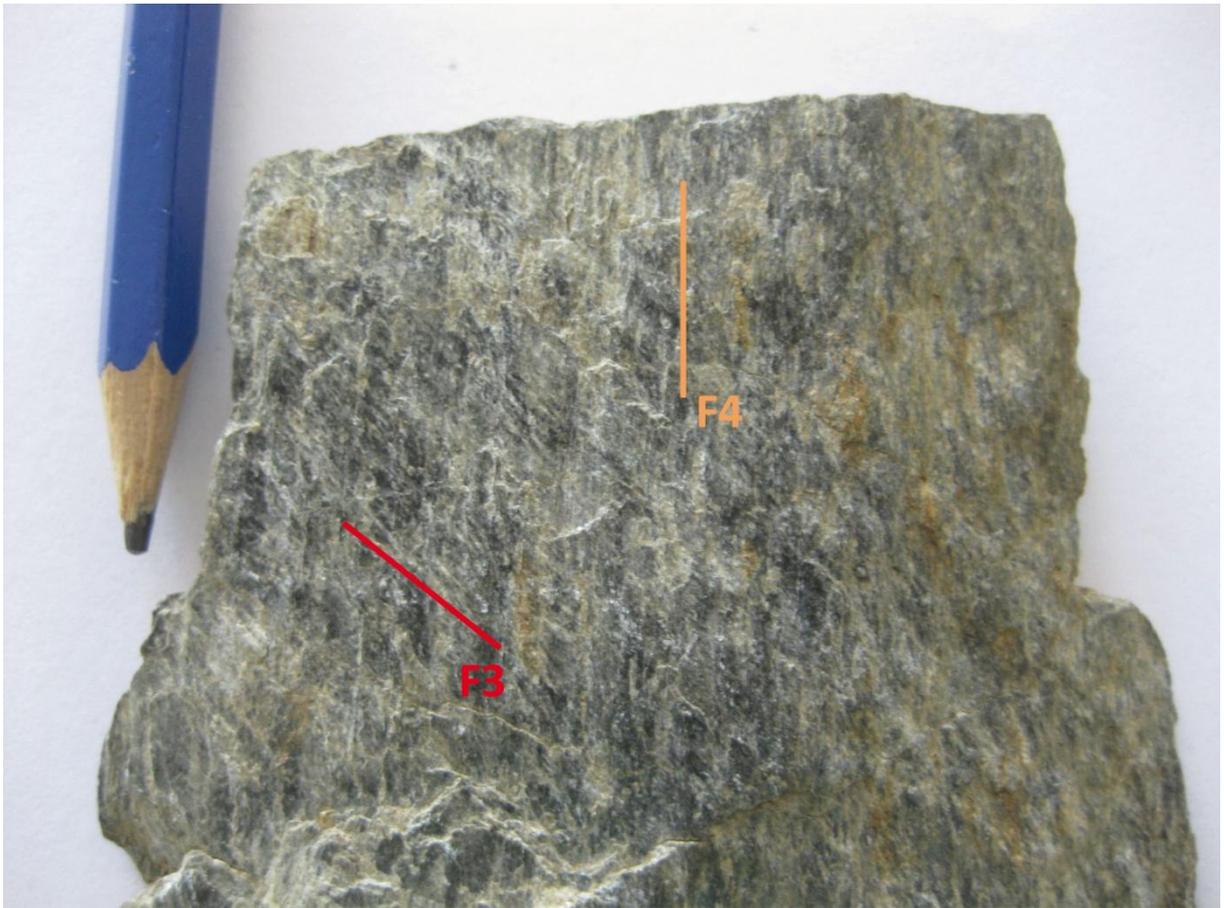


Fig. 55. Lineazione di crenulazione F4 sovrapposta alla lineazione di crenulazione F3 nelle metapeliti.

Infine, nell'analisi mesostrutturale dell'unità ofiolitica di Cozzo Cervello non sono state prese in esame le meta-vulcano clastiti e i metacarbonati (metacalcari e metadolomie), sia per le ridotte dimensioni degli affioramenti sia per la mancanza di elementi strutturali utili alla ricostruzione delle principali tappe deformative di questa unità. Solo nei metacarbonati, è stata riconosciuta la fase deformativa D2, caratterizzata dallo sviluppo di pieghe intrafoliari F2 di dimensioni variabili da pochi centimetri fino al metro (Fig. 40b) con asse orientato circa NNW-SSE. Elementi strutturali legati agli eventi deformativi D3 e D4 non sono stati osservati su tali rocce. Ciò può essere attribuito all'alto contrasto di competenza esistente tra metacarbonati e rocce circostanti.

4.2.2 Unità ofiolitica di Mongrassano

D1 – Evidenze della deformazione D1 sono difficilmente osservabili alla scala dell'affioramento, poiché, le fasi successive di deformazione duttile le hanno completamente oblitrate e trasposte. Pertanto, effetti della fase deformativa D1 sono solo osservabili a scala microscopica.

D2 – La fase deformativa D2 ha uno stile fortemente traspositivo che oblitera le evidenze strutturali della precedente fase D1 e sviluppa pieghe isoclinali F2 riconoscibili sia a scala mesoscopica che microscopica. I calcescisti, caratterizzati da livelli a differente competenza, al contrario dei sottostanti metabasalti, mettono meglio in mostra le strutture plicative F2 della fase D2 (Fig. 56a-b-c-d). Per di più, i metabasalti di questa unità, mostrano in maniera diffusa una struttura porfirica che sporadicamente risulta deformata.

Gli assi delle pieghe isoclinali F2, rilevate nei calcescisti, sono orientati circa N-S, mostrano inclinazioni inferiori a 23° ed immergono prevalentemente verso N (Fig. 57)

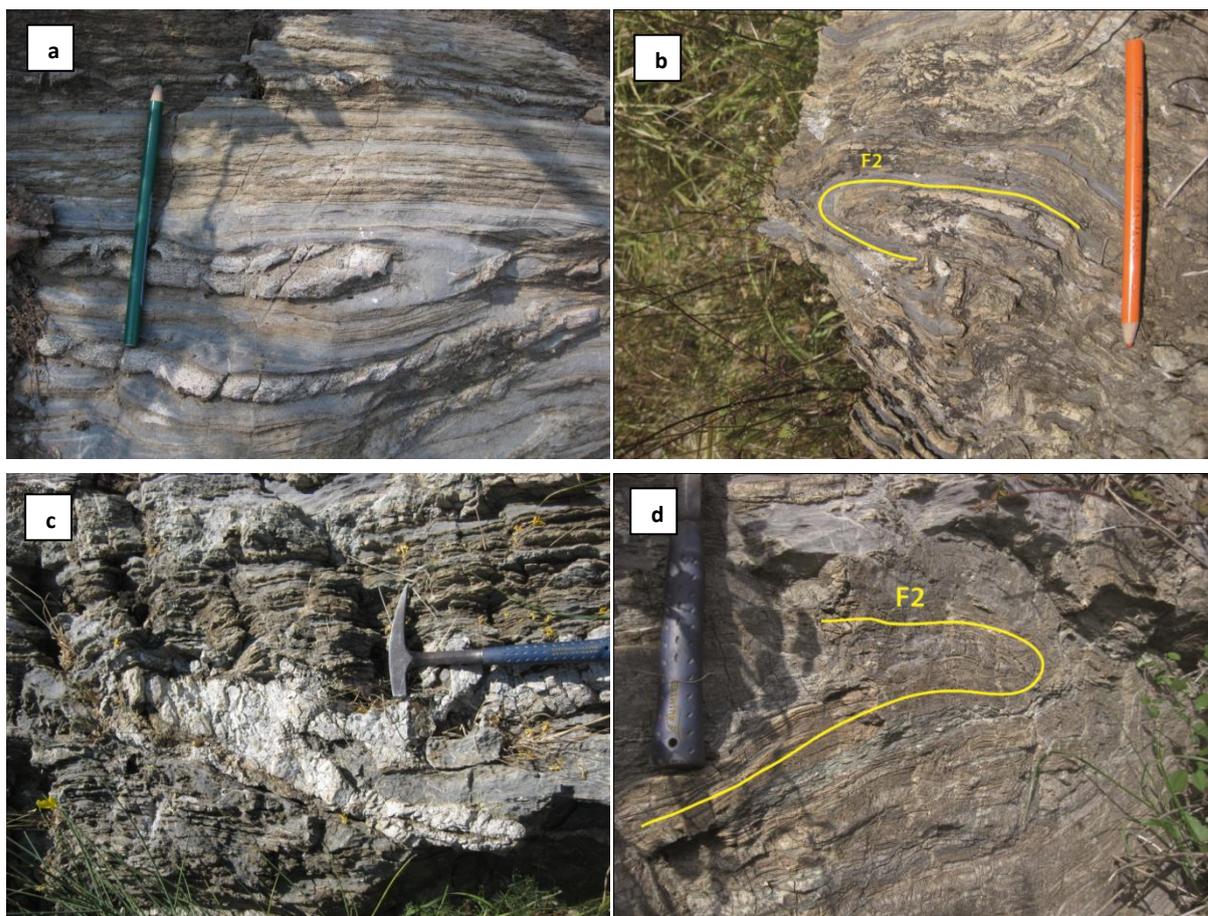


Fig. 56. Pieghe isoclinali F2 nei calcescisti: a) Località: Mongrassano; b), c) e d) Località: S.Giacomo di Cerzeto (sinistra idrografica del Torrente Finita).

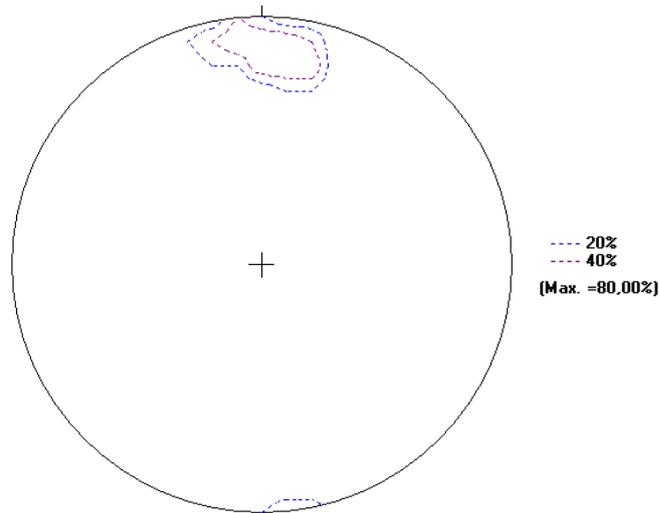


Fig. 57. Proiezione stereografica (Schmidt net) degli assi delle pieghe isoclinali F2 nei calcescisti. 5 misure.

La fase plicativa F2 produce una scistosità traspositiva e pervasiva S2 caratterizzata da superfici immergenti principalmente verso il quadrante di NE (Fig. 58) e da inclinazioni comprese principalmente tra 5° e 27° (Fig. 58). Talvolta, lungo questa foliazione, come rilevato nell'unità ofiolitica di Cozzo Cervello, si rinvencono *boudins* tendenzialmente simmetrici di quarzo, di dimensioni variabili, da pochi centimetri a decine di centimetri, con la tipica colorazione bianca (Fig. 59).

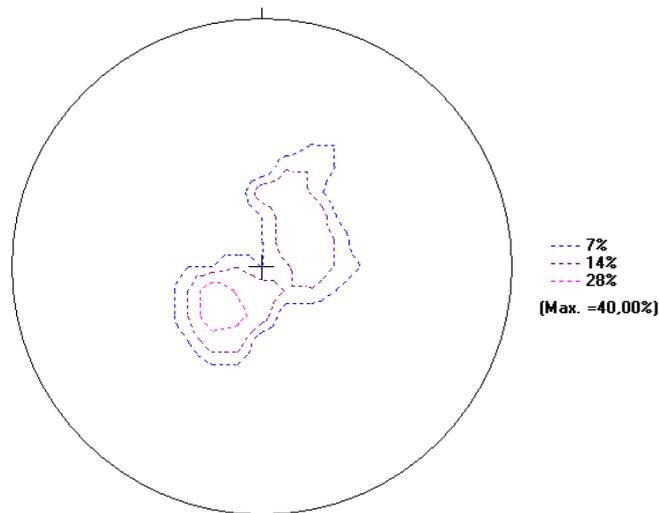


Fig. 58. Proiezione stereografica (Schmidt net) dei poli della foliazione S2 nei metabasalti e nei calcescisti. 15 misure.



Fig. 59. *Boudin* di quarzo lungo la foliazione principale S2 nei calcescisti. Località: S. Giacomo di Certzeto (sinistra idrografica del Torrente Finita).

Sulle superfici di foliazione S2 è possibile osservare una lineazione mineralogica L2, definita dallo stiramento di plagioclasio (albiti) nei metabasalti e di cristalli di quarzo nei calcescisti. La L2 è orientata circa NE-SW (Fig. 60).

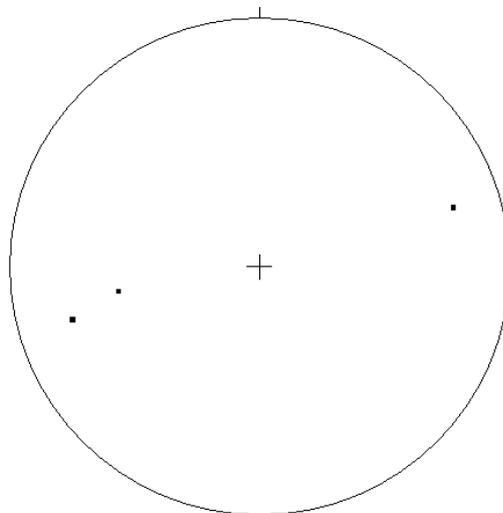


Fig. 60. Proiezione stereografica (Schmidt net) della lineazione mineralogica L2 nei metabasalti e nei calcescisti. 3 misure.

D3 – La fase di deformazione D3 è caratterizzata da sporadiche strutture plicative asimmetriche da chiuse a strette, con assi orientati circa NE-SW (Fig. 61), con inclinazioni inferiori a 30°, e con vergenza del piegamento verso NW. Infatti, subito a sud-ovest dell'abitato di Mongrassano, è stata rilevata una *recumbent fold*, di dimensioni metriche, con piano assiale ad inclinazione bassa e con vergenza del piegamento verso il quadrante di NW (Fig. 62).

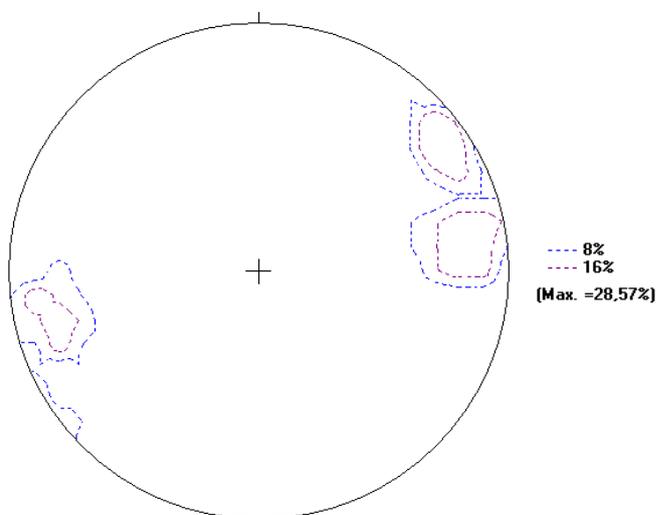


Fig. 61. Proiezione stereografica (Schmidt net) della lineazione di crenulazione della fase D3 nei metabasalti e nei calcescisti. 14 misure.

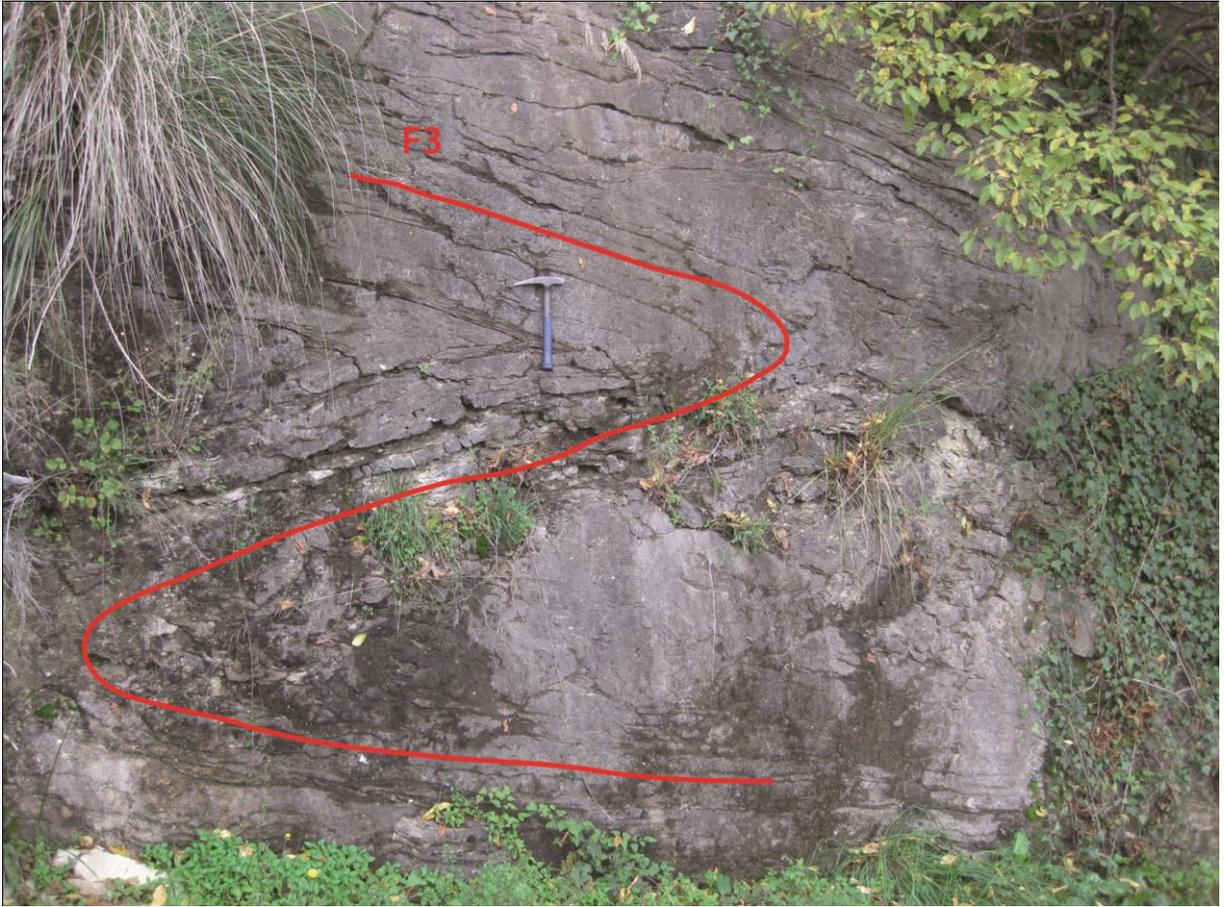


Fig. 62. *Recumbent fold* legata all'evento deformativo D3 nei calcescisti. Località: Mongrassano.

Nelle zone di cerniera delle pieghe F3 si sviluppa una crenulazione ed una incipiente nuova foliazione S3 (Fig. 63), con superfici immergenti prevalentemente a NW e subordinatamente a SE, e caratterizzate da inclinazioni comprese tra 6° e 30° (Fig. 64).

Lineazioni di crenulazioni legate all'evento plicativo F3 sono osservabili soprattutto nei livelli ricchi in fillosilicati.



Fig. 63. Incipiente sviluppo della foliazione S3 nelle zone di cerniera delle pieghe F3 nei calcescisti. Località: Mongrassano.

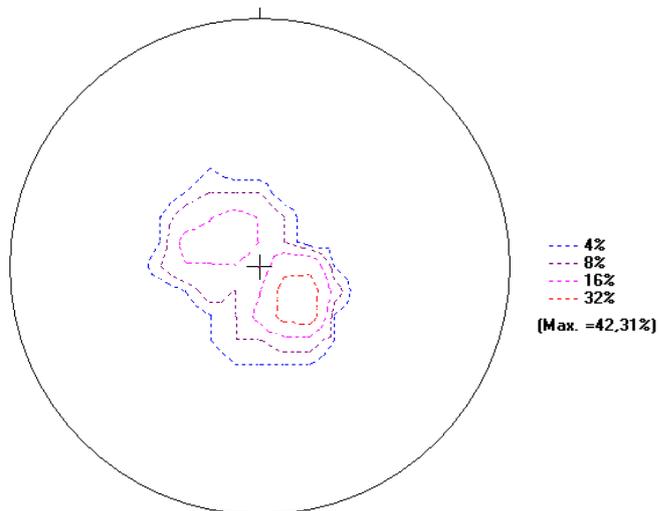


Fig. 64. Proiezione stereografica (Schmidt net) dei poli della foliazione S3 nei metabasalti e nei calcescisti. 26 misure.

D4 – All’evento deformativo D3 si sovrappone una nuova fase deformativa D4, caratterizzata da pieghe da simmetriche ad asimmetriche F4 osservabili a diversa scala,

tendenzialmente aperte (Fig. 65a-b-c) e con assi orientati prevalentemente NW-SE (Fig. 66). L'inclinazione degli assi F4 raggiunge valori massimi di 38°. Nelle zone di cerniera delle pieghe F4 si sviluppa una lineazione di crenulazione F4, che costituisce l'elemento strutturale più sviluppato e frequente, a scala mesoscopica, legato alla fase di deformazione D4.

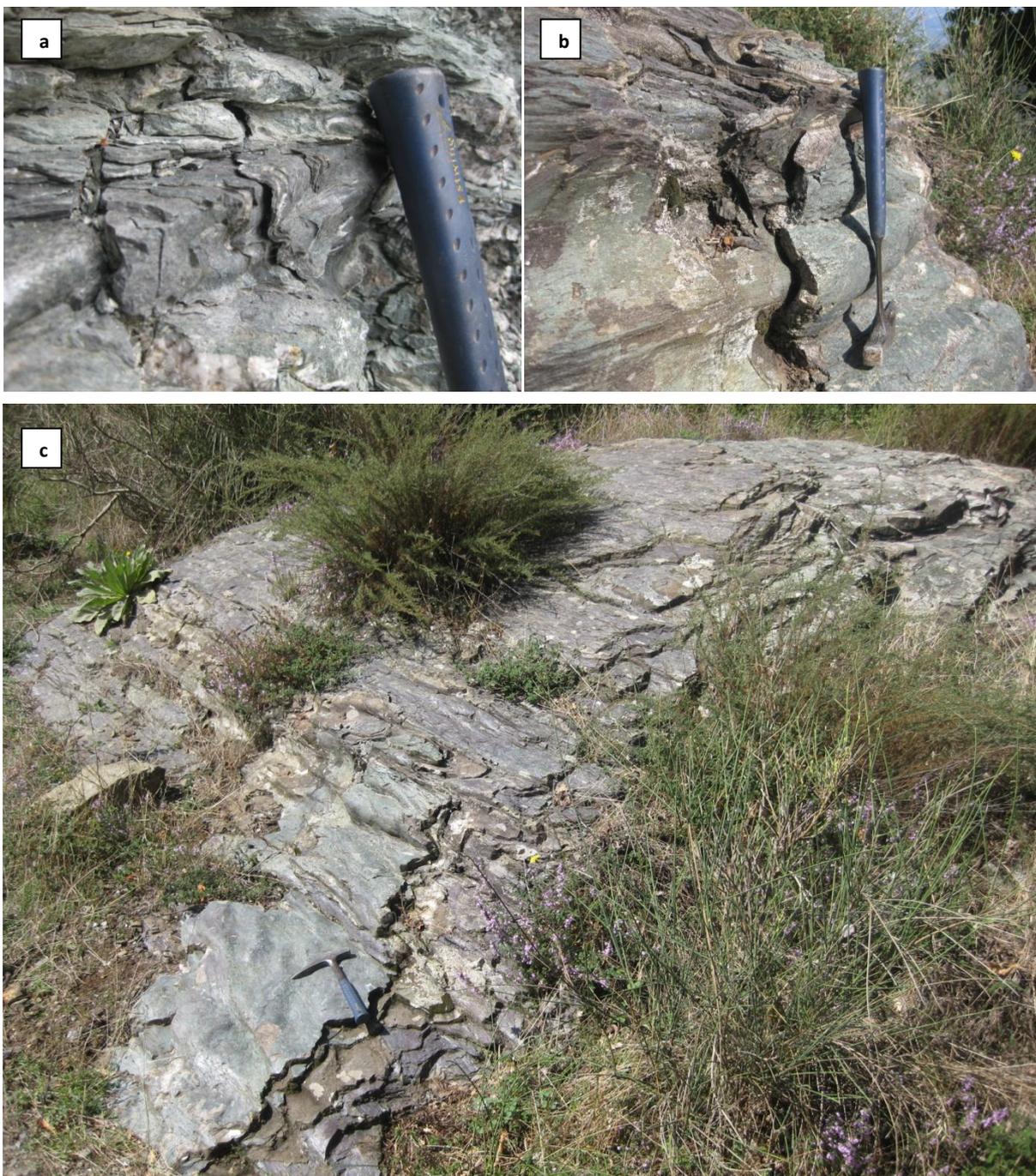


Fig. 65. a) Crenulazione F4 nei calcescisti. Località: Carrocchia; b) Pieghe F4 nei calcescisti. Località: Vallone Osticano; c) Zona di cerniera di una piega F4. Località: Vallone Osticano.

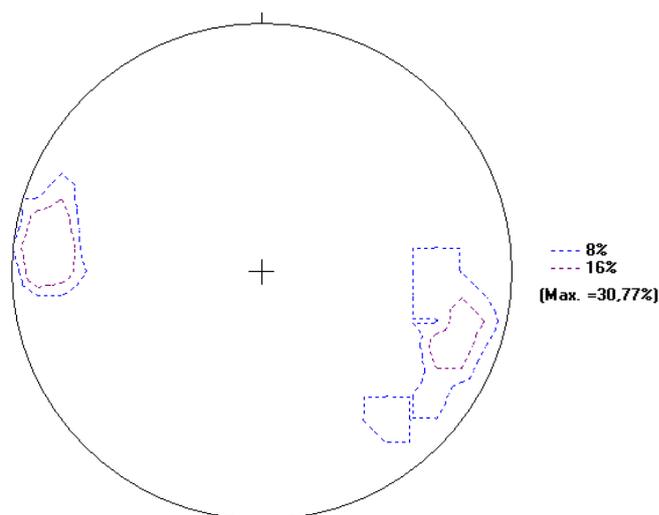


Fig. 66. Proiezione stereografica (Schmidt net) della lineazione di crenulazione della fase D4 nei metabasalti e nei calcescisti. 13 misure.

4.3 CONSIDERAZIONI SULL'ANALISI MESOSTRUTTURALE DELLE UNITÀ OFIOLITICHE DI HP-LT

Dall'analisi mesostrutturale dei litotipi costituenti le unità ofiolitiche di Cozzo Cervello e di Mongrassano, è emerso che le due unità sono state interessate da una storia deformativa comune. In particolare, nelle Unità Ofiolitiche di HP-LT, affioranti nel settore di Catena Costiera studiato, sono state riconosciute quattro fasi deformative principali (Fig. 67):

- **D1** – Effetti della fase deformativa D1 non sono osservabili alla mesoscala, ma solo a scala microscopica, all'interno dei *microlithons* giacenti lungo la foliazione principale S2.
- **D2** – Rappresenta l'evento deformativo più sviluppato a scala mesoscopica, caratterizzato da un piegamento isoclinal F2 osservabile a tutte le scale, con assi orientati predominantemente lungo l'asse N-S. Il piegamento F2 è responsabile dello sviluppo di una penetrativa e pervasiva foliazione di piano assiale S2 e relativa lineazione mineralogica con asse di allungamento orientato ENE-WSW, e dello sviluppo di processi di *boudinage* principalmente lungo i fianchi delle pieghe F2.

In questo lavoro di tesi è stato rilevato come i metabasalti, principalmente nel settore centro-meridionale dell'area indagata, si ritrovano associati ai metasedimenti in strutture isoclinali chilometriche di fase D2 (vedi carta geologica allegata). Questo dato non era mai stato segnalato in letteratura e permette di affermare che i litotipi appartenenti alle unità ofiolitiche di Cozzo Cervello e di Mongrassano, almeno a partire dall'evento D2, seguono un'evoluzione strutturale comune.

- **D3** – È responsabile di un piegamento asimmetrico F3, a differente scala, degli elementi strutturali originati dalla fase deformativa D2. Le pieghe F3 mostrano una direzione prevalente degli assi orientata NE-SW ed una vergenza del piegamento verso NW. Nelle zone di cerniera delle pieghe F3 si sviluppa un clivaggio di crenulazione ed una nuova foliazione S3 con superfici immergenti predominatamente a SE. Lungo i piani di foliazione S3, si sviluppa una nuova lineazione mineralogica L3, osservata principalmente nei metabasalti dell'unità di Cozzo Cervello, con asse di allungamento orientato NW-SE.
- **D4** – La fase deformativa D4 è caratterizzata da pieghe a geometria tendenzialmente aperta F4 che nelle zone di cerniera sviluppano una lineazione di crenulazione orientata NW-SE ed un clivaggio di crenulazione raramente pervasivo, privo di blastesi metamorfica. La lineazione di crenulazione F4 è l'elemento strutturale più evidente legato alla fase D4. L'interferenza delle pieghe F3 ed F4 sviluppa strutture a duomi e bacino di forma allungata, principalmente osservabili a scala del campione a mano. A questa scala non è raro osservare, prevalentemente nelle metapeliti, la sovrapposizione delle due lineazioni di crenulazione originate dagli eventi deformativi D3 e D4.

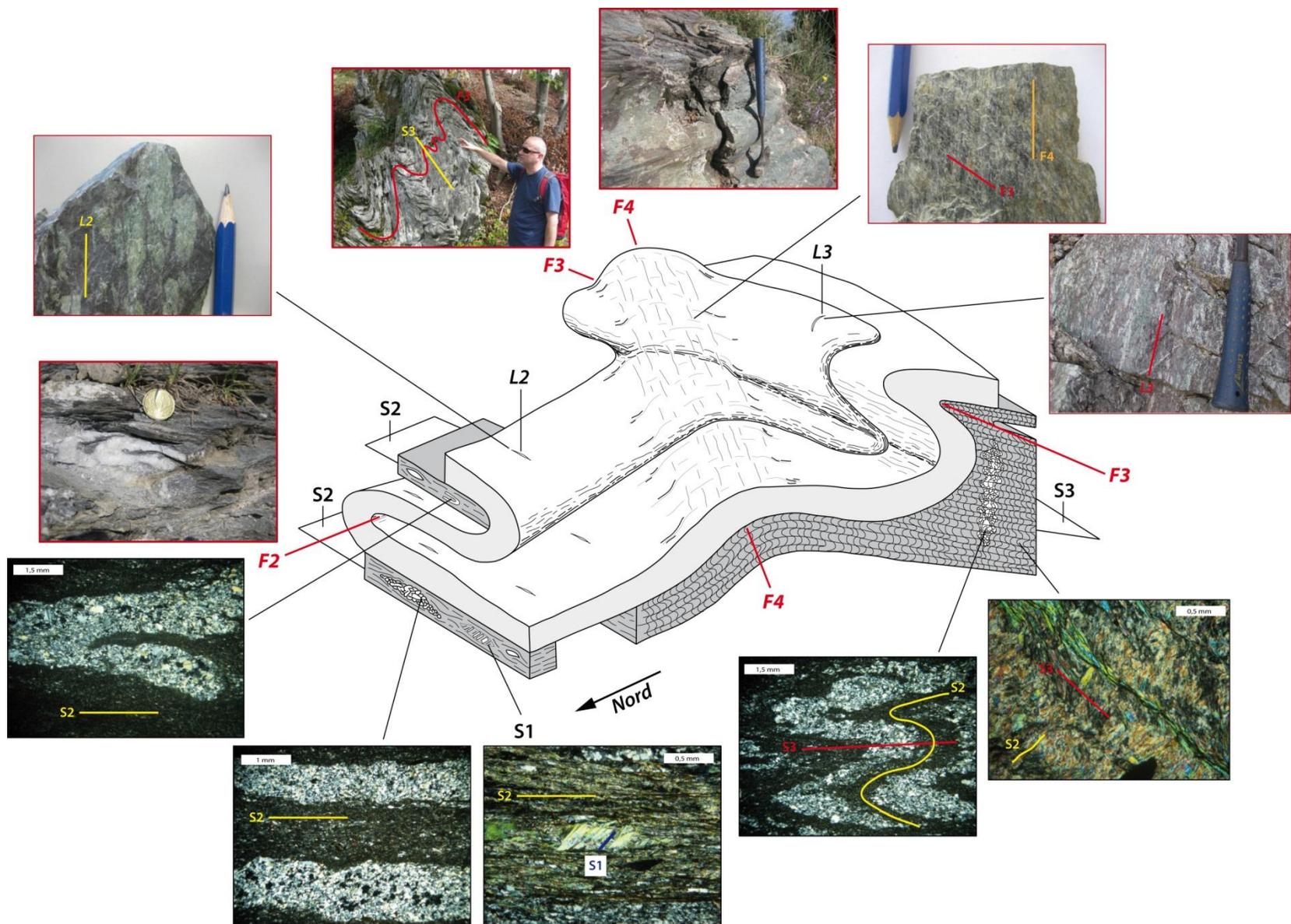


Fig. 67. Quadro sinottico delle diverse fasi deformative nelle Unità Ofiolitiche di HP-LT.

4.4 ANALISI MESOSTRUTTURALE DELL'UNITÀ DI CASTAGNA

Le strutture mesoscopiche, rilevate in questo studio, suggeriscono che i litotipi costituenti l'Unità di Castagna, sono stati interessati da una complessa storia deformativa, in cui più fasi si sono sovrapposte. In particolare, sono state riconosciute tre principali fasi di deformazione: D1, Dm2 e D3.

D1 (Strutture del protolito) – Il principale elemento strutturale legato alla deformazione D1 è caratterizzato da una foliazione relitta S1, legata al protolito delle rocce costituenti l'Unità di Castagna (ortogneiss e paragneiss). Questa foliazione relitta S1 si osserva localmente all'interno di *low strain domains*, sfuggiti ai processi di deformazione duttile successivi Dm2 e D3, ed è marcata da granuli principalmente di quarzo, biotite e mica chiara, decussati rispetto al *fabric* milonitico Sm2. Inoltre, è ben osservabile all'interno di *boudins* di dimensione metrica di anfiboliti (Fig. 68a), non interessati dall'evento di *shear* della fase Dm2, a causa dell'alto contrasto di competenza con le rocce circostanti (Fig. 68b).

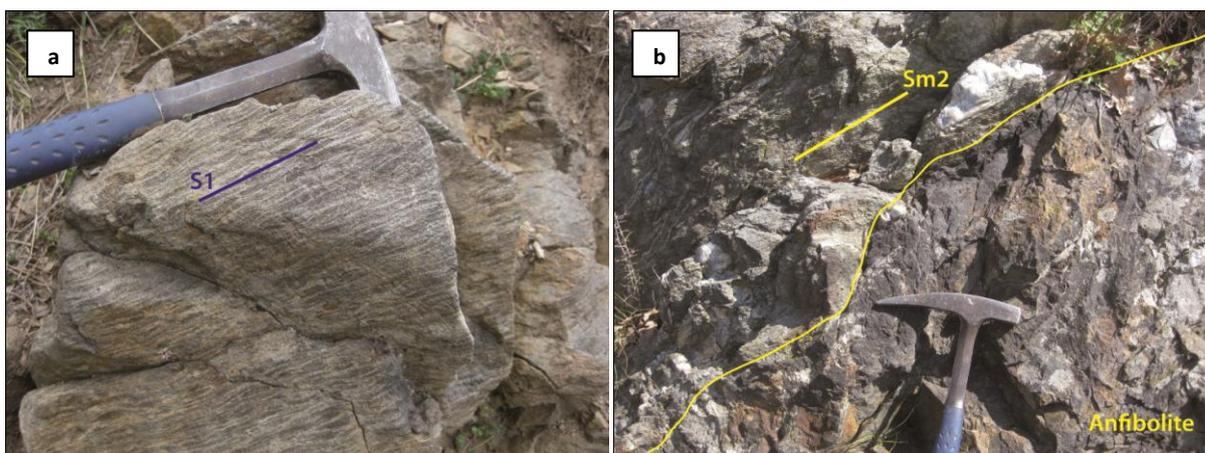


Fig. 68. a) Foliazione relitta S1 nei volumi di anfiboliti presenti nelle miloniti dell'Unità di Castagna; b) Dettaglio del contatto tra rocce milonitiche, con marcata foliazione Sm2 (evento deformativo Dm2), ed anfibolite. Località: Torrente Varco le Chianche.

Pertanto, nei volumi di roccia meno deformati dalla fase deformativa Dm2, risultano preservate originarie strutture pre-milonitiche (pre-Dm2) legate agli originari protoliti, principalmente gneissici e granitoidi, delle rocce milonitiche.

Dm2 – L'evento deformativo Dm2 si sviluppa in un regime tettonico duttile di tipo *simple shear*. È responsabile dello sviluppo dei seguenti elementi strutturali:

▪ Foliazione milonitica Sm2 – Si tratta di un *fabric* milonitico molto diffuso e pervasivo, che rappresenta l'elemento strutturale dominante in queste rocce. La Sm2 nelle porzioni intensamente deformate è definita da un'orientazione preferenziale di granuli di quarzo (quarzo nastriforme), da domini ricchi in fillosilicati, da piani assiali di pieghe strette e/o isoclinali F2 e dallo sviluppo di indicatori cinematici duttili con senso di taglio *top to the west-southwest*.

La Sm2 risulta mediamente orientata NW-SE e mostra una direzione di immersione delle superfici principalmente verso NE-SW (Fig. 69). L'inclinazione dei piani di foliazione Sm2 è fortemente variabile, con valori compresi tra 9° e 87°.

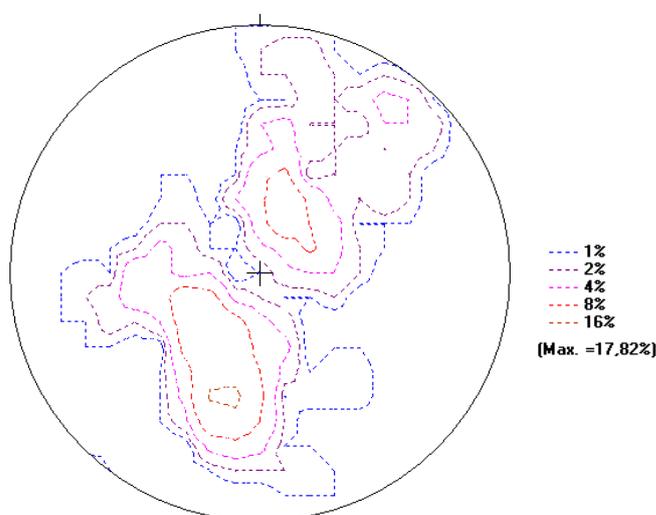


Fig. 69. Proiezione stereografica (Schmidt net) dei poli della foliazione milonitica Sm2 nelle miloniti dell'Unità di Castagna. 101 misure.

▪ Pieghe F2 – Si tratta di pieghe strette e/o isoclinali F2 (Fig. 70a-b-c), che si formano a seguito della progressiva deformazione e dell'aumento dello *shear strain* in queste rocce (Passchier & Trouw, 2005; Trouw, Passchier & Wiersma, 2010). Le pieghe F2 sono evidenziate dal piegamento di livelli dominatamente quarzo-feldspatici e risultano caratterizzate da cerniere acute, talvolta ispessite e fianchi debolmente assottigliati (Fig. 70a-b-c).

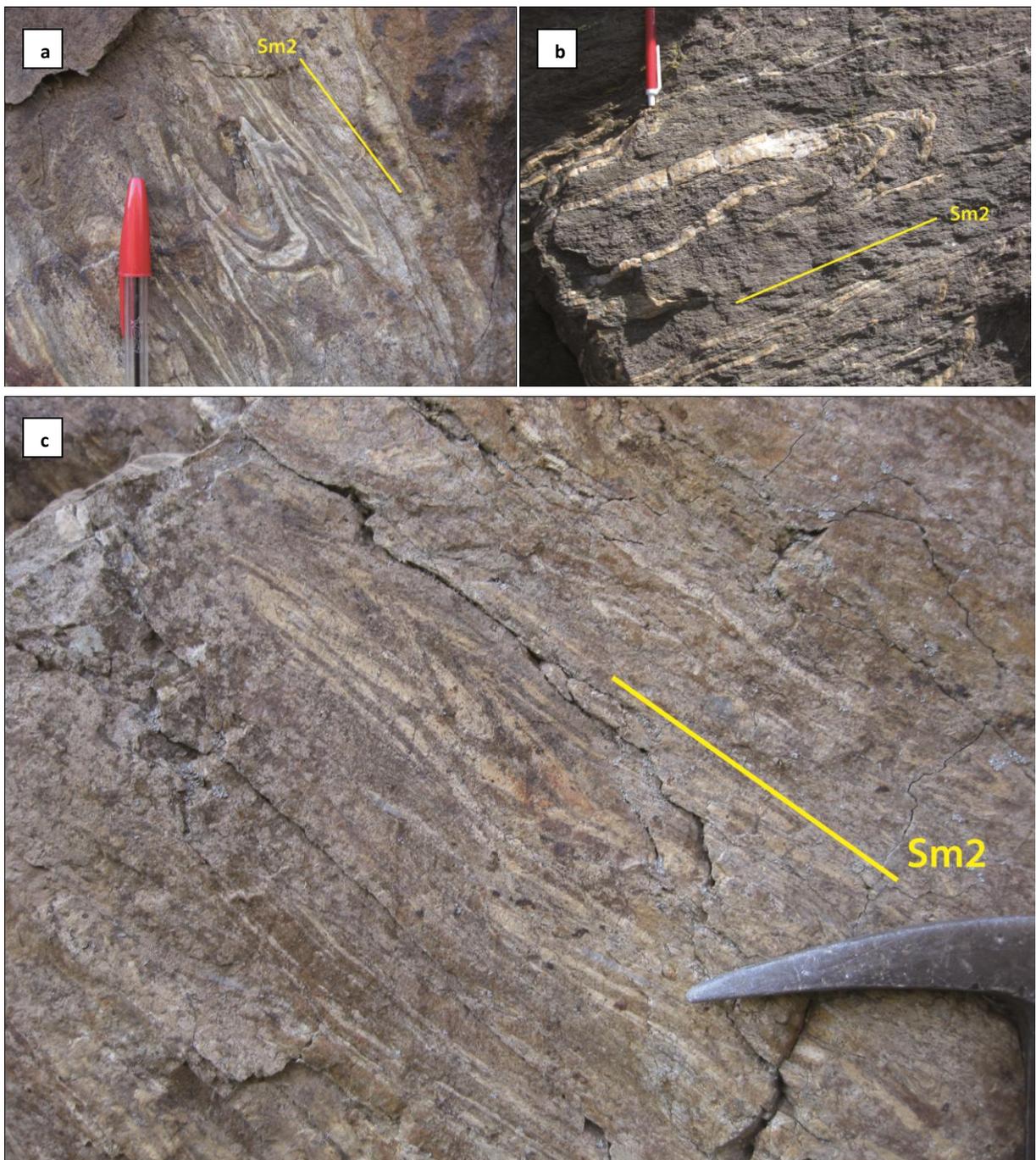


Fig. 70. Pieghe isoclinali lungo la foliazione milonitica Sm2. Località: Torrente Varco le Chianche.

Le pieghe F2 mostrano assi orientati circa WNW-ESE, con inclinazioni inferiori a 32° ed immergenti prevalentemente ad E-SE (Fig. 71).

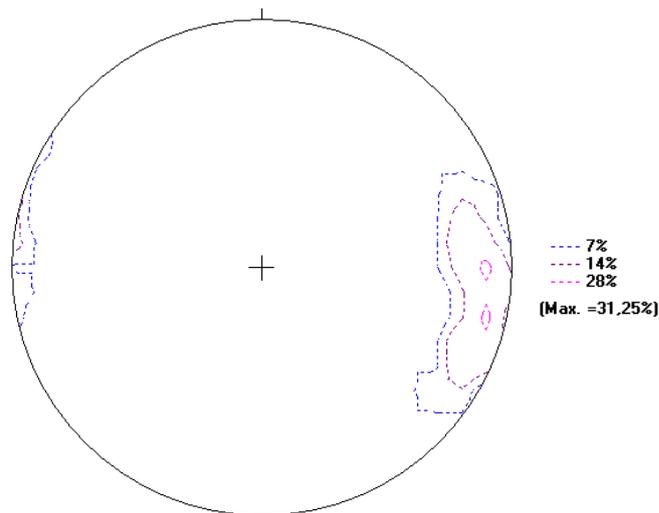


Fig. 71. Proiezione stereografica (Schmidt net) degli assi delle pieghe isoclinali F2 lungo la foliazione milonitica Sm2 nelle miloniti dell'Unità di Castagna. 16 misure.

▪ Lineazione mineralogica Lm2 – Sulle superfici della foliazione milonitica Sm2 è possibile osservare marcate *stretching lineations* Lm2, definite principalmente dall'allineamento e stiramento di minerali quarzo-feldspatici (Fig. 72), con concentrazioni di punti, nelle proiezioni stereografiche, prevalentemente lungo l'asse WSW-ENE e con inclinazioni massime di 46° (Fig. 73).





Fig. 72. *Stretching lineations* Lm2 sulle superfici della foliazione milonitica definite da cristalli quarzo-feldspatici. Località: Torrente Manca di Gatto e Torrente Scirocco.

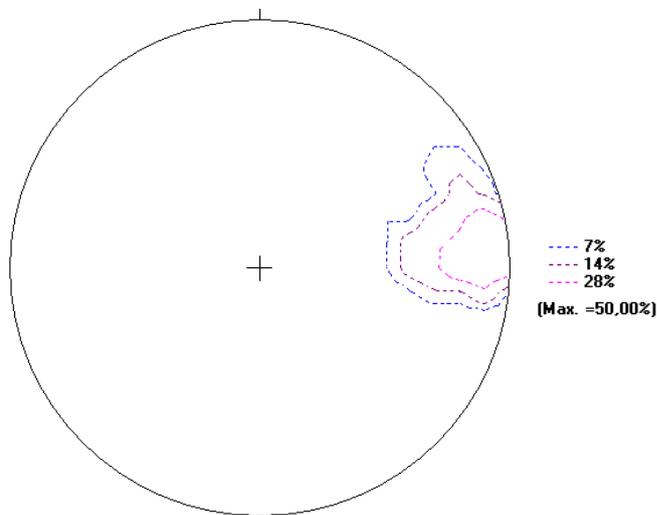


Fig. 73. Proiezione stereografica (Schmidt net) della *stretching lineation* L2 nelle miloniti dell'Unità di Castagna. 16 misure.

▪ Indicatori cinematici duttili – L'evento di *shear* Dm2 sviluppa indicatori cinematici duttili che a scala mesoscopica possono essere osservati lungo la foliazione milonitica Sm2 e parallelamente alla *stretching lineation* Lm2. In particolare, si riconoscono: porfiroclasti σ -type, *sigmoidal quartz veins*, strutture S-C e C'-type *shear bands*, con senso di taglio *top to the west-southwest* (Fig. 74).

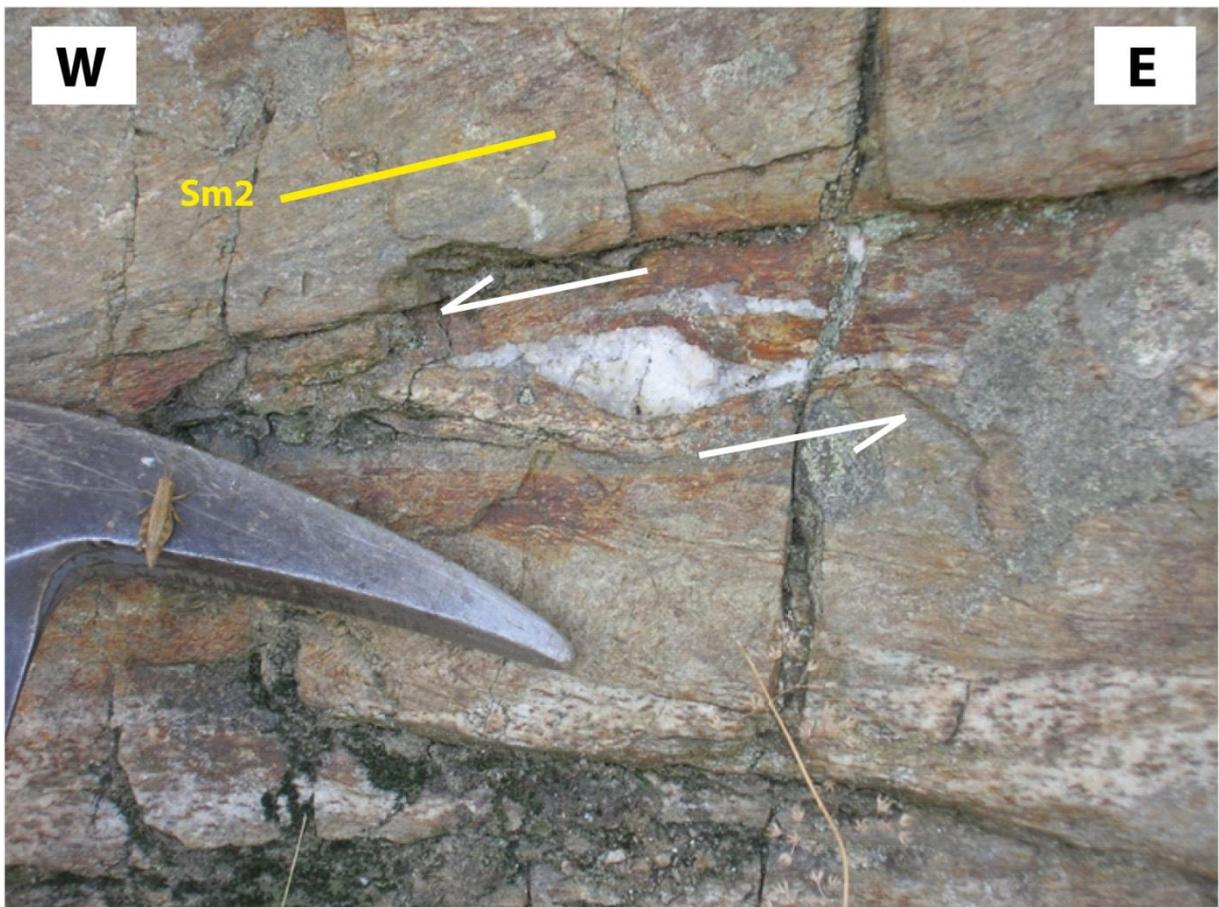


Fig. 74. *Sigmoid quartz vein* lungo la foliazione milonitica Sm2. Senso di taglio *top to the west*. Località: Monte Luta.

- *Boudins* – All’evento di *shear* Dm2 è associato anche lo sviluppo di *boudins* di dimensioni variabili di anfiboliti, metatonaliti, metagabbri e soprattutto di volumi gneissici, sfuggiti alla deformazione (Fig. 75). Sono caratterizzati da geometrie tendenzialmente simmetriche (*drawn boudins*; Goscombe et al., 2004), con forma a lente e/o a losanga e *boudin “blocks”* generalmente isolati (*tapering boudins*; Goscombe et al., 2004).

L’asse di estensione definito da queste strutture a *boudins*, che corrisponde all’asse X dell’ellissoide dello *strain* finito (Goscombe et al., 2004) e pertanto parallelo alla *stretching lineations* Lm2, mostra generalmente un’orientazione verso WSW-ENE.

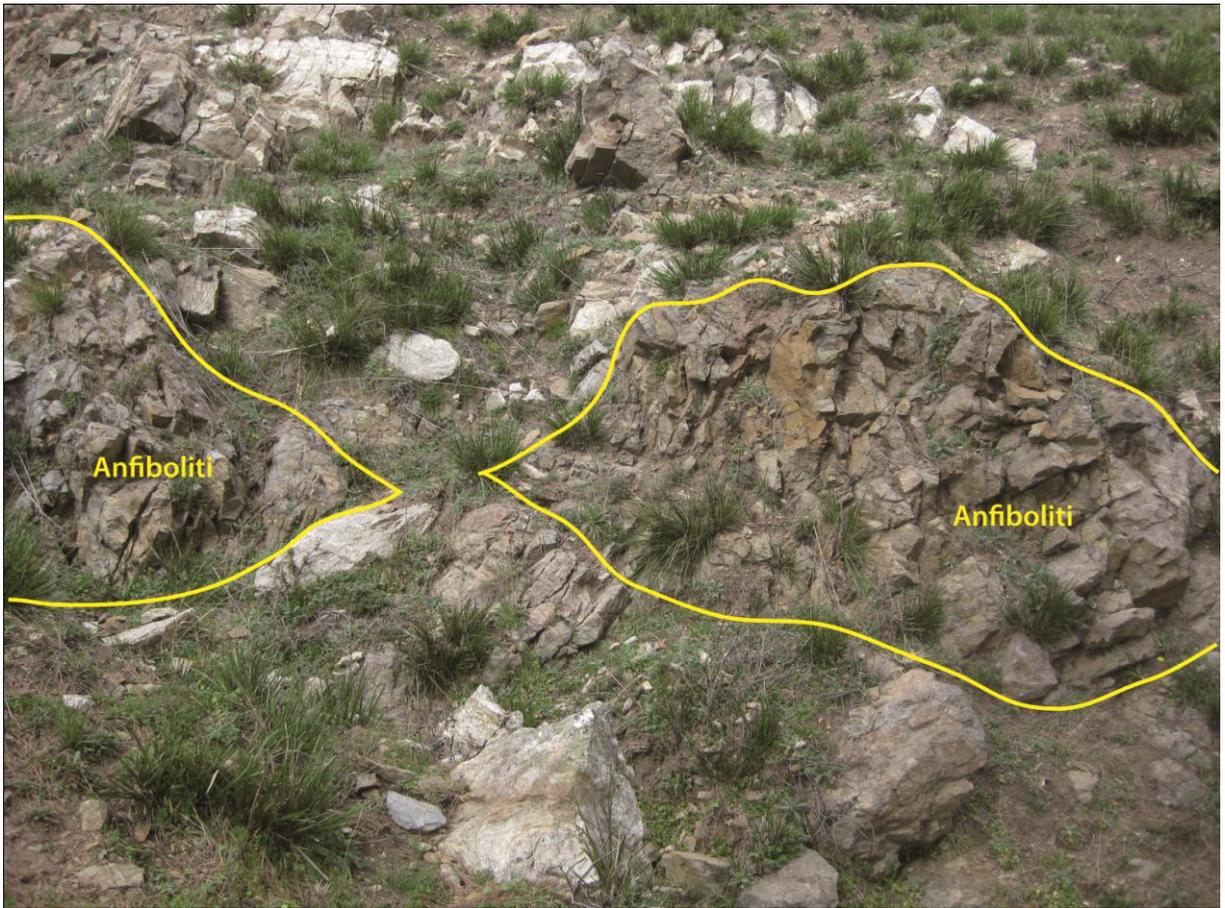


Fig. 75. *Boudins* di anfiboliti giacenti lungo la foliazione milonitica Sm2. L'asse di estensione definito da queste strutture a *boudins* è circa SW-NE. Località: Torrente Varco le Chianche.

D3 – La fase deformativa D3 è caratterizzata da piegamenti asimmetrici F3, a diversa scala, degli elementi strutturali originati dalla Dm2. A scala cartografica pieghe F3 possono essere osservate principalmente lungo i versanti sud-occidentali del settore di Catena Costiera studiato, compresi tra Torrente S. Domenico e Torrente Deuda (Fig. 76).

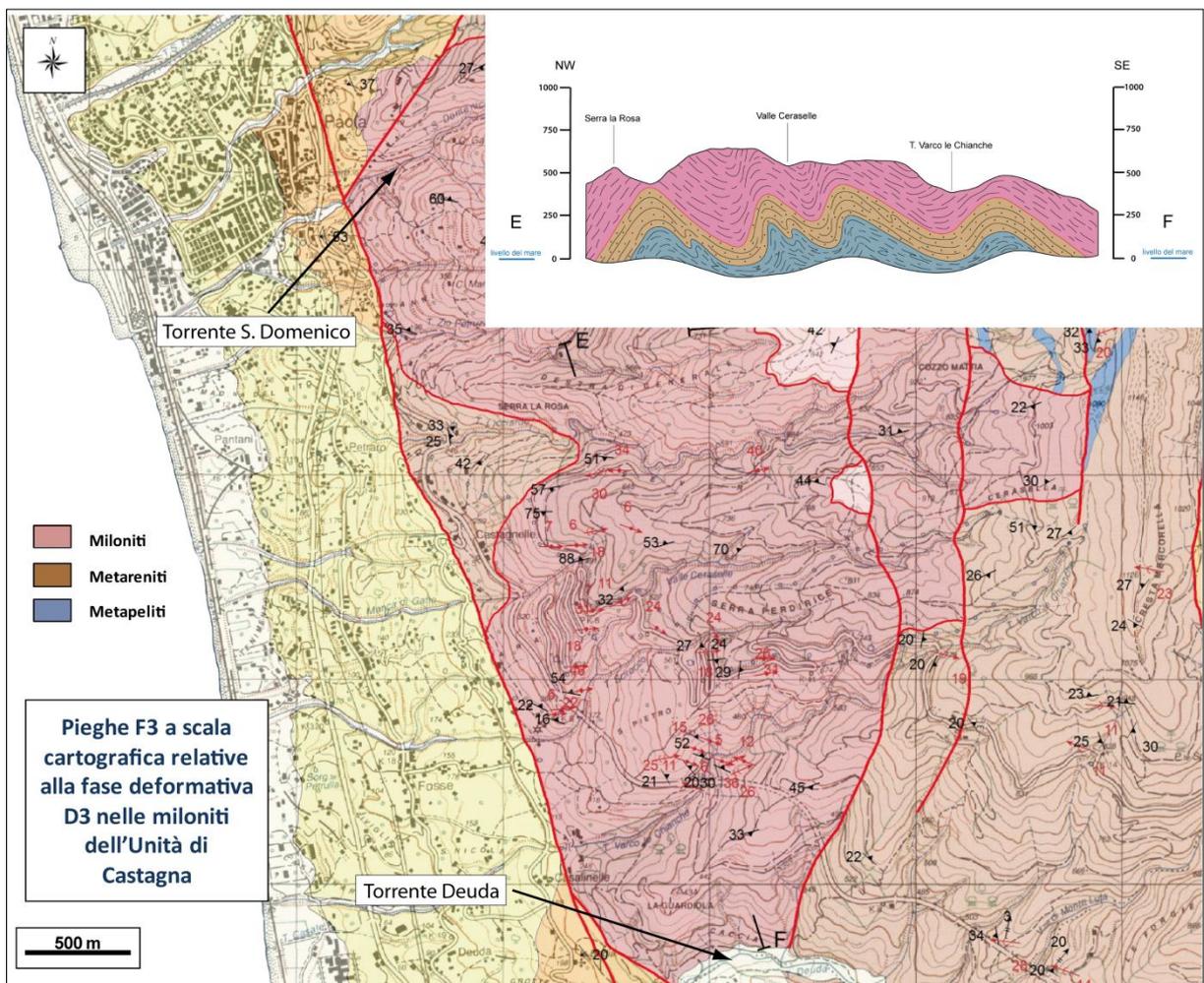


Fig. 76. Pieghie F3 a scala cartografica relative alla fase deformativa D3 nelle miloniti dell'Unità di Castagna.

Il piegamento F3 è caratterizzato da inclinazioni del piano assiale variabili, da fortemente inclinato a moderatamente inclinato (*overturned folds* e *recumbent folds*), da assi orientati NE-SW (Fig. 77) e da una vergenza del piegamento verso il quadrante di NW. Gli assi delle pieghie F3 mostrano una inclinazione massima di 36° (Fig. 77).

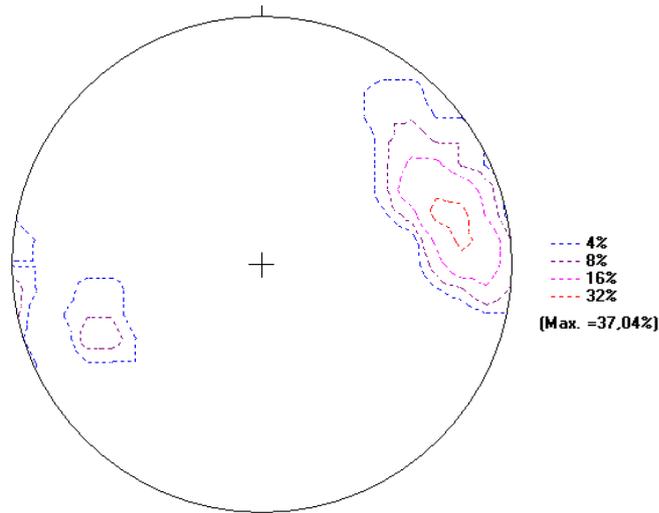


Fig. 77. Proiezione stereografica (Schmidt net) degli assi delle pieghe F3 nelle miloniti dell'Unità di Castagna. 27 misure.

Inoltre, il piegamento F3 è responsabile dello sviluppo di un penetrativo *crenulation cleavage* S3, che mostra geometrie simmetriche nelle zone di cerniera (Fig. 78-79a-b-c-d) ed asimmetriche lungo i fianchi delle pieghe (Fig. 79e-f-g-h), e di figure di interferenza del tipo 3 (Ramsay & Huber, 1987) date dalla sovrapposizione di pieghe F2 ed F3 (Fig. 80).

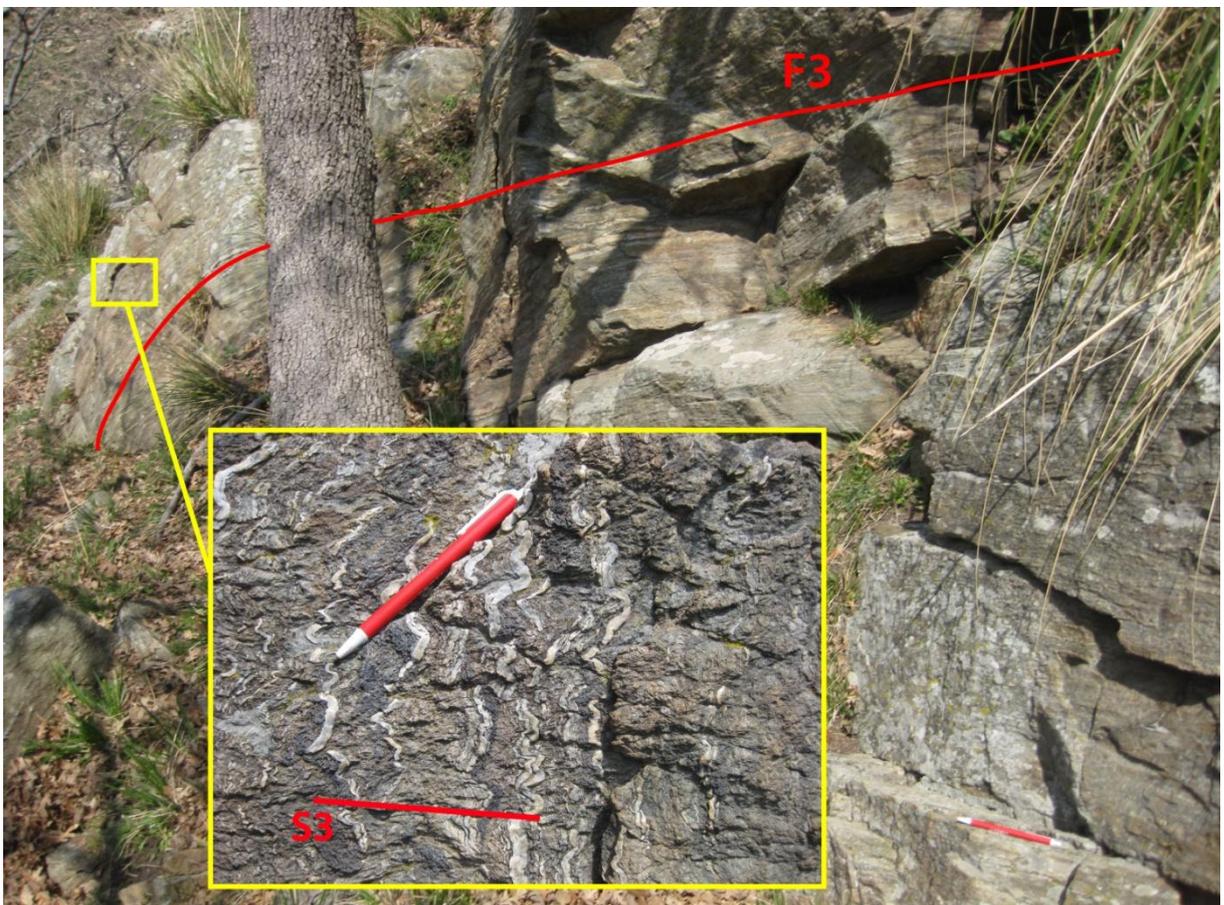
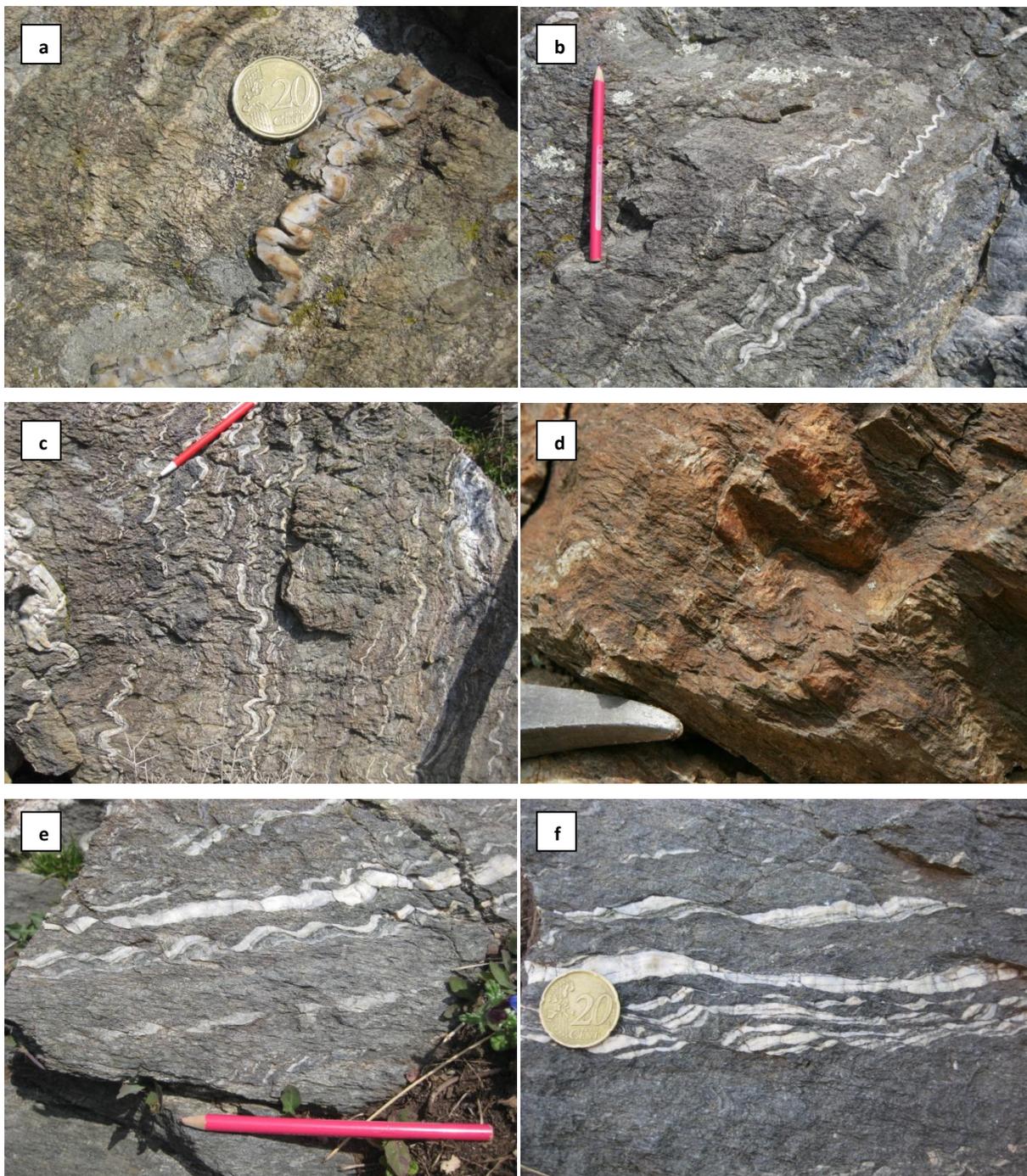


Fig. 78. Piega F3 con piano assiale ad inclinazioni medio-basse nelle miloniti dell'Unità di Castagna. Da notare lo sviluppo di un clivaggio di crenulazione simmetrico in cerniera, come mostrato nella foto presente nel riquadro giallo. Località: Torrente Varco le Chianche.



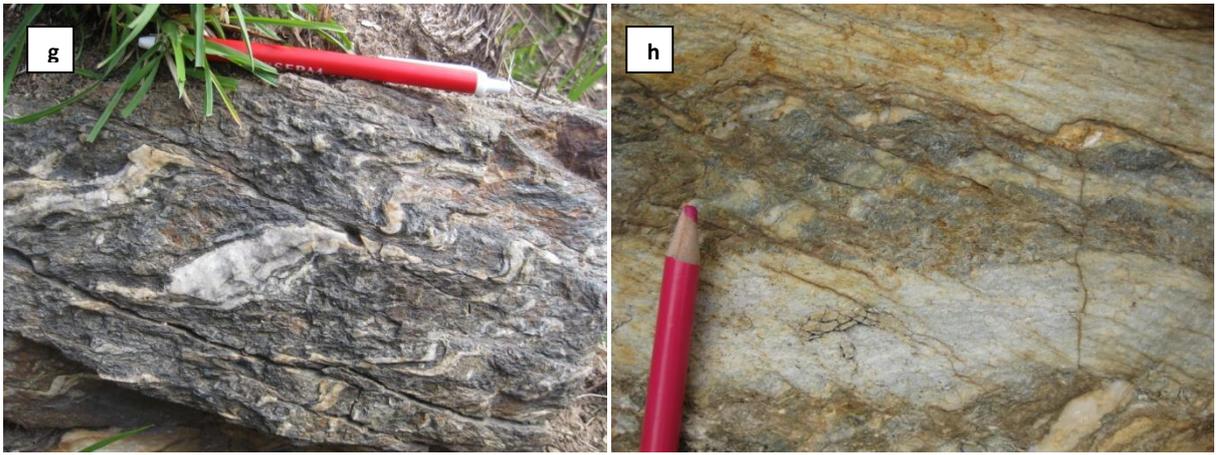


Fig. 79. Foliiazione milonitica crenulata con sviluppo di un clivaggio di crenulazione simmetrico (foto a,b,c e d) e asimmetrico (foto e,f,g ed h). Località: Torrente Varco le Chianche e Serra Perdirice (d).

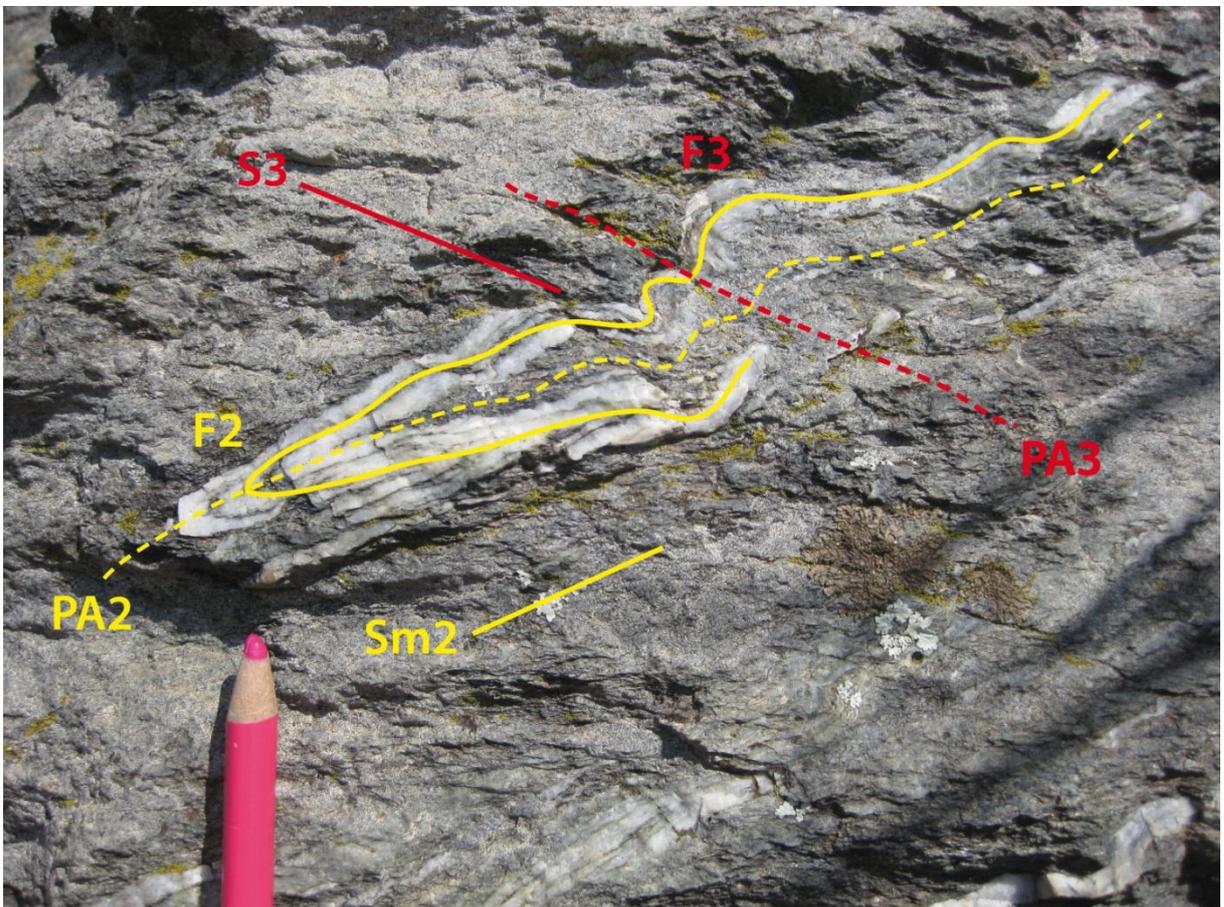


Fig. 80. Piegia isoclinale F2 lungo la foliazione milonitica Sm2 ripiegata dall'evento deformativo D3, con sviluppo di una nuova foliazione S3. Figura di interferenza di tipo 3 (Ramsay & Huber, 1987). Località: Torrente Varco le Chianche.

Pertanto, l'evento deformativo D3, sviluppa una nuova foliazione di piano assiale S3. Si tratta di un clivaggio di crenulazione molto penetrativo (Fig. 79-80-84-85), con superfici immergenti dominatamente nel quadrante di SE (Fig. 81), e caratterizzate da inclinazioni molto variabili, comprese tra 10° e 88° (Fig. 81).

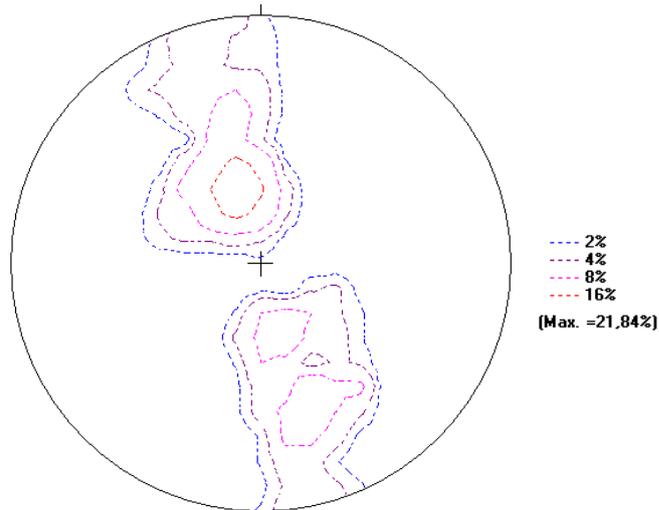


Fig. 81. Proiezione stereografica (Schmidt net) dei poli della foliazione S3 nelle miloniti dell'Unità di Castagna. 87 misure.

Talvolta, sulle superfici di foliazione S3, è possibile osservare lo sviluppo di una *stretching lineation* L3 definita da cristalli quarzo stirati (Fig. 82), orientata circa NW-SE e caratterizzata da inclinazioni massime di 45° (Fig. 83).



Fig. 82. *Stretching lineations* L3 definite da cristalli quarzo. Località: Torrente Manca di Gatto e Torrente Scirocco.

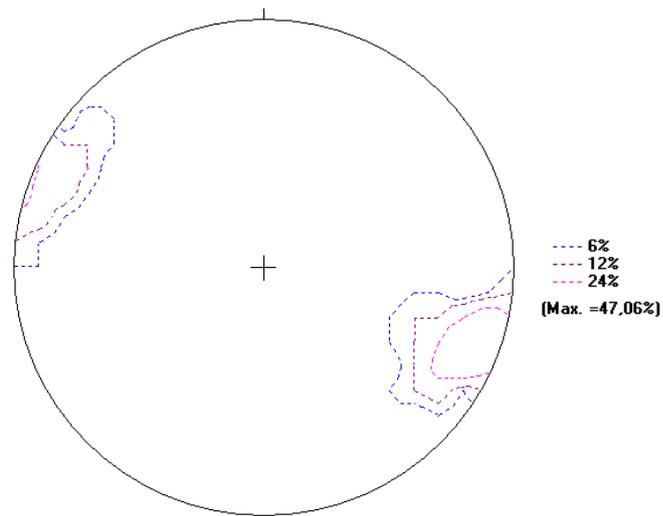


Fig. 83. Proiezione stereografica (Schmidt net) della *stretching lineation* L3 nelle miloniti dell'Unità di Castagna. 17 misure.

Inoltre, associata alla foliazione S3, alla mesoscala, si osserva la blastesi di nuove fasi mineralogiche, in particolar modo di mica chiara (Fig. 86).

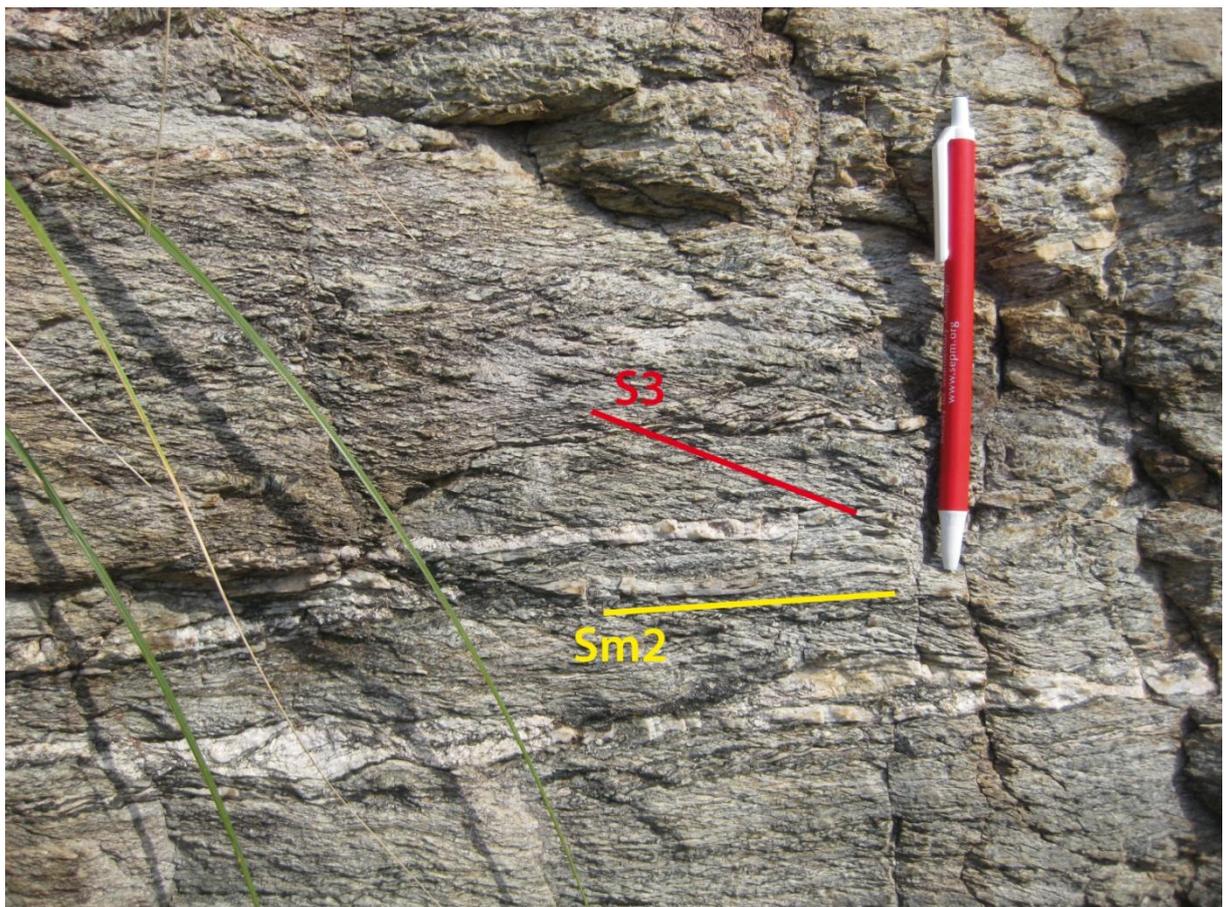


Fig. 84. Foliazione S3 che si sovrappone alla foliazione milonitica Sm2. Località: Torrente Varco le Chianche.

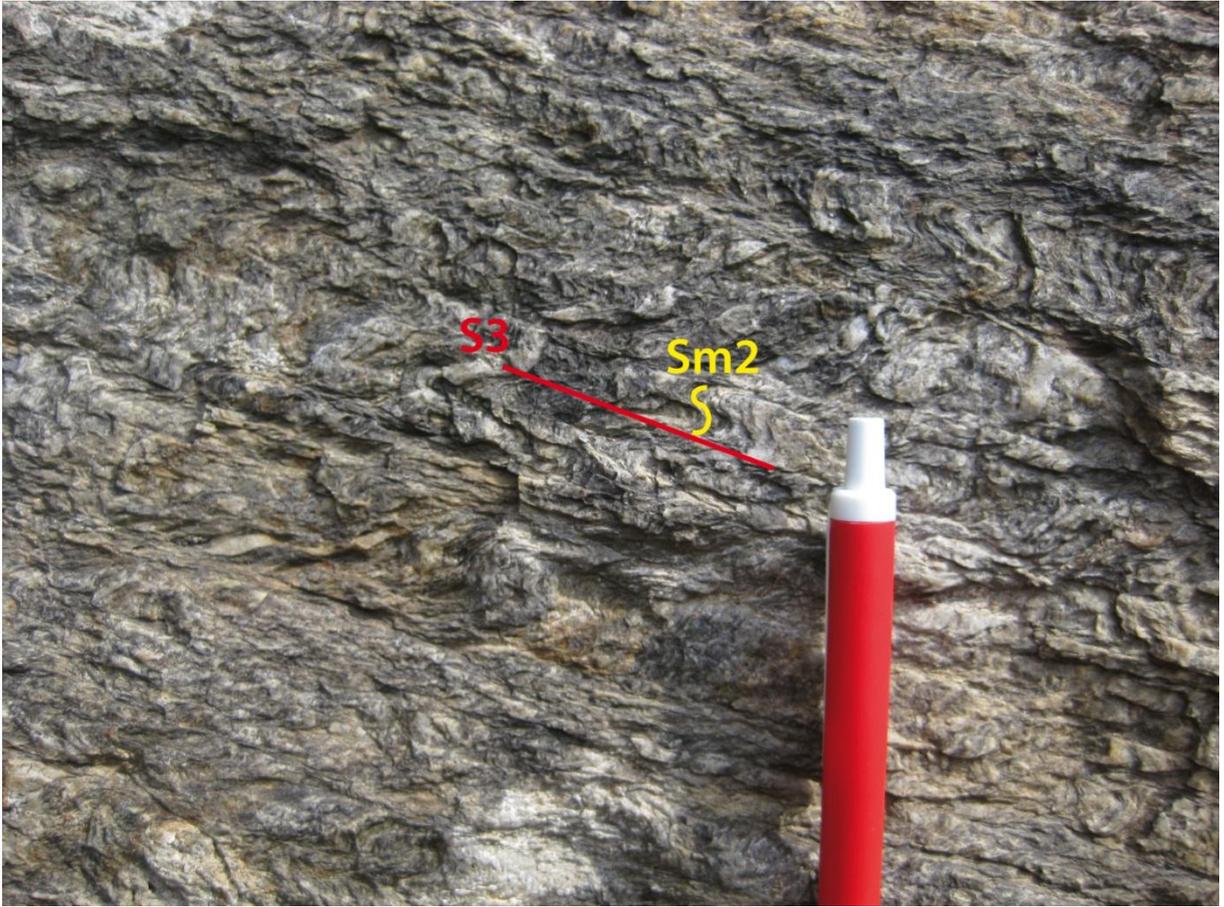


Fig. 85. Clivaggio di crenulazione S3 che si sovrappone alla vecchia foliazione milonitica Sm2. Località: Torrente Varco le Chianche.

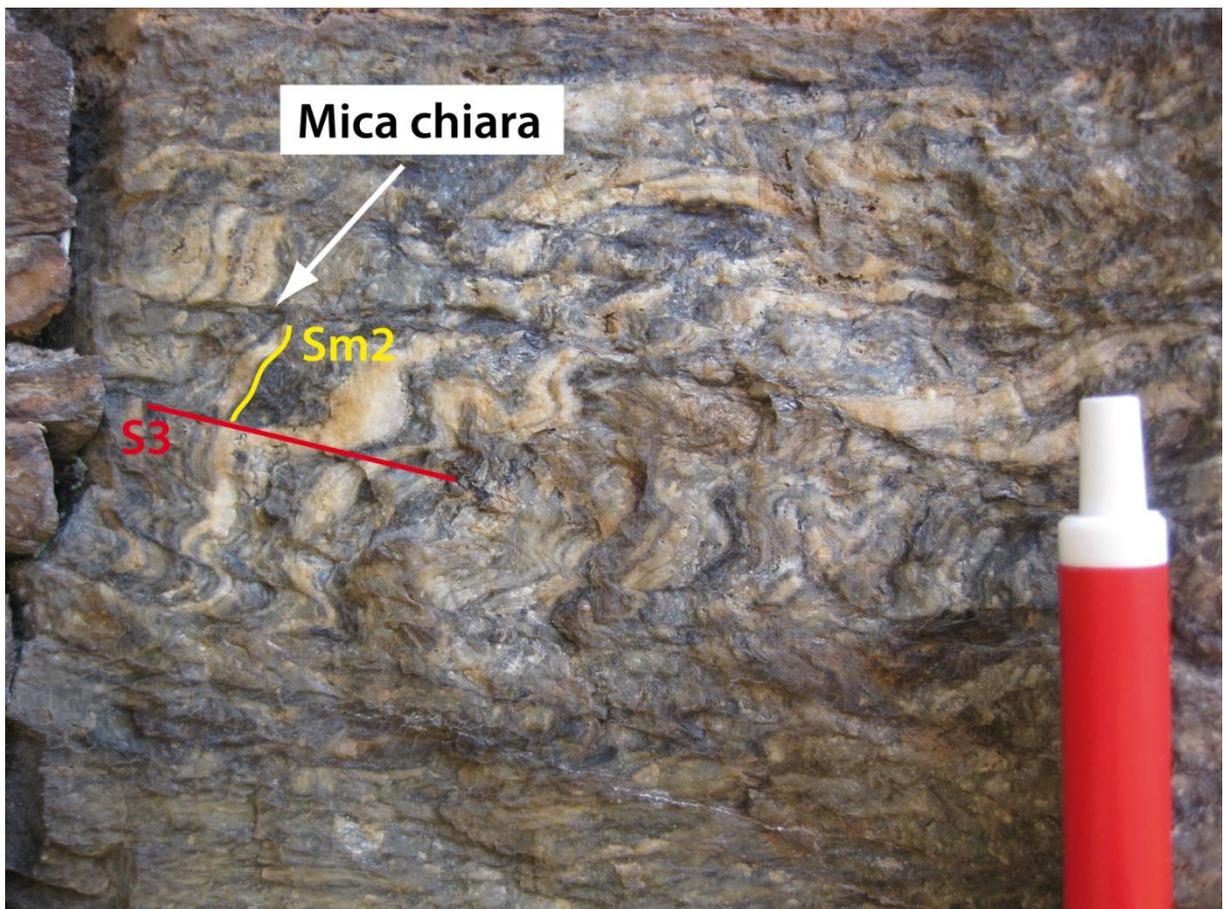


Fig. 86. Il piegamento per crenulazione della foliazione milonitica Sm2 determina lo sviluppo di nuovi piani di foliazione S3, sui quali è possibile osservare la blastesi di mica chiara. Località: Torrente Varco le Chianche.

4.5 CONSIDERAZIONI SULL'ANALISI MESOSTRUTTURALE DELL'UNITÀ DI CASTAGNA

L'analisi mesostrutturale delle rocce costituenti l'Unità di Castagna, nel settore di Catena Costiera studiato, ha consentito di identificare tre principali fasi deformative (Fig. 89):

- **D1 (protolito)** – Effetti dell'evento deformativo D1 nelle rocce milonitiche dell'Unità di Castagna si osservano localmente all'interno di *low strain domains*, sfuggiti all'intenso evento di taglio duttile Dm2. Il principale elemento strutturale osservabile all'interno dei *low strain domains*, è una foliazione relitta S1, che appartiene e caratterizza i protoliti delle rocce milonitiche dell'Unità di Castagna. Poiché le rocce dell'Unità di Castagna avrebbero subito effetti metamorfici pre-Alpini (Ercinici) in *facies* variabile scisti verdi-anfibolitica, seguiti da evidenti e pervasivi effetti milonitici di età Alpina in condizioni fisiche di HP-LT (Borsi & Dubois, 1968; Amodio Morelli et al., 1976; Dietrich, 1976; Rossetti et al., 2001), possiamo attribuire alla fase di deformazione D1 e relativa foliazione S1, un'età Ercinica.
- **Dm2** – L'evento deformativo Dm2 si sviluppa in un regime tettonico duttile di tipo *simple shear*. È responsabile dello sviluppo di:

- ✓ una pervasiva foliazione milonitica Sm2 con direzione di immersioni delle superfici verso NE-SW;
 - ✓ una *stretching lineation* Lm2 con asse di allungamento orientato WSW-ENE;
 - ✓ pieghe a tendenza isoclinale con assi orientati circa WNW-ESE;
 - ✓ indicatori cinematici duttili con senso di taglio *top to the west-southwest*;
 - ✓ *boudins* di dimensioni variabili di anfiboliti, metatonaliti, metagabbri e soprattutto di volumi gneissici, con geometrie tendenzialmente simmetriche (*drawn boudins*; Goscombe et al., 2004), forma generalmente a lente e/o a losanga ed asse di estensione orientato verso WSW-ENE.
- **D3** – L'evento deformativo D3 è caratterizzato da un piegamento asimmetrico F3, a diversa scala, degli elementi strutturali originati dall'evento di *shear* Dm2. Le pieghe F3 mostrano assi orientati NE-SW ed una vergenza del piegamento verso il quadrante di NW. Il piegamento F3 è responsabile dello sviluppo di un penetrativo *crenulation cleavage* S3, che mostra geometrie simmetriche nelle zone di cerniera ed asimmetriche lungo i fianchi delle pieghe F3, e superfici del nuovo *fabric* S3 immergenti dominatamente verso SE. Talvolta, sulle superfici di foliazione S3, è possibile osservare una *stretching lineation* L3 definita da cristalli quarzo stirati e con asse di allungamento orientato circa NW-SE.

Il clivaggio di crenulazione asimmetrico S3 che si sviluppa lungo i fianchi delle pieghe F3, può essere confuso con lo *shear bands cleavage* per le simili geometrie di deformazione (Passchier & Trouw, 2005). La presenza di angoli tra la foliazione Sm2 ed i nuovi piani di clivaggio S3 generalmente superiori a 45°, la presenza di pieghe nella foliazione Sm2 a larga ampiezza rispetto alla spaziatura dei piani S3 e soprattutto, la posizione di queste strutture chiaramente lungo i fianchi delle pieghe maggiori F3, ci permette di escludere la formazione di questo clivaggio in un contesto deformativo estensionale (*shear bands cleavage* e/o *extensional crenulation cleavage*), e di legare la sua formazione a processi di *shortening* (Passchier & Trouw, 2005). Pertanto, la fase deformativa D3 origina un apparente *shear* principalmente lungo i fianchi lunghi delle pieghe F3 (Fig. 87), che genera “falsi” indicatori cinematici che suggeriscono un senso di taglio *top to the east-southeast* (Fig. 88a-b-c-d).

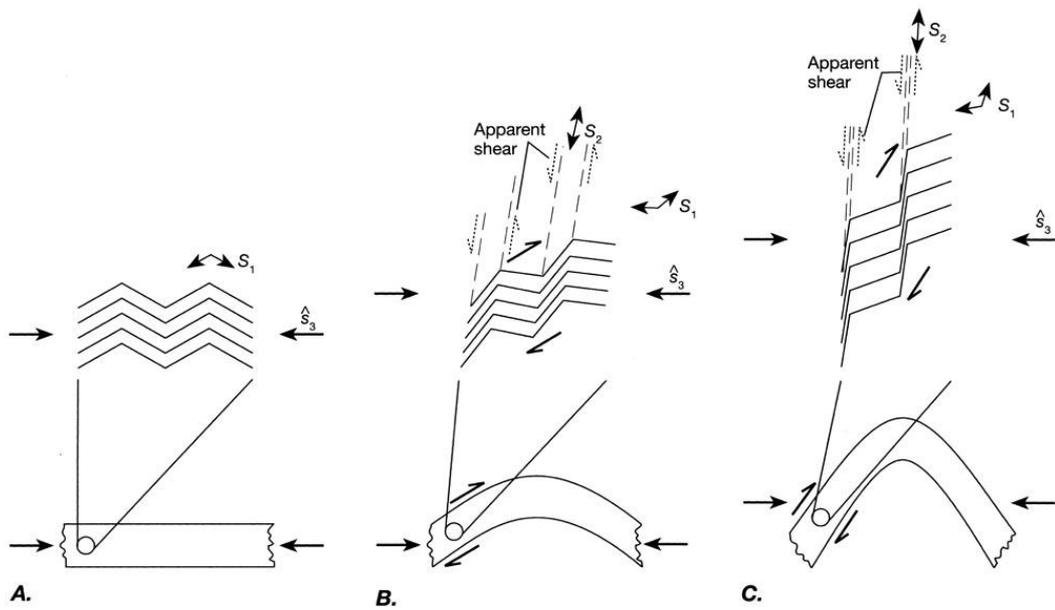
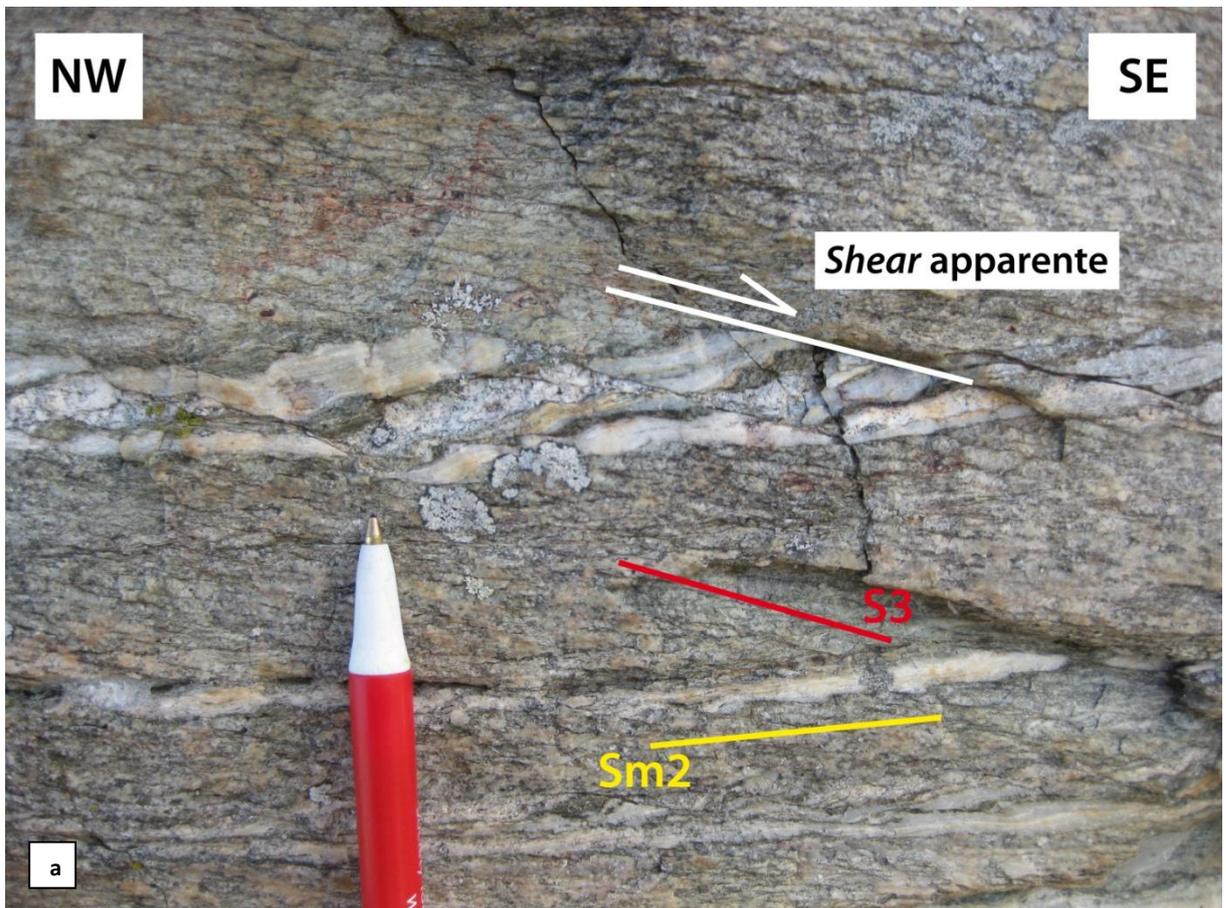
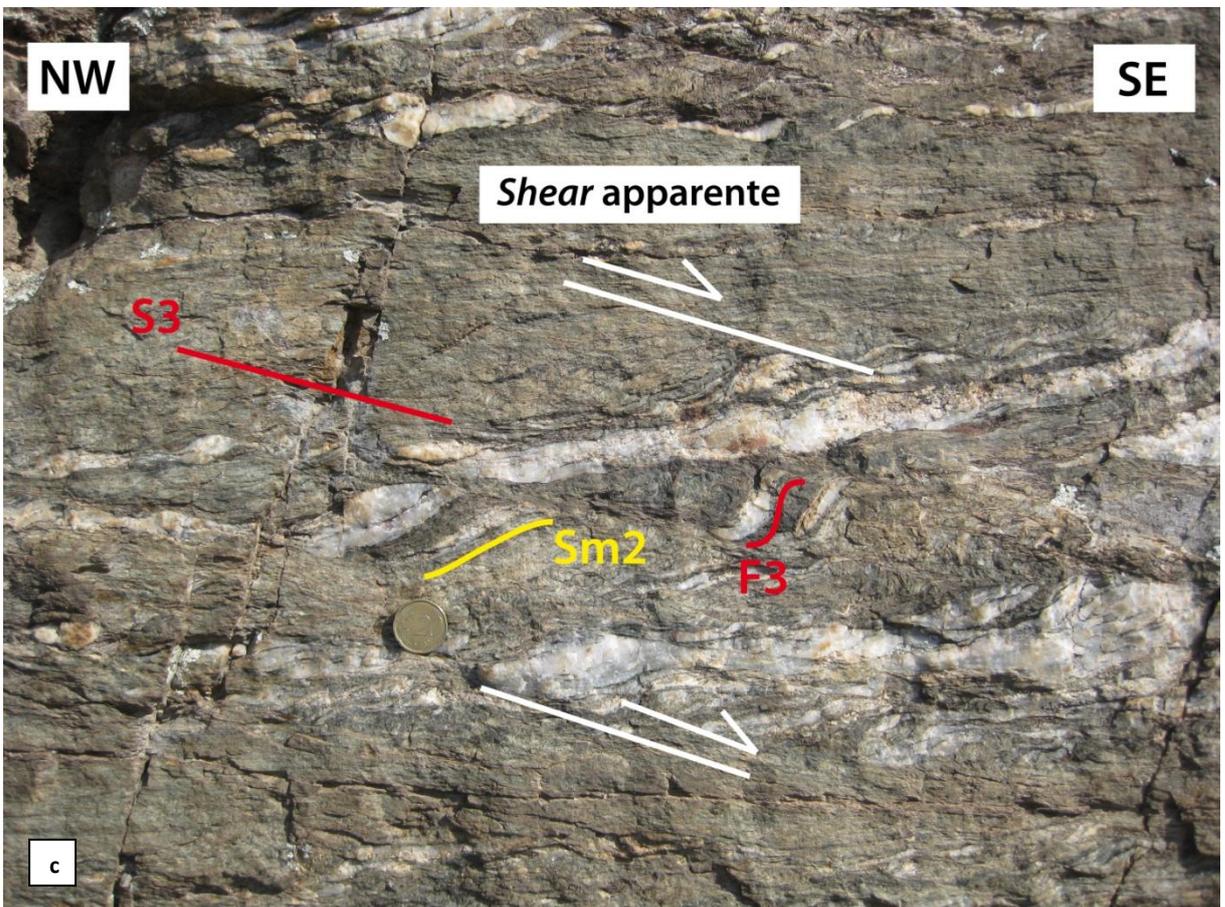
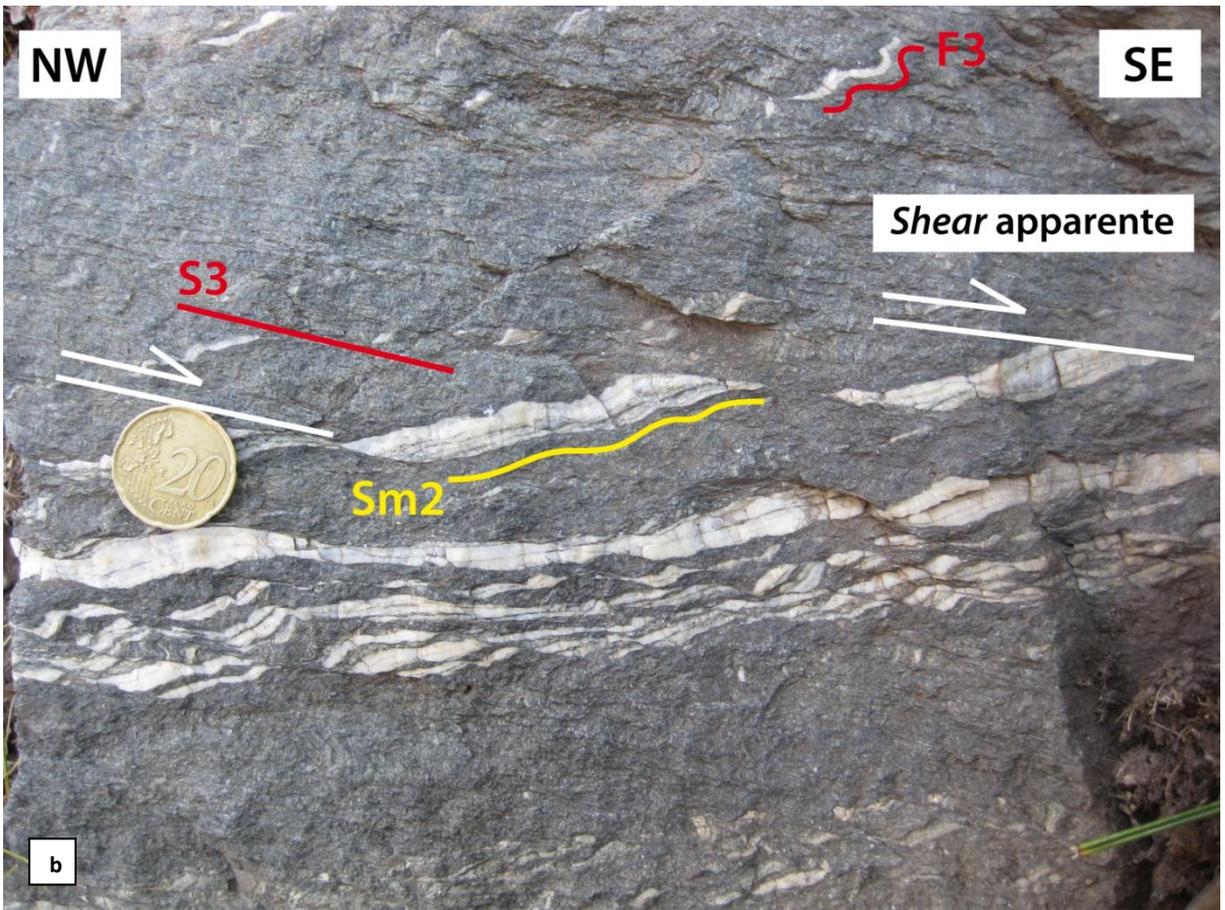


Fig. 87. Sviluppo di uno *shear* apparente lungo i fianchi di una piega (Twiss & Moores, 2007)





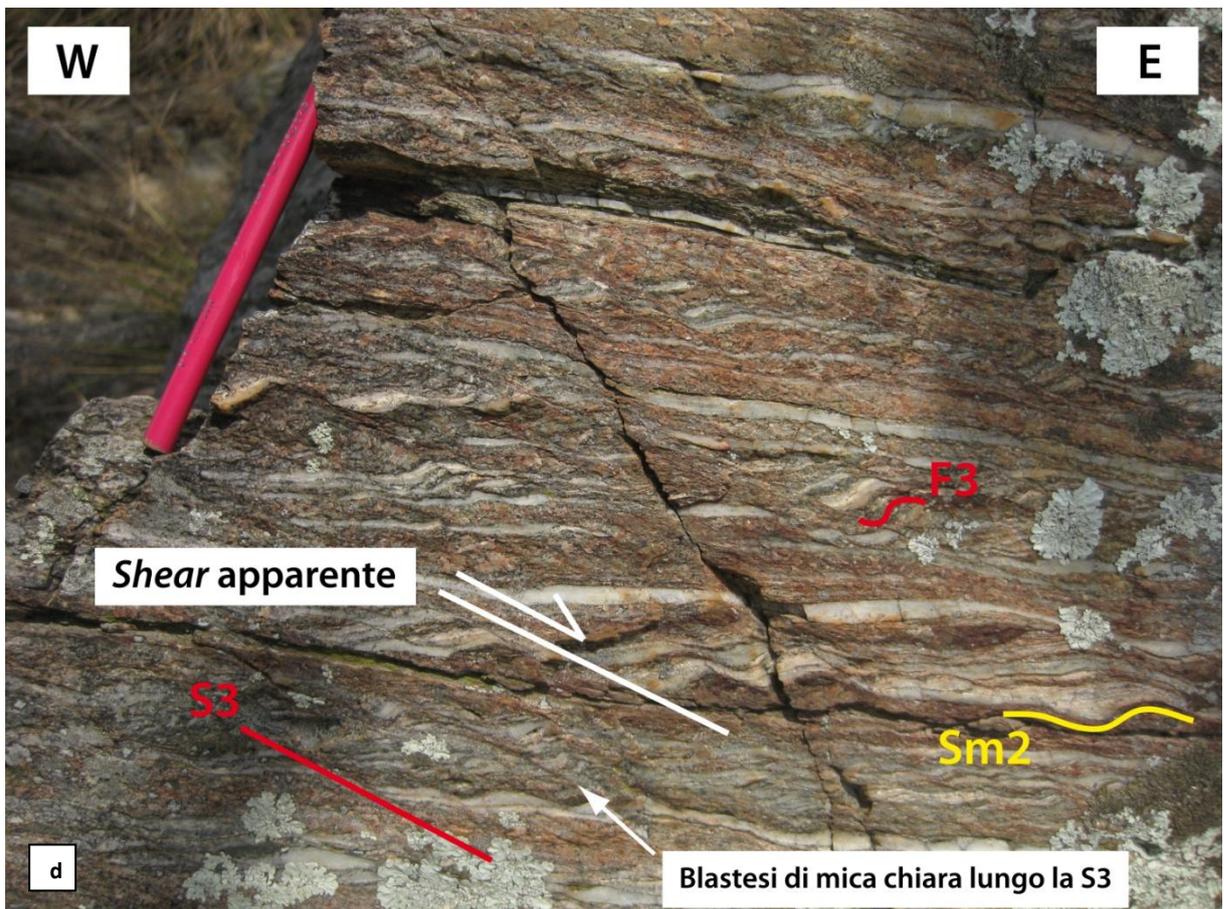


Fig. 88. *Shear* apparente lungo i fianchi delle pieghe F3 (foto a,b,c e d). Da notare la foliazione milonitica Sm2 crenulata dall'evento deformativo D3 con sviluppo di pieghe asimmetriche F3 e relative superfici di piano assiale S3 (foto a,b,c e d). Inoltre, nella foto d è possibile osservare alla mesoscala la blastesi di mica chiara lungo i nuovi piani di foliazione S3. Località: Torrente Varco le Chianche (a,b,c) e Torrente Scirocco (d).

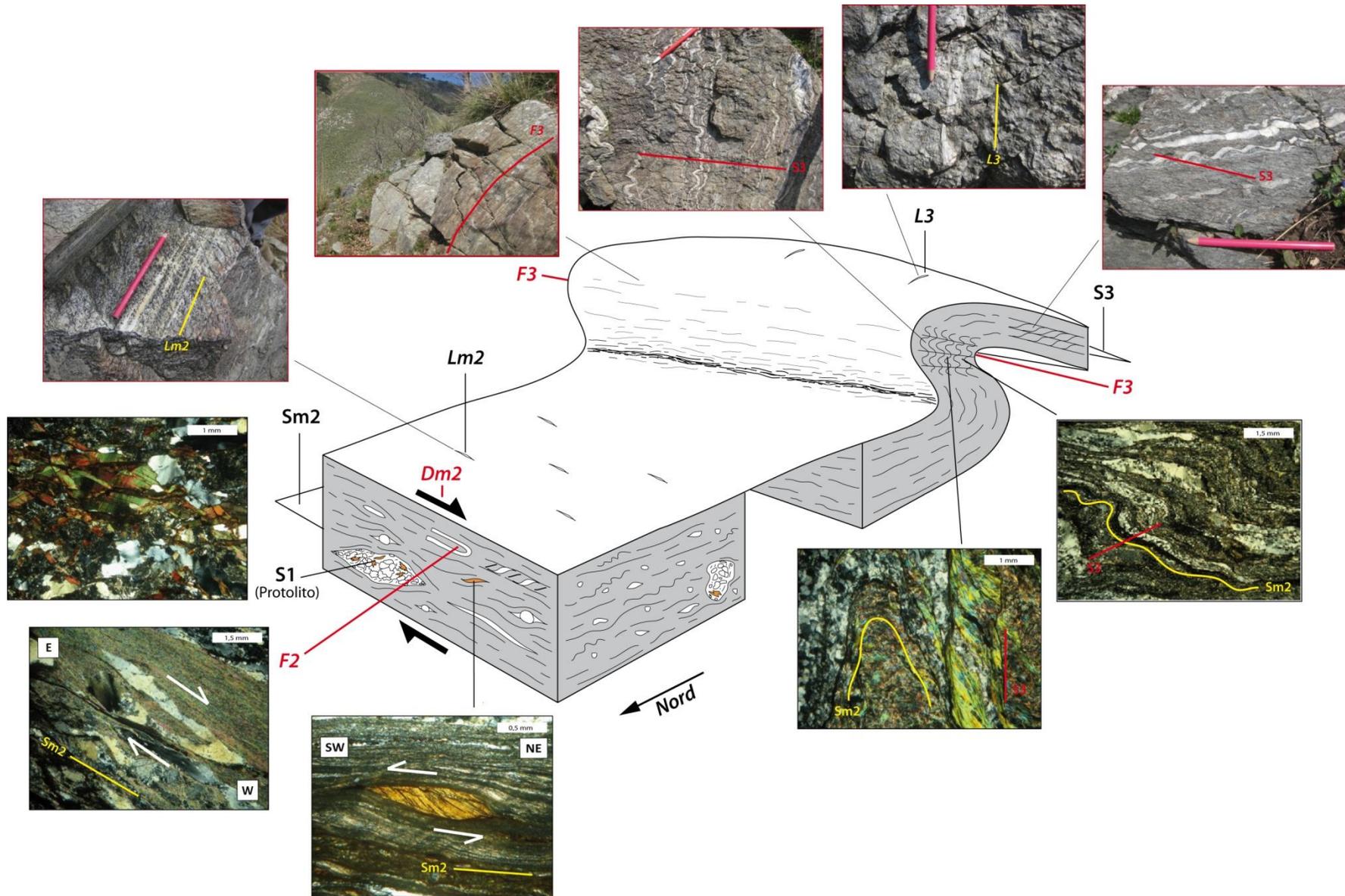


Fig. 89. Quadro sinottico delle diverse fasi deformative nell'Unità di Castagna.

PETROGRAFIA E MICROSTRUTTURE

5.1 INTRODUZIONE

L'analisi petrografica e delle microstrutture è stata effettuata su campioni rappresentativi dei diversi litotipi costituenti le sequenze ofiolitiche di Cozzo Cervello e di Mongrassano, e delle miloniti dell'Unità di Castagna

L'analisi petrografica e delle microstrutture ha consentito di riconoscere le associazioni mineralogiche, di osservare e descrivere i rapporti esistenti tra deformazione e blastesi e di comprendere l'evoluzione dei *fabrics*.

5.2 UNITÀ OFIOLITICHE DI HP-LT

5.2.1 Unità ofiolitica di Cozzo Cervello

Metabasalti

L'analisi petrografica ha permesso di definire due differenti tipologie di metabasalti:

- 1) Metabasalti non deformati nei quali è ben preservata l'originaria struttura porfirica magmatica, data da:
 - ✓ originari fenocristalli di plagioclasio che appaiono completamente retrocessi in microgranulazioni epidotiche (Fig. 91b). La pasta di fondo presenta una grana molto fine, trasformata in un minuto aggregato dato da epidoto, clorite, mica chiara e minerali opachi;
 - ✓ fenocristalli di clinopirosseno di composizione augitica. I cristalli relitti di clinopirosseno sono stati osservati solo in un campione, meno interessato dalla retrocessione e dalla deformazione. I cristalli di augite sono relitti dell'originaria paragenesi magmatica e si osservano in cristalli subeudrali colorati sul bruno e debolmente pleocroici. In corrispondenza dei bordi si osserva la trasformazione pseudomorfa in clorite.
- 2) Metabasalti molto deformati (foliati) con struttura predominatamente granoxenoblastica con volumi subordinati in cui si osservano livelli lepidoblastici (Fig. 90a). Nei domini granoxenoblastici prevale l'albite, il quarzo, l'epidoto e la calcite mentre, nei livelli lepidoblastici, prevale la clorite e la mica chiara. In tali rocce gli originari fenocristalli di plagioclasio fortemente stirati e l'isorientazione dei

fillosilicati definiscono un'anisotropia planare S2. Spesso la foliazione principale S2 risulta crenulata, con sviluppo di una nuova foliazione S3 (Fig. 90b).

I metabasalti foliati con struttura prevalentemente granoxenoblastica (2) sono molto più diffusi nell'area studiata. Sia i metabasalti foliati sia quelli porfirici sono caratterizzati da comuni associazioni mineralogiche.

L'associazione mineralogica è data da: albite₁ + albite₂ ± albite₃ + epidoto₁ + epidoto₂ + clorite₁ + clorite₂ + clorite₃ ± mica chiara₁ + mica chiara₂ (fengite) ± mica chiara₃ ± quarzo₁ ± quarzo₂. Oltre a questi minerali, in alcuni campioni sono stati osservati: Na-anfibolo + lawsonite ± calcite₁ ± calcite₂ + actinolite ± clinopirosseno ± titanite ± ematite (tabella 1).

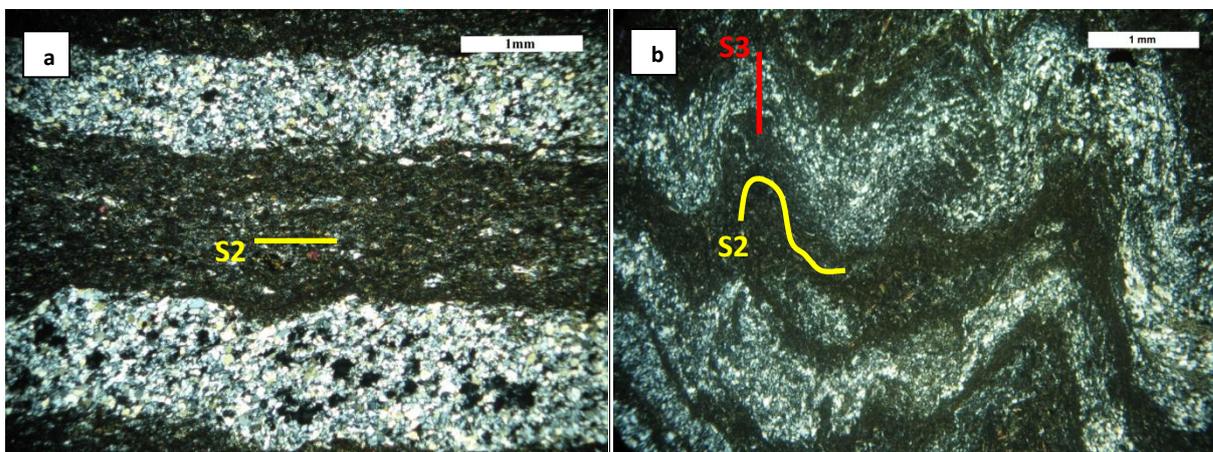


Fig. 90. a) Metabasalti foliati con struttura granoxenoblastica e subordinati volumi lepidoblastici. b) Foliiazione S2 crenulata. Fotografie al microscopio ottico a luce polarizzata. Nicols incrociati.

D1 – La foliazione relitta S1, legata al primo evento deformativo D1, è osservabile solo all'interno dei relitti di cerniere di pieghe isoclinali e nei *microlithons* disposti lungo la foliazione principale S2. È definita da cristalli di: mica chiara₁ + clorite₁ ± calcite₁ + albite₁ + quarzo₁ + epidoto₁ (Fig. 91a).

La mica chiara₁ è osservabile principalmente nei livelli granoxenoblastici. È incolore e si osserva in lamine di dimensioni più grandi rispetto alla mica chiara₂. Queste lamine insieme agli individui di clorite sono in genere orientati parallelamente alla foliazione S1. La clorite₁ è pleocroica sul verde. La birifrangenza è anomala con colori d'interferenza variabili dal marrone-bruno al blu. La clorite₁ si osserva in lamine nei livelli granoxenoblastici in associazione con il quarzo₁, l'albite₁ e talora con l'epidoto₁.

La calcite₁ si osserva associata al quarzo₁ e all'albite₁ in cristalli di medie dimensioni disposti secondo motivi da granoxenoblastici a granoblastico-poligonale. Presenta la tipica sfaldatura romboedrica ed è caratterizzata da geminazioni secondarie da deformazione.

L'albite₁ si rinviene arrangiata secondo motivi granoxenoblastici con il quarzo₁, e generalmente si osserva in grossi cristalli tendenzialmente idiomorfi. Il quarzo₁ è una fase modalmente poco abbondante, caratterizzato dall'assenza di rilievo, da colori di interferenza massimi sul grigio del I ordine e da estinzione ondulata. Si osserva in individui di piccole dimensioni arrangiati in modo granoxenoblastico. Presenta limiti tra i cristalli irregolari ed interlobati, e si osserva spesso associato all'albite₁ in *microlithons* disposti lungo la foliazione principale S2. Il quarzo₁ si distingue dal quarzo₂ per le dimensioni dei cristalli. In particolare, il quarzo₁ si presenta in grossi cristalli mentre, il quarzo₂ in piccoli cristalli tendenzialmente sub-euedrali, originati per ricristallizzazione dinamica dal quarzo₁. L'epidoto₁ si rinviene principalmente in singoli tendenzialmente idiomorfi, di dimensioni maggiori rispetto all'epidoto₂, che cresce lungo la S2. L'epidoto₁ appare incolore al solo polarizzatore, con alto rilievo, estinzione inclinata e con colori di interferenza anomali.

La paragenesi mineralogica stabile durante la fase D1 nei metabasalti è rappresentata da:

albite₁ + epidoto₁ + mica chiara₁ + clorite₁ + quarzo₁ ± calcite₁

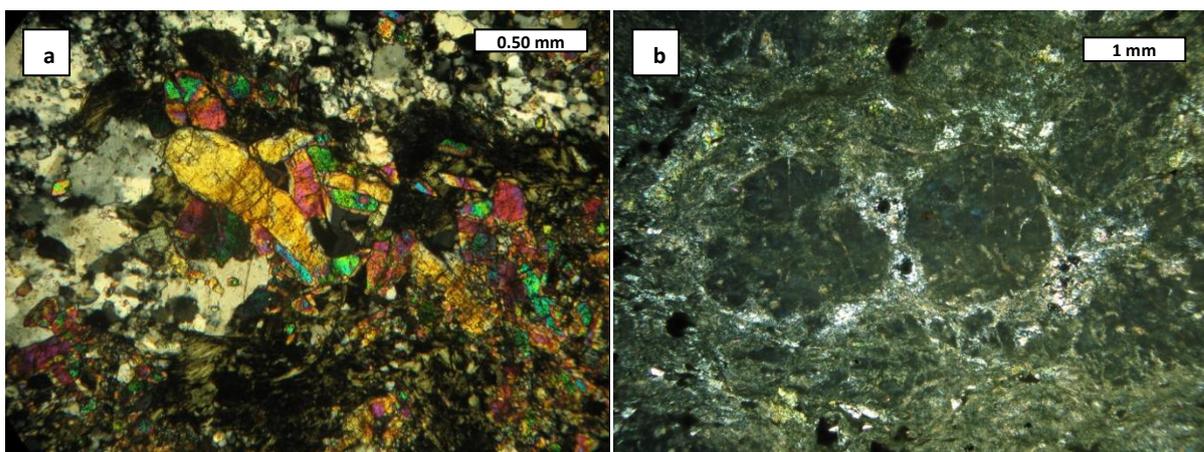


Fig. 91. a) Cristalli arrangiati secondo motivi granoxenoblastici nel relitto di cerniera di piega isoclinale nei metabasalti con epidoto₁, calcite₁, clorite₁ ed albite₁. b) Fenocristalli di plagioclasio completamente retrocessi in microgranulazioni epidotiche. Fotografie al microscopio ottico a luce polarizzata. Nicols incrociati.

D2 – La fase deformativa D2, che traspone completamente la foliazione S1 attraverso un piegamento isoclinale (Fig. 92a-b), origina una nuova foliazione molto penetrativa S2 definita dall'alternanza di domini granoxenoblastici, dove prevale principalmente l'albite₂ e subordinatamente il quarzo₂, e domini lepidoblastici, in cui prevale l'epidoto₂, la clorite₂ e la mica chiara₂ (fengite; Fig. 92c). Inoltre, lungo la foliazione S2 si osserva la blastesi di minerali indice di condizioni di HP-LT come: la lawsonite, l'Na-anfibolo e la fengite (Fig. 92d).

La S2 nei metabasalti dell'Unità di Cozzo Cervello è definita da: albite₂ + epidoto₂ + clorite₂ + fengite ± quarzo₂ + Na-anfibolo + lawsonite ± calcite₂ ± titanite ± ematite. Gran parte di questi minerali si rinvencono allineati parallelamente al piano assiale delle pieghe isoclinali F2, definendo la foliazione S2.

L'albite₂ è distribuita ubiquitariamente nelle sezioni sottili di metabasalti osservate. Questa fase si osserva in piccoli individui xenomorfi nella pasta di fondo. I domini ricchi in albite₂ sono spesso orientati e stirati parallelamente alla foliazione S2, definendo una lineazione mineralogica L2.

L'epidoto₂ è stato osservato sia in singoli cristalli e sia in microgranulazioni. L'epidoto₂ in singoli cristalli appare incolore al solo polarizzatore; ha estinzione inclinata e mostra colori di interferenza anomali. Frequentemente si osserva concentrato nei livelli lepidoblastici a marcare la foliazione principale S2. L'epidoto₂ in microgranulazioni appare con un colore tendenzialmente brunastro al solo polarizzatore e sostituisce completamente in modo pseudomorfo gli originari fenocristalli di plagioclasio. La clorite₂ è modalmente abbondante e si concentra principalmente nei livelli lepidoblastici in associazione con la mica chiara₂ e gli epidoti₂. L'orientazione preferenziale delle lamine di clorite₂ e di mica chiara₂ marca la foliazione principale S2. La clorite₂ si presenta pleocroica con colori sui toni del verde e in alcuni casi, a polarizzatori incrociati, mostra birifrangenza anomala sul blu-viola (clorite ferrifera, varietà pennina). La fengite è osservabile principalmente nei livelli lepidoblastici e cristallizza in piccole lamine sin-cinematiche lungo la foliazione principale S2. Si osserva incolore e/o di colore verde pallido, con birifrangenza alta e colori di interferenza elevati. Il quarzo₂ è una fase modalmente poco abbondante. Si osserva associato all'albite₂ in individui di piccole dimensioni arrangiati in modo granxenoblastico, orientato lungo la foliazione principale S2, e caratterizzato da effetti di ricristallizzazione dinamica (estinzione ondulata).

L'anfibolo sodico si osserva in cristalli idiomorfi, mostra un pleocroismo variabile da blu-violetto a bruno e birifrangenza bassa. I caratteri ottici sono tipici di una Mg-griebeckite/crossite. L'anfibolo sodico si concentra principalmente nei livelli lepidoblastici e cresce sin-cinematico alla foliazione principale S2 (Fig. 92d). La lawsonite si osserva in cristalli di piccole dimensioni ed abito prismatico. È incolore al solo polarizzatore, ha estinzione retta e si rinviene lungo la foliazione principale S2 (Fig. 92c). La calcite₂ è stata osservata in un solo campione. Si tratta di cristalli xenomorfi incolori di piccole dimensioni con la tipica sfaldatura romboedrica. La titanite si osserva in cristalli sub-idiomorfi sia dispersa nella compagine rocciosa sia orientata lungo la S2. Infine, l'ematite si osserva in minute granulazioni prevalentemente distribuite lungo la foliazione S2.

La paragenesi mineralogica stabile durante la fase D2 nei metabasalti è rappresentata da:
 $albite_2 + epidoto_2 + clorite_2 + fengite \pm quarzo_2 + Na\text{-}anfibolo + lawsonite \pm calcite_2 \pm$
 $titanite \pm ematite$

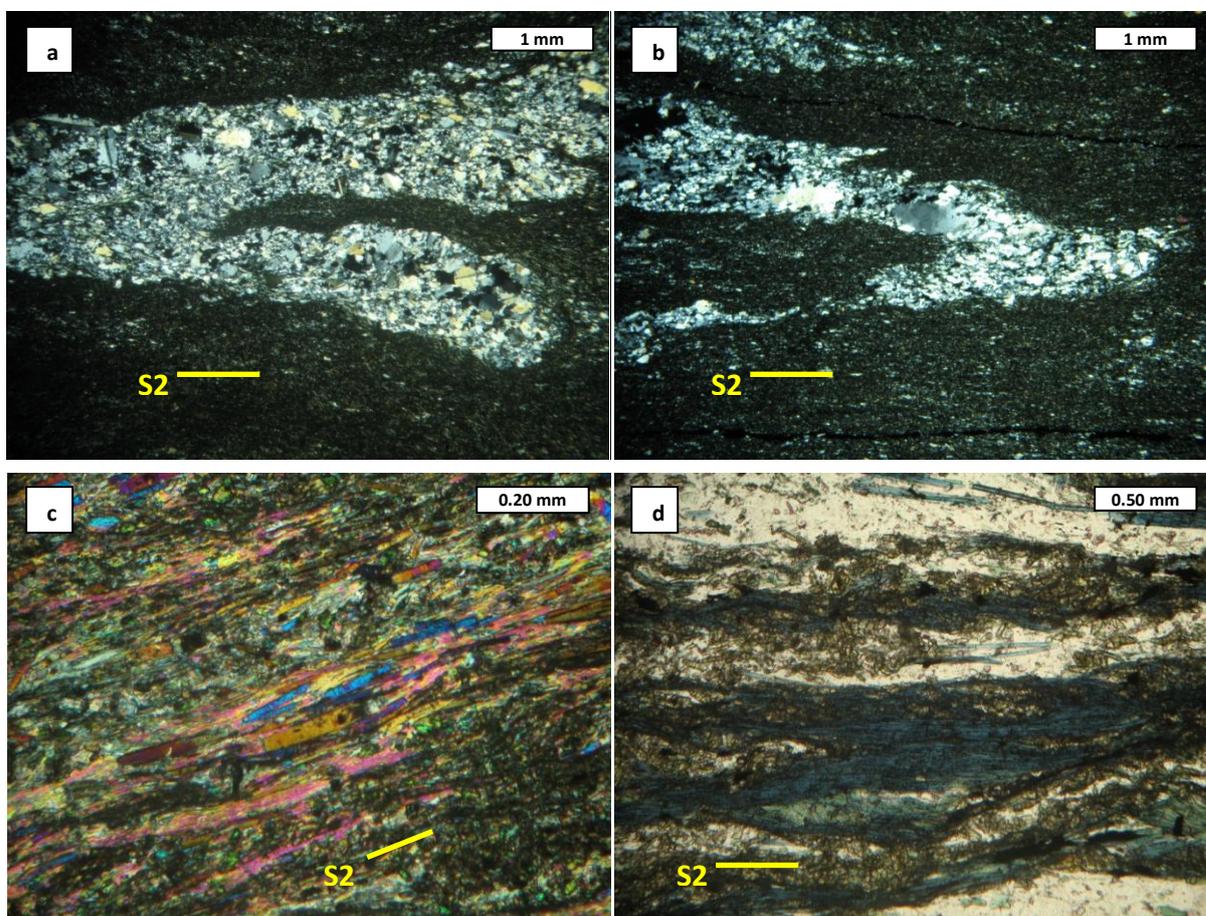


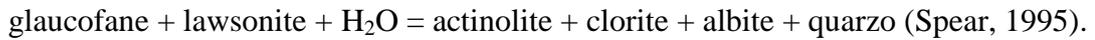
Fig. 92. a) e b) Pieghe isoclinali F2 nei metabasalti. Fotografie al microscopio ottico a luce polarizzata. Nicols incrociati; c) Lawsonite e fengite lungo la foliazione principale S2 nei metabasalti. Fotografia al microscopio ottico a luce polarizzata. Nicols incrociati; d) Na-anfibolo lungo la foliazione principale S2 nei metabasalti. Fotografia al microscopio ottico a luce polarizzata. Nicols paralleli.

D3 – L'evento di deformazione D3 è caratterizzato dalla crenulazione e dalla riorientazione del precedente *fabric* S2 a varie scale, che in maniera discontinua sviluppa una nuova e penetrativa foliazione S3. Il piegamento F3 determina un piegamento della foliazione S2 sulla quale si osserva la blastesi di minerali di HP-LT. Infatti, non è raro osservare in queste rocce il piegamento dell'Na-anfibolo, della lawsonite e della fengite (Fig. 93a-b-c-d-f).

La nuova foliazione S3 risulta caratterizzata dalla blastesi sin-cinematica di nuove fasi mineralogiche come: mica chiara₃ + actinolite + clorite₃ ± albite₃.

La mica chiara₃ si presenta in lamine di piccole dimensioni, incolore e con birifrangenza alta, e, insieme all'actinolite, rappresenta la fase modalmente più abbondante osservabile lungo i piani S3 (Fig. 93e). L'actinolite è caratterizzata da un pleocroismo sul verde pallido, da un

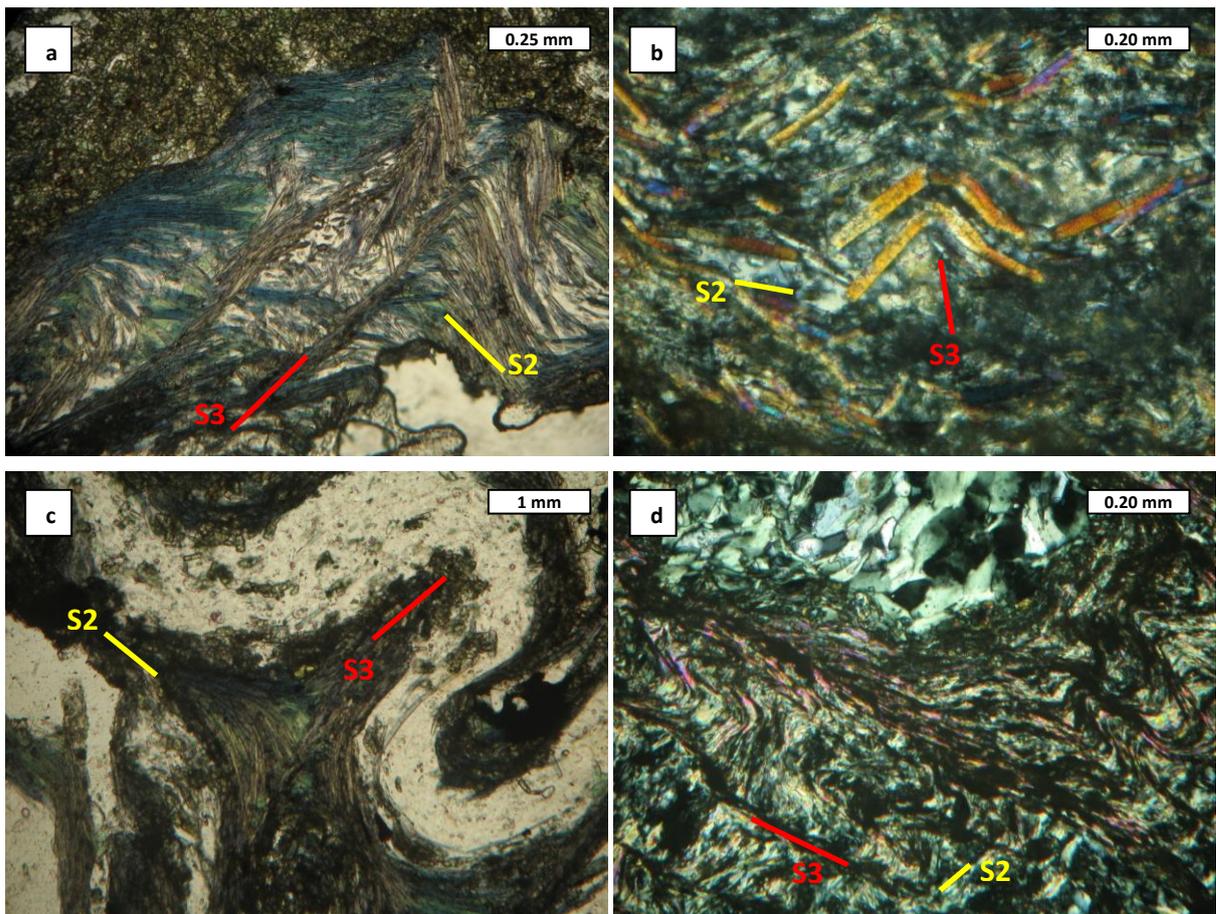
rilievo medio-alto e da un abito generalmente aciculare con cristalli raggruppati in ciuffi. L'actinolite cresce lungo la S3 (Fig. 93e). Cristalli di actinolite sono stati anche osservati lungo la foliazione S2, come prodotto di una completa trasformazione pseudomorfa dell'Na-anfibolo, secondo la seguente reazione metamorfica:



Questa reazione metamorfica marca la retrocessione in facies scisti-verdi dei metabasalti studiati, che si realizza durante l'evento deformativo D3.

La clorite₃ si rinviene in cristalli di piccole dimensioni, pleocroica e di colorazione verde-chiaro. L'orientazione di questo minerale insieme alla mica chiara₃ e all'actinolite₁ definisce la foliazione S3. Sporadicamente, lungo la nuova foliazione S3 è possibile osservare piccolissimi cristalli di albite₃, con abito tendenzialmente sub-eudrale.

La paragenesi mineralogica stabile durante la fase D3 nei metabasalti è rappresentata da:



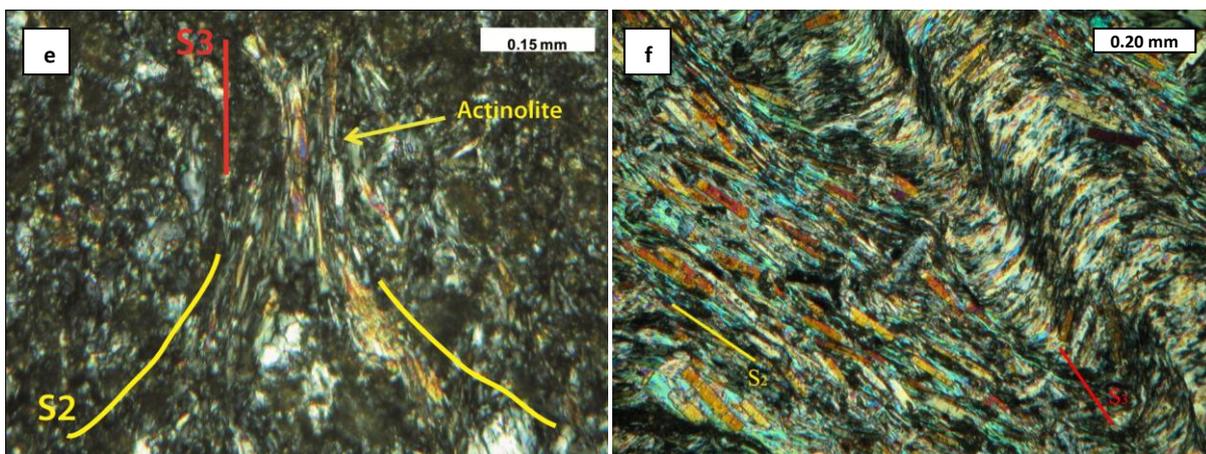


Fig. 93. a) Na-anfibolo crenulato dall'evento deformativo D3 nei metabasalti. Fotografia al microscopio ottico a luce polarizzata. Nicols paralleli; b) Cristalli di lawsonite piegati dall'evento D3 nei metabasalti. Fotografia al microscopio ottico a luce polarizzata. Nicols incrociati; c) Cristalli di Na-anfibolo piegati dall'evento plicativo D3 nei metabasalti. Fotografia al microscopio ottico a luce polarizzata. Nicols paralleli; d) Sviluppo della foliazione S3 con blastesi di mica chiara₃ nei metabasalti. Fotografia al microscopio ottico a luce polarizzata. Nicols incrociati; e) Blastesi di actinolite lungo la foliazione S3 nei metabasalti. Fotografia al microscopio ottico a luce polarizzata. Nicols incrociati; f) Foliazione S2 su cui giace la lawsonite, interessata dal piegamento F3. Fotografia al microscopio ottico a luce polarizzata. Nicols incrociati. Fotografia al microscopio ottico a luce polarizzata. Nicols incrociati.

D4 – La fase deformativa D4 nei metabasalti è caratterizzata da un piegamento tendenzialmente aperto dei caratteri microstrutturali originati dalle fasi deformative precedenti, che non determina lo sviluppo di un nuovo *fabric* planare. Inoltre, a questa fase non viene associata nessuna blastesi di nuove fasi mineralogiche.

METABASALTI				
PROTOLITO: plagioclasio + clinopirosseno (augite)				
Minerale	D1	D2	D3	D4
Quarzo	=====	=====		
Albite	=====	=====	=====	
Clorite	=====		=====	
Calcite	=====			
Mica chiara	=====		=====	
Fengite		=====		
Epidoto	=====	=====		
Lawsonite		=====		
Na-anfibolo		=====		
Actinolite			=====	
Titanite		=====		
Ematite		=====		

Tabella 1. Tabella sinottica delle associazioni mineralogiche stabili durante le diverse fasi deformative nei metabasalti dell'unità di Cozzo Cervello.

Meta-vulcano clastiti

Delle meta-vulcano clastiti è stata descritta solo l'associazione mineralogica poiché la grana estremamente minuta non ha permesso di studiare le relazioni esistenti tra *fabric* e blastesi.

Queste rocce si presentano foliate con struttura tendenzialmente omeoblastica e con dimensioni dei cristalli estremamente piccole, che in alcuni casi hanno reso difficile la descrizione al microscopio ottico di queste rocce. Dal punto di vista petrografico risultano costituite principalmente da clorite (che rappresenta la fase modalmente più abbondante), da piccoli cristalli di albite e, nei domini con colorazione sul bruno-rosso, da ematite. In alcuni campioni è stato possibile osservare una foliazione S2, marcata principalmente dall'allineamento delle lamelle di clorite.

L'associazione mineralogica di questo litotipo è data da: clorite (60%), albite (30%) ed ematite (<10%).

La clorite si osserva in piccolissime lamine, con pleocroismo sui toni del verde e con colori di interferenza a volte anomali sui toni del grigio. L'albite si presenta con cristalli di piccolissime dimensioni immersi nella compagine rocciosa. Infine, l'ematite si rinviene in piccolissimi cristalli, con abito sub-idiomorfo, dispersi nella compagine rocciosa.

Metacalcari e Metadolomie

In queste rocce sono stati riconosciuti caratteri microstrutturali legati solo alla fase deformativa D2. Questo può essere attribuito all'alto contrasto di competenza esistente tra metacarbonati e rocce circostanti.

Al microscopio ottico i metacarbonati in esame risultano costituiti per oltre il 95% da un aggregato carbonatico costituito da calcite e dolomite, a cui si associano lepidoblasti di mica chiara, di clorite e cristalli di quarzo. L'orientazione delle lamelle di mica chiara e di clorite marca la foliazione di queste rocce, che corrisponde alla foliazione principale S2.

La calcite si presenta incolore, con abito romboedrico e anedrale, e con altissimi colori di birifrangenza. Inoltre, è caratterizzata da un rilievo variabile e da geminazioni secondarie da deformazione. La dolomite mostra caratteristiche ottiche simili alla calcite, da cui viene distinta per la diversa orientazione delle lamelle di geminazioni. La mica chiara è caratterizzata da forme lamellari, da rilievo moderato e da birifrangenza alta. La clorite si presenta incolore con rilievo moderato, colori di interferenza bassi e con abito principalmente lamellare. Infine, il quarzo presente in queste rocce, risulta incolore, con rilievo assente e con estinzione ondulata.

Metapeliti

In sezione sottile le metapeliti si distinguono dagli altri litotipi per la grana molto fine e per l'abbondante contenuto in fillosilicati. Le metapeliti hanno una struttura data dall'alternanza di sottili domini granoblastici, costituiti prevalentemente da quarzo, e domini lepidoblastici di maggiore spessore, costituiti da fillosilicati.

L'associazione mineralogica di questo litotipo è data da: $\text{quarzo}_1 + \text{quarzo}_2 + \text{clorite}_1 + \text{clorite}_2 + \text{clorite}_3 + \text{mica chiara}_1 + \text{mica chiara}_2 \text{ (fengite)} + \text{mica chiara}_3 \pm \text{albite}_1 \pm \text{albite}_2 \pm \text{epidoto} \pm \text{apatite} \pm \text{calcite} + \text{titanite}$ (tabella 2).

L'apatite rappresenta una fase mineralogica detritica legata al protolito. Si osserva dispersa nella compagine rocciosa, con abito allungato in sezione prismatica e contorno esagonale in sezione basale. È incolore, con rilievo medio, estinzione retta in sezione prismatica e con colori di interferenza bassi.

L'elevata abbondanza modale di fengite e di clorite_2 conferisce alla roccia una marcata anisotropia planare (S2).

DI – L'evento deformativo D1 nelle metapeliti origina una prima foliazione S1, osservabile solo all'interno dei relitti di cerniere di pieghe isoclinali e nei *microlithons* disposti lungo la foliazione principale S2 (Fig. 94). Questa anisotropia relitta è definita dalla presenza di: $\text{quarzo}_1 + \text{clorite}_1 + \text{mica chiara}_1 \pm \text{albite}_1 \pm \text{calcite}$.

Il quarzo_1 si concentra in sottili bande granoblastiche. Il quarzo_1 mostra un abito tendenzialmente anedrale ed è caratterizzato da xenoblasti di più grandi dimensioni (rispetto ai cristalli di quarzo_2) interessati da deformazioni sia intracristalline che intercristalline. Nel primo caso i cristalli mostrano estinzioni ondulate mentre, nel secondo caso, si osservano gli effetti della ricristallizzazione dinamica lungo i bordi dei cristalli con la formazione di piccoli individui di quarzo_2 . La clorite_1 mostra un abito di piccole dimensioni e principalmente lamellare, un moderato rilievo ed un colore sui toni del verde. Si rinvengono dispersa nei livelli granoblastici e in molti casi orientata lungo delle direzioni preferenziali in modo da marcare la foliazione S1. La mica chiara_1 è presente in lamine di dimensioni più grandi e si concentra principalmente in *ribbons* e in domini granoblastici appiattiti lungo la foliazione S2. Talvolta è possibile osservarla nei domini lepidoblastici orientata lungo la foliazione principale S2, assumendo forme di tipo *mineral fish*. L' albite_1 si rinvengono principalmente nei domini granoblastici insieme al quarzo_1 e subordinatamente dispersa nella compagine rocciosa. È una fase modalmente poco abbondante, caratterizzata da individui di piccole dimensioni, abito subedrale, rilievo assente e birifrangenza debole. La calcite_1 è dispersa e sporadicamente

osservabile nella compagine rocciosa. Infatti, è stata osservata solo in alcuni campioni in individui di piccole dimensioni.

La paragenesi mineralogica stabile durante la fase D1 nelle metapeliti è rappresentata da:

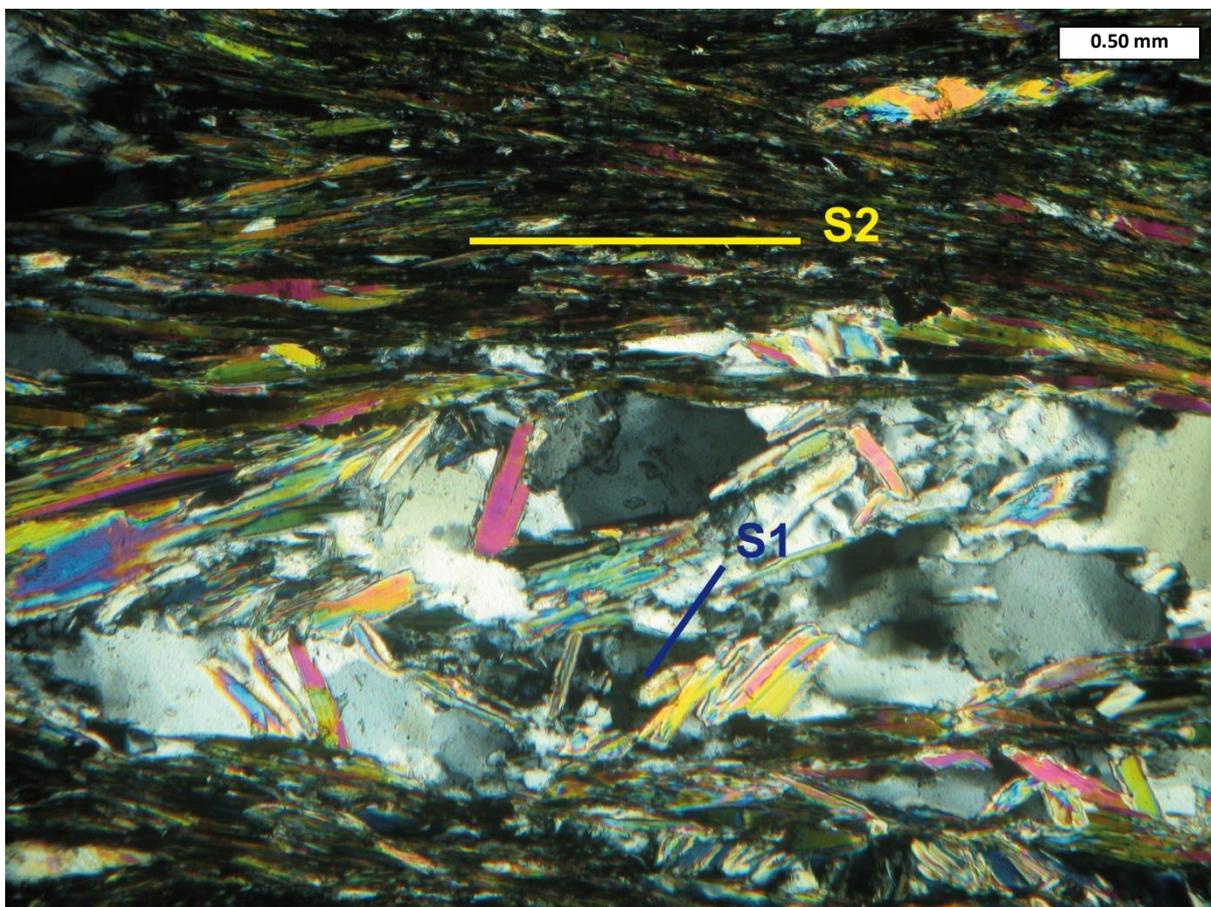


Fig. 94. Foliazione relitta S1, definita principalmente da lamelle di mica chiara₁, all'interno di un *microlithon* giacente lungo la foliazione principale S2. Fotografia al microscopio ottico a luce polarizzata. Nicols incrociati;

D2 – La fase D2 è caratterizzata dalla presenza di pieghe isoclinali e dallo sviluppo di una nuova foliazione molto pervasiva S2, definita principalmente dall'isorientamento dei fillosilicati. Il *fabric* S2 è caratterizzato dalla blastesi di un minerale indice di condizioni di HP-LT: la fengite. In particolare, a questa anisotropia è associata la blastesi di: quarzo₂ + clorite₂ + fengite ± epidoto + titanite.

Il quarzo₂ si concentra principalmente in sottili bande granoblastiche, spesso stirate e ricristallizzate dinamicamente, che marcano la foliazione principale S2. Inoltre, sulle superfici di foliazione S2, il quarzo₂ marca la lineazione mineralogica L2. Generalmente il quarzo₂ appare in piccoli cristalli dai contorni lobato-saturati o tondeggianti, incolore, con deboli

colori di interferenza e con deformazione intracristallina (estinzione ondulata). La clorite₂ è modalmente abbondante nella compagine rocciosa e si osserva con colori sui toni del verde, birifrangenza anomala e in singole lamine ed aggregati microscagliosi. La clorite₂ si rinviene nei domini lepidoblastici in associazione con la fengite, marcando la foliazione principale S2. La fengite è la fase modalmente più abbondante in queste rocce. Cresce sin-cinematica all'evento D2 e si osserva in piccole scaglie nei livelli lepidoblastici insieme alla clorite₂. Mostra colori sul verde chiaro, alti colori di interferenza in sezioni allungate lungo la 001 e rilievo medio-basso. L'epidoto₁ cresce lungo la S2 sottoforma di microgranulazioni, con alto rilievo ed alta birifrangenza. Infine, la titanite si presenta in cristalli idiomorfi ed allungati che si dispongono lungo la S2. Talvolta, i cristalli di titanite mostrano effetti di *micro-boudinage* lungo la foliazione principale S2.

La paragenesi mineralogica stabile durante la fase D2 nelle metapeliti è rappresentata da:



D3 – I segnali dell'evento deformativo D3 sono facilmente osservabili in queste rocce. Il piegamento F3 determina lo sviluppo di un *crenulation cleavage* S3, sul quale si ha blastesi di mica chiara₃ e clorite₃ (Fig. 95a-b-c-d).

La mica chiara₃ è la fase modalmente più importante che cresce durante l'evento deformativo D3 nelle metapeliti. Si osserva in lamine di dimensioni medie, con rilievo moderato e con assenza di colore. Inoltre, la mica chiara₃ si osserva con estinzione retta e con colori di interferenza elevati. Invece, la clorite₃ è rappresentata da lamine di piccole dimensioni, dotate di colore generalmente sui toni del verde e birifrangenza anomala.

La paragenesi mineralogica stabile durante la fase D3 nelle metapeliti è rappresentata da:



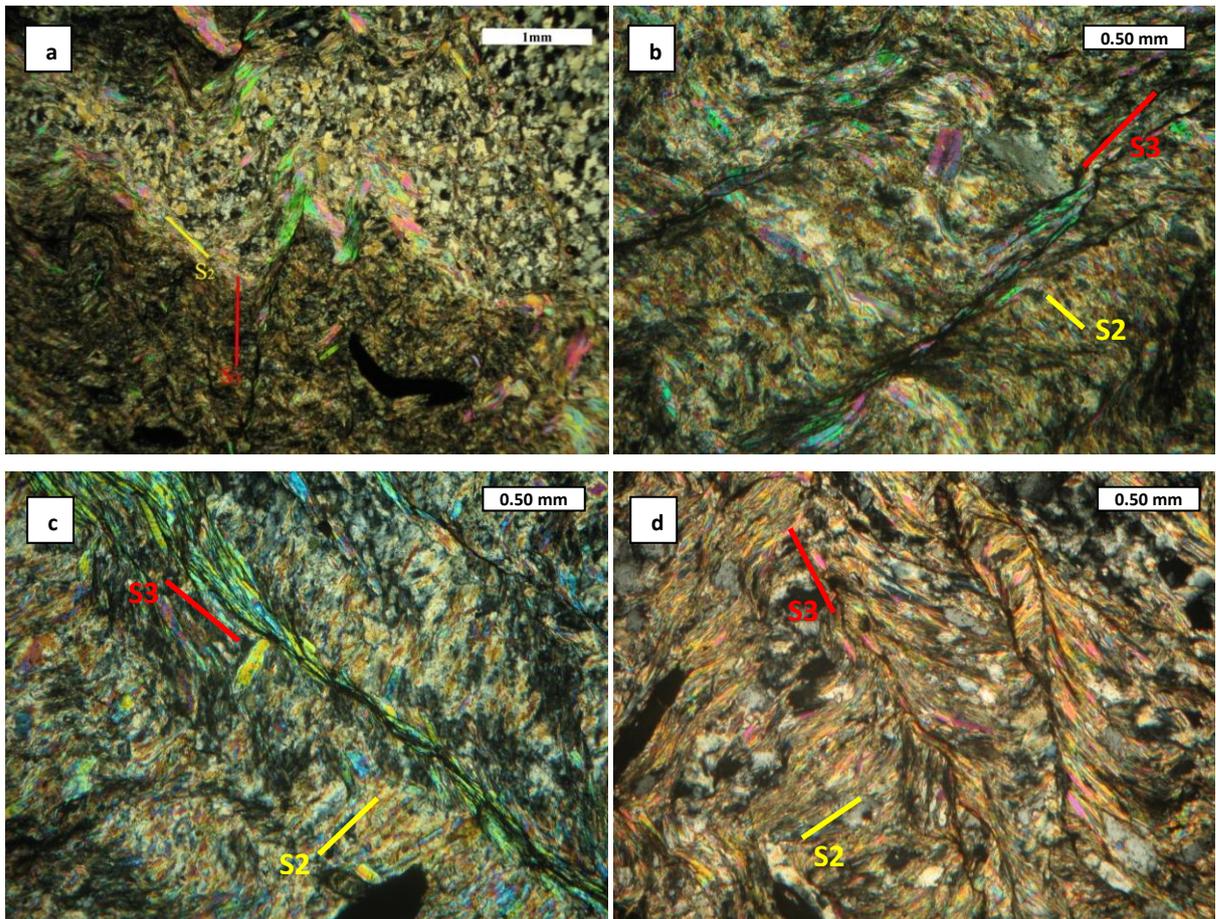


Fig. 95. a) Piegamento F3 che interessa sia i domini granoblastici sia i domini lepidoblastici disposti lungo la S2. Da notare la titanite interessata dal piegamento F3; b) Sviluppo della foliazione S3 con blastesi di mica chiara₃; c) Foliazione S3 con blastesi di mica chiara₃ e clorite₃. Fotografie al microscopio ottico a luce polarizzata. Nicols incrociati.

D4 – L'evento deformativo D4 è registrato nelle metapeliti in esame. Sporadicamente in queste rocce a scala microscopica è stata osservata la sovrapposizione del piegamento tendenzialmente aperto F4 sulle micropieghe del clivaggio di crenulazione F3 (Fig. 96). Talvolta, le pieghe F3 sviluppano una nuova foliazione di piano assiale S3, a differenza delle pieghe F4 che mostrano geometrie molto più aperte e meno penetrative, che non riescono a dare origine ad un nuovo *fabric* planare S4.

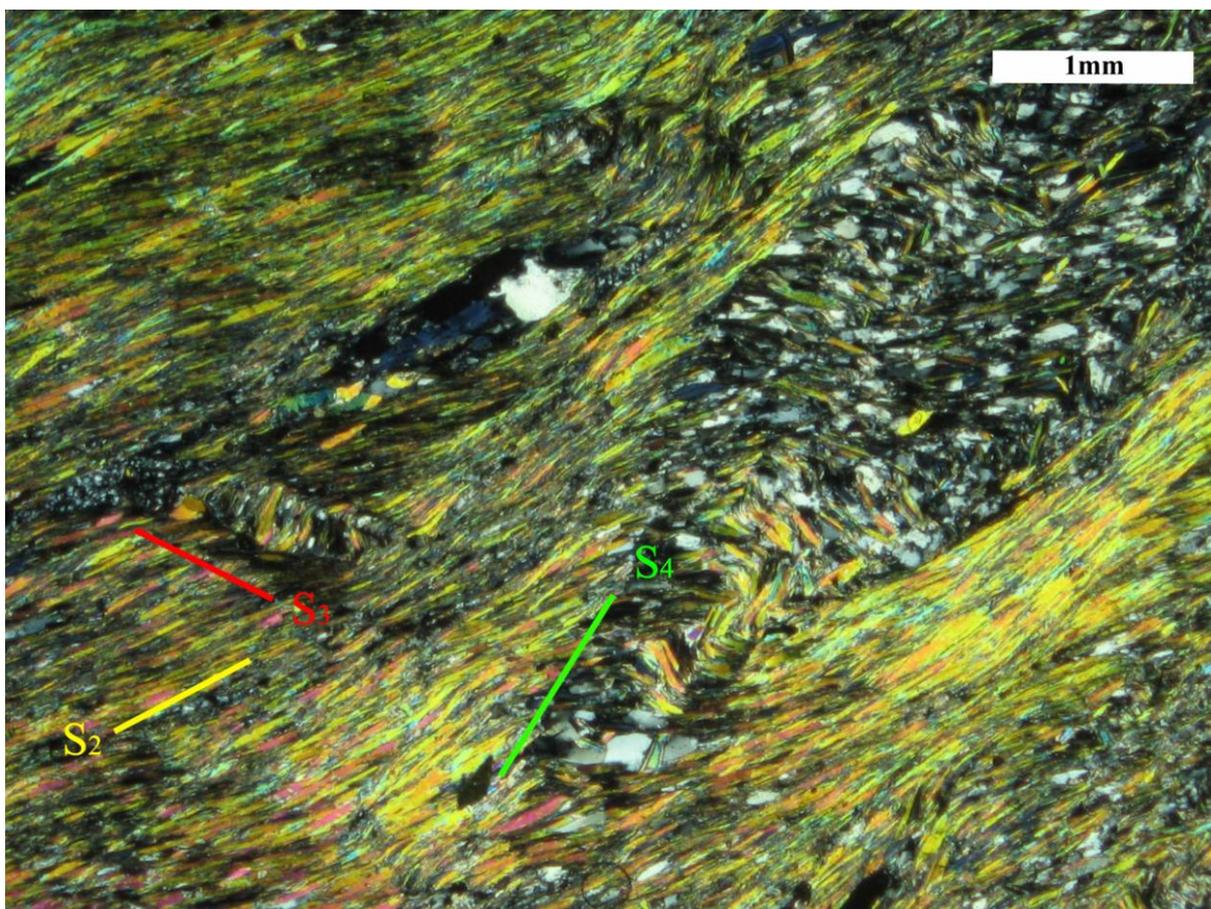


Fig. 96. a) Foliiazione principale S2 marcata dall'orientazione di lamine di fengite. Sovrapposizione del piegamento aperto F4 sulle micropieghe del clivaggio di crenulazione F3. Incipiente sviluppo dei piani di foliiazione S3 ed S4. Fotografia al microscopio ottico a luce polarizzata. Nicols incrociati.

METAPELITI				
Minerale	D1	D2	D3	D4
Quarzo	=====	=====		
Albite	=====			
Clorite			=====	
Calcite	=====			
Mica chiara	=====		=====	
Fengite		=====		
Epidoto		=====		
Opachi		=====		

Tabella 2. Tabella sinottica delle associazioni mineralogiche stabili durante le diverse fasi deformative nelle metapeliti.

Metapeliti e Calcescisti

Queste rocce mostrano una struttura data dall'alternanza di domini granoblastici, costituiti prevalentemente da quarzo e da calcite, e domini lepidoblastici di minore spessore,

caratterizzati principalmente dall'isorientazione delle lamine di mica chiara, clorite e stilpnomelano, che marcano la foliazione principale S2 (Fig. 97).

L'associazione mineralogica di questo litotipo è data da: quarzo₁ + quarzo₂ + clorite₁ + clorite₂ + mica chiara₁ + mica chiara₂ (fengite) + mica chiara₃ ± albite₁ ± albite₂ ± epidoto ± apatite + calcite₁ + calcite₂ ± calcite₃ + stilpnomelano + actinolite ± titanite ± ematite (tabella 3).

In queste rocce, l'apatite rappresenta un minerale detritico. Si rinviene dispersa nella compagine rocciosa, con abito allungato in sezione prismatica e contorno esagonale in sezione basale, incolore, con rilievo medio, estinzione retta in sezione prismatica e con colori di interferenza bassi. La calcite₃ rappresenta una fase mineralogica che cresce in vene e fratture tardive post-evento di deformazione D4.

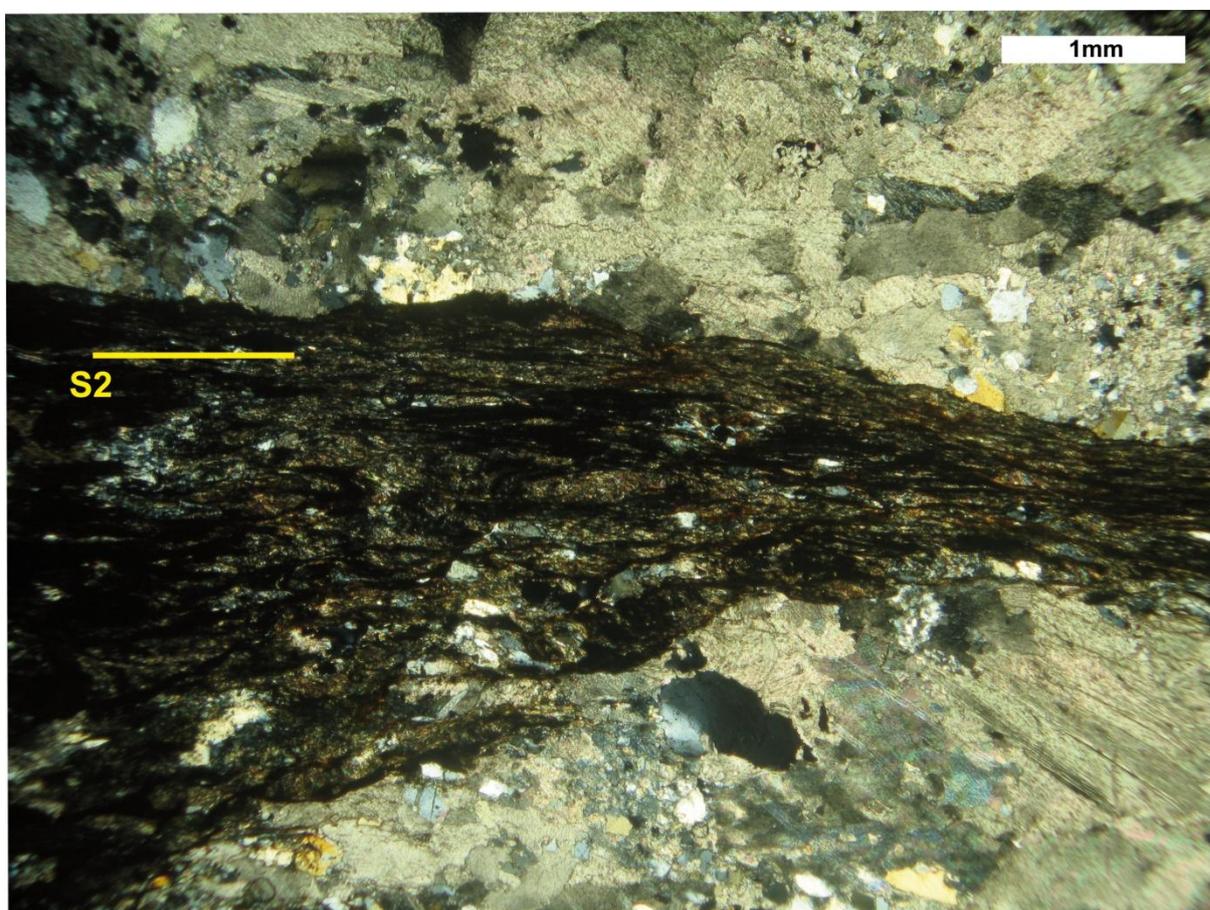


Fig. 97. Domini lepidoblastici e granoblastici nelle alternanze metapeliti-calcescisti. Fotografia al microscopio ottico a luce polarizzata. Nicols incrociati.

D1 – La fase di deformazione D1 è caratterizzata dallo sviluppo di una foliazione S1, osservabile all'interno dei relitti di cerniere di pieghe isoclinali e nei *microlithons* disposti lungo la foliazione S2.

Lungo questa prima foliazione S1 si rinviene: $\text{quarzo}_1 + \text{mica chiara}_1 + \text{calcite}_1 \pm \text{albite}_1$.

Il quarzo_1 si osserva in piccoli cristalli nei domini granoblastici che formano *microlithons* all'interno di queste rocce e sporadicamente disperso in singoli cristalli nella compagine rocciosa, con dimensione dei granuli maggiore rispetto al quarzo_2 . Si osserva incolore, con rilievo assente, birifrangenza bassa ed effetti di deformazione intracristallina (estinzione ondulata). La mica chiara₁ si osserva nei *microlithons* e nei domini granoblastici appiattiti lungo la foliazione S2. La mica chiara₁ si osserva in lamine caratterizzata dall'assenza di colore, da un rilievo moderato e da alta birifrangenza. La calcite₁ si rinviene associata al quarzo_1 nei domini granoblastici. È caratterizzata da individui di grandi dimensioni, con birifrangenza altissima, rilievo variabile, geminazioni secondarie da deformazione.

L'albite₁ si rinviene principalmente nei domini granoblastici insieme al quarzo_1 e subordinatamente dispersa nella compagine rocciosa. È una fase modalmente poco abbondante, caratterizzata da individui di piccole dimensioni, abito subedrale, rilievo assente e birifrangenza debole.

La paragenesi mineralogica stabile durante la fase D1 nelle alternanze metapelitocalcescisti è rappresentata da:



D2 – La D2 rappresenta l'evento deformativo che ha prodotto gli effetti più visibili, caratterizzato da un piegamento isoclinale, a diversa scala, al quale è associato lo sviluppo di un *fabric* penetrativo S2 (Fig. 98). Lungo questa foliazione si osserva la blastesi di: mica chiara₂ (fengite) + stilpnomelano + quarzo_2 + clorite₁ + calcite₂ ± albite₂ ± epidoto ± titanite ± ematite.

La fengite è presente in piccole lamine che formano letti lepidoblastici lungo la S2 (Fig. 98), in associazione con clorite₁ e lo stilpnomelano₁. Cresce sin-cinemica all'evento D2 e mostra colori sul verde chiaro, alti colori di interferenza lungo le sezioni 001 e rilievo medio-basso.

Lo stilpnomelano si presenta in piccoli cristalli idiomorfi che crescono lungo la foliazione S2 (Fig. 98). Non è raro osservare una crescita a covoni di questo minerale sempre lungo la S2. Lo stilpnomelano mostra abito allungato, colore sui toni del marrone-rossastro-oro e pleocroismo marrone-rossiccio. Il quarzo_2 si concentra in sottili bande granoblastiche orientate lungo la S2 e spesso si osserva in singoli cristalli tondeggianti disperso nella compagine rocciosa. Si presenta incolore e con deboli colori di interferenza.

La clorite₁ è presente in modeste quantità, con lamine pleocroiche sui toni del verde e birifrangenza tendenzialmente debole. Si rinviene nei domini lepidoblastici in associazione con la mica chiara₂.

La calcite₂ è una fase modalmente abbondante in queste rocce. Si osserva in cristalli idiomorfi e principalmente stirati ed isorientati, che contribuiscono a definire il *fabric* principale della roccia. Inoltre, si presenta incolore, con rilievo estremamente variabile, abito anedrale, pleocroismo assente e con il tipico clivaggio romboedrico. L'albite₂ si rinviene in quantità subordinata e si osserva in piccoli individui dispersi e di forma sub-euedrale nella compagine rocciosa. L'epidoto cresce lungo la S2 sottoforma di microgranulazioni che talvolta si organizzano in glomeri, con rilievo alto e birifrangenza variabile. La titanite si osserva con abito prismatico e si dispone lungo la S2. Infine, l'ematite si presenta in cristalli dominatamente idiomorfi e come addensamenti di microgranuli lungo la S2.

La paragenesi mineralogica stabile durante la fase D2 nelle alternanze metapeliti-calcescisti è rappresentata da:

fengite + stilpnomelano + quarzo₂ + clorite₁ + calcite₂ ± albite₂ ± epidoto₁ ± titanite ± ematite

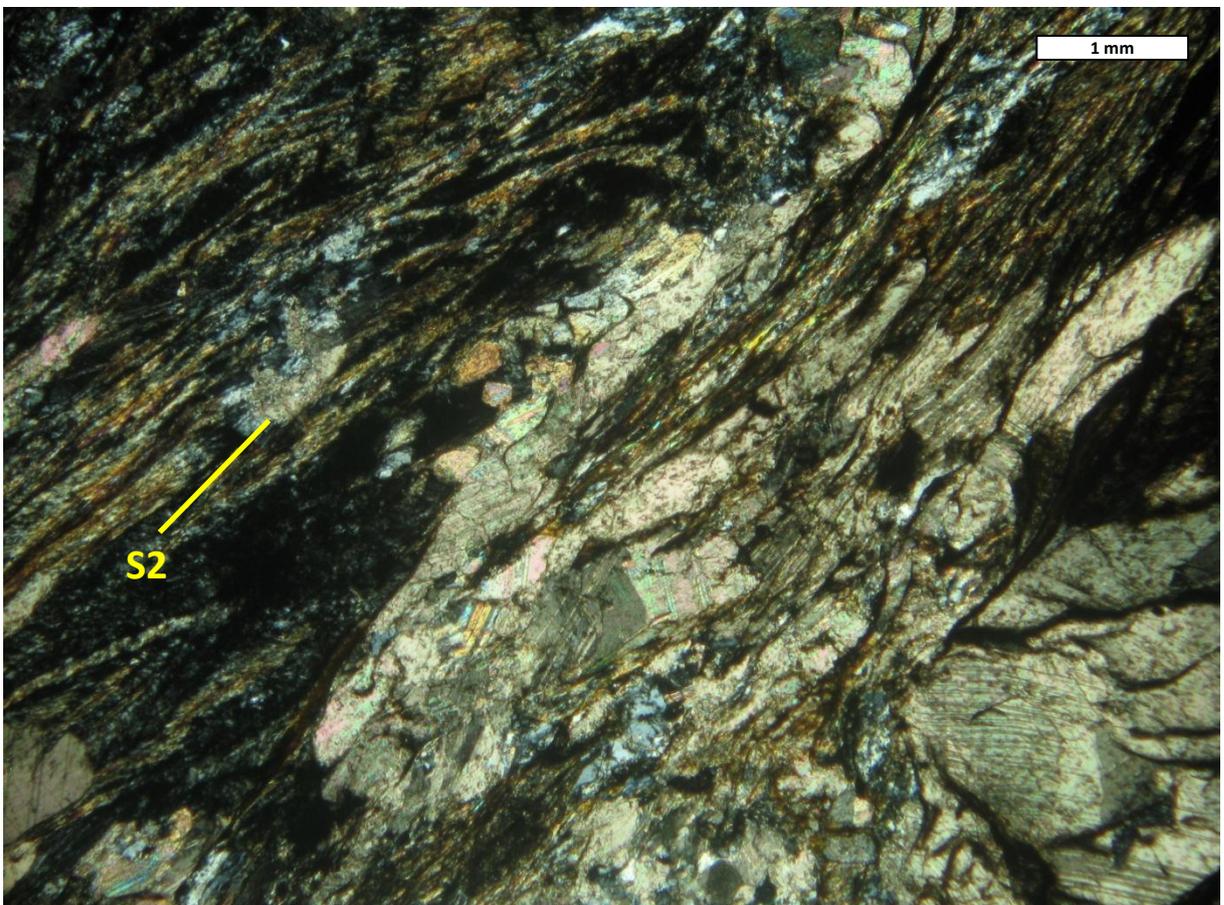


Fig. 98. Piegia isoclinale F2 definita dal piegamento di un dominio granoblastico costituito da calcite₁. Da notare l'isorientazione della fengite e dello stilpnomelano che definiscono la foliazione principale S2. Fotografia al microscopio ottico a luce polarizzata. Nicols incrociati.

D3 – L'evento deformativo D3 crenula la foliazione principale S2 (Fig. 99), determinando lo sviluppo di una nuova foliazione S3, sulla quale si osserva la blastesi di: mica chiara₃ + clorite₂ + stilpnomelano₂ + actinolite.

La mica chiara₃ è la fase mineralogica che meglio marca la foliazione S3. Mostra un abito generalmente lamellare di piccole dimensioni, un rilievo moderato, colori di interferenza alti e l'assenza di colore. La clorite₂ è modalmente poco abbondante in queste rocce. Si presenta in lamine di piccolissime dimensioni e con birifrangenza sui toni del verde. Infine, l'actinolite, che marca la foliazione S3, si osserva in cristalli allungati di piccole dimensioni, con debole pleocroismo sui toni del verde pallido e con un rilievo medio-alto.

La paragenesi mineralogica stabile durante la fase D3 nelle alternanze metapelitocalcescisti è rappresentata da:

mica chiara₃ + clorite₂ + actinolite

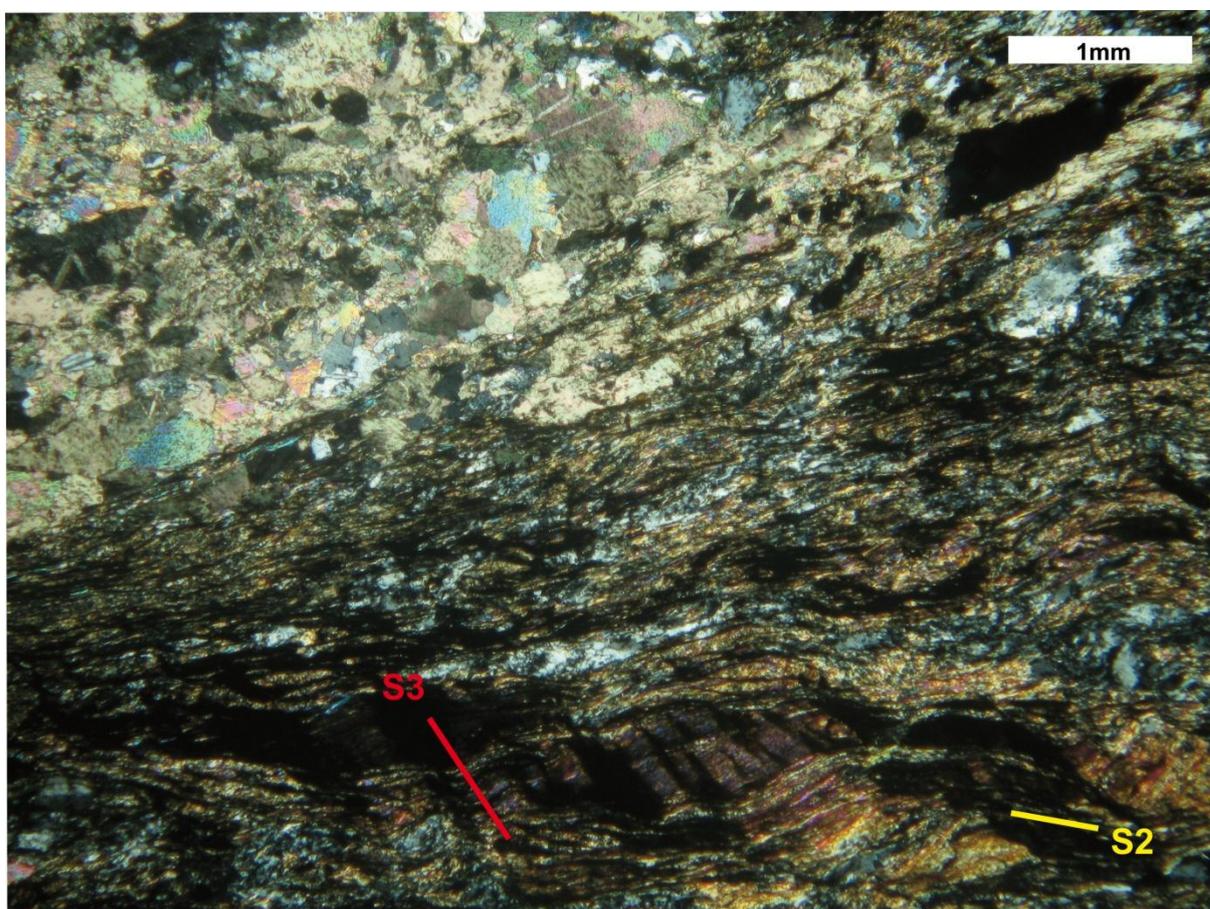


Fig. 99. Foliazione principale S2 crenulata dall'evento deformativo D3. Fotografia al microscopio ottico a luce polarizzata. Nicols incrociati.

D4 – Elementi microstrutturali significativi e blastesi di nuove fasi mineralogiche legati alla fase D4 non sono stati osservati nelle alternanze metapeliti-calcescisti. Il piegamento F4 è solo rappresentato da un discontinuo piegamento tendenzialmente aperto che deforma gli elementi microstrutturali delle precedenti fasi deformative.

METAPELITI+CALCESCISTI				
Minerale	D1	D2	D3	D4
Quarzo	██████████	██████████		
Albite	██████████	██████████		
Clorite		██████████	██████████	
Calcite	██████████	██████████		
Mica chiara	██████████		██████████	
Fengite		██████████		
Epidoto		██████████		
Stilpnomelano		██████████		
Actinolite			██████████	
Titanite		██████████		
Ematite		██████████		
La calcite ₃ cresce in vene e fratture tardive post-evento di deformazione D4				

Tabella 3. Tabella sinottica delle associazioni mineralogiche stabili durante le diverse fasi deformative nelle alternanze metapeliti-calcescisti.

Metareniti

Queste rocce mostrano prevalentemente una struttura grano-lepidoblastica e subordinatamente una struttura granoblastica e porfiroclastica. Le metareniti a struttura porfiroclastica affiorano maggiormente nella parte sommitale della sequenza metarenitica.

Nei domini granoblastici si concentrano quarzo e feldspati alcalini e subordinatamente mica chiara, mentre, i domini lepidoblastici sono principalmente costituiti da mica chiara, epidoti in microgranulazioni, piccoli individui di quarzo e scarsa clorite. Nelle metareniti a struttura porfiroclastica si osservano porfiroclasti di quarzo e di feldspati alcalini. Si tratta di porfiroclasti pre-cinematici all'evento deformativo D2 (Fig. 100a-b), poiché determinano una deflessione della foliazione S2 e mostrano inclusioni orientate in modo casuale. I porfiroclasti di quarzo sono meno rappresentati rispetto ai feldspati.

L'associazione mineralogica delle metareniti è data da: quarzo₁ ± quarzo₂ + quarzo₃ ± plagioclasio ± microclino ± ortoclasio + albite + mica chiara₁ + mica chiara₂ (fengite) ± clorite₁ + clorite₂ + epidoto + titanite + pirite + stilpnomelano + Na-anfibolo ± apatite ±

biotite. Inoltre, in una sezione sottile, è stata osservata pumpellyite post-evento deformativo D3 (tabella 4).

Strutture relitte del protolito – Nelle metareniti è possibile osservare strutture blastopsammitiche ereditate dall'originario protolito. Questa struttura è testimoniata dalla presenza di cristalli di quarzo₁ e di feldspati detritici (plagioclasio, microclino e ortoclasio), in genere deformati e con abito variabile da anedrale ad euedrale. Inoltre, associati a questi minerali, si osservano fasi mineralogiche detritiche di biotite ed apatite.

Il quarzo₁ si osserva principalmente come porfiroblasto disperso nella compagine rocciosa e subordinatamente nei domini granoblastici sottoforma di aggregati. È caratterizzato da granuli tendenzialmente anedrali di dimensioni maggiori rispetto al quarzo₂ e quarzo₃. Frequentemente, il quarzo₁, mostra chiare evidenze di deformazione intracristallina, indicative di processi di ricristallizzazione dinamica, come: *subgrain rotation*, *bulging* ed *undulose extinction*. Il plagioclasio si rinviene insieme al quarzo₁ nei domini granoblastici e spesso come porfiroclasto. In quest'ultimo caso si tratta di individui di più grandi dimensioni, poco trasformati, immersi in una matrice quarzoso-micacea. Mostrano abito tendenzialmente euedrale, assenza di colore e di rilievo, bassa birifrangenza e le tipiche geminazioni polisintetiche. A volte è possibile osservare un aspetto torbido di questo minerale legato a trasformazioni mineralogiche secondarie con formazione di albite, epidoto e quarzo₃, ed effetti di *deformation twins* (Fig. 100a). L'ortoclasio è una fase mineralogica che si osserva sottoforma di porfiroclasto all'interno delle metareniti. Mostra un abito anedrale, rilievo assente, colori di interferenza grigi e geminazioni karlsbad. Inoltre, l'ortoclasio mostra smescolamenti pertitici che determinano lo sviluppo di isole albitiche.

Oltre al plagioclasio e all'ortoclasio, in queste rocce, è possibile osservare come porfiroclasto il microclino (feldspato potassico), con le seguenti caratteristiche ottiche: abito anedrale, incolore al solo polarizzatore, basso indice di rifrazione, colori di interferenza grigio del I ordine e la tipica geminazione albite-pericline (geminazione a graticcio; Fig. 100b).

L'apatite risulta dispersa nella compagine rocciosa. Mostra un abito prismatico allungato con sezioni basali dal contorno esagonale, rilievo alto e colori di interferenza sul grigio del I ordine.

La biotite si rinviene solo in alcuni campioni studiati e principalmente nelle metareniti a grana più grossolana affioranti al *top* della sequenza metarenitica. È osservabile in uno stato di trasformazione più o meno avanzato. Infatti, le poche e piccole lamine di biotite presenti in queste rocce mostrano un'avanzata trasformazione pseudomorfa in clorite₁. La biotite si rinviene nei *microlithons* giacenti lungo la foliazione principale S2. Dal punto di vista ottico è

caratterizzata da: colore bruno-rossiccio, rilievo moderato, estinzione retta, alta birifrangenza e pleocroismo sul bruno. Infine, la biotite rappresenta un minerale detritico degli originari sedimenti.

Infine, i porfiroclasti di quarzo₁, plagioclasio, microclino e ortoclasio sviluppano generalmente delle microstrutture tipo *porphyroclasts system*, dove le *strain shadows* risultano dominatamente costituite da aggregati di piccole dimensioni di quarzo₃ e di albite (Fig. 102c).

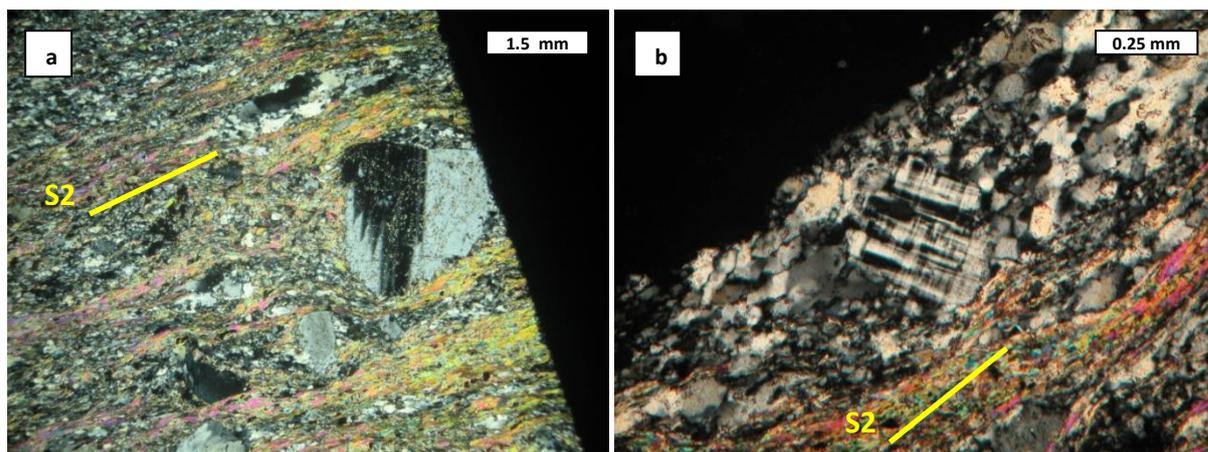


Fig. 100. a) Porfiroclasto di plagioclasio pre-cinematico all'evento deformativo D2. Da notare effetti di *deformation twins* nel cristallo di plagioclasio. b) Microclino con la tipica geminazione albite-pericline (geminazione a graticcio). Fotografie al microscopio ottico a luce polarizzata. Nicols incrociati.

D1 – I caratteri microstrutturali legati all'evento deformativo D1 sono ben preservati nelle rocce metarenitiche dell'Unità di Cozzo Cervello. In particolar modo è riconoscibile una foliazione relitta S1 osservabile nei relitti di cerniere di pieghe isoclinali e principalmente nei *microlithons* giacenti lungo la foliazione principale S2 (Fig. 101a-b).

La foliazione S1 in queste rocce è data da: quarzo₂ + mica chiara₁ ± clorite₁.

Il quarzo₂ si osserva principalmente nei *microlithons* lungo la S2 e nei relitti di cerniere di pieghe isoclinali tendenzialmente granoblastici, insieme alla mica chiara₁ e alla clorite₁. È caratterizzato da granuli anedrali di dimensioni variabili, con rilievo assente e birifrangenza debole, e con colori di interferenza massimi sul grigio del I ordine. La mica chiara₁ cresce lungo la foliazione relitta S1 insieme alla clorite₁, e si osserva nei relitti di cerniere di pieghe isoclinali e frequentemente nei *microlithons* lungo la foliazione S2, con dimensione dei cristalli relativamente più grande rispetto alla mica chiara₂ (Fig. 101b). La mica chiara₁ si rinviene anche dispersa nella compagine rocciosa ed orientata lungo la foliazione S2 con sviluppo di microstrutture tipo *mineral fish*. È incolore e con colori di interferenza alti. La clorite₁ si osserva in piccole lamine in associazione alla mica chiara₁ a definire la foliazione S1, con colore variabile sui toni del verde, rilievo moderato e colori di interferenza bassi.

La paragenesi mineralogica stabile durante la fase D1 nelle metareniti è rappresentata da:

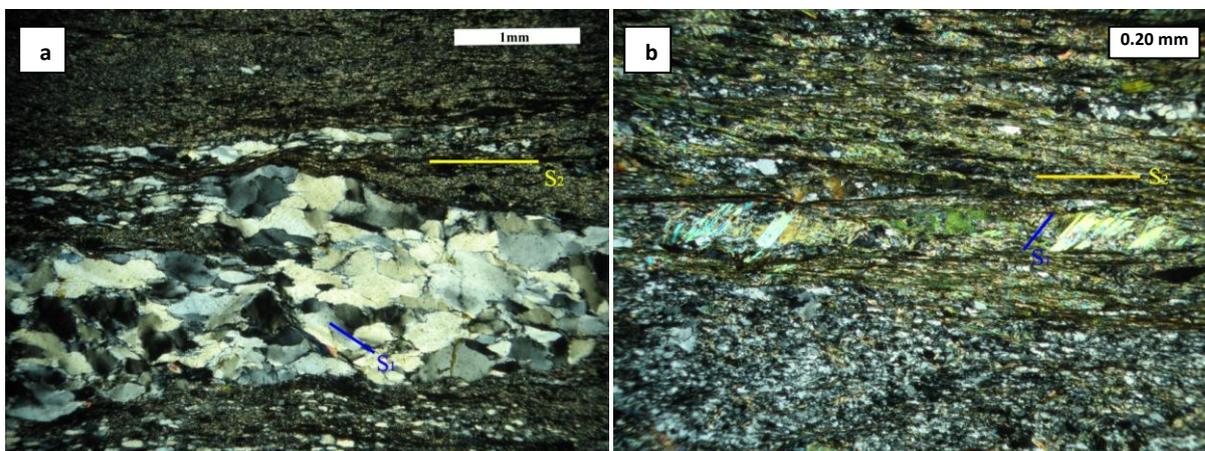


Fig. 101. a) Foliiazione S1 preservata nei relitti delle pieghe isoclinali nelle metareniti, marcata da mica chiara₁ e clorite₁; b) Foliiazione S1 data da mica chiara₁ nei *microlithons* giacenti lungo la foliazione S2 nelle metareniti. Fotografie al microscopio ottico a luce polarizzata. Nicols incrociati.

D2 – La fase D2 è caratterizzata da un piegamento isoclinale F2 (Fig. 102a). Questo piegamento origina una nuova foliazione molto penetrativa S2, che costituisce il *fabric* principale di questo litotipo. Si tratta di una foliazione da continua a spaziata dominata dalla blastesi sin-cinematica di minerali di HP-LT come l'Na-anfibolo, la fengite e lo stilpnomelano. In particolare, le fasi mineralogiche associate all'evento deformativo D2 sono: quarzo₃ + albite + mica chiara₂ (fengite) + Na-anfibolo + clorite₂ + epidoto + stilpnomelano + titanite + pirite.

Il quarzo₃ cristallizza lungo la foliazione principale S2 in domini granoblastici a definire insieme all'albite la lineazione mineralogica L2 e disperso nella compagine rocciosa, a costituire gran parte della matrice delle rocce metarenitiche in esame. Inoltre, si rinviene spesso nei *rim* dei *mantled clast* di quarzo₁ e nelle *strain shadows* di cristalli di feldspato (Fig. 102c). Il quarzo₃ si presenta in aggregati con abito tendenzialmente anedrale di piccole dimensioni, incolore, limpido e privo di alterazione.

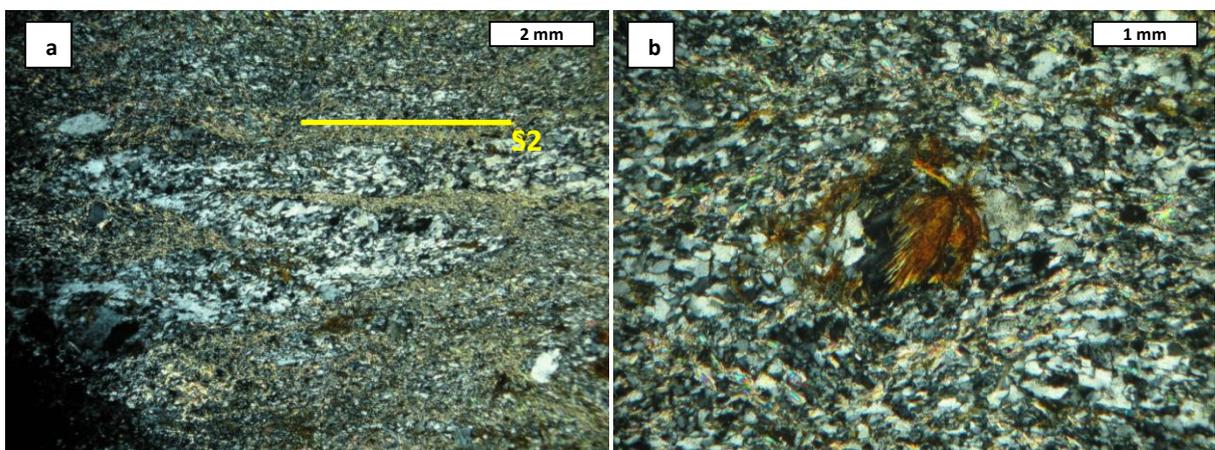
L'albite si rinviene sia dispersa nella compagine rocciosa sia nei *mantled clast* di plagioclasio. In entrambi i siti strutturali si presenta in piccoli individui sub-idiomorfi.

La fengite si concentra dominatamente nei livelli lepidoblastici e marca la foliazione S2. È presente in piccole scaglie lungo la S2, di colore verde pallido e birifrangenza molto elevata, e in aggregati microscagliosi concentrati in delle plaghe. Gli aggregati microscagliosi verosimilmente si sono formati come prodotti di retrocessione su originari feldspati.

L'anfibolo sodico si presenta in aggregati fibroso-raggiati e in singoli cristalli subedrali prismatici orientati lungo la foliazione principale S2 (Fig. 102d). È caratterizzato da un colore variabile sui toni del blu, da un rilievo alto e da una birifrangenza media-bassa. Questi caratteri ottici sono tipici di una Mg-riebeckite/crossite. La clorite₂ è modalmente poco abbondante e si osserva in lamine di piccole dimensioni che si dispongono lungo l'anisotropia planare S2, in associazione con la mica chiara₂, e come prodotto di retrocessione sulla biotite. L'epidoto si osserva in microgranulazioni all'interno della compagine rocciosa, allineato ed addensato lungo la foliazione S2, e come prodotto di trasformazioni secondarie dei cristalli di plagioclasio. Si presenta sia in cristalli prismatici tozzi sia in aggregati granulari, con alto rilievo e con alti colori di interferenza.

La titanite si osserva in cristalli idiomorfi ed allungati, che si dispongono lungo la S2 e che frequentemente mostrano effetti di *micro-boudinage* legati alla deformazione D2. La pirite si osserva in minute granulazioni disperse nella compagine rocciosa e in cristalli idiomorfi legati a mineralizzazioni, preferenzialmente concentrati lungo le superfici di scistosità S2 della compagine rocciosa. Infine, lo stilpnomelano si presenta in piccoli cristalli idiomorfi che crescono lungo la foliazione S2. Frequente è la crescita statica di aggregati raggiati e/o a covoni di questo minerale all'interno dei domini granoblastici costituiti principalmente da quarzo₁ e plagioclasio (Fig. 102b). Mostra colore sui toni del marrone-rossastro-oro e pleocroismo marrone-rosso (Fig. 102b).

La paragenesi mineralogica stabile durante la fase D2 nelle metareniti è rappresentata da:
quarzo₃ + albite + mica chiara₂ + Na-anfibolo + stilpnomelano + clorite₂ + epidoto + titanite
+ pirite



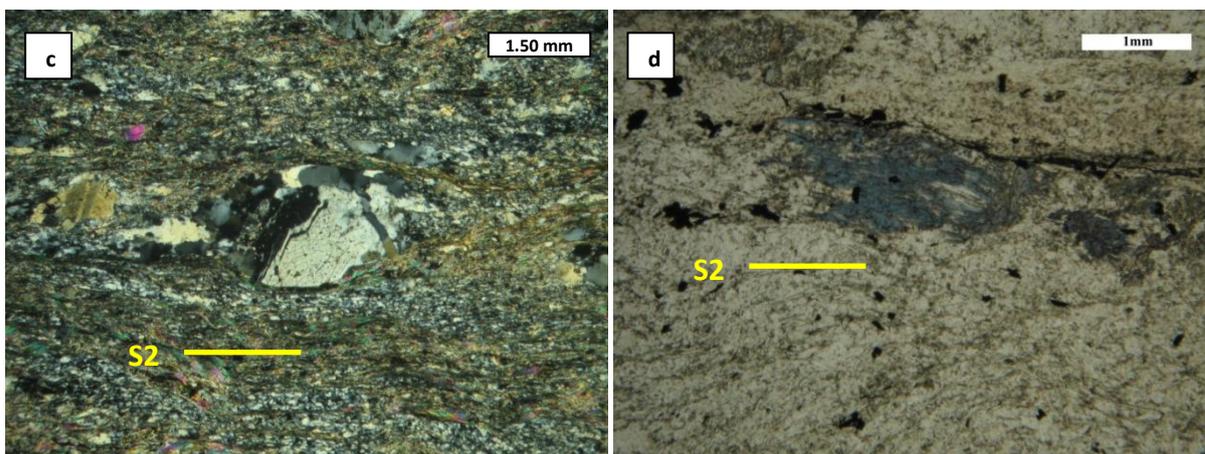


Fig. 102. a) Pieghe isoclinali con piano assiale parallelo alla foliazione S2. Fotografia al microscopio ottico a luce polarizzata. Nicols incrociati; b) Crescita statica di aggregati raggianti di stilpnomelano. Fotografia al microscopio ottico a luce polarizzata. Nicols incrociati; c) Quarzo_3 che ricristallizza nelle ombre di pressione di un porfiroclasto di feldspato. Fotografia al microscopio ottico a luce polarizzata. Nicols incrociati; d) Nanofibolo lungo la foliazione S2 nelle metareniti. Fotografia al microscopio ottico a luce polarizzata. Nicols paralleli.

D3 e D4 – Evidenze microstrutturali della deformazione D3 sono state osservate anche nelle metareniti. Infatti, non è raro osservare il piegamento F3 (crenulazione) della foliazione principale S2 (Fig. 103a). Questo evento plicativo origina una incipiente crenulazione, che non sviluppa un nuovo *fabric* S3 e blastesi di nuove fasi minerali.

Successivamente all'evento plicativo D3, in un sola sezione sottile, è stata osservata la crescita statica di cristalli di pumpellyite (Fig. 103b), a testimonianza di una retrocessione metamorfica di questo litotipo, probabilmente tra l'evento deformativo D3-D4, in condizioni della facies prehnite-pumpellyite.

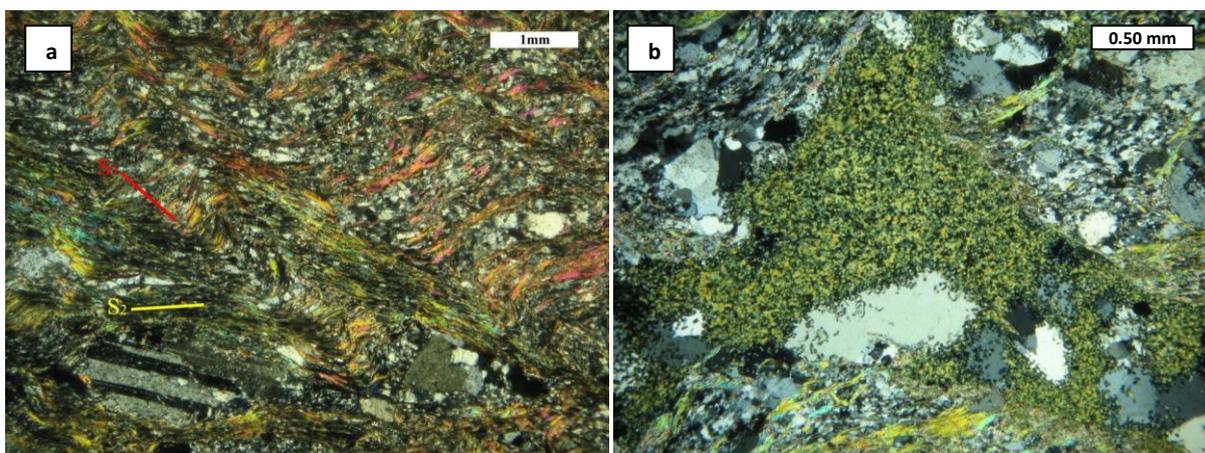


Fig. 103. a) Foliazione S2 crenulata dall'evento D3. In basso a sinistra si osserva un porfiroclasto di plagioclasio con geminazione albite; b) Pumpellyite. Questo minerale appare al solo polarizzatore con una colorazione giallo-

verde e si presenta in minuti aggregati fibrosi. Fotografie al microscopio ottico a luce polarizzata. Nicols incrociati.

METARENITI				
PROTOLITO: quarzo₁ + plagioclasio + microclino + ortoclasio + biotite + apatite				
Minerale	D1	D2	D3	D4
Quarzo	██████████	██████████		
Albite		██████████		
Clorite	██████████	██████████		
Mica chiara	██████████			
Fengite		██████████		
Epidoto		██████████		
Na-anfibolo		██████████		
Stilpnomelano		██████████		
Opachi		██████████		
La pumpellyite cresce in maniera statica tra l'evento deformativo D3 e D4				

Tabella 4. Tabella sinottica delle associazioni mineralogiche stabili durante le diverse fasi deformative nelle metareniti.

5.2.2 Unità ofiolitica di Mongrassano

Metabasalti

I metabasalti dell'unità di Mongrassano sono rappresentati principalmente da metabasalti porfirici e meno frequentemente da metabasalti a struttura granoxenoblastica. Nei metabasalti porfirici è conservata la struttura del protolite data da fenocristalli di originari plagioclasti immersi in una pasta di fondo intersertale e da fenocristalli di clinopirosseno di composizione augitica. Gli originari fenocristalli di plagioclasio risultano trasformati in maniera pseudomorfa da un fine aggregato di lawsonite, albite, microgranulazioni epidotiche e meno abbondante mica chiara (Fig. 104a-b). In alcuni affioramenti, gli originari fenocristalli di plagioclasio, possono presentarsi appiattiti e ruotati in modo da definire la scistosità principale S2. Il clinopirosseno invece appare in cristalli da euedrali a subeudrali, debolmente colorato sul giallo pallido. Localmente in corrispondenza dei bordi si osserva la trasformazione pseudomorfa in clorite₁ (Fig. 104c).

Nei metabasalti meno retrocessi e meno deformati dell'unità di Mongrassano è possibile osservare effetti di un metamorfismo di fondo oceanico. Invece, nei volumi rocciosi più deformati è possibile osservare un *fabric* molto penetrativo S2, caratterizzato dalla crescita sin-cinematica di minerali indice di condizioni di HP-LT come la fengite e la lawsonite₂.

Evidenze microstrutturali legate alla fase deformativa D1 non sono state osservate nei metabasalti di questa unità ofiolitica.

L'associazione mineralogica, che caratterizza i metabasalti dell'unità di Mongrassano, è data da: albite₁ + albite₂ + clorite₁ + clorite₂ ± mica chiara₁ + mica chiara₂ (fengite) + epidoto₁ + epidoto₂ + lawsonite₁ + lawsonite₂ + calcite₁ + quarzo + clinopirosseno + plagioclasio ± prehnite ± titanite (tabella 5).

Metamorfismo di fondo oceanico – La paragenesi stabile durante questa fase dell'evoluzione metamorfica dei metabasalti dell'unità di Mongrassano è data da: albite₁ + clorite₁ ± mica chiara₁ + epidoto₁ + lawsonite₁ + calcite ± prehnite.

L'albite₁ costituisce il prodotto di retrocessione degli originari fenocristalli di plagioclasio. Si osserva di più grandi dimensioni rispetto all'albite₂, in individui da idiomorfi a sub-idiomorfi. L'albite₁ rappresenta anche una delle principali fasi minerali costituenti la pasta di fondo. È caratterizzata dall'assenza di colore e da un rilievo assente. Frequentemente, l'albite₁ si osserva in associazione con la lawsonite₁, la clorite₁ e subordinatamente con l'epidoto₁. La clorite₁ è modalmente abbondante e risulta spesso dispersa nella pasta di fondo. La clorite₁ si osserva in piccole lamine, con colorazioni sui toni del verde, rilievo moderato e pleocroismo da verde a verde-bruno. Talvolta è stata osservata in piccolissime lamine sui bordi del clinopirosseno come prodotto di una sua trasformazione, con birifrangenza anomala sul blu-viola (Fig. 104c). La mica chiara₁ è una fase modalmente poco abbondante. Appare incolore e con birifrangenza alta. Si osserva in piccole lamine isolate nella compagine rocciosa o in aggregati in sostituzione dei fenocristalli di plagioclasio.

L'epidoto₁ è stato osservato sia in singoli cristalli nella pasta di fondo sia come prodotto di trasformazione pseudomorfa di originari fenocristalli di plagioclasio. L'epidoto₁ mostra un abito generalmente tozzo e di forma regolare, con alto rilievo e alti colori di interferenza. La lawsonite₁ è modalmente abbondante in queste rocce. Si rinviene predominantemente nei termini porfirici, sia nella pasta di fondo sia pseudomorfa su originari fenocristalli magmatici di plagioclasio. La lawsonite₁ si osserva incolore al solo polarizzatore, con cristalli di piccole dimensioni, abito prismatico, estinzione retta e colori di interferenza blu del II ordine. La calcite è poco rappresentata in queste rocce. Cresce in posizione interstiziale, con cristalli xenomorfi incolori e a rilievo variabile. La prehnite₁ è presente solo in pochi campioni e mostra la tipica forma a ventaglio (Fig. 104d). Si osserva spesso come prodotto di sostituzione del plagioclasio magmatico.

La paragenesi mineralogica stabile durante la fase di metamorfismo in ambiente oceanico nei metabasalti è rappresentata da:

albite₁ + clorite₁ ± mica chiara₁ + epidoto₁ + lawsonite₁ + calcite ± prehnite.

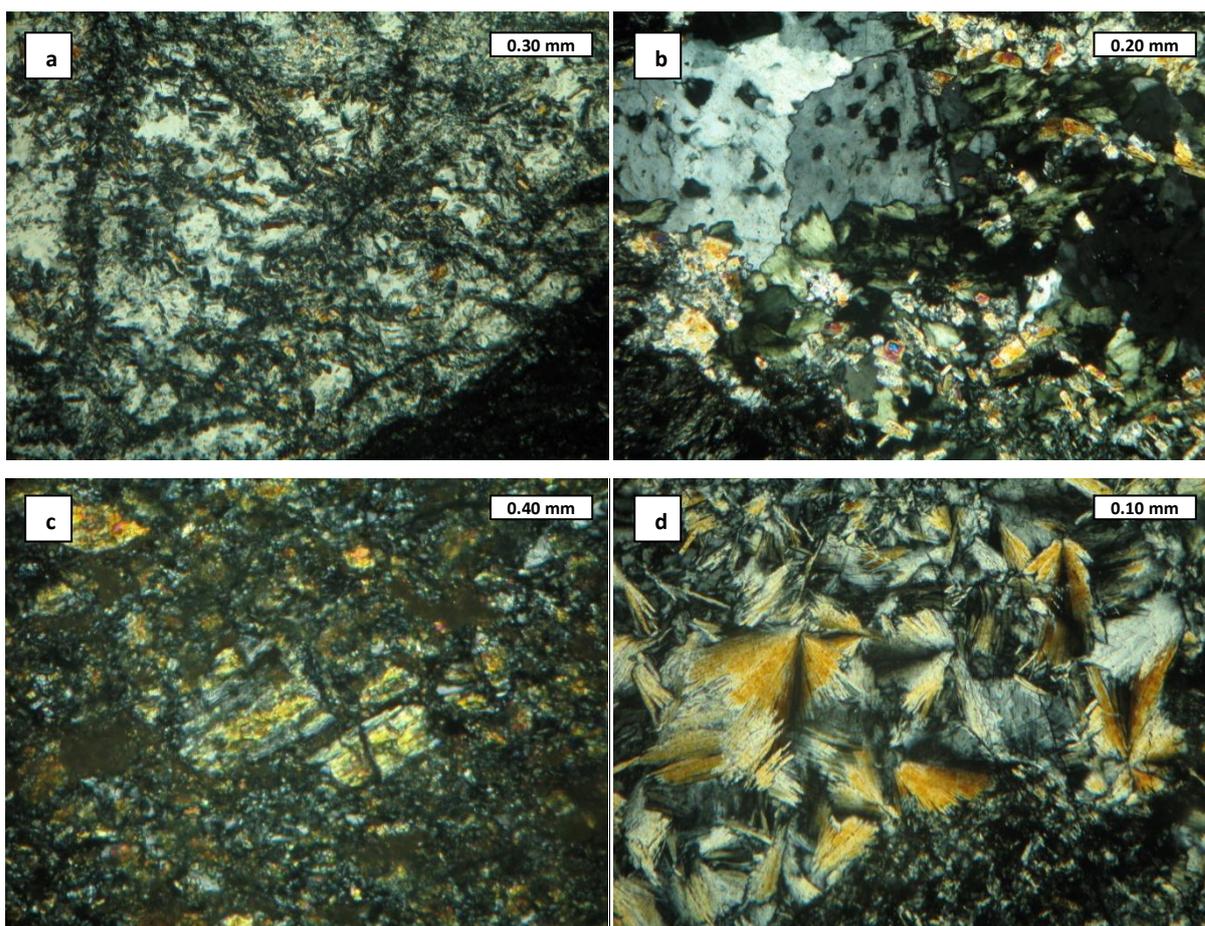


Fig. 104. a) Originario fenocristallo di plagioclasio trasformato in maniera pseudomorfa da un aggregato di lawsonite e albite; b) Dettaglio della trasformazione pseudomorfa di un plagioclasio in cui si riconoscono albite₁, lawsonite₁ e clorite₁; c) Crescita della clorite₁ sui bordi di cristalli relitti di clinopirosseno₁; d) Cristalli di prehnite in aggregati fibroso raggiati. Fotografie al microscopio ottico a luce polarizzata. Nicols incrociati.

D2 – La fase deformativa D2 origina una foliazione molto penetrativa S2 lungo la quale si osserva la blastesi di minerali indice di condizioni di HP-LT come: la lawsonite₂ e la fengite (Fig. 105a-b). La S2 nei metabasalti dell'unità di Mongrassano è definita da: albite₂ + clorite₂ + mica chiara₂ (fengite) + epidoto₂ + lawsonite₂ + quarzo ± titanite.

L'albite₂ si osserva in piccoli individui xenomorfi sia nella pasta di fondo sia a formare domini orientati e stirati lungo i piani di scistosità S2. La clorite₂ si presenta in piccole lamine, con birifrangenza anomala e pleocroica sui toni del verde. La clorite₂, insieme alla fengite ed alla lawsonite₂, marca la foliazione principale S2.

La fengite cristallizza in piccole lamine lungo la S2. Si osserva di colore verde pallido, con birifrangenza alta e colori di interferenza elevati. L'epidoto₂ è stato osservato sia in singoli cristalli nella pasta di fondo sia in aggregati che crescono lungo la foliazione principale S2,

caratterizzato da estinzione inclinata e colori di interferenza anomali. Lungo la S2 i granuli di epidoto₂ si osservano spesso distribuiti insieme alla titanite.

La lawsonite₂ è una fase modalmente abbondante che cresce sin-cinematica all'evento D2. Mostra abito prismatico ed estinzione retta, e la sua isorientazione marca la foliazione principale S2 (Fig. 105a-b). Talvolta, nei termini più deformati, la lawsonite₂ appare crenulata dal successivo evento plicativo D3 (Fig. 105a-b).

Il quarzo è una fase modalmente poco abbondante. Si osserva in piccoli individui con estinzione ondulata e contorni irregolari. La titanite si osserva spesso associata all'epidoto₂ in cristalli sub-idiomorfi sia dispersi nella matrice sia isorientati lungo la S2.

La paragenesi mineralogica stabile durante la fase D2 nei metabasalti è rappresentata da:

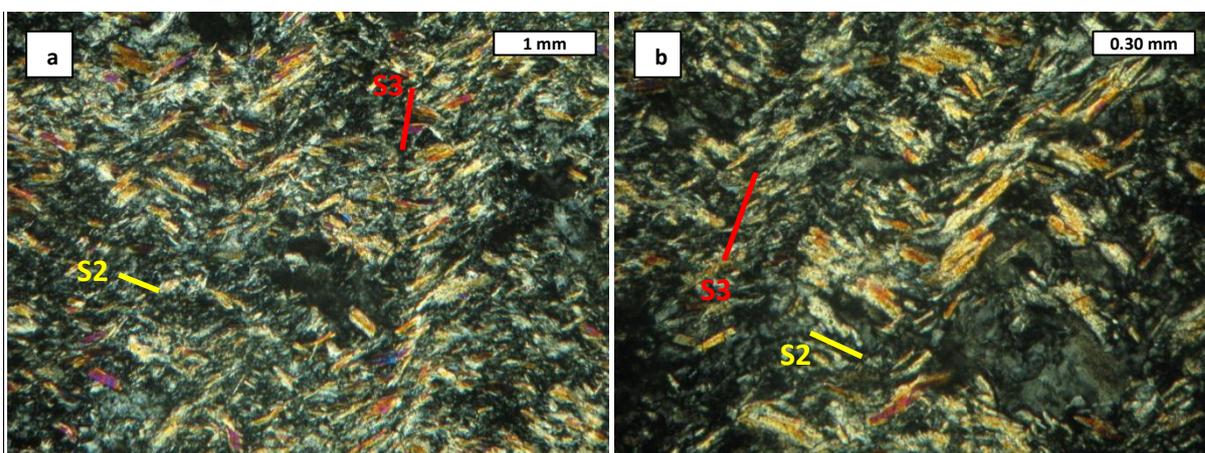


Fig. 105. a) Lawsonite₂ lungo la foliazione S2; b) Cristalli di lawsonite₂ crenulati dall'evento deformativo D3. Fotografie al microscopio ottico a luce polarizzata. Nicols incrociati.

D3 e D4 – Evidenze microstrutturali della deformazione D3 sono state osservate anche nei metabasalti dell'unità di Mongrassano. Infatti, non è raro osservare il piegamento F3 (crenulazione) della foliazione principale S2, con incipiente sviluppo di una nuova foliazione S3 priva di blastesi di nuove fasi minerali. Elementi microstrutturali significativi legati alla fase D4 non sono stati osservati in queste rocce.

METABASALTI		
PROTOLITO: plagioclasio + clinopirosseno (augite)		
Minerale	Metamorfismo di fondo oceanico	D2
Quarzo		
Albite		
Clorite		

Calcite		
Mica chiara		
Fengite		
Epidoto		
Lawsonite		
Prehnite		
Titanite		

Tabella 5. Tabella sinottica delle associazioni mineralogiche stabili durante le diverse fasi deformative nei metabasalti dell'unità di Mongrassano.

Calcescisti

I calcescisti sono caratterizzati da una struttura prevalentemente granoxenoblastica e subordinatamente lepidoblastica nei volumi ricchi in fillosilicati. Non è raro osservare l'alternanza di livelli, di maggiore spessore, granoxenoblastici a prevalente composizione calcitica e subordinatamente quarzosa, e sottili livelli di mica chiara (livelli lepidoblastici), che definiscono la scistosità principale S2.

L'associazione mineralogica è data da: calcite₁ ± calcite₂ + calcite₃ + calcite₄ + quarzo₁ + quarzo₂ + albite ± epidoto ± mica chiara₁ + mica chiara₂ + mica chiara₃ + mica chiara₄ + clorite + stilpnomelano ± plagioclasio + ematite (tabella 6).

Talvolta, queste rocce, preservano fasi minerali detritiche e caratteri strutturali legati al protolito sedimentario. Sono riconoscibili residui di un'originaria struttura clastica (calcilutiti) costituita da granuli di quarzo₁, calcite₁ e subordinata mica chiara₁ e plagioclasio.

Strutture relitte del protolito – Nei calcescisti è possibile osservare una struttura clastica ereditata dal protolito. Questa struttura è testimoniata dalla presenza di cristalli di quarzo₁, calcite₁ e subordinata albite₁ e mica chiara₁.

Il quarzo₁ si rinviene disperso nella compagine rocciosa, con forme tendenzialmente tondeggianti (Fig. 106a-b), con abito anedrale, in associazione con la calcite₁. In entrambi i casi, presenta estinzione ondulata dovuta alla deformazione, dall'assenza di rilievo e da colori di interferenza bassi. La calcite₁ si presenta incolore, con abito sub-eudrale e sfaldatura romboedrica. La birifrangenza è alta e sono comuni le geminazioni secondarie legate agli effetti della deformazione. Si osserva in stretta associazione con il quarzo₁ nei volumi granoblastici.

In alcuni campioni sono stati osservati granuli di plagioclasio e mica chiara₁ di natura detritica. In particolare, il plagioclasio è presente in individui xenomorfi, di piccole dimensione disperse nel volume di roccia. Invece, la mica chiara₁ è stata osservata in lamine

di più grandi dimensioni isolate nella compagine rocciosa, incolore e con birifrangenza alta (Fig. 106a).

D1 – Nei calcescisti dell'unità di Mongrassano lungo la foliazione principale S2 sono stati osservati piccoli *microlithons*, che racchiudono evidenze di una vecchia foliazione S1, costituita da piccolissime lamine di mica chiara₂, clorite₁ e calcite₂.

La mica chiara₂ sviluppa delle micropieghe nei *microlithons* corrispondenti alla S2 insieme alla clorite₁. È presente in piccolissime lamine, con rilievo moderato ed alti colori di interferenza. La clorite₁, invece, mostra una colorazione sui toni del verde, rilievo moderato e in alcuni casi, colori di interferenza anomali sul blu-viola. La calcite₃ si osserva in piccoli granuli ricristallizzati e abito romboedrico, all'interno dei *microlithons* giacenti lungo la foliazione S2.

La paragenesi mineralogica stabile durante la fase D1 nei calcescisti è rappresentata da:



D2 – La fase D2 nei calcescisti è caratterizzata da pieghe isoclinali F2 (Fig. 106b), alle quali è associata una foliazione pervasiva di piano assiale S2. La S2 è spesso marcata dall'isorientazione preferenziale dei cristalli di fengite e di stilpnomelano. La blastesi associata a questo importante *fabric*, che si sviluppa in condizioni fisiche di HP-LT, è la seguente: calcite₃ + quarzo₂ + albite ± epidoto + mica chiara₃ (fengite) + stilpnomelano + ematite.

La calcite₃ è una fase modalmente abbondante in questo litotipo costituendo gran parte della compagine rocciosa. Si osserva in piccoli granuli ricristallizzati e abito romboedrico. La distribuzione dei piccoli granuli di calcite₂ lungo dei piani preferenziali marca la foliazione S2. Il quarzo₂ è frequentemente associato alla calcite₂, caratterizzato da individui xenomorfi di piccole dimensioni e da deformazione intracristallina (estinzione ondulata). L'albite si ritrova spesso dispersa nella compagine rocciosa ed associata al quarzo₂. Appare con cristalli xenomorfi piccoli, a volte leggermente stirati lungo la S2.

L'epidoto è poco abbondante in queste rocce. Cresce lungo la S2 e si presenta in cristalli tozzi di piccole dimensioni e/o in microgranulazioni, con rilievo alto e colori di interferenza anomali. La fengite si osserva in lamine, di piccole dimensioni, che si organizzano in sottili livelli lepidoblastici a marcare la S2. Appare incolore e/o debolmente colorata su verde, con rilievo moderato e birifrangenza alta in sezione prismatica. Lo stilpnomelano si concentra nei livelli lepidoblastici insieme alla mica chiara₃. Mostra un abito micaceo di piccole dimensioni

e colore sui toni del marrone-rossiccio. Infine, l'ematite si rinvengono sia in minuti cristalli disseminati nella roccia sia in aggregati. Spesso si concentra lungo i piani di foliazione S2.

La paragenesi mineralogica stabile durante la fase D2 nei calcescisti è rappresentata da:

calcite₃ + quarzo₂ + albite ± epidoto + fengite + stilpnomelano + ematite

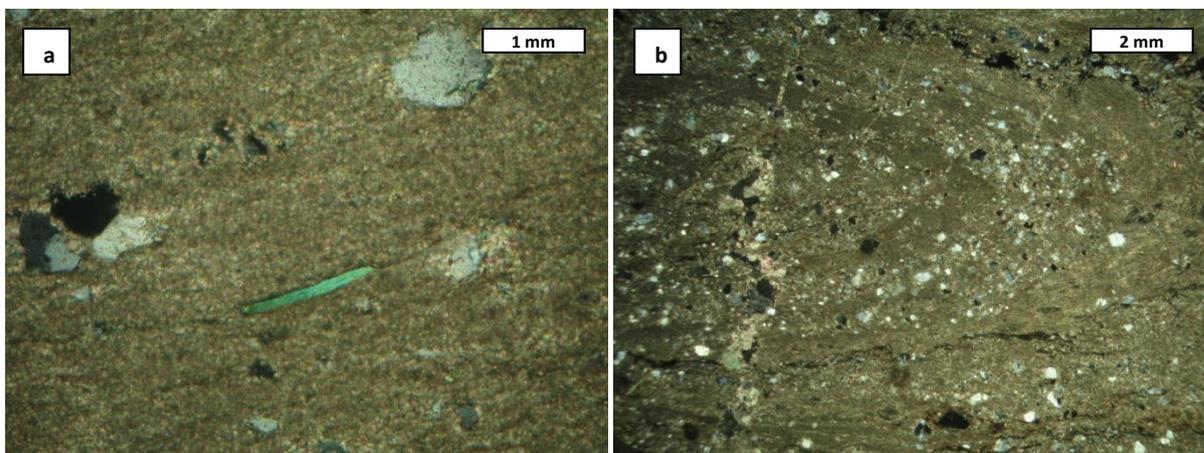


Fig. 106. a) Quarzo₁ e mica chiara₁ lungo la foliazione principale S2; b) Piega isoclinale F2 nei calcescisti; Fotografie al microscopio ottico a luce polarizzata. Nicols incrociati.

D3 e D4 – La fase deformativa D3 interessa in maniera discontinua le rocce in oggetto ed è caratterizzata dal piegamento degli elementi microstrutturali originati dall'evento D2. In particolare, principalmente nei livelli ricchi in fillosilicati, si osserva il piegamento per crenulazione del *fabric* S2, con lo sviluppo di nuovi piani sui quali cresce in maniera sin-cinematica la mica chiara₄. Si tratta di una nuova fase mineralogica, caratterizzata da lamine di piccolissime dimensioni, con colori di interferenza alti e rilievo moderato, che marcano lo sviluppo della nuova foliazione S3 (Fig. 107a). La mica chiara₄ è la sola fase minerale rinvenuta lungo i piani S3.

Anche la deformazione D4 è presente in maniera discontinua nei calcescisti. È caratterizzata da un piegamento tendenzialmente aperto di tutti gli elementi strutturali originati dalle fasi deformative precedenti e dall'assenza di blastesi. Successivamente a questa fase, nei calcescisti in esame, si rinvengono sistemi di vene e fratture che variamente attraversano la compagine rocciosa, costituite interamente da calcite₄, con abito romboedrico di dimensioni medie (Fig. 107b).

La paragenesi mineralogica stabile durante la fase D3 nei calcescisti è rappresentata da:

mica chiara₄

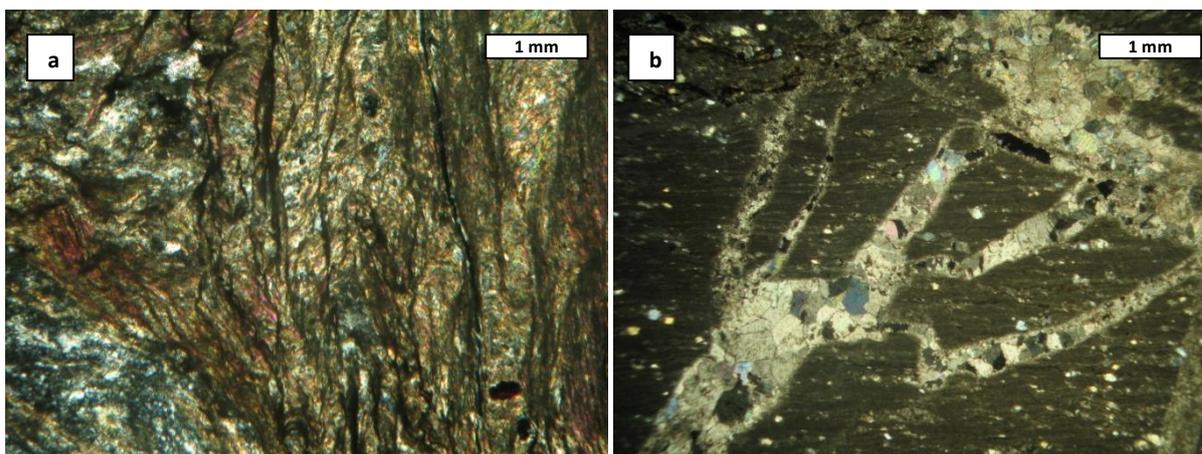


Fig. 107. a) Piani di foliazione S3 con blastesi di mica chiara₄; Sistemi di vene post-D4 costituite da calcite₃. Fotografie al microscopio ottico a luce polarizzata. Nicols incrociati.

CALCESCISTI				
PROTOLITO: quarzo ₁ + calcite ₁ ± mica chiara ₁ ± plagioclasio				
Minerale	D1	D2	D3	D4
Quarzo		=====		
Albite		=====		
Clorite	=====	=====		
Calcite	=====			Post-D4 in vene
Mica chiara	=====		=====	
Fengite		=====		
Epidoto		=====		
Stilpnomelano		=====		
Ematite		=====		

Tabella 6. Tabella sinottica delle associazioni mineralogiche stabili durante le diverse fasi deformative nei calcescisti.

5.3 UNITÀ DI CASTAGNA

Miloniti

L'analisi petrografica delle miloniti dell'Unità di Castagna ha evidenziato l'esistenza di microstrutture principalmente imputabili ad un evento deformativo che si sviluppa in un regime tettonico duttile di tipo *simple shear*, che oblitera le strutture e le paragenesi legate al protolite. Localmente, nei volumi rocciosi meno deformati dall'evento di *shear* Dm2 è conservata l'originaria struttura del protolite delle miloniti dell'Unità di Castagna.

Il carattere strutturale peculiare delle rocce dell'Unità di Castagna è un *fabric* milonitico Sm2 dato da strutture nastriformi e sigmoidali di quarzo (Fig. 108a), da *stretching of clasts* e da livelli ricchi in fillosilicati. Lungo il *fabric* milonitico Sm2, a scala microscopica, sono riconoscibili numerosi indicatori cinematici come: *σ-type*, *S-C fabric*, *C'-type shear bands*,

fringe structure, mineral fish e strutture *domino-type*. Inoltre, si osservano pieghe a tendenza isoclinale (Fig. 108b) e numerosi effetti di ricristallizzazione dinamica del quarzo come: *undulose extinction* (Fig. 109a), *deformation lamellae* (Fig. 109b), *bulging* (BLG) *recrystallisation* (Fig. 109c) e *subgrain* (SGR) *rotation recrystallisation* (Fig. 109d).

L'associazione mineralogica è data da: quarzo₁ + quarzo₂ + quarzo₃ + plagioclasio + albite + mica chiara₁ + mica chiara₂ (fengite) + mica chiara₃ + clorite₁ + clorite₂ + epidoto + stilpnomelano + granato + biotite + orneblenda + apatite + titanite ± rutilo + ematite₁ + ematite₂ (tabella 7).

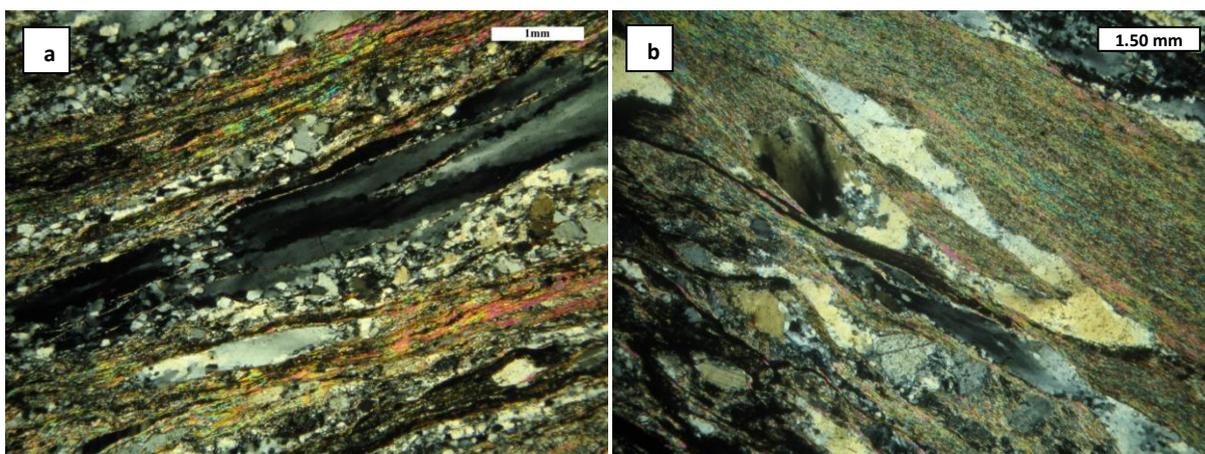


Fig. 108. a) Foliiazione milonitica Sm2 marcata da strutture nastriformi di quarzo e da isorientazioni preferenziali di mica chiara; b) Piega isoclinale lungo la foliazione milonitica Sm2. Fotografie al microscopio ottico a luce polarizzata. Nicols incrociati.

D1 (Strutture del protolito) – Nei volumi meno deformati dall'evento di taglio Dm2 è possibile osservare l'associazione mineralogica ed i caratteri strutturali del protolito delle miloniti dell'Unità di Castagna. Le evidenze petrografiche e strutturali indicano che i protoliti delle rocce milonitiche dell'Unità di Castagna sono prevalentemente ortogneiss e subordinatamente paragneiss e granitoidi. Frequenti sono anche *boudins* di dimensione metrica di anfiboliti poco interessati dall'evento di taglio Dm2. Le anfiboliti in sezione sottile mostrano una struttura generalmente nematoblastica con qualche dominio grano-nematoblastico ed un'associazione mineralogica data da: anfibolo bruno (orneblenda) + mica chiara ± quarzo. Nei litotipi caratterizzanti il protolito delle rocce milonitiche dell'Unità di Castagna si osserva una foliazione relitta S1 che si sviluppa durante un evento deformativo di età pre-Alpino (Amodio Morelli et al., 1976; Colonna & Piccarreta, 1976; Rossetti et al., 2001).

La paragenesi dei protoliti dei termini ortoderivati è data da: quarzo₁ + plagioclasio + mica chiara₁ (muscovite) + granato + biotite + apatite + titanite ± rutilo.

Il quarzo₁ si osserva in *ribbons* con arrangiamenti granoblastici e di dimensioni maggiori rispetto al quarzo₂. Il quarzo₁ forma spesso bande quarzose stirate lungo la foliazione milonitica Sm2. Frequenti sono le evidenze di deformazione intracristallina e limiti tra i grani irregolari ed interlobati del quarzo₁, indicativi di processi di ricristallizzazione dinamica per *subgrain rotation* (Fig. 109d) e principalmente per *bulging* (Fig. 109c). Altre evidenze di deformazione intracristallina molto ricorrenti sono: l'*undulose extinction* (Fig. 109a) e la *deformation lamellae* (Fig. 109b).

Il plagioclasio si rinviene insieme al quarzo₁ nei *ribbons* con arrangiamenti granoblastici e talvolta, come porfiroblasto, poco trasformato, immerso in una matrice quarzoso-micacea. Spesso origina delle strutture di tipo *strain shadows* dove si osserva la blastesi di piccoli granuli di quarzo₂ e/o di albite₁. Talvolta, presenta una micro-fratturazione interna ed effetti di *kinking* (Fig. 110a). La mica chiara₁ è incolore, con birifrangenza alta e risulta costituita da lamine di grandi dimensioni, che possono presentarsi sia decussate rispetto alla foliazione principale Sm2 (Fig. 110b) sia nei domini granoblastici, a marcare spesso la foliazione relitta S1 caratterizzante il protolito. Nel primo caso, frequentemente, sviluppano differenti tipi di *mineral fish* (Fig. 110c-d).

Il granato si rinviene come porfiroclasto da anedrale a sub-idiomorfo. Spesso, ai bordi del granulo e nelle fratture, è interessato da retrocessione in clorite₁. La biotite₁ si rinviene deformata, decolorata e localmente interessata da una retrocessione pseudomorfa in clorite₁. Lungo la foliazione milonitica Sm2 si osserva in lamine tipo *mineral fish* (Fig. 110e), testimoniando una crescita delle lamine pre-cinematica rispetto all'evento milonitico Dm (*mica-porphroblasts*). Nei domini in deformati, sfuggiti alla fase deformativa Dm2, la biotite₁ si presenta con abito lamellare caratterizzato da numerose tracce di sfaldatura, alto rilievo, pleocroismo bruno scuro, verde scuro e rossiccio (Fig. 110f).

L'apatite risulta dispersa nella compagine rocciosa. Mostra un abito prismatico allungato con sezioni basali dal contorno esagonale, rilievo alto e colori di interferenza sul grigio del primo ordine. La titanite si rinviene dispersa nel volume roccioso. Mostra un abito variabile da prismatico a granulare allotriomorfo, con rilievo molto alto, contorni del cristallo ben marcati ed elevata birifrangenza. Il rutilo si osserva disperso nella compagine rocciosa, con abito aciculare, colore bruno, alto rilievo ed alta birifrangenza.

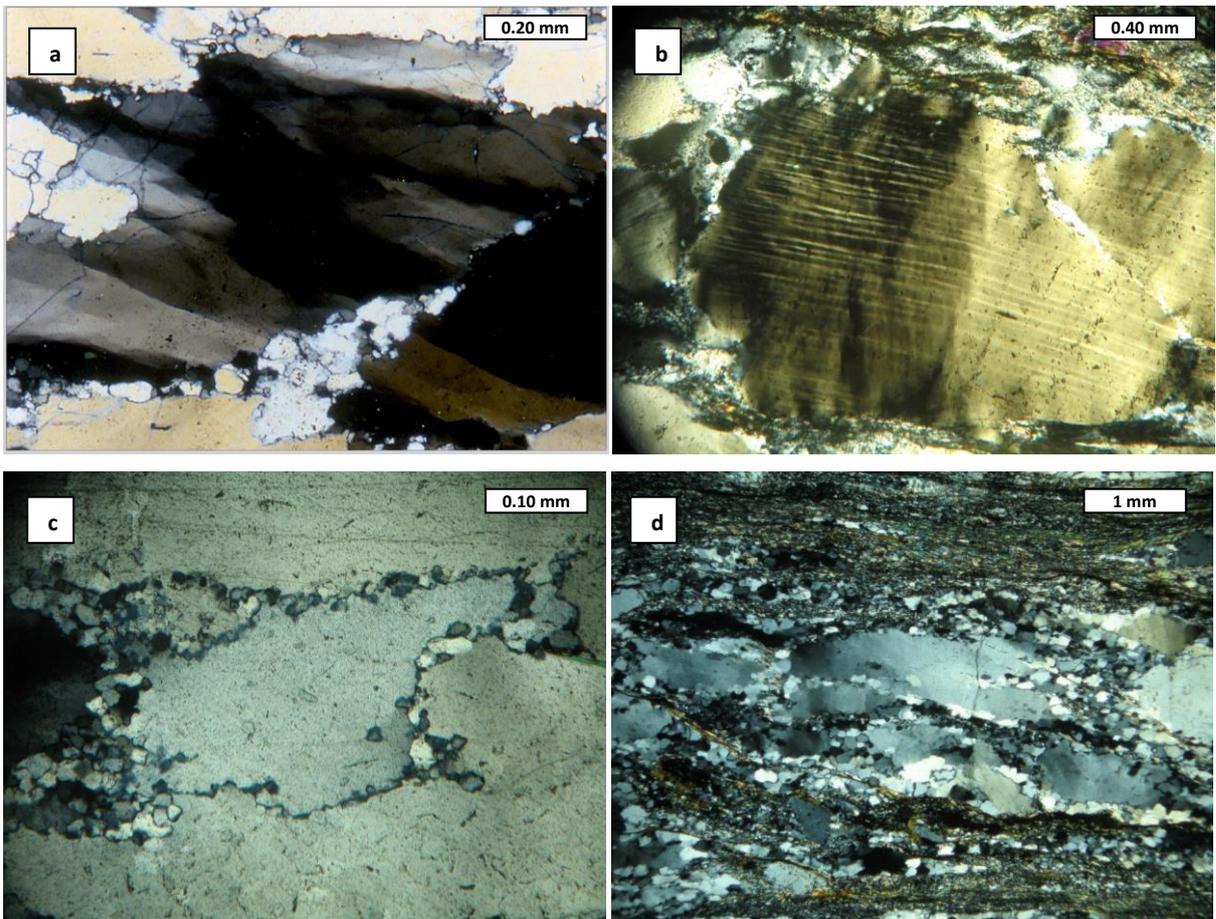
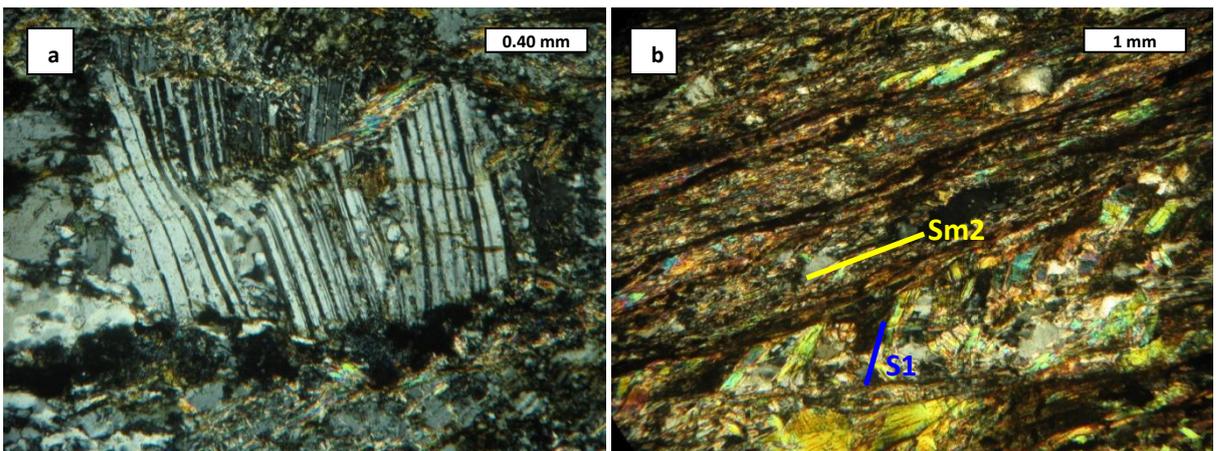


Fig. 109. a) Deformazione intracristallina del quarzo: estinzione ondulata; b) Deformazione intracristallina del quarzo: *deformation lamellae*; c) Deformazione intracristallina del quarzo: *Bulging (BLG) recrystallisation*; d) Deformazione intracristallina del quarzo: *Subgrain (SGR) rotation recrystallisation*; Fotografie al microscopio ottico a luce polarizzata. Nicols incrociati.



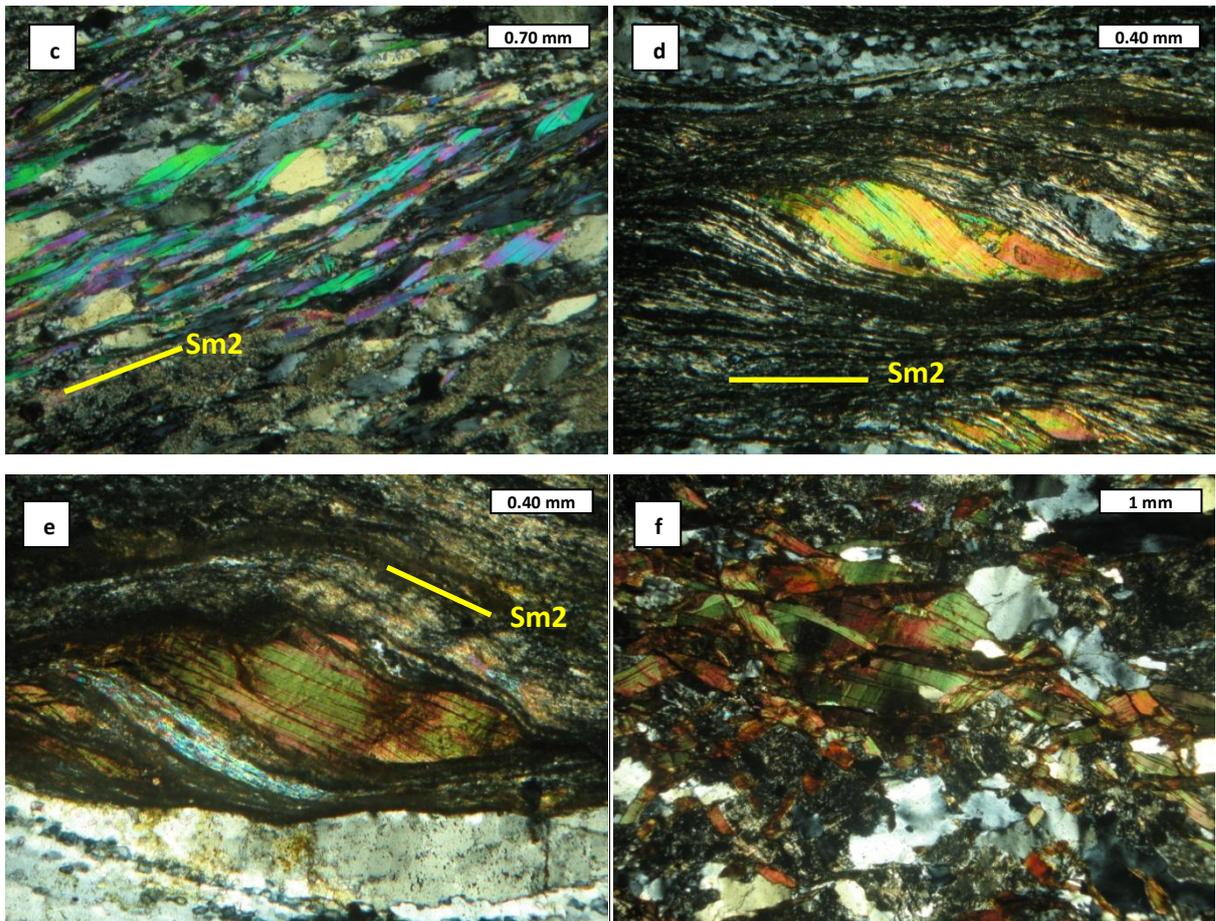


Fig. 110. a) Plagioclasio₁ con interna micro-fratturazione ed incipiente *kinking*; b) Mica chiara₁ all'interno di *microlithons* giacenti lungo la foliazione milonitica Sm2, a definire la foliazione relitta S1 legata al protolito delle miloniti dell'Unità di Castagna. In alto, nella stessa foto, si possono osservare miche chiare₁ a tessitura *fish*; c) Mica chiara₁ a tessitura *fish* lungo la foliazione milonitica Sm2; d) *Mineral fish* di mica chiara₁ giacente lungo la foliazione Sm2; e) Biotite a tessitura *fish* lungo la foliazione milonitica Sm2. f) Biotite₁ all'interno di un volume di roccia sfuggito alla milonisi legata all'evento deformativo Dm2. Fotografie al microscopio ottico a luce polarizzata. Nicols incrociati.

Dm2 – L'evento di *shear* Dm2 rappresenta la fase deformativa dominante riconosciuta nelle rocce dell'Unità di Castagna affioranti nell'area indagata. La Dm2 sviluppa una marcata foliazione milonitica Sm2 caratterizzata dalla blastesi delle seguenti fasi mineralogiche: quarzo₂ + albite + mica chiara₂ (fengite) + clorite₁ + epidoto + stilpnomelano + ematite₁. La presenza di fengite e stilpnomelano indica chiaramente che il *fabric* Sm2 si è formato in condizioni metamorfiche di HP-LT.

Il quarzo₂ cristallizza lungo la Sm2 ed intorno ai porfiroblasti di quarzo₁ per effetti di ricristallizzazione dinamica. Nel primo caso si presenta in sottili domini granoblastici costituiti da grani di piccole dimensione, spesso stirati ed isorientati, che definiscono la foliazione Sm2. I cristalli sono caratterizzati estinzione ondulata. Nel secondo caso, il quarzo₂ cresce in piccoli individui a seguito della ricristallizzazione dinamica del quarzo₁ (Fig. 111a).

I relitti di quarzo₁, con estinzione ondulata e microstruttura nastriforme, risultano bordati da domini di nuovi grani di quarzo₂ che si formano principalmente per effetti di *bulging recrystallisation*. Inoltre, il quarzo₂ costituisce i *rim* dei porfiroclasti di quarzo₁ e di plagioclasio, originando rispettivamente microstrutture di tipo *mantled clast* e *strain shadows*. L'albite si rinviene spesso in associazione con il quarzo₂ sia lungo la foliazione milonitica Sm2 sia in aggregati granoblastici che rappresentano il prodotto di trasformazione del plagioclasio₁. Talvolta si osserva nei *rim* dei porfiroclasti di plagioclasio₁ a formare *mantled clast*. Si presenta in piccoli cristalli ricristallizzati dinamicamente. La fengite è una fase modalmente abbondante. Si organizza dominatamente in livelli lepidoblastici, insieme alla clorite₁, a marcare la foliazione milonitica Sm2 (Fig. 111b). È presente in piccole scaglie, di colore verde pallido ed alta birifrangenza. La clorite₁ mostra pleocroismo variabile da incolore a verde scuro e colori di interferenza sul blu. È presente in due diversi siti strutturali: si osserva sia in lamine sin-cinematiche associate alla mica chiara₂ lungo la foliazione Sm2 sia come prodotto di retrocessione su originarie biotiti e sul granato. L'epidoto si osserva in microgranulazioni all'interno della compagine rocciosa e frequentemente allineato lungo i piani della foliazione Sm2. Mostra un alto rilievo ed alta birifrangenza. Lo stilpnomelano si osserva in due siti strutturali: lungo la foliazione milonitica Sm2 e nelle ombre di pressione dei *porphyroclast systems* (Fig. 111b). In entrambi i casi, si presenta in piccoli cristalli idiomorfi con abito micaceo, colore sui toni del marrone-rossastro-oro e pleocroismo marrone-rosso. L'ematite₁ si osserva in cristalli idiomorfi che si dispongono lungo la Sm2. È possibile ritrovarli anche in minute granulazioni disperse nella compagine rocciosa.

La paragenesi mineralogica stabile durante la fase Dm2 nelle miloniti è rappresentata da:

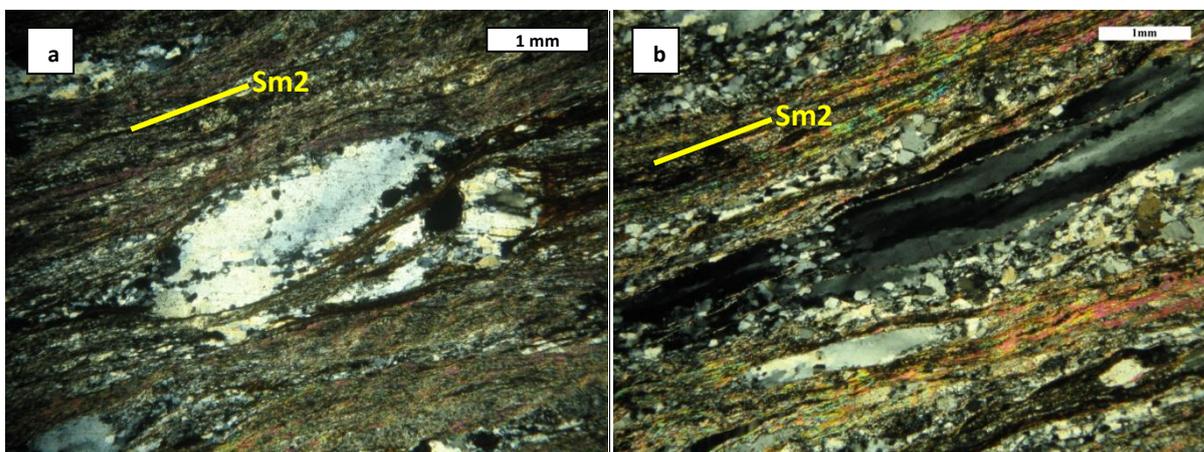
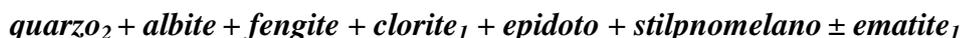


Fig. 111. a) Piccoli individui di quarzo₂ che crescono nelle ombre di pressione e ai bordi di porfiroblasti di quarzo₁ per effetti di ricristallizzazione dinamica. Da notare anche la crescita sin-cinematica all'evento Dm2 dello stilpnomelano nelle ombre di pressione degli stessi cristalli; b) Blastesi di fengite lungo la foliazione milonitica Sm2. Fotografie al microscopio ottico a luce polarizzata. Nicols incrociati.

Indicatori cinematici relativi alla fase Dm2 a scala microscopica – Lo studio delle sezioni sottili orientate ortogonalmente alla foliazione milonitica Sm2 (piano XZ dell'ellissoide dello strain) e parallelamente alle *stretching lineations* Lm2 (asse X dell'ellissoide dello strain; Fig. 112), è stato possibile effettuare un'analisi cinematica dei litotipi costituenti l'Unità di Castagna, basata sullo studio di differenti indicatori cinematici duttili. In particolare, questa analisi ha permesso di riconoscere diversi indicatori cinematici, utili a definire il *sense of shear* dell'evento milonitico Dm2.

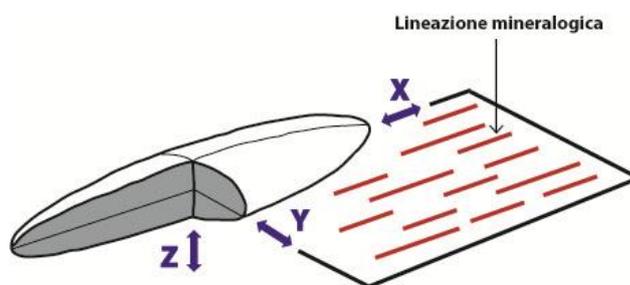
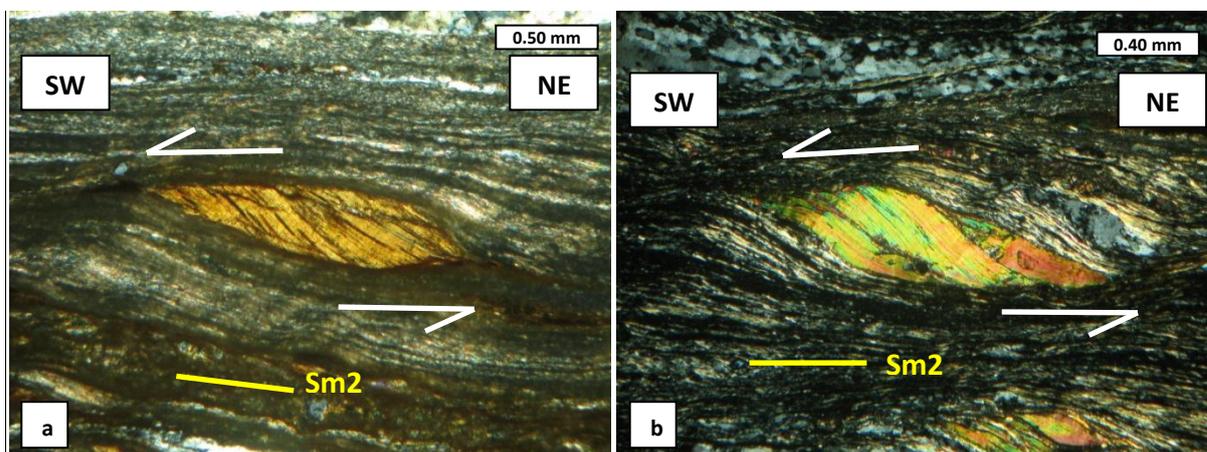


Fig. 112. Ellissoide dello strain. La lineazione mineralogica si trova sul piano di scistosità XY ed indica la direzione di massimo allungamento (asse X dell'ellissoide dello strain).

Gli indicatori cinematici riconosciuti in sezione sottile sono: *σ-structure* (Fig. 113c-d), *S-C fabric*, *C'-type shear bands*, *fringe structure*, *mineral fish* (Fig. 113a-b) e strutture *domino-type*. L'analisi cinematica di questi elementi strutturali ha messo in evidenza un senso di taglio *top to the west-southwest* dell'evento deformativo Dm2, che caratterizza le rocce dell'Unità di Castagna affioranti nell'area indagata.



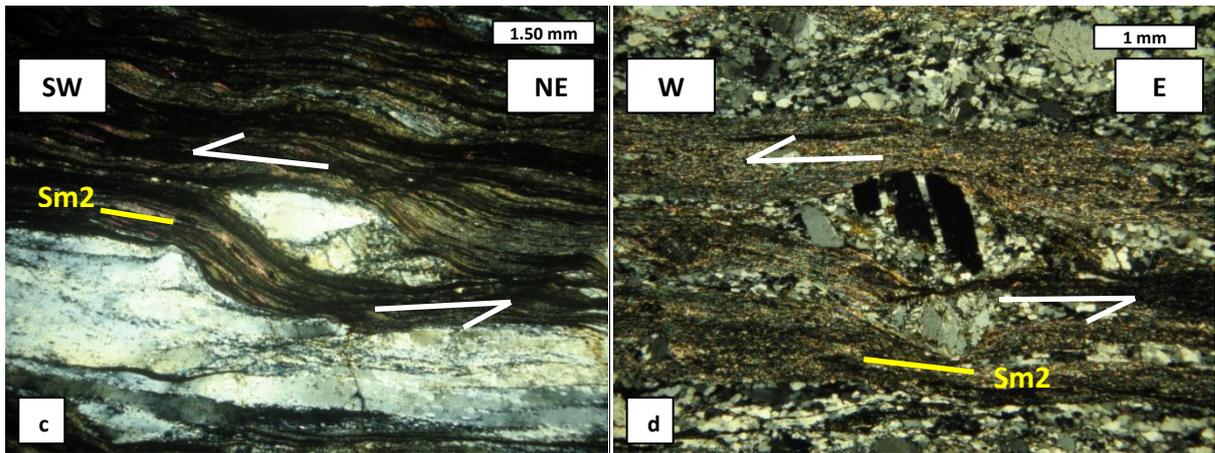


Fig. 113. a) Biotite *fish* lungo la foliazione milonitica Sm2 con senso di taglio *top to the southwest*; b) Mica *fish* lungo la foliazione milonitica Sm2 con senso di taglio *top to the southwest*; c) *Sigma structure* lungo la foliazione milonitica Sm2 con senso di taglio *top to the southwest*; d) *Sigma structure* definita da un cristallo di titanite lungo la foliazione milonitica Sm2 con senso di taglio *top to the west*; Fotografie al microscopio ottico a luce polarizzata. Nicols incrociati.

D3 – La fase deformativa D3 è caratterizzata da un piegamento asimmetrico F3 della foliazione milonitica Sm2. Il piegamento F3 sviluppa un clivaggio discontinuo di crenulazione S3 (Fig. 114a-b-c-d-e), principalmente evidente nei domini ricchi in fillosilicati, marcato dalla blastesi di: mica chiara₃ + clorite₂ + quarzo₃ + ematite₂.

La mica chiara₃ è la fase minerale che meglio definisce la foliazione S3 (Fig. 114b-c-d). Si presenta in minute scaglie, caratterizzata dall'assenza di colore, da rilievo moderato e da colori di interferenza elevati. La clorite₂ insieme alla mica chiara₃ marca la S3. Si osserva in lamine di piccole dimensioni di colore verde. Il quarzo₃ si presenta in piccoli cristalli euedrali, e mostra la tipica estinzione ondulata. Inoltre, lungo la foliazione S3 si osservano microgranulazioni di minerali ematite₂.

La paragenesi mineralogica stabile durante la fase D3 nelle miloniti è rappresentata da:



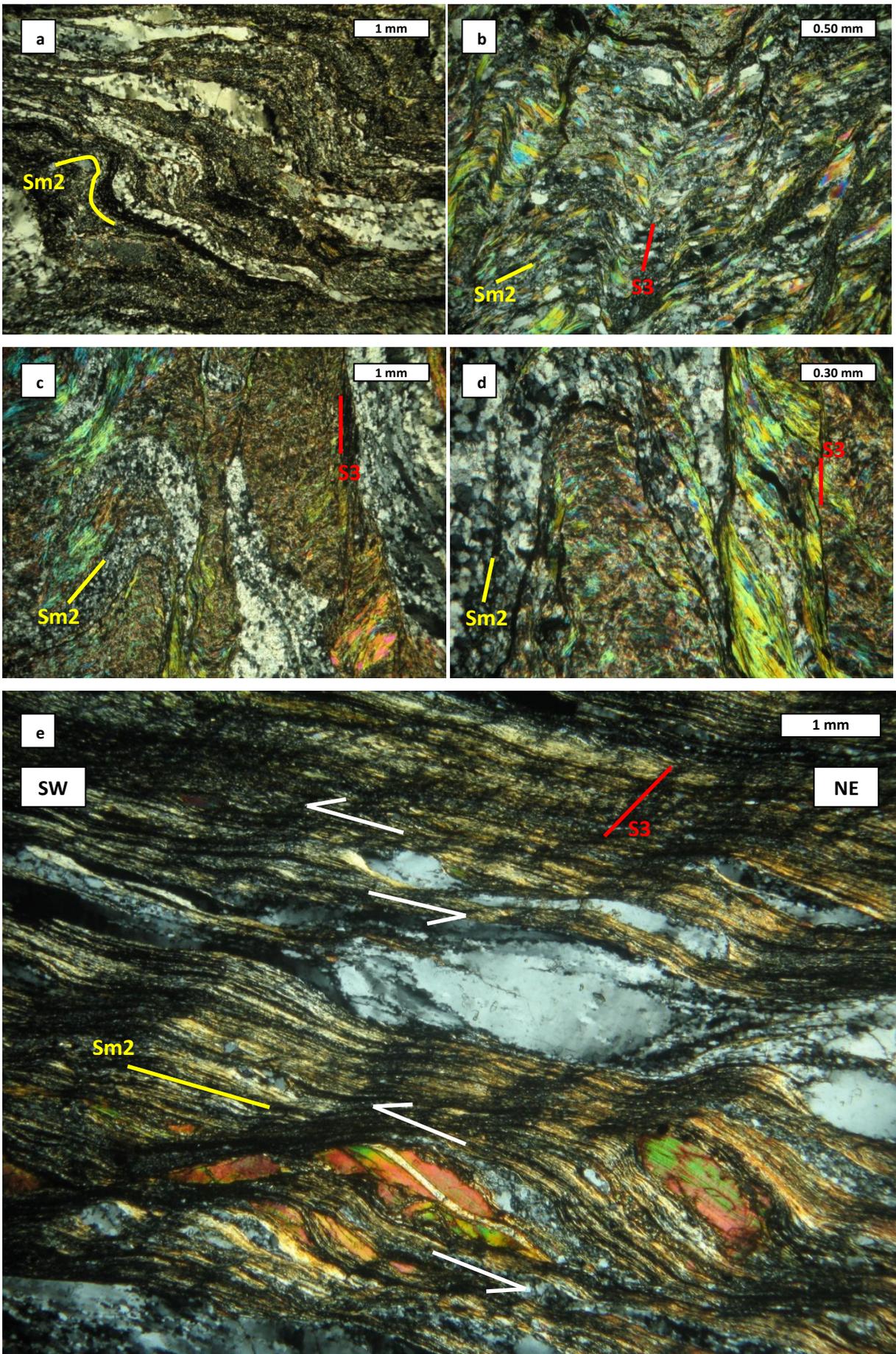


Fig. 114. a), b) e c) Foliazione milonitica Sm2 crenulata dall'evento 160e formativo D3 con sviluppo di una nuova foliazione S3; d) Foliazione S3 con blastesi di mica chiara₃; e) Foliazione milonitica Sm2 crenulata dall'evento deformativo D3 con incipiente sviluppo della foliazione S3. Indicatori cinematici con senso di taglio *top to the southwest*. Fotografie al microscopio ottico a luce polarizzata. Nicols incrociati

MILONITI			
Minerale	D1 (Protolito)	Dm2	D3
Quarzo			
Biotite			
Clorite			
Albite			
Mica chiara			
Fengite			
Epidoto			
Stilpnomelano			
Rutilo			
Granato			
Plagioclasio			
Apatite			
Titanite			
Ematite			

Tabella 7. Tabella sinottica delle associazioni mineralogiche stabili durante le diverse fasi deformative nelle miloniti dell'Unità di Castagna.

GEOCHIMICA DEI METABASALTI**6.1 INTRODUZIONE**

L'analisi geochimica ha riguardato 18 campioni rappresentativi di metabasalti affioranti nel settore di Catena Costiera studiato (Appendice B – tabella B.1). Tale analisi è stata eseguita tramite fluorescenza a raggi X (XRF) presso il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università della Calabria, utilizzando i seguenti standard naturali: AGV-1, AGV-2, BRC-1, BRC-2, BR, DR-N, GA, GSP-1, GSP-2 e NIM-G. La percentuale in peso della componente volatile è stata determinata per via calcimetrica, dopo aver tenuto in forno per un'ora alla T di 900° C i diversi campioni di metabasalti.

I dati geochimici ottenuti (Appendice B – tabella B.1) sono stati successivamente elaborati utilizzando il *software Icpet05* che ha permesso, tramite diagrammi classificativi e discriminanti, di risalire all'ambiente geodinamico di formazione di queste rocce.

6.2 CARATTERIZZAZIONE GEOCHIMICA DEI METABASALTI

Considerati i valori relativamente elevati della perdita alla calcinazione, la caratterizzazione del protolito è stata effettuata utilizzando diagrammi classificativi che utilizzano elementi ad alta forza di campo (HFSE). Questi elementi sono ritenuti poco mobili durante i processi di alterazione delle rocce (Rollinson H.R., 1993).

Nei diagrammi discriminanti per basalti Nb/T vs Zr/(P₂O₅x10000) e Zr vs P₂O₅ (Winchester and Floyd, 1976), i campioni analizzati si proiettano nel campo dei basalti tholeitici (Fig. 115 a-b).

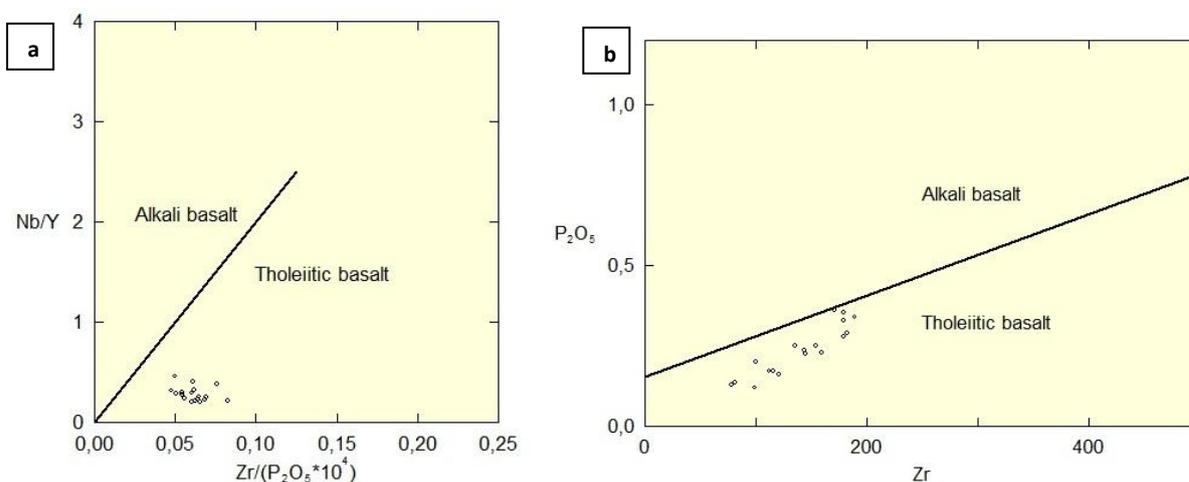


Fig. 115. a) Diagramma discriminante per basalti Nb/Y vs Zr/(P₂O₅x10000); b) Diagramma discriminante per basalti Zr vs P₂O₅ (Winchester and Floyd, 1976).

L'abbondanza di TiO₂ e di altri elementi immobili (HFSE e HREE) indica chiaramente un'affinità di tipo MORB, suggerita dai diagrammi discriminanti di seguito riportati (Fig. 116a-b-c-d).

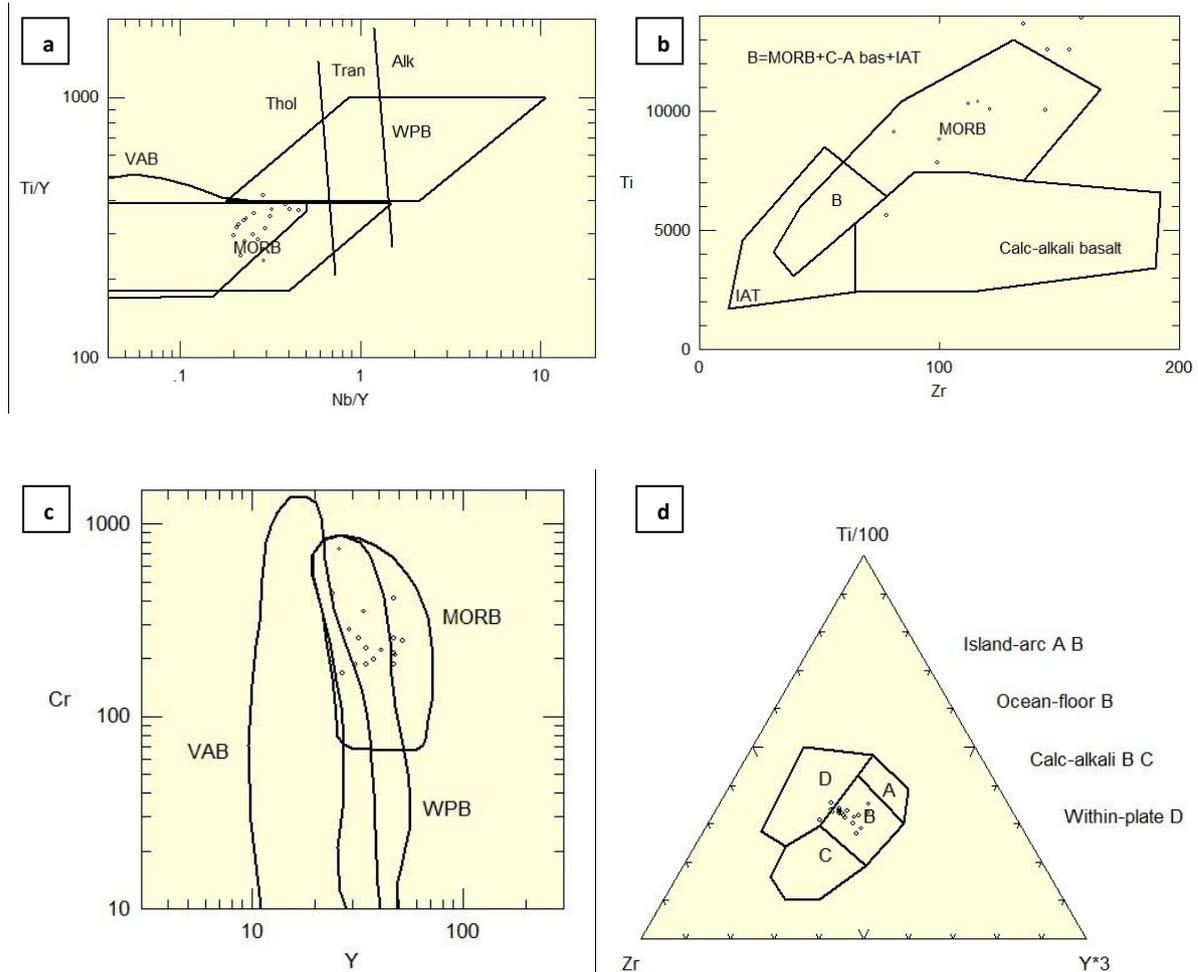


Fig. 116. a) Diagramma discriminante per basalti Nb/Y vs Ti/Y (Pearce, 1982); b) Diagramma discriminante per basalti Ti vs Zr (Pearce and Cann, 1973); c) Diagramma discriminante per basalti Y vs Cr (Pearce, 1982); d) Diagramma discriminante per basalti Ti-Zr-Y (Pearce and Cann, 1973).

Pertanto, lo studio geochimico ha permesso di caratterizzare queste rocce come originari basalti subalcalini ad affinità tholeitica legati ad un ambiente geodinamico di dorsale medio-oceanica.

Il diagramma *spider* degli elementi incompatibili normalizzati rispetto al mantello primitivo (Sun and McDonough, 1989; Fig. 117), invece, mette in evidenza una affinità tholeitica compresa tra gli N-MORB e gli E-MORB (MORB transizionali). Infatti, nel diagramma *spider* sotto riportato, è possibile osservare come i campioni analizzati mostrano più alte

concentrazioni in Cs e Rb rispetto agli N-MORB e E-MORB (Fig. 117). Inoltre, i contenuti in K, La e Sr riflettono l'influenza di un'alterazione idrotermale.

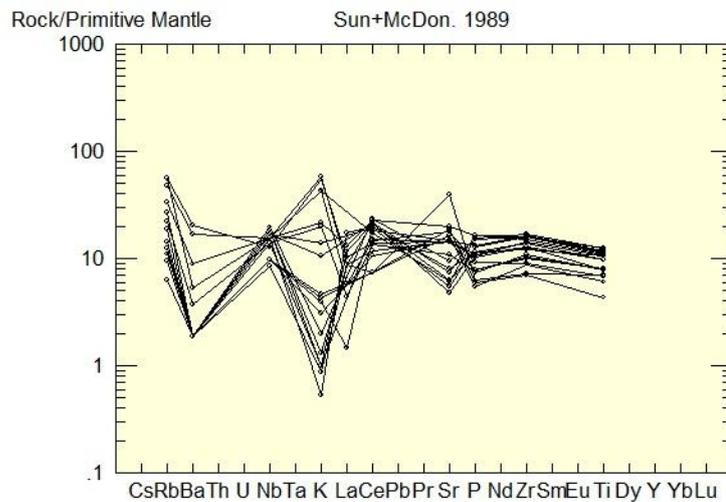


Fig. 117. *Spider diagram* degli elementi incompatibili normalizzati al mantello primitivo (Sun and McDonough, 1989).

Infine, i metabasalti analizzati, mostrano caratteri geochimici perfettamente confrontabili e paragonabili a quelli dei metabasalti affioranti nelle diverse aree dell'AC settentrionale (Beccaluva et al., 1982; Liberi et al., 2006; Liberi & Piluso, 2009).

CAPITOLO 7

PETROLOGIA

7.1 INTRODUZIONE

L'analisi petrologica di fase ha riguardato i metabasalti, le metapeliti e le metareniti dell'Unità di Cozzo Cervello ed i livelli metapelitici intercalati nei calcescisti dell'Unità di Mongrassano. Inoltre, ha interessato le rocce milonitiche appartenenti all'Unità di Castagna. Le fasi mineralogiche analizzate sono: cloriti, albiti, epidoti, anfiboli e prevalentemente miche chiare, stimando il loro contenuto fengitico.

L'analisi petrologica, ha permesso di determinare le composizioni chimiche delle principali fasi mineralogiche, successivamente utilizzate per stimare le condizioni fisiche di T e P a cui sono state sottoposte le diverse metamorfite studiate.

Lo studio petrologico di fase è stato eseguito attraverso l'utilizzo di una microsonda elettronica, in dotazione presso il Dipartimento di Scienze della Terra "Ardito Desio" dell'Università degli Studi di Milano. Si tratta di una microsonda elettronica JEOL JXA 8200 *SuperProbe* dotata di cinque spettrometri in dispersione di lunghezza d'onda (WDS), uno spettrometro in dispersione di energia (EDS). Le varie fasi mineralogiche sono state analizzate nelle seguenti condizioni operative: tensione di 15kV, corrente del fascio di 5 nA e diametro del fascio di 3µm. Minerali naturali e sintetici sono stati utilizzati come standard di riferimento.

La scelta dei punti da analizzare è stata effettuata attraverso il microscopio ottico ed il ricalcolo della formula chimica dei vari minerali è stato eseguito tramite foglio di calcolo *Excel*.

7.2 UNITÀ OFIOLITICHE DI HP-LT

7.2.1 Unità ofiolitica di Cozzo Cervello e di Mongrassano

Cloriti

Le analisi chimiche delle cloriti presenti nei litotipi costituenti le due unità ofiolitiche indagate, ricalcolate sulla base di 28 ossigeni, evidenziano una composizione variabile, che ricade nel campo delle ripidoliti e delle pycnochloriti (Fig. 118). Le analisi in microsonda elettronica relative alle cloriti sono riportate in Appendice A – tabella A.9-A.10-A.11.

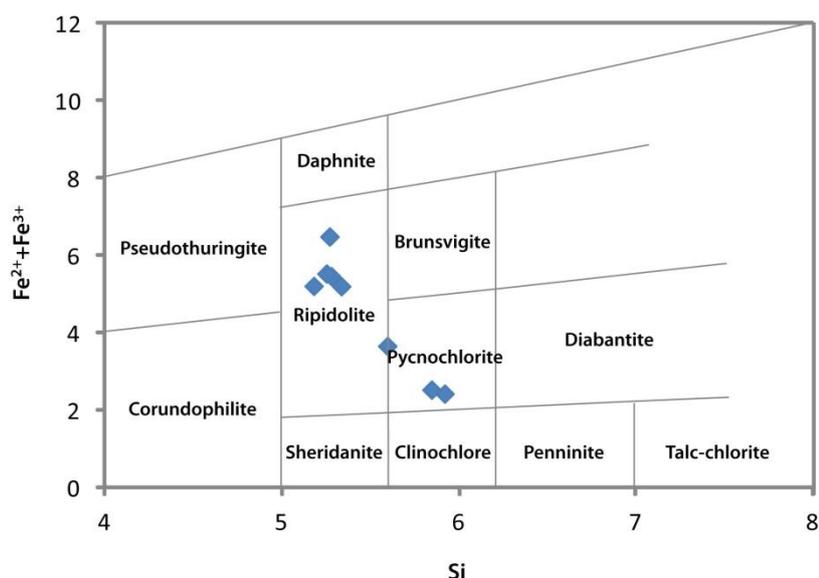


Fig. 118. Diagramma composizionale Si vs $Fe^{2+}+Fe^{3+}$ delle cloriti presenti nei litotipi costituenti le due unità ofiolitiche studiate.

Albiti

Le albiti sono state analizzate in campioni di metabasalti dell'unità di Cozzo Cervello. In particolare, i punti analisi hanno riguardato piccoli cristalli di albite disposti lungo la foliazione principale S2. Questi, mostrano composizioni compatibili con albiti quasi pure (Appendice A – tabella A.13).

Epidoti

Gli epidoti analizzati appartengono esclusivamente ai metabasalti dell'Unità di Cozzo Cervello. Le analisi sono state effettuate su cristalli di epidoti disposti parallelamente alla foliazione principale S2. Le stesse, mettono in evidenza alti contenuti in FeO_{tot} compresi tra 14,56 e 13,01, suggerendo un importante contenuto della componente pistacitica in questi epidoti. Le analisi in microsonda elettronica relative agli epidoti sono riportate in Appendice A – tabella A.15.

Anfiboli

Le analisi dei cristalli di anfibolo sono state ricalcolate sulla base di 23 ossigeni equivalenti e presentano variazioni composizionali da anfiboli sodici ad anfiboli calcici, occupando differenti posizioni microstrutturali all'interno della compagine rocciosa.

Gli anfiboli sodici si rinvengono lungo la foliazione principale S2 nei metabasalti e nelle metareniti dell'Unità di Cozzo Cervello. Dal diagramma di variazione della composizione

chimica degli anfiboli sodici si osserva come le fasi analizzate ricadono nei campi delle crossiti e delle Mg-riebeckiti (Fig. 119).

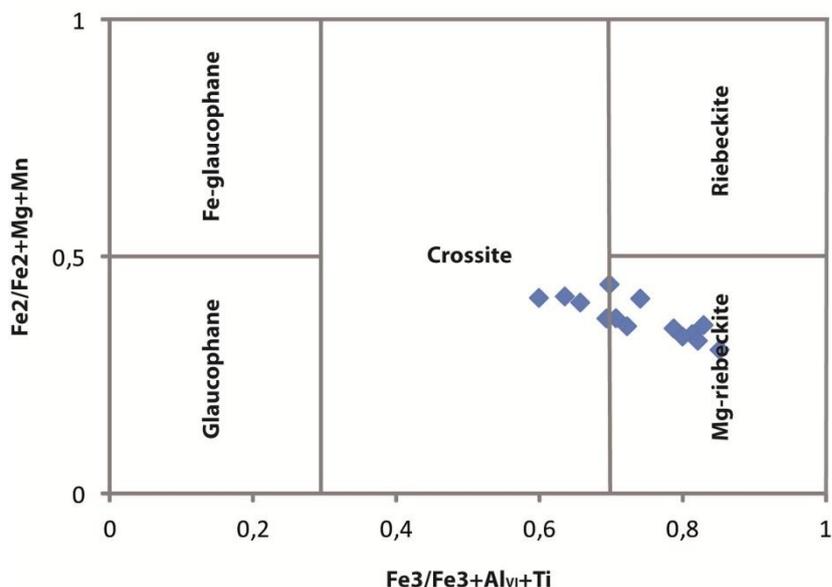


Fig. 119. Diagramma classificativo degli Na-anfiboli. Gli anfiboli sodici presenti nei metabasalti e nelle metareniti dell'Unità di Cozzo Cervello ricadono nel campo delle crossiti e Mg-riebeckiti.

Tramite il diagramma classificativo degli anfiboli calcici proposto da Leake et al. (1997), tutti gli anfiboli calcici analizzati in questo studio ricadono nel campo delle actinoliti (Fig. 120). Gli anfiboli calcici sono stati osservati nei metabasalti dell'Unità di Cozzo Cervello, prevalentemente lungo i piani di foliazione S3 e raramente come prodotto di una completa trasformazione pseudomorfa dell'anfibolo sodico lungo la foliazione S2.

Le analisi in microsonda elettronica relative agli anfiboli sono riportate in Appendice A – tabella A.8.

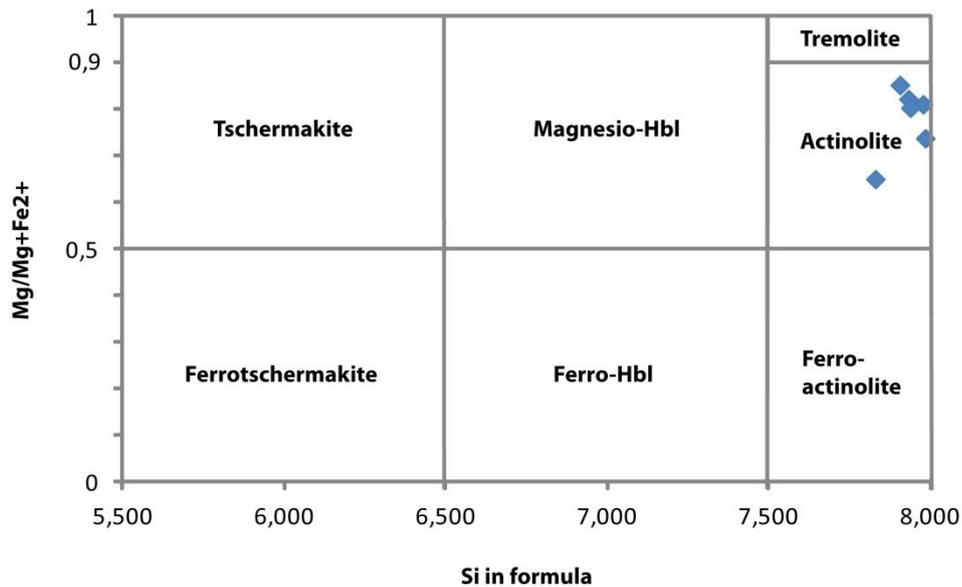


Fig. 120. Diagramma classificativo degli anfiboli calcici da Leake et al. (1997). Gli anfiboli calcici presenti nei metabasalti dell'Unità di Cozzo Cervello e giacenti lungo la S3 ricadono nel campo delle actinoliti.

Miche chiare

Le analisi petrologiche di fase confermano la presenza di tre distinte generazioni di mica chiara, che occupano tre distinte posizioni strutturali:

- 1) miche chiare pre-cinematiche all'evento deformativo D2 (mica chiara₁), caratterizzate da un contenuto in silice (a.p.f.u.) tetraedrica basso compreso tra , che marcano la foliazione relitta S1 (Fig. 121). Valori in silice tetraedrica bassi sono stati determinati anche all'interno di *core* di lamelle di mica chiara pre-cinematica all'evento D2 che si riorientano lungo la foliazione principale S2 (Fig. 122);
- 2) miche chiare sin-cinematiche all'evento plicativo D2 (mica chiara₂), caratterizzate da un contenuto in silice tetraedrica relativamente alto, compreso tra 3.40-3.50, che crescono lungo la foliazione principale S2 (Fig. 121). Valori in silice tetraedrica alti si rinvencono anche nei *rim* di miche chiare₁ che si riorientano lungo la foliazione S2 (Fig. 122).
- 3) miche chiare post-cinematiche alla fase D2 (mica chiara₃), caratterizzate da un contenuto in silice tetraedrica più basso di quelle giacenti lungo la S2, che crescono e giacciono lungo i piani di foliazione S3 (Fig. 121).

Le analisi in microsonda elettronica relative alle miche chiare sono riportate in Appendice A – tabella A.1-A.2-A.3-A.4.

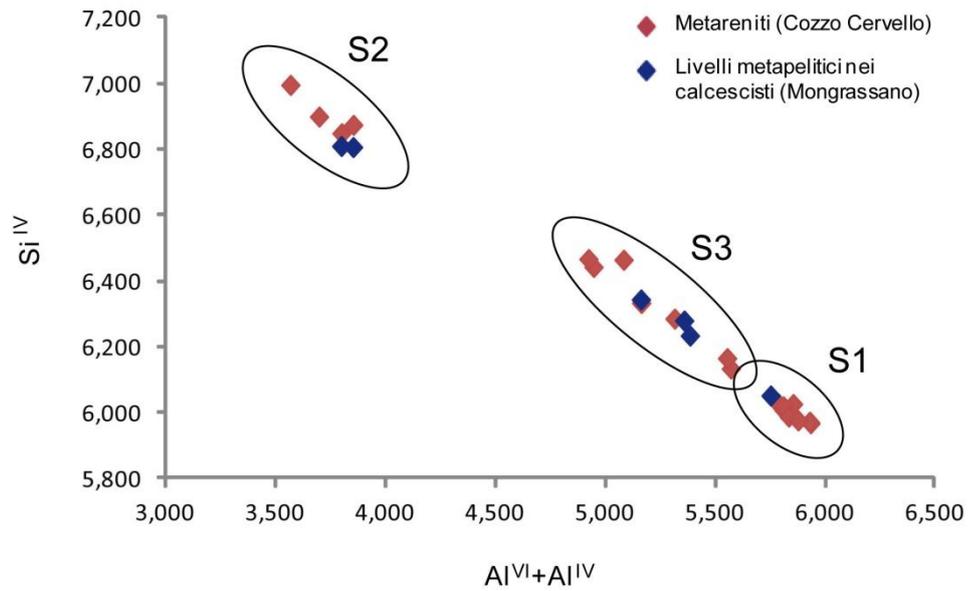


Fig. 121. Diagramma Si^{IV} vs $Al^{VI}+Al^{IV}$ delle fengiti nelle metareniti dell'Unità di Cozzo Cervello e nei livelli metapelitici dei calcescisti dell'Unità di Mongrassano.

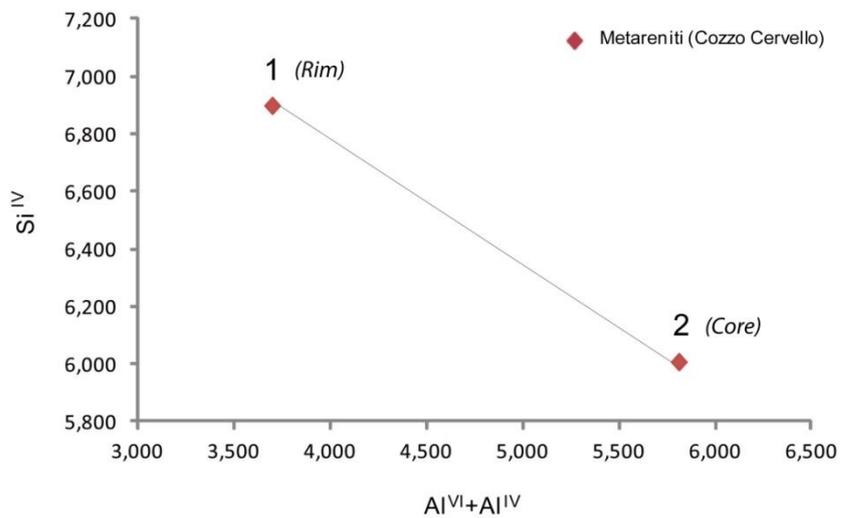


Fig. 122. Zonatura composizionale di alcune lamelle di mica chiara che giacciono lungo la foliazione principale S2. Da notare, attraverso il sottostante diagramma Si^{IV} vs $Al^{VI}+Al^{IV}$, l'alto contenuto in silice tetraedrica del *rim* rispetto al *core*.

7.3 EVOLUZIONE METAMORFICA DELLE UNITÀ OFIOLITICHE DI HP-LT

L'evoluzione metamorfica dei diversi litotipi che caratterizzano le unità ofiolitiche studiate, è stata ricostruita definendo le paragenesi associate alle diverse fasi deformative e collocandole all'interno di una griglia petrogenetica (Fig. 123). La determinazione del picco barico è stata determinata prendendo in esame il contenuto di molecola fengitica presente nelle miche potassiche. In particolare, attraverso l'utilizzo del barometro di Massonne & Schreyer (1987), basato sulla composizione della mica chiara in paragenesi con quarzo e K-feldspato, è stato possibile stimare le condizioni di P a cui sono state sottoposte le metapeliti e le metareniti dell'Unità di Cozzo Cervello, ed i calcescisti dell'Unità di Mongrassano, analizzando i livelli metapelitici intercalati in queste rocce.

Le evoluzioni metamorfiche ricostruite per le due unità ofiolitiche possono essere rappresentate mediante dei percorsi P-T-Deformazione (*P-T-D path*), in base alle paragenesi mineralogiche osservate ed ai dati di petrologica di fase.

L'unità di Cozzo Cervello e di Mongrassano sono state interessate da un gradiente geotermico di HP-LT. Il P-T-D di queste unità ofiolitiche può essere suddiviso in tre fondamentali fasi (Fig. 123):

1. La prima fase si realizza in condizioni metamorfiche prograde fino al raggiungimento del *climax* metamorfico. In particolare, nell'unità di Cozzo Cervello, il picco barico è stato stimato a $P = 1.0-1.1$ GPa e T di circa 350 °C mentre, nell'unità di Mongrassano, a $P = 0.8-0.9$ GPa. Queste condizioni fisiche sono tipiche della facies scisti blu. Durante questa fase si sono sviluppati i primi due eventi deformativi D1 e D2 che hanno originato, rispettivamente, le foliazioni S1 e S2. La foliazione principale S2 è caratterizzata dalla blastesi di minerali indicativi di condizioni di HP-LT come: fengite, stilpnomelano, lawsonite ed anfibolo sodico (crossite e Mg-riebeckite).
2. La seconda fase si realizza in condizioni metamorfiche retrograde ed è caratterizzata da una: decompressione con relativo riscaldamento per l'unità di Cozzo Cervello, testimoniato dalla blastesi di actinolite lungo i piani di foliazione S3; decompressione con progressivo raffreddamento per l'unità di Mongrassano.

Le paragenesi mineralogiche relative alla retrocessione sono sin-cinematiche con l'evento deformativo D3, durante il quale si sviluppano pieghe asimmetriche F3 con

vergenza verso il quadrante di NW. Successivamente, la retrocessione metamorfica si realizza lungo la facies prehnite-pumpellyite con la crescita statica della pumpellyite.

3. La terza fase si realizza in un regime tettonico di transizione fragile-duttile. Questa fase è caratterizzata dallo sviluppo di pieghe tendenzialmente aperte e dall'assenza di blastesi metamorfica.

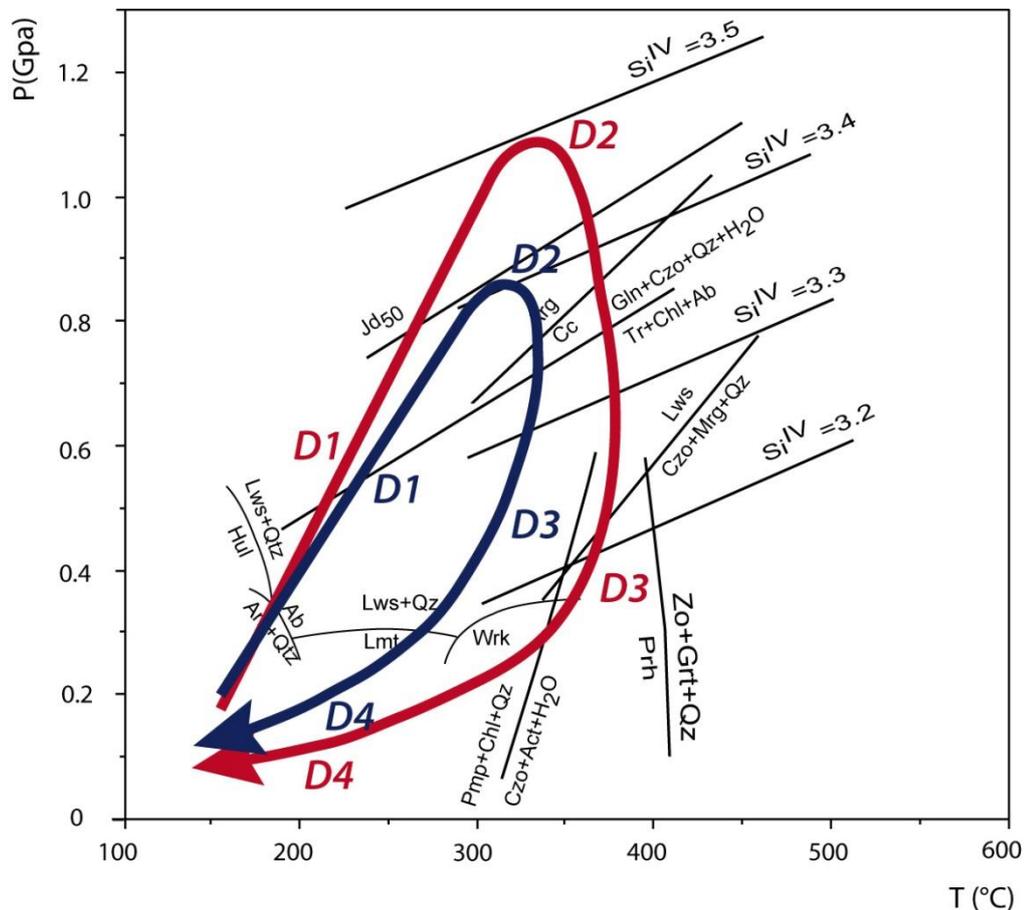


Fig. 123. Percorsi P-T per le unità ofiolitiche di Cozzo Cervello (linea rossa) e Mongrassano (linea blu).

7.4 UNITÀ DI CASTAGNA

Le analisi petrologiche di fase sono state condotte anche sulle rocce milonitiche dell'Unità di Castagna. Le fasi mineralogiche analizzate sono: cloriti, albite e miche chiare.

Cloriti

Le analisi chimiche delle cloriti che si osservano lungo la foliazione milonitica Sm2 e lungo i piani di foliazione S3, ricalcolate sulla base di 28 ossigeni, hanno una composizione comparabile, che ricade nel campo delle ripidoliti (Fig. 124). Le analisi in microsonda elettronica relative alle cloriti sono riportate in Appendice A – tabella A.12.

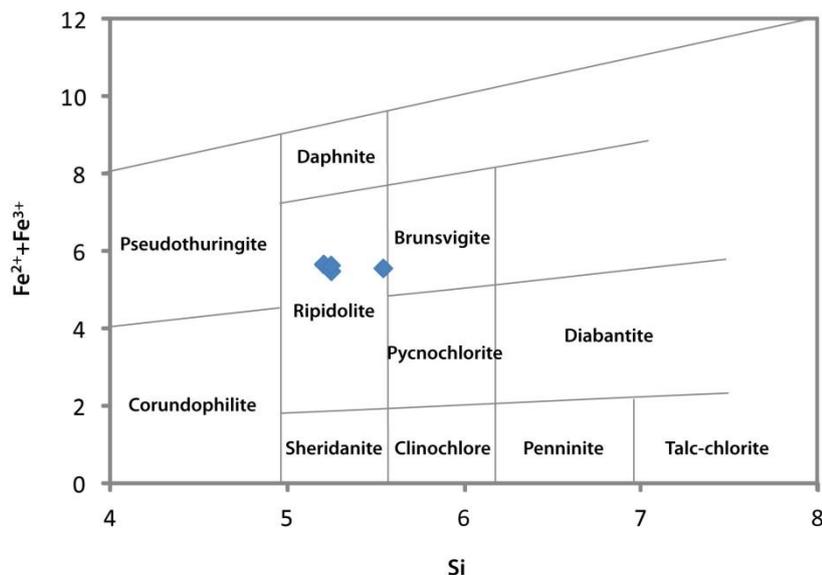


Fig. 124. Diagramma composizionale Si vs $Fe^{2+}+Fe^{3+}$ delle cloriti presenti nelle rocce milonitiche dell'Unità di Castagna.

Albiti

Le analisi in microsonda elettronica hanno riguardato esclusivamente piccoli individui di albite che cresce lungo la foliazione milonitica Sm2. Le analisi rilevano composizioni abbastanza omogenee e compatibili con albite quasi pure (Appendice A – tabella A.14).

Miche chiare

Le miche chiare rappresenta la fase mineralogica più analizzata in microsonda elettronica. Le formule sono state ricalcolate sulla base di 22 ossigeni.

La mica chiara all'interno delle miloniti dell'Unità di Castagna, come già osservato al microscopio ottico, è presente in tre diverse posizioni strutturali:

- 1) miche chiare pre-cinematiche all'evento di *shear* Dm2 (mica chiara₁), caratterizzate da un contenuto in silice (a.p.f.u.) tetraedrica compreso tra 3.05 e 3.20. Queste si osservano sia decussate rispetto alla foliazione Sm2 sia con tessitura tipo mica *fish*, e marcano la foliazione relitta S1 legata al protolito delle rocce milonitiche dell'Unità di Castagna (Fig. 125);
- 2) miche chiare sin-cinematiche all'evento di *shear* Dm2 (mica chiara₂), caratterizzate da un contenuto in silice tetraedrica alto, compreso tra 3.25-3.50, che cristallizzano lungo la foliazione milonitica Sm2 (Fig. 125);

- 3) miche chiare post-cinematiche alla milonisi Dm2 (mica chiara₃), caratterizzate da un contenuto in silice tetraedrica compreso tra 3.00-3.10. La mica chiara₃ cresce lungo il clivaggio di crenulazione S3 (Fig. 125).

Le analisi in microsonda elettronica relative alle miche chiare sono riportate in Appendice A – tabella A.5.

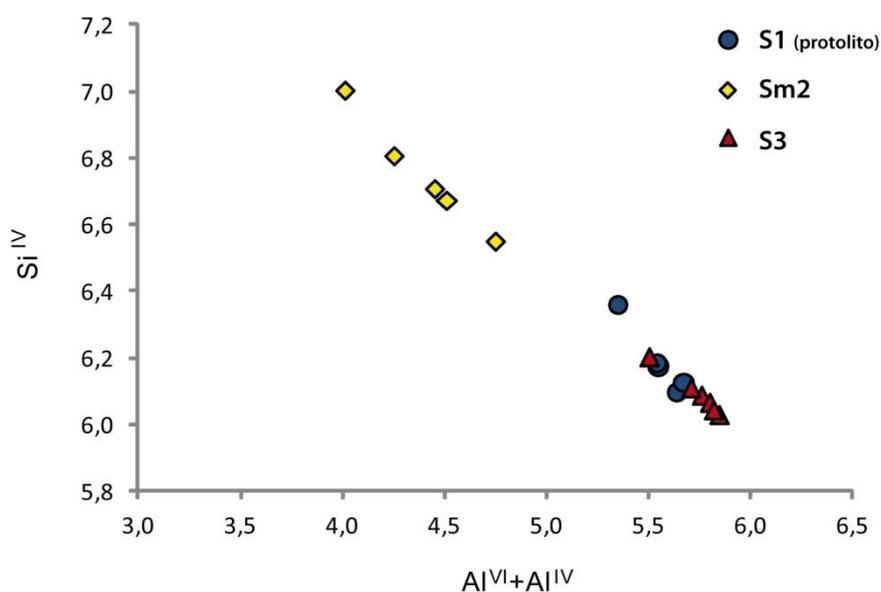


Fig. 125. Diagramma Si^{IV} vs Al^{VI}+Al^{IV} delle fengiti nelle rocce milonitiche dell'Unità di Castagna.

7.5 EVOLUZIONE METAMORFICA DELLE ROCCE MILONITICHE DELL'UNITÀ DI CASTAGNA

L'evoluzione metamorfica delle rocce milonitiche costituenti l'Unità di Castagna, è stata ricostruita definendo le paragenesi associate alle diverse fasi deformative e collocandole all'interno di una griglia petrogenetica (Fig. 126). La determinazione del picco barico è stata determinata prendendo in esame il contenuto di molecola fengitica presente nelle miche potassiche. In particolare, attraverso l'utilizzo del barometro di Massonne & Schreyer (1987), basato sulla composizione della mica chiara in paragenesi con quarzo e K-feldspato, è stato possibile stimare le condizioni di P a cui sono state sottoposte le miloniti indagate.

L'evoluzione metamorfica delle rocce dell'Unità di Castagna è stata rappresentata mediante un percorso P-T-Deformazione (*P-T-D path*), in base alle paragenesi mineralogiche osservate ed ai dati di petrologica di fase.

La fase di *shear* Dm2 si sviluppa in condizioni fisiche di HP-LT. Il P-T-D di queste rocce può essere suddiviso in due fondamentali fasi (Fig. 126):

- 1) La prima fase si realizza in condizioni metamorfiche prograde, durante la quale la pressione aumenta fino a raggiungere il *climax* metamorfico corrispondente a 1.0-1.1 di P ed a circa 350 °C di T, caratterizzato dalla blastesi di fengite lungo la foliazione milonitica Sm2.
- 2) La seconda fase si realizza in condizioni metamorfiche retrograde ed è caratterizzata da una decompressione con progressivo raffreddamento.

Le paragenesi mineralogiche relative alla retrocessione sono sin-cinematiche con l'evento deformativo D3, durante il quale si sviluppano pieghe asimmetriche F3 con vergenza verso il quadrante di NW.

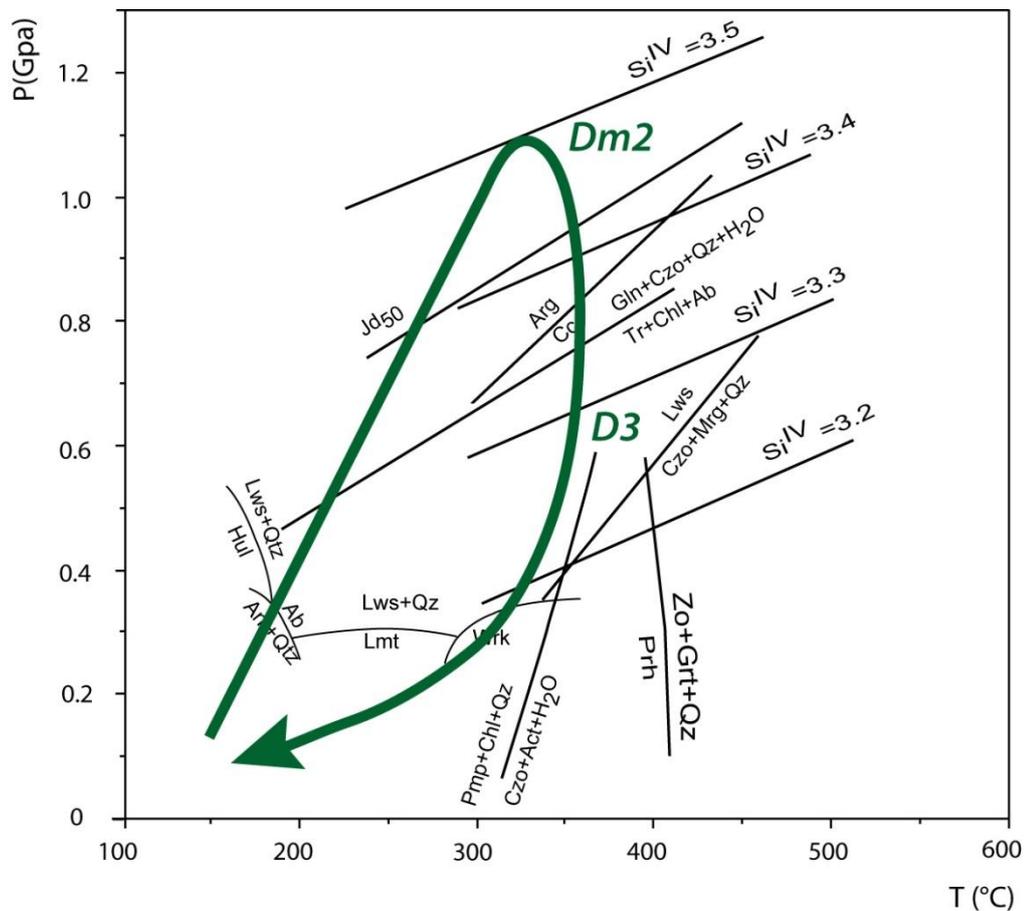


Fig. 126. Percorso P-T per le rocce milonitiche dell'Unità di Castagna.

CAPITOLO 8

DISCUSSIONI

Nel settore centrale della Catena Costiera (Calabria Settentrionale) affiorano frammenti di crosta oceanica appartenenti al dominio della Tetide. Si tratta di *suite* ofiolitiche incomplete, prive del complesso gabbroide e delle relative rocce ultramafiche in accordo con Liberi & Piluso (2009), che sono state coinvolte in un processo di subduzione e successiva esumazione all'interno di un cuneo di accrezione.

I dati collezionati in questo studio hanno permesso di riconoscere, nel settore di Catena Costiera indagato, due importanti unità ofiolitiche, quella di Cozzo Cervello a sud e quella di Mongrassano a nord, caratterizzate da peculiari associazioni litologiche e da differenti coperture metasedimentarie. Entrambe risultano formate da un basamento costituito da metabasalti porfirici ed afirici, sia isotropi sia foliati, con affinità tholeitica T-MORB. Questo carattere geochemico permette di correlarli con i metabasalti affioranti nelle diverse aree dell'AC settentrionale (Beccaluva et al., 1982; Liberi et al., 2006; Liberi & Piluso, 2009). La copertura metasedimentaria dei metabasalti dell'unità di Cozzo Cervello è costituita dal basso verso l'alto da: meta-vulcano clastiti, metacalcari e metadolomie, metapeliti, metareniti e metaconglomerati, ed alternanze metapeliti-calcescisti. Invece, la copertura metasedimentaria dei metabasalti dell'unità di Mongrassano risulta costituita alla base da sottili livelli di meta-vulcano clastiti, che in prossimità dell'abitato di Mongrassano lasciano il posto a sottili livelli di metaradiolariti e di selci ricristallizzate, e da una potente sequenza di calcescisti, caratterizzati da intercalazioni di metapeliti.

Contrariamente al modello proposto da Amodio Morelli et al. (1976) ed in accordo con Lanzafame & Zuffa (1976), la superficie di contatto tra le rocce di copertura metasedimentaria e i sottostanti metabasalti, è di tipo stratigrafico. Localmente, lungo il contatto metabasalti-metasedimenti è possibile osservare:

- ✓ *boudins* di metacarbonati (metacalcari e metadolomie) di dimensioni metriche e decametriche, e sottili livelli di meta-vulcano clastiti nell'unità di Cozzo Cervello;
- ✓ sottili livelli di meta-vulcano clastiti, di metaradiolariti e di selci ricristallizzate nell'unità di Mongrassano.

Le unità ofiolitiche di Cozzo Cervello e di Mongrassano sono state interessate da una evoluzione strutturale comune a tutte le scale, in cui più fasi deformative si sono sovrapposte. In particolare, sono state riconosciute quattro fasi deformative principali: D1, D2, D3 e D4. La D2 rappresenta l'evento deformativo più evidente, caratterizzato da un piegamento isoclinale F2, che interessa sia i metabasalti sia la loro copertura metasedimentaria, e dalla

blastesi metamorfica di paragenesi mineralogiche di HP-LT. Lo sviluppo della fase di deformazione D2 può essere inquadrato nell'ambito di un processo di *underthrusting* che interessa i metabasalti e la loro copertura metasedimentaria in una zona di subduzione. Gli elementi strutturali originati da questa importante fase di deformazione D2 vengono interessati da un successivo evento di deformazione D3, caratterizzato dallo sviluppo di pieghe asimmetriche F3 e da una vergenza del piegamento F3 verso il quadrante di NW. In letteratura, sullo sviluppo delle pieghe F3 esistono vedute contrastanti. Infatti, secondo Rossetti et al. (2004), la formazione delle pieghe F3, è da attribuire ad una zona di taglio estensionale con senso di taglio *top to the west*, con caratteri transizionali tra il regime duttile e fragile, che guida l'esumazione delle rocce di HP-LT. Invece, secondo De Roeber (1972), le pieghe F3 osservate nei metabasalti dell'Unità di Cozzo Cervello, si formano per *thrusting* delle *filloniti ed ortogneiss di Vaccarizzo* (metapeliti e metareniti affioranti nell'area indagata) sui sottostanti metabasalti. L'assenza di *shear zone* duttili estensionali nel settore di Catena Costiera indagato, ci permette di affermare che le pieghe F3 si formano durante l'esumazione delle rocce HP-LT dalla zona di subduzione in un contesto tettonico ancora compressivo. Alla fase D3, si sovrappone un nuovo evento di deformazione D4, caratterizzato da un piegamento tendenzialmente aperto F4, che è molto diffuso e ricorrente anche nelle altre unità ofiolitiche affioranti nel settore settentrionale dell'AC (Piccarreta & Zirpoli, 1970; D3 e D4, De Roeber, 1972; Alvarez, 1975; D4, Carrara & Zuffa, 1976; F2, Liberi & Piluso, 2009). Lo sviluppo delle pieghe F4 come ipotesi di lavoro può essere legato a:

- a) zone di taglio estensionali con caratteri di transizione fragile-duttile che guidano le ultime fasi di esumazione delle unità ofiolitiche studiate;
- b) un evento deformativo legato alla fase orogenetica Appenninica e relativa apertura del bacino Tirrenico.

L'unità di Cozzo Cervello e di Mongrassano mostrano sostanziali differenze per quanto riguarda i percorsi P-T seguiti all'interno del cuneo di accrezione. Infatti, nell'unità di Cozzo Cervello, il picco barico è stato stimato a $P = 1.0-1.1$ GPa e T di circa 350-380 °C, e la relativa fase retrograda è caratterizzata da una decompressione con relativo riscaldamento, testimoniato dalla blastesi di actinolite lungo i piani di foliazione S3, mentre, nell'unità di Mongrassano il picco barico è stimato a $P = 0.8-0.9$ GPa e T di circa 300-350 °C, ed il percorso retrogrado è caratterizzato da un progressivo raffreddamento. Questa differenza nell'evoluzione metamorfica delle unità ofiolitiche studiate può essere legata a:

- ✓ una diversa posizione nel cuneo di accrezione: l'unità di Cozzo Cervello occupa una posizione più prossima al margine continentale mentre, l'unità di Mongrassano è collocata in posizione più distale;

- ✓ un differente stadio dell'evoluzione della subduzione: l'unità di Mongrassano coinvolta in una prima subduzione intra-oceanica rispetto all'unità di Cozzo Cervello, che invece subduce sotto ad un margine continentale cristallino. Ciò implica una diacronia tra i due eventi subduttivi che interessano distintamente le unità ofiolitiche studiate.

A quali condizioni fisiche di P e T, ed a quale processo geologico è da attribuire l'accoppiamento fra le due unità ofiolitiche studiate rimane ancora un problema aperto.

Il contatto tra l'unità di Cozzo Cervello e di Mongrassano, si osserva lungo il versante in sinistra idrografica del Torrente Finita ed è di natura tettonica, caratterizzato da una fascia cataclastico-milonitica di circa 15 metri di spessore, leggermente immergente a NW e che si sviluppa nei metabasalti che stanno alla base dell'unità di Mongrassano. Le evidenze strutturali suggeriscono una cinematica del contatto di tipo estensionale con senso di taglio *top to the northwest*.

Inoltre, il presente studio ci permette di affermare che:

- ✓ l'unità ofiolitica di Cozzo Cervello mostra caratteristiche litologiche e stratigrafiche confrontabili con l'Unità di Gimigliano (Amodio Morelli et al., 1976), affiorante in Sila Piccola e nel settore meridionale della Catena Costiera;
- ✓ l'unità ofiolitica di Mongrassano, sulla base delle caratteristiche litologiche, stratigrafiche e petrografiche, può essere considerata come una sub-unità dell'Unità di Malvito (Amodio Morelli et al., 1976), affiorante in tutta la zona nord-orientale della Catena Costiera;
- ✓ I metasedimenti affioranti nell'area indagata sono interpretabili come le originarie coperture dei metabasalti. Pertanto, non è più sostenibile l'appartenenza dei metasedimenti all'Unità di Bagni relativamente al settore di Catena Costiera studiato.

Al fine di caratterizzare dal punto di vista cinematico il cuneo di accrezione in cui sono state coinvolte le unità ofiolitiche indagate, è risultato utile studiare le rocce milonitiche appartenenti all'Unità di Castagna, che poggiano tramite un contatto tettonico sulle rocce ofiolitiche affioranti nell'area di studio.

L'Unità di Castagna, che affiora diffusamente nel settore settentrionale dell'AC, rappresenta un porzione di basamento cristallino, di pertinenza continentale (Ogniben, 1973; Amodio Morelli et al., 1976), coinvolta, insieme alle unità ofiolitiche, in un processo di subduzione che determina lo sviluppo di una foliazione milonitica molto pervasiva e la blastesi di minerali indicativi di condizioni di HP-LT (Amodio Morelli et al., 1976; Rossetti et al., 2001, 2002).

Lo studio dell'Unità di Castagna affiorante nel settore di Catena Costiera studiato, ha consentito di identificare tre principali fasi di deformazione: D1, Dm2 e D3.

La fase D1 è caratterizzata da una foliazione relitta S1, legata ai protoliti, principalmente gneissici, delle rocce milonitiche dell'Unità di Castagna. I protoliti delle rocce milonitiche dell'Unità di Castagna sono correlabili con le rocce di alto grado metamorfico della sovrastante Unità della Sila. La foliazione relitta S1 si osserva localmente all'interno di *low strain domains*, sfuggiti al successivo evento di taglio duttile Dm2. Le rocce dell'Unità di Castagna avrebbero subito effetti metamorfici pre-Alpini (Ercinici) in condizioni di *facies* anfibolitica, seguita da una retrocessione in *facies* scisti verdi. Successivamente i volumi sono stati interessati da evidenti e pervasivi effetti milonitici di età Alpina in condizioni fisiche di HP-LT (Borsi & Dubois, 1968; Amodio Morelli et al., 1976; Dietrich, 1976; Rossetti et al., 2001). In base a queste interpretazioni è verosimile attribuire alla fase di deformazione D1 e relativa foliazione S1, un'età Ercinica.

La fase Dm2 è caratterizzata dallo sviluppo di un *fabric* Sm2 molto diffuso e pervasivo che si origina in un regime tettonico duttile di tipo *simple shear*. Lungo questo *fabric* si osserva la blastesi di minerali indice di condizioni di HP-LT (miche fengitiche), suggerendo che la milonisi che interessa questa porzione di crosta continentale si sviluppa durante un processo di subduzione. Il picco barico delle rocce milonitiche dell'Unità di Castagna è stimato a $P = 1.0-1.1$ GPa e T di circa 350 °C.

L'analisi degli indicatori cinematici duttili presenti lungo il *fabric* milonitico Sm2 ha evidenziato un senso di *shear top to the west-southwest*. Queste evidenze cinematiche, che indicano un senso di trasporto tettonico verso l'attuale W, sono in accordo con Faure (1980). Gli effetti di ricristallizzazione dinamica nel quarzo, come *bulging* e *subgrain rotation*, associati all'evento di *shear* Dm2, invece mettono in evidenza che la milonisi che interessa le rocce milonitiche studiate si sviluppa in condizioni fisiche di LT (*range* di T tra 300-500°C) e di alto *strain rate* (Passchier & Trouw, 2005).

All'evento Dm2 si sovrappone una nuova fase di deformazione D3 che genera un piegamento asimmetrico F3. Le pieghe F3 marcano la fase di esumazione delle rocce milonitiche dell'Unità di Castagna, che avviene seguendo un percorso retrogrado caratterizzato da un progressivo raffreddamento. Le pieghe F3 sono caratterizzate da una vergenza del piegamento verso NW. La geometria di queste pieghe nonché la loro vergenza verso i quadranti nord-occidentali sono perfettamente correlabili con quelle delle pieghe F3 riconosciute nelle sottostanti unità ofiolitiche.

Lungo i piani assiali delle pieghe asimmetriche F3, in Sila Piccola, secondo De Vuono et al. (2010) si sviluppano *thrust* che indicano un senso di trasporto diretto verso W-SW. All'evento

D3 è associato anche lo sviluppo di un clivaggio di crenulazione che mostra geometrie simmetriche nelle zone di cerniera ed asimmetriche lungo i fianchi delle pieghe F3, con blastesi metamorfica di mica chiara, clorite, quarzo ed ematite.

Il clivaggio di crenulazione asimmetrico S3 che si sviluppa lungo i fianchi delle pieghe F3, può essere confuso con lo *shear bands cleavage*, poiché si originano simili geometrie di deformazione (Passchier & Trouw, 2005). La presenza di angoli tra la foliazione Sm2 ed i nuovi piani di clivaggio S3 dominatamente superiori a 45°, la presenza di pieghe nella foliazione Sm2 a larga ampiezza rispetto alla spaziatura dei piani S3 e soprattutto, la posizione di queste strutture lungo i fianchi delle pieghe maggiori F3, ci permette di escludere la formazione di questo clivaggio in un contesto deformativo estensionale (*shear bands cleavage* e/o *extensional crenulation cleavage*). Quindi, lo sviluppo del clivaggio di crenulazione asimmetrico S3 è legato a processi di *shortening* (Passchier & Trouw, 2005). Pertanto, la fase deformativa D3 origina un apparente *shear* principalmente lungo i fianchi lunghi delle pieghe F3, che genera “falsi” indicatori cinematici con senso di taglio *top to the east-southeast*.

8.1 IMPLICAZIONI PALEOTETTONICHE

I dati geologici di terreno e quelli cinematici hanno permesso di ricostruire e proporre un possibile scenario paleotettonico dell'evoluzione del cuneo di accrezione Alpino in cui sono state coinvolte le unità ofiolitiche di HP-LT studiate e l'Unità di Castagna.

Le età relative ai diversi stadi di evoluzione del cuneo di accrezione sono state prese dai lavori di Rossetti et al. (2001, 2004).

La presente ricostruzione paleotettonica (Fig. 127) parte nell'Eocene medio (~45Ma) quando nel Mediterraneo occidentale sono presenti due diversi rami oceanici che isolano un alloctono estensionale di crosta continentale (Fig. 127) di cui la Calabria è parte: l'*AlKaPeCa Block* (Guerrera et al., 1993, 2005; Cello et al., 1996; Bonardi et al., 2001; Piluso & Morten, 1997, 1999, 2004; Molli, 2008; Carminati et al., 2012; Carminati & Doglioni, 2012). In particolare, tra la Sardegna (margine continentale Europeo) e la Calabria, è presente secondo questa ricostruzione, un ramo oceanico che può essere comparato con la Tetide Alpina (Fig. 127). Secondo la presente ricostruzione, il ramo oceanico della Tetide Alpina durante l'Eocene inferiore è dominato da una attiva convergenza, probabilmente accomodata da una prima subduzione intraoceanica. A questa fase è legata la subduzione delle rocce dell'unità di Mongrassano.

La testimonianza di una probabile subduzione intraoceanica è legata al tipo di gradiente geotermico seguito dall'unità di Mongrassano.

Successivamente, il sistema di subduzione con polarità orogenica verso W-SW della Tetide Alpina, migra verso E, coinvolgendo nella subduzione, l'unità di Cozzo Cervello prima (fase deformativa D2), ed il margine continentale della Calabria subito dopo. Questo processo determina la milonitizzazione delle rocce dell'Unità di Castagna (fase deformativa Dm2).

L'età del metamorfismo di HP-LT in Calabria è molto dibattuta. Alcuni autori attribuiscono al metamorfismo il *facies* scisti blu delle unità ofiolitiche dell'AC un'età Cretaceo-Paleocene (Amodio Morelli et al., 1976; Cello et al., 1996). Rossetti et al. (2001, 2004) attribuiscono invece al metamorfismo di HP-LT un'età Eocene-Oligocene (38-35 Ma; geocronologia isotopica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ su miche potassiche). Gli stessi autori mettono in evidenza il buon accordo dell'età del metamorfismo di HP-LT della Calabria settentrionale con le età proposte in letteratura per il complesso degli *Schistes Lustrés* nella Corsica Alpina.

Recenti studi sull'età del metamorfismo di HP in Corsica, che interessano alcune unità tettoniche in *facies* lawsonite-eclogite e lawsonite-scisti blu appartenenti al complesso degli *Schistes Lustrés*, e basati sulla sistematica Lu-Hf del granato e della lawsonite, suggeriscono un'età del metamorfismo di HP nella Corsica Alpina di ~37-34 Ma (Brovarone et al., 2012). Questi dati sono in accordo con le datazioni U-Pb su zirconi dell'unità lawsonite-eclogite (~34 Ma) proposti da Martin et al. (2011) sempre per la Corsica Alpina.

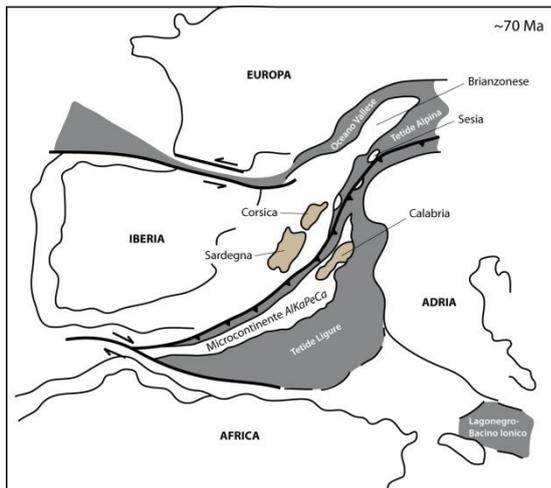
L'età del metamorfismo di HP nelle ofioliti della Calabria (38-35 Ma), perfettamente paragonabile a quello delle unità tettoniche della Corsica Alpina (37-34 Ma), e la comune polarità orogenica dei due sistemi di subduzione permette di:

- ✓ correlare le rocce di HP-LT della Calabria con quelle della Corsica e della cintura Alpina;
- ✓ separare il blocco Calabro da quello Sardo prima della sutura Alpina;
- ✓ sostenere la continuità della catena Alpina nel Mediterraneo centro-occidentale;
- ✓ affermare che le rocce dell'AC, caratterizzate da un metamorfismo di HP-LT, sono state coinvolte in un processo di subduzione Europa-vergente.

Le rocce studiate affette dal metamorfismo di HP-LT, vengono esumate in un regime tettonico compressivo, come testimoniato dal piegamento asimmetrico F3 descritto sia nelle unità ofiolitiche di Cozzo Cervello e di Mongrassano (fase deformativa D3), sia nelle rocce milonitiche dell'Unità di Castagna (fase deformativa D3). L'esumazione delle rocce HP-LT dell'AC sarebbe avvenuta tra 30-17 Ma in accordo con Rossetti et al. (2001; 2004).

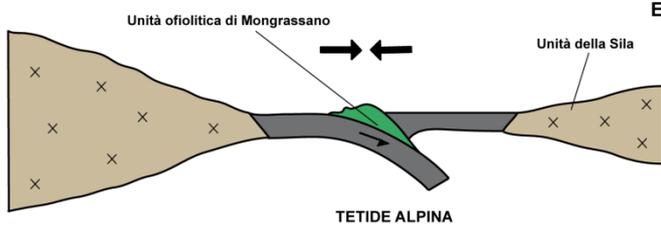
Poiché le rocce dell'unità di Mongrassano si sono esumate seguendo un tragitto retrogrado caratterizzato da un leggero raffreddamento possiamo affermare che l'esumazione di questa unità avviene nel prisma di accrezione che si sviluppa durante la subduzione intraoceanica. Invece, per l'unità di Cozzo Cervello, dominata da un riscaldamento relativo durante la decompressione, possiamo suggerire una risalita durante le prime fasi di una collisione continentale. In entrambi i casi l'esumazione è da attribuire come ipotesi di lavoro a processi di estrusione tettonica lungo piani di *thrust*. Infatti, De Vuono et al. (2010), in Sila Piccola (Calabria Settentrionale), lungo i piani assiali delle pieghe asimmetriche che caratterizzano l'Unità di Castagna, osservano lo sviluppo di piani di *thrust* con senso di trasporto verso W-SW. L'esumazione delle unità tettoniche studiate può essere legata anche ad un processo di *slab break-off*, che rimuove le forze che guidavano la subduzione a favore di quelle che determinano l'esumazione, come suggerito da Marroni et al. (2010) per le rocce di HP-LT della Corsica Alpina.

L'esumazione delle rocce di HP-LT studiate è caratterizzata, nelle parti più superficiali del cuneo di accrezione, dallo sviluppo di faglie dirette a basso angolo con cinematica verso i quadranti nord-occidentali. Queste strutture mettono a contatto l'unità ofiolitica di Mongrassano e quella di Cozzo Cervello.



Prima di 35 Ma
EUROPA/SARDEGNA

W-SW



CALABRIA

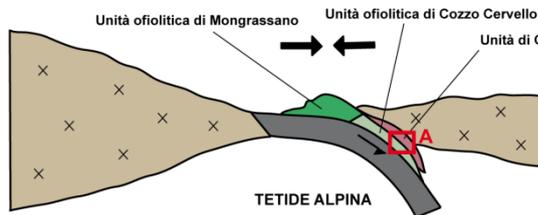
E-NE

Subduzione intraoceanica

35-25 Ma

EUROPA/SARDEGNA

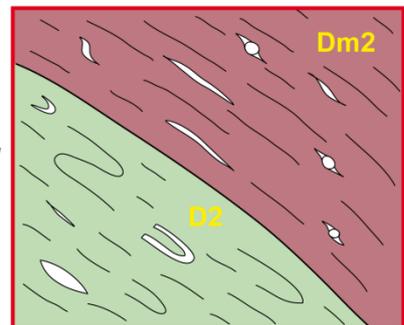
W-SW



CALABRIA

W-SW

Metamorfismo di HP-LT



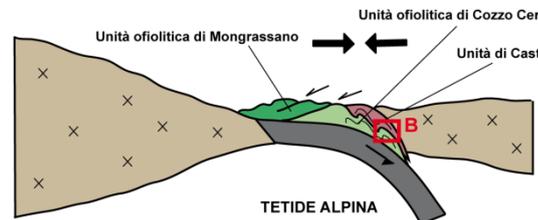
A

E-NE

30-20 Ma

EUROPA/SARDEGNA

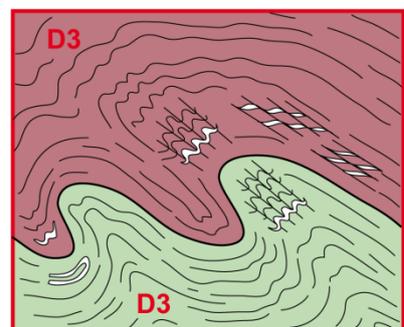
W-SW



CALABRIA

NW

Esumazione delle rocce di HP-LT



B

SE

← → Attiva compressione

↘ ↙ Low-angle normal faulting

Fig. 127. In alto: schema paleogeografico del Mediterraneo occidentale modificato da Molli (2008). L'età di ~70 Ma è presa dal lavoro di Molli (2008). In basso: ricostruzione paleotettonica semplificata dell'evoluzione del cuneo di accrezione Alpino in cui sono state coinvolte le unità ofiolitiche di HP-LT studiate e l'Unità di Casta

CONCLUSIONI

Il presente lavoro di tesi, basato su analisi di carattere strutturale, petrografico, petrologico e geochimico, e sullo svolgimento di un rilevamento geologico e geologico-strutturale, ha messo in evidenza che, nel settore centrale della Catena Costiera (Calabria Settentrionale), affiorano frammenti di crosta oceanica (unità di Cozzo Cervello e di Mongrassano) ed una porzione di crosta continentale (Unità di Castagna), che sono stati coinvolti in un processo di subduzione e successiva esumazione all'interno di un cuneo di accrezione di tipo Alpino. Inoltre, il presente studio, permette di affermare che non ci sono evidenze a sostegno della presenza, nell'area indagata, dell'Unità di Bagni proposta in Amodio Morelli et al. (1976).

Nel settore centrale della Catena Costiera, sono state osservate due distinte unità ofiolitiche, l'unità di Cozzo Cervello a sud, e l'unità di Mongrassano a nord, sulle quali giace l'Unità di Castagna, che è costituita da una porzione di basamento cristallino.

Entrambe le unità ofiolitiche sono state interessate da una storia deformativa comune e polifasica, sviluppatasi durante processi di subduzione ed esumazione all'interno di un cuneo di accrezione Europa-vergente. L'unità di Cozzo Cervello e di Mongrassano mostrano però sostanziali differenze per quanto riguarda i percorsi P-T seguiti nel cuneo di accrezione. Infatti, nell'unità di Cozzo Cervello, la fase retrograda è caratterizzata da una decompressione con relativo riscaldamento mentre, nell'unità di Mongrassano il percorso retrogrado è caratterizzato da un progressivo raffreddamento. Questa differenza nell'evoluzione metamorfica delle unità ofiolitiche studiate può essere spiegata ammettendo che l'unità di Mongrassano viene coinvolta in una prima subduzione intra-oceanica rispetto all'unità di Cozzo Cervello.

La fase di *underthrusting*, che interessa le unità ofiolitiche indagate, sviluppa un piegamento isoclinale e la blastesi di paragenesi mineralogiche inquadrabili nella *facies* degli scisti blu (fase di deformazione D2). In questo processo di *underthrusting* viene coinvolto anche un frammento di crosta continentale di età paleozoica, l'Unità di Castagna, con lo sviluppo di una milonisi molto diffusa e pervasiva, accompagnata dalla blastesi sin-cinematica di paragenesi mineralogiche di HP-LT (fase di deformazione Dm2). Gli indicatori cinematici duttili, associati all'evento di *shear* Dm2, osservabili nelle rocce milonitiche dell'Unità di Castagna, suggeriscono una polarità orogenica del cuneo di accrezione diretta verso W-SW. L'età del metamorfismo di HP-LT, rilevato nelle unità ofiolitiche studiate e nell'Unità di Castagna, sulla base di dati di letteratura, è di 38-35 Ma (Rossetti et al., 2001, 2004). Questo

dato è perfettamente correlabile con il metamorfismo di HP-LT osservato nella Corsica Alpina (~37-34 Ma; Martin et al., 2011; Brovarone et al., 2012).

Successivamente, sia le unità ofiolitiche di Cozzo Cervello e di Mongrassano, sia l'Unità di Castagna, seguono un percorso di esumazione, legato a processi di estrusione tettonica e caratterizzato dallo sviluppo di un piegamento asimmetrico osservabile a tutte le scale, che mostra una vergenza verso il quadrante di NW (fase di deformazione D3). L'esumazione si realizza tra 30-17 Ma (Rossetti et al., 2001). A questa fase, nelle unità ofiolitiche studiate, si sovrappone un nuovo evento di deformazione, caratterizzato da un piegamento tendenzialmente aperto e dall'assenza di blastesi metamorfica (fase di deformazione D4). Lo sviluppo del piegamento F4 potrebbe essere legato a:

- a) zone di taglio estensionali che guidano le ultime fasi di esumazione delle unità tettoniche studiate;
- b) un evento deformativo legato alla fase orogenetica Appenninica e relativa apertura del bacino Tirrenico.

Infine, i dati presentati in questo lavoro, indicano che l'evoluzione tettono-metamorfica delle rocce di HP-LT affioranti nell'Arco Calabro Settentrionale può essere inquadrata nella fase orogenetica Alpina.

BIBLIOGRAFIA

- ALVAREZ W. & SHIMABUKURO D.H. (2009)** – *The geological relationships between Sardinia and Calabria during Alpine and Hercynian times*. Ital.J.Geosci. (Boll.Soc.Geol.It.) **128**, 257-268.
- ALVAREZ W. (1976)** – *A former continuation of the Alps*. Geological Society of America Bulletin **87**, 81-896.
- ALVAREZ W. (1978)** – *Fold distortion: a new indicator of tectonic transport direction*. Geology **6**, 657-660.
- ALVAREZ W., COCOZZA T. & WEZEL F.C. (1974)** – *Fragmentation of the Alpine belt by microplate dispersal*. Nature, **248**, 309-314.
- AMODIO-MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN-LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1976)** – *L'arco Calabro-Peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide*. Mem. Soc. Geol. It. **17**, 1-60.
- BARCA D., CIRRINCIONE R., DE VUONO E., FIANNACCA P., IETTO F. & LO GIUDICE A. (2010)** – *The Triassic rift system in the northern Calabrian-Peloritani Orogen: evidence from basaltic dyke magmatism in the San Donato Unit*. Period. Mineral. **79**, 2, 61-72.
- BARONE A., FABBRI A., ROSSI S. & SARTORI R. (1982)** – *Geological structure and evolution of the marine areas adjacent to the Calabrian arc*. Earth Evol. Sci., **3**, 207-221.
- BECCALUVA L., MACIOTTA G. & SPADEA P. (1982)** – *Petrology and geodynamic significance of the Calabria-Lucania ophiolites*. Rendiconti Società Italiana di Mineralogia e Petrologia **38**, 973-987.
- BEST G. MYRON (2006)** – *Igneous and metamorphic petrology (second edition)*. Blackwell Publishing, 0-729.
- BOCCALETTI M., CIARANFI N., COSENTINO D., DEIANA G., GELATI R., LENTINI F., MASSARI F., MORATTI G., PESCATORE T., RICCI LUCCHI F. & TORTORICI L. (1990)** – *Palinspastic restoration and paleogeographic reconstruction of the peri-Tyrrhenian area during the Neogene*. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. **77**, 41-42.
- BOCCALETTI M., ELTER P. & GUAZZONE G. (1971)** – *Plate Tectonic Models for the Development of the Western Alps and Northern Apennines*. Nature, Physical Science **234** (49), 108-111.
- BOCCALETTI M., NICOLICH R. & TORTORICI L. (1984)** – *The Calabrian Arc and the Ionian Sea in the dynamic evolution of the central Mediterranean*. Mar. Geol. **55**, 219-245.
- BONARDI G., CARMIGNANI L., DISPERATI L., LIOTTA D. & PERRONE V. (1997)** – *Apennine Peninsula*. In: Ebner F., Neubauer F. & Rantisch G. Eds., Terrane Map of the Alpine Himalayan Belt, Sheet 1: Southern and Southeastern Europe. IGCP 276 Newsletter 6, Ann. Géol. Pays Helléniques **37**, 3-26.
- BONARDI G., CARMIGNANI L., DISPERATI L., LIOTTA D. & PERRONE V. (1997)** – *Apennine Peninsula*. In: Ebner F., Neubauer F. & Rantisch G. Eds., Terrane Map of the Alpine Himalayan Belt, Sheet 1: Southern and Southeastern Europe. IGCP 276 Newsletter 6, Ann. Géol. Pays Helléniques. **37**, 3-26.

- BONARDI G., CAVAZZA W., PERRONE V. & ROSSI S. (2001)** – *Calabria-Peloritani Terrane and Northern Ionian Sea*. In: *Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean basins* (edited by Vai G.B. and Martini I.P.), 287-306, Spinger, Dordrecht, Netherlands.
- BONARDI G., CAVAZZA W., PERRONE V. & ROSSI S. (2001)** – *Calabria-Peloritani Terrane and Northern Ionian Sea*. In: *Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean basins* (edited by Vai G.B. and Martini I.P.), 287-306, Spinger, Dordrecht, Netherlands.
- BONARDI G., CELLO G., PERRONE V., TORTORICI L., TURCO E., ZUPPETTA A. (1982)** – *The evolution of the northern sector of the Calabria-Peloritani Arc in a semiquantitative palinspastic restoration*. *Boll. Soc. Geol. It.* **101**, 259-274.
- BONARDI G., GIUNTA G., MESSINA A., PERRONE V. & RUSSO S. (1993)** – *The Calabrian-Peloritani Arc and its correlation with Northern Africa and Southern Europe. Field Trip Guidebook*. In: A. Messina, S. Russo (eds.): *The Calabrian-Peloritani Arc and its Correlation with Northern Africa and Southern Europe*. IGCP Project n. 276, Newsletter **6**, 27-90.
- BONARDI G., GIUNTA G., PERRONE V., RUSSO M., ZUPPETTA A. & CIAMPO G. (1980)** – *Osservazioni sull'evoluzione dell'arco calabro-peloritano nel Miocene inferiore: la Formazione di Stilo-Capo d'Orlando*. *Boll. Soc. Geol. It.* **99**, 365-393.
- BONARDI G., PERRONE V. & ZUPPETTA A. (1974)** – *I rapporti tra « metabasiti », « filladi » e « scisti micacei » nell'area tra Paola e Rose (Calabria)*. *Boll. Soc. Geol. It.* **93**, 245-276.
- BORSI S. & DUBOIS R. (1968)** – *Donnes geochronologiques sur l'histoire hercynienne et alpine de la Calabre centrale*. *C.R. Acad. Sc. Paris* **266**, 72-75.
- BORTOLOTTI V., PRINCIPI G. & TREVES B. (2001)** – *Ophiolites, Ligurides, and the tectonic evolution from spreading to convergence of a Mesozoic Western Tethys segment*. G. B. Vai and I.P. Martini (eds.), *Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*. Kluwer Academic Publisher, 151-164.
- BOUILLIN J. P., DURAND DELGA M. & OLIVIER P. (1986)** – *Betic-Rifian and Tyrrhenian arcs: distinctive features, genesis and development stages*. In: *The Origin of Arcs* (edited by Wezel F.C.). Elsevier Science, Amsterdam, 281-304.
- BROVARONE V.A., HERWARTZ D., CASTELLI D. & MALAVIEILLE J. (2012)** – *On the timing of high-pressure metamorphism in Alpine Corsica: the first Lu-Hf garnet and lawsonite ages*. *Geophysical Research Abstract*, EGU general assembly 2012, **24**.
- BROZZETTI F., CIRILLO D., LIBERI F., FARACA E. & PILUSO E. (2012)** – *The Crati Valley Extensional System: field and subsurface evidences*. *Rendiconti online Soc. Geol. It.*, **21**, 159-161.
- BRUNET C., MONIÉ P., JOLIVET L. & CADET J.P. (2000)** – *Migration of compression and extension in the Thyrrenian Sea, insights from 40Ar/39Ar ages on micas along a transect from Corsica to Tuscany*. *Tectonophysics* **321**, 127–155.
- CAGGIANELLI A., LIOTTA D., PROSSER G. & RANALLI G. (2007)** – *Pressure-temperature evolution of the late Variscan Calabria continental crust: compatibility with post-collisional extensional tectonics*. *Terra Nova* **19**, 502-514.
- CAGGIANELLI A., PROSSER G. & DEL MORO A. (2000)** – *Cooling and exhumation history of deep-seated and shallow level, late Variscan granitoids from Calabria*. *Geological Journal* **35**, 33-42.
- CARMINATI & DOGLIONI (2012)** – *Alps vs. Apennines: The paradigm of a tectonically asymmetric Earth*. *Earth-Science Reviews* **112**, 67–96.

- CARMINATI E., LUSTRINO M. & DOGLIONI C. (2012)** – *Geodynamic evolution of the Central and Western Mediterranean: tectonics vs. igneous petrology constraints*. Tectonophysics, doi 10.1016/2012.01.026.
- CARRARA A. & ZUFFA G.G. (1976)** – *Alpine structures in north-western Calabria, Italy*. Geol. Soc. Am. Bul. **87**, 1229-1246.
- CELLO G., INVERNIZZI C. & MAZZOLI S. (1996)** - *Structural signature of tectonic processes in the Calabrian Arc, southern Italy: Evidence from oceanic-derived Diamante-Terranova unit*. Tectonics **15**, 187-200.
- CELLO G., TORTORICI L., TURCO E. & GUERRA I. (1981)** – *Profili profondi in Calabria Settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It. **100**, 423-431.
- CIFELLI F., ROSSETTI F. & MATTEI M. (2007)** – *The architecture of brittle postorogenic extension: Results from an integrated structural and paleomagnetic study in north Calabria (southern Italy)*. GSA Bulletin **119**, 221-239.
- CIRRINCIONE R. & MONACO C. (1996)** – *Evoluzione tettono-metamorfica dell'Unità del Frido (Appennino Meridionale): nuovi dati microstrutturali*. Mem. Soc. Geol. It. **51**, 83-92.
- COLONNA V. & COMPAGNONI R. (1982)** – *Guida all'escursione sulle unità cristalline della Catena Costiera (Calabria)*. Rendiconti Società Italiana di Mineralogia e Petrologia **38**, 1141-1152.
- COLONNA V. & PICCARRETA G. (1976)** – *Contributo alla conoscenza dell'unità di Castagna in Sila Piccola: rapporti tra micascisti, paragneiss e gneiss occhialini*. Boll. Soc. Geol. It. **25**, 39-48.
- COLONNA V. & SIMONE A. (1978)** – *Gli « scisti del F. Savuto »: un contributo alla conoscenza dell'unità di Bagni nella Calabria centrale*. Boll. Soc. Geol. It. **97**, 699-709.
- COLONNA V. & ZANETTIN LORENZONI E. (1970)** – *I rapporti tra i cosiddetti scisti bianchi e le filladi nella zona di Tiriolo*. Mem. Soc. Geol. It. **12**, 135-136.
- COLONNA V., CRISCI G.M. & PICCARRETTA G. (1979)** – *Caratterizzazione delle metavulcaniti dell'Unità di Bagni (Calabria)*. Rendiconti Soc. It. Min. Petr. **38**, 1043-1049.
- CRITELLI S. & LE PERA E. (1995)** – *Tectonic evolution of the Southern Apennines thrust-belt (Italy) as reflected in modal compositions of Cenozoic sandstone*. Journ. Geol. **103**, 95-105.
- CRITELLI S. & LE PERA E. (1998)** – *Post-Oligocene sediment dispersal systems and unroofing history of the Calabrian Microplate, Italy*. International Geology Review **40**, 609-637.
- CRITELLI S. (1999)** – *The interplay of lithospheric flexure and thrust accommodation in forming stratigraphic sequences in the southern Apennines foreland basin system, Italy*. Rend. Accad. Naz. Lincei **10**, 257-326.
- CRITELLI S., LE PERA E., PERRONE V. & SONNINO M. (1995)** – *Le successioni silicoclastiche nell'evoluzione tettonica Cenozoica dell'Appennino Meridionale*. Studi Geologici Camerti, Volume Speciale **2**, 155-165.
- D'AGOSTINO N., D'ANASTASIO E., GERVAZI A., GUERRA I., NEDIMOVIC M.R., SEEBER L. & STECKLER M. (2011)** – *Forearc extension and slow rollback of the Calabrian Arc from GPS measurements*. Geophys. Res. Lett., **38**.
- D'AGOSTINO, N., AVALLONE, A., CHELONI, D., D'ANASTASIO, E., MANTENUTO, S. & SELVAGGI, G (2008)** – *Active tectonics of the Adriatic region from GPS and earthquake slip vectors*. J. Geophys. Res., **113**.

- D'ERRICO M. & DI STASO A. (2010)** – *Stratigraphic revision of the Cenozoic deposits of the Lungro-Verbicaro Unit (Northern Calabria): new data for the reconstruction of tectonic evolution of the southern Apennines* Ital.J.Geosci. (Boll.Soc.Geol.It.) **129**, 450-456.
- D'AGOSTINO, N. & SELVAGGI, G. (2004)** – *Crustal motion along the Eurasia-Nubia plate boundary in the Calabrian Arc and Sicily and active extension in the Messina Straits from GPS measurements*. J. Geophys. Res., **109**, B11402.
- DAL PIAZ G. V. (2010)** – *The Italian Alps: a journey across two centuries of Alpine geology*. In: (Eds.) M. Beltrando, A. Peccerillo, M. Mattei, S. Conticelli & C. Doglioni: *The Geology of Italy: tectonics and life along plate margins*. J. Virt. Expl., Electronic Edition, ISSN 1441-8142, **36**, paper 8.
- DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C. & MARTINOTTI G. (1972)** – *La Zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne*. Mem. Soc. Geol. It. **11**, 433-460.
- DE ROEVER E. W. F. (1972)** – *Lawsonite-albite-facies metamorphism near Fuscaldo, Calabria, (Southern Italy), its geological significance and petrological aspects*. Tesi, Univ. Amsterdam, GUA Papers Geol. **1**, 1-171.
- DE VUONO E., SACCO V., CIRRINCIONE R. & PEZZINO A. (2010)** – *Insights of an Alpine shear reactivation in the Castagna Unit (Sila Piccola Massif, middle-northern Calabria)*. Book of abstract, Geoitalia, Ferrara, 127.
- DEL MORO A., FORNELLI A. & PICCARRETA G. (2000)** – *Tectonothermal history of the Hercynian continental crust of the Serre (southern Calabria, Italy) monitored by Rb-Sr biotite resetting*. Terra Nova **12**, 239-244.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L.P., RICOU L.E., KAZMIN V.G., LE PICHON X., KNIPPER A.L., GRANDJACQUET C., SBORTSHIKOV I.M., GEYSSANT J., LEPVRIER C., PECHERSKY D.H., BOULIN J., SIBUET J.C., SAVOSTIN L.A., SOROKHTIN O., WESTPHAL M., BAZHENOV M.L., LAUER J.P. & BIJU-DUVAL B. (1986)** – *Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias*. Tectonophysics **123**, 241-315.
- DEWEY J., HELMAN M., TURCO E., HUTTON D. & KNOTT S. (1989)** – *Kinematics of western Mediterranean*. In: *Alpine Tectonics*, edited by Coward M., Dietrich D. and Park R.. Geol. Soc. Spec. Publ. **45**, 265-283, London.
- DI BUCCI D. & MAZZOLI S. (2002)** – *Active tectonics of the Northern Apennines and Adria geodynamics: new data and discussion*. Journ. Geodynamics **34**, 687-707.
- DICKINSON W. (1985)** – *Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones*. In Zuffa G. G. Ed.: *Provenance of Arenites*, Reidel Publ. Co. 333-361, London.
- DIETRICH D. & SCANDONE P. (1972)** – *The position of the basic and ultrabasic rocks in the tectonic units of the southern Apennines*. Atti Acc. Pont., Napoli **21**, 61-75.
- DIETRICH D. (1976)** – *La geologia della Catena Costiera Calabria tra Cetraro e Guardia Piemontese*. Mem. Soc. Geol. It. **17**, 61-121.
- DIETRICH D. (1988)** – *Sense of overthrust shear in the Alpine nappes of Calabria (Southern Italy)*. Journal of Structural Geology **10**, 373-381.
- DIETRICH D., LORENZONI S., SCANDONE P., ZANETTIN-LORENZONI E. & DI PIERRO M. (1976)** – *Contribution to the knowledge of the tectonic units of Calabria. Relationships between composition of k-white mica and metamorphic evolution*. Boll. Soc. Geol. It. **95**, 193-217.

- DOGLIONI C. (1991).** *A proposal of kinematic modelling for W-dipping subductions-Possible applications to the Tyrrhenian - Apennines system.* Terra Nova **3**, 423-434.
- DOGLIONI C., FERNANDEZ M., GUEGUEN E. & SABAT F. (1998)** – *On the interference between the early Apennines-Maghrebides backarc extension and the Alps-Betics orogen in the Neogene Geodynamics of the Western Mediterranean.* Boll. Soc. Geol. It. **118**, 75-89.
- DOGLIONI C., GUEGUEN E., HARABAGLIA P. & MONGELLI F. (1999)** – *On the origin of W-directed subduction zones and applications to the western Mediterranean.* Geol. Soc. London Spec. Publ. **156**, 541-561.
- DUBOIS R. & GLANGEAUD L. (1965)** – *Grandes structures, microstructures et sens des chevauchements de matériel cristallin à l'extrémité méridionale du Massif de la Sila (Calabre central, Italie).* C.R. Somm. Géol. France **7**, 229-230.
- FACCENNA C., BECKER T. W., LUCENTE F. P. & ROSSETTI F. (2001)** – *History of subduction and back-arc extension in the central Mediterranean.* J. Geophys. Int. **145**, 1-21.
- FACCENNA C., DAVY P., BRUN J.-P., FUNICIELLO R., GIARDINI D., MATTEI M. & NALPAS T. (1996)** – *The dynamics of back-arc extension: An experimental approach to the opening of the Tyrrhenian Sea.* Geophys. J. Int., **126**, 781-795.
- FACCENNA C., FUNICIELLO F., GIARDINI D. & LUCENTE P. (2001)** – *Episodic back-arc extension during restricted mantle convection in the Central Mediterranean.* Earth and Planetary Science Letters **187**, 105-116.
- FACCENNA C., MOLIN P., ORECCHIO B., OLIVETTI V., BELLIER O., FUNICIELLO F., MINELLI L., PIROMALLO C. & BILLI A. (2011)** – *Topography of the Calabria subduction zone (southern Italy): Clues for the origin of Mt. Etna.* Tectonics **30**, doi:10.1029/2010TC002694.
- FACCENNA C., PIROMALLO C., CRESPO-BLANC A., JOLIVET L. & ROSSETTI F. (2004)** – *Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs.* Tectonics, **23**, TC1012.
- FAURE M. (1980)** – *Microtectonique et charriage Est-Ouest des nappes alpines profondes de Sila (Calabre-Italie meridionale).* Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn. **22**, 135-146.
- FESTA V., DI BATTISTA P., CAGGIANELLI A. & LIOTTA D. (2003)** – *Exhumation and tilting of the late Hercynian continental crust in the Serre Massif (Southern Calabria, Italy).* Boll. Soc. Geol. It., Volume speciale n. **2**, 79-88.
- FESTA V., MESSINA A., PAGLIONICO A., PICCARRETA G. & ROTTURA A. (2004)** – *Pre-Triassic history recorded in the Calabria-Peloritani segmento of the Alpine chain, southern Italy. An overview.* Per. Mineral. **73**, 57-71.
- FILICE F., LIBERI F., CIRILLO D., PANDOLFI L., MARRONI M. & PILUSO E. (2011)** – *Ophiolitic sequences from the central sector of the Catena Costiera (Calabria): stratigraphy, petrology and structural analyses.* Rendiconti on-line Società Geologica Italiana **15**, 63-64.
- FINETTI I. & DEL BEN A. (1986)** – *Geophysical study of the Tyrrhenian opening.* Boll. Geofis. Teor. Appl., **110**, 75-155.
- FORNELLI A., PASCAZIO G. & PICCARRETA G. (2011)** – *Diachronic and different metamorphic evolution in the fossil Variscan lower crust of Calabria..* Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch) DOI 10.1007/s00531-011-0721-8

- FRANCALANCI L. & MANETTI P. (1994)** – *Geodynamic models of the southern Tyrrhenian region: Constraints from the petrology and geochemistry of the Aeolian volcanic rocks*. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, **36**, 283-292.
- GALLI P. & BOSI V. (2002)** – *Paleoseismology along the Cittanova fault: Implications for seismotectonics and earthquake recurrence in Calabria (southern Italy)*. *J. Geophys. Res.* **107**, 2044, doi:10.1029/2001JB000234.
- GALLI P., SCIONTI V. & SPINA V. (2007)** – *New paleoseismic data from the Lakes and Serre faults (Calabria, southern Italy). Seismotectonic implication*. *Boll. Soc. Geol. It.* **126**, 347–364.
- GOSCOMBE B. D., PASSCHIER C.W. & HAND M. (2004)** – *Boudinage classification: end-member boudin types and modified boudin structures*. *Journal of Structural Geology* **26**, 739–763.
- GRAESSNER T. & SCHENK V. (2001)** - *An exposed Hercynian deep crustal section in the Sila Massif of northern Calabria; mineral chemistry, petrology and a P-T path of granulite-facies metapelitic migmatites and metabasites*. *Journal of Petrology* **42**, 931-961.
- GRAESSNER T., SCHENK V., BRÖCKER M. & MEZGER K. (2000)** – *Geochronological constraints on the timing of granitoid magmatism, metamorphism and post-metamorphic cooling in the Hercynian crustal cross-section of Calabria*. *J. metamorphic Geol.* **18**, 409-421.
- GRANDJACQUET C. (1971)** – *Les séries transgressives d'âge oligo-miocène inférieur de l'Apennin méridional: conséquences tectoniques et paléogéographiques*. *Boll. Soc. Géol. Fr.* **13**, 315-319.
- GUEGUEN E., DOGLIONI C. & FERNANDEZ M. (1997)** – *Lithospheric boudinage in the Western Mediterranean backarc basin*. *Terra Nova*, **9**, 184-187.
- GUERRERA F., MARTIN-ALGARRA A. & PERRONE V. (1993)** – *Late Oligocene-Miocene syn-late-orogenic successions in Western and Central Mediterranean chains from the Betic Cordillera to the Southern Apennines*. *Terra Nova* **5**, 525-544.
- GUERRERA F., MARTIN-MARTIN M., PERRONE V. & TRAMONTANA M. (2005)** – *Tectono-sedimentary evolution of the southern branch of the Western Tethys (Maghrebian Flysch Basin and Lucanian Ocean): consequences for Western Mediterranean geodynamics*. *Terra Nova* **17**, 358-367.
- HACCARD D., LORENZ C. & GRANDJACQUET C. (1972)** – *Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Apennin (de la Ligurie à la Calabre)*. *Mem. Soc. Geol. It.* **11**, 309-341.
- HANDY M.R., SCHMID S.M., BOUSQUET R., KISSLING E. & BERNOULLI D. (2010)** – *Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps*. *Earth-Sci. Rev.* **102**, 121-158.
- HEYMES T., BOUILLIN J.-P., PÊCHER A., MONIÉ P. & COMPAGNONI R. (2008)** – *Middle Oligocene extension in the Mediterranean Calabro-Peloritan belt (southern Italy): Insights from the Aspromonte nappes pile*. *Tectonics* **27**, doi:10.1029/2007TC002157.
- IANNACE A., GARCIA-TORTOSA F. J. & VITALE S. (2005)** – *Triassic metasedimentary successions across the boundary between the southern Apennines and the Calabrian Arc (northern Calabria, Italy)*. *Journ. Geol.* **40**, 155-171.
- IANNACE A., VITALE S., D'ERRICO M., MAZZOLI S., DI STASO A., MACAIONE E., MESSINA A., REDDY S. M., SOMMA R., ZAMPARELLI V., ZATTIN M. & BONARDI G. (2007)** – *The carbonate tectonic units of northern Calabria (Italy): a record of Apulian palaeomargin evolution and Miocene convergence, continental crust subduction, and exhumation of HP LT rocks*. *Journal of the Geological Society* **164**, 1165-1186.

- IETTO A., BARILARO A.M., CALLIGARO G. & MANCUSO C. (1992)** – *Elementi per una revisione dei rapporti Appennino-Arco Calabro*. Bollettino della Società Geologica Italiana **111**, 193-215.
- JOLIVET L., FACCENNA C., GOFFÈ B., MATTEI M., ROSSETTI F., BRUNET C., STORTI F., FUNICIELLO R., CADET P. J., D'AGOSTINO N. & PARRA T. (1998)** – *Midcrustal shear zones in postorogenic extension: Example from the northern Tyrrhenian Sea*. J. Geophys. Res. **103**, 12123-12161.
- KASTENS K., MASCLE J., AUROUX, C. ET AL. (1988)** – *ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: Insights into passive margin and back-arc basin evolution*. Geol. Soc. Am. Bull. **100**, 1140-1156.
- KASTENS K.A. & MASCLE J. (1990)** – *The geological evolution of the Tyrrhenian Sea: An introduction to the scientific results of ODP Leg 107*. Proc. ODP, Sci. Results, **107**, 3-26.
- KNOTT S. D. & TURCO E. (1991)** – *Late Cenozoic kinematics of the Calabrian arc, southern Italy*. Tectonics **10**, 1164–1172.
- KNOTT S. D. (1987)** – *The Liguride Complex of southern Italy: A Cretaceous to Paleogene accretionary wedge*. Tectonophysics **142**, 217 – 226.
- KNOTT S.D. (1994)** – *Structure, kinematics and metamorphism in the Liguride Complex, southern Apennines, Italy*. Journ. Struct. Geol. **16** (8), 1107-1120.
- LANGONE A., GODARD G., PROSSER G., CAGGIANELLI A., ROTTURA A., TIEPOLO M. (2010)** – *P–T–t path of the Variscan low-pressure rocks from the Mandatoriccio complex (Sila Massif, Calabria, Italy): new insights for crustal evolution*. Journal of Metamorphic Geology **28**, 137–162.
- LANZAFAME G. & ZUFFA G. G. (1976)** – *Geologia e Petrografia del Foglio Bisignano (Bacino del Crati, Calabria)*. Geol. Rom. **15**, 223-270.
- LANZAFAME G, SPADEA P. & TORTORICI L. (1979)** – *Mesozoic ophiolites of northern Calabria and Lucanian Apennine (southern Italy)*. Ofioliti **4**, 173–182.
- LANZAFAME G. & TORTORICI L. (1981)** – *La tettonica recente della Valle del F. Crati (Calabria)*. Geograf. Fis. Quat. **4**, 11-21.
- LEAKE B. E., WOLLEY A. R., ARPS C. E. S., BIRCH W. D., GILBERT M. C., GRICE J. D., HAWTHORNE F. C., KATO A., KISCH H. J., KRIVOVICHEV V. G., LINTHOUT K., LAIRD J., MANDARINO J., MARESCH W. V., NICKEL E., TOCK N. M. S., SCHUMACHER J. C., SMITH D. C., STEPHENSON N. C. N., UNGARETTI L., WHITTAKER E. J. W. & GUO Y. (1997)** – *Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names*. Mineralogical Magazine, **61**, 295-321.
- LIBERI F. & PILUSO E. (2009)** – *Tectonometamorphic evolution of the ophiolitic sequences from Northern Calabrian Arc*. Ital. J. Geosci. (Boll. Soc. Geol. It.) **128**, 483-493.
- LIBERI F. & PILUSO E. (2012)** – *Permo-Triassic grabbroic magmatism within the lower Variscan continental crust section of the Northern Calabrian Arc, Southern Italy*. Rend. Online Soc. Geol. It. **21**, 136-137.
- LIBERI F. (2005)** – *Evoluzione tettono-metamorfica delle sequenze ofiolitiche/ofiolitifere affioranti nell'Arco Calabro Settentrionale e nell'Appennino Calabro-Lucano (Italia Meridionale)*. Tesi di dottorato XVIII ciclo, Università di Bologna, 119.

- LIBERI F., MORTEN L. & PILUSO E. (2006)** – *Geodynamic significance of the ophiolites within the Calabrian Arc*. *Island Arc* **15**, 26-43.
- LIBERI F., PILUSO E. & LANGONE A. (2011)** – *Permo-Triassic thermal events in the lower Variscan continental crust section of the Northern Calabrian Arc, Southern Italy: Insights from petrological data and in situ U–Pb zircon geochronology on gabbros*. *Lithos* **124**, 291-307.
- MALINVERNO A. & RYAN W. B. F. (1986)** – *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as a result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. *Tectonics* **5**, 227-245.
- MALINVERNO A. (2012)** – *Evolution of the Tyrrhenian Sea-Calabrian Arc system: The past and the present*. *Rend. Online Soc. Geol. It.* **21**, 11-15.
- MALINVERNO A., CAFIERO M., RYAN W.B.F. & CITA M.B. (1981)** – *Distribution of Messinian sediments and erosional surfaces beneath the Tyrrhenian Sea: Geodynamic implications*. *Oceanol. Acta*, **4**, 489-495.
- MARRONI M., MENEGHINI F. & PANDOLFI L. (2010)** – *Anatomy of the Ligure-Piemontese subduction system: evidence from Late Cretaceous–middle Eocene convergent margin deposits in the Northern Apennines, Italy*. *International Geology Review*, First article, 1–33.
- MARRONI M., MONECHI S., PERILLI N., PRINCIPI G. & TREVES B. (1992)** – *Late Cretaceous flysch deposits of the northern Apennines, Italy: age of inception of orogenesis controlled sedimentation*. *Cretaceous Research* **13**, 487–504.
- MARTIN. L., RUBATTO D., VITALE BROVARONE A., HERMANN J. (2011)** – *Late Eocene lawsonite-eclogite facies metasomatism of a granulite sliver associated to ophiolites in Alpine Corsica*. *Lithos*, doi:10.1016/j.lithos.2011.03.015.
- MASSONNE H.J. & SCHREYER W. (1987)** – *Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, plogophite and quartz*. *Contrib. Mineral. Petrol.* **96**, 212-224.
- MATRANGOLO G., LIBERI F., MARTIN-ROJAS I. & PILUSO E. (2010)** – *Basic magmatism in the Triassic sequences from the Alpujarride Complex (Betic Cordillera, Spain) and the Lungro-Verbicaro Unit (Southern Apennines, Italy)*. *Rend. Soc. Geol. It.* **11**, 101.
- MATTE P. (1986)** – *Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in western Europe*. *Tectonophysics*, **196**, 309-337.
- MATTE P. (1986)** – *Tectonics e plate tectonics model for the Variscan belt of Euproepe*. *Tectonophysics*, **126**, 329-374.
- MATTE P. (2001)** – *The Variscan collage and orogeny (480±290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review*. *Terra Nova*, **13**, 122-128.
- MATTEI M., CIFELLI F. & D'AGOSTINO N. (2007)** – *The evolution of the Calabrian Arc: Evidence from paleomagnetic and GPS observations*. *Earth and Planetary Science Letters* **263**, 259-274.
- MESSINA A. & RUSSO S. (1992)** – *L'unità della Sila. In giornate di studio su metamorfismo, magmatismo ed evoluzione dell'Arco Calabro-Peloritano*. Guida all'escursione. A cura di Borghi A., Caggianelli A., Colonna V., Compagnoni R., Fornelli A., Messina A., Paglionico A., Piccarreta G., Russo S. Istituto di Scienze della Terra, Università di Messina, 69-106.
- MESSINA A., RUSSO S., BORGHI A., COLONNA V., COMPAGNONI R., CAGGIANELLI A., FORNELLI A. & PICCARRETA G. (1994)** – *Il Massiccio della Sila settore Settentrionale dell'Arco Calabro-Peloritano. Guida all'escursione del gruppo « I basamenti cristallini e i granitoidi*

circum-mediterranei: evoluzione petrogenetica e implicazioni geodinamiche ». Boll. Soc. Geol. It. **113**, 539-586.

MICHARD A., CHALOUAN A., FEINBERG H., GOFFÉ B. & MONTIGNY R. (2002) – *How does the Alpine belt end between Spain and Morocco?*. Bull. Soc. Géol. France **173**, 3-15.

MICHARD A., NEGRO F., SADDIQI O., BOUYBAOUENE M.-L., CHALOUAN A., MONTIGNY R. & GOFFÉ B. (2006) – *Pressure- temperature-time constraints on the Maghrebides mountain building: evidence from the Rif transect (Morocco), Kabylia correlations (Algeria) and geodynamic implications*. C. R. Acad. Geosci. **338**, 92-114.

MOLLI G. (2008) – *Northern Apennine-Corsica orogenic system: an updated overview*. From: Siegesmund S., Fugenschuh B., & Froitzheim N. - *Tectonic aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian System*. Geol. Soc. London Spec. Publ. **298**, 413-442.

MOLLI G., TRIBUZIO R. & MARQUER, D. (2006) – *Deformation and metamorphism at the eastern border of the Tenda Massif (NE Corsica): a record of subduction and exhumation of continental crust*. Journal of Structural Geology **28**, 1748–1766.

MONACO C. & TORTORICI L. (1995) – *Tectonic role of ophiolite-bearing terranes in the development of the Southern Apennines orogenic belt*. Terra Nova **7**, 153-160.

MONACO C. (1993) – *Le Unità Liguridi nel confine Calabro-Lucano (Appennino Meridionale): revisione dei dati esistenti, nuovi dati ed interpretazione*. Boll. Soc. Geol. It. **112**, 751-769.

OGNIBEN L. (1969) – *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It. **8**, 453-763.

OGNIBEN L. (1973) – *Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni*. Geologia Romana. **12**, 243-585.

ORECCHIO B. (2012) – *An effort addressed to integration of geophysical evidences and new seismological data in the Calabrian Arc subduction arc*. Rend. Online Soc. Geol. It., **21**, 233-234.

PAROTTO M. & PRATURLON A. (2004) – *The southern Apennine Arc*. Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence.

PASSCHIER C.W. & TROUW R.A.J. (2005) – *Microtectonics*. Springer, second edition, 1-366.

PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) – *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab*. In Boriani A., Bonafede M., Piccardo G.B. & Vai G.B. Eds., *The lithosphere in Italy*. Advances in Earth Science Research. It. Nat. Comm. Int. Lith. Progr., Mid-term Conf. (Rome, 5-6 May 1987), Atti Conv. Lincei **80**, 157-176.

PATACCA E. & SCANDONE P. (2001) – *Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust belt-foredeep system of the Southern Apennines (Pliocene-Pleistocene)*. In VAI G.B. & MARTINI I.P. Eds., *Anatomy of an Orogen: The Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*. Kluwer Academic Publ. 401-440.

PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) – *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since Late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It. **45**, 425-451.

PERRONE V. (1996) – *Une nouvelle hypothèse sur la position paléogéographique et l'évolution tectonique des Unités de Verbicaro et de San Donato (région Calabro-Lucanienne; Italie): implications sur le limite Alpes-Apennines en Calabre*. C.R. Ac. Sci. Paris **322**, 877-884.

- PIERATTINI D., SCANDONE P. & CORTINI M. (1975)** - *Età di messa in posto ed età di metamorfismo delle «limburgiti» nord calabresi*. Boll. Soc. Geol. It., **94**, 367-376.
- PILUSO E. & MORTEN L. (1997)** – *Calabrian continental ribbon within Tethyan oceanic realms: a possible Mesozoic scenario from Catena Costiera, northern Calabria, Italy*. Abstract of “3rd Workshop on Alpine Geological Studies”, Oròpa-Biella Sept. 29 – Oct 1 1997. Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria (1997) **4**, 208-209.
- PILUSO E. & MORTEN L. (1999)** – *Crust evolution from Variscan collapse to Tethyan opening inferred from the northern Calabria basement rocks, southern Italy*. Geophysical Research Abstract **1**, 67.
- PILUSO E. & MORTEN L. (2004)** – *Hercynian high temperature granulites and migmatites from the Catena Costiera, northern Calabria, southern Italy*. Periodico di Mineralogia **73**, 159-172.
- PILUSO E., CIRRINCIONE R. & MORTEN L. (2000)** – *Ophiolites of the Calabrian Peloritani Arc and their relationships with the Crystalline Basement (Catena Costiera and Sila Piccola, Calabria, Southern Italy)*. GLOM 2000 Excursion Guide-Book. Ofioliti **25**, 117–40.
- POLONIA A., TORELLI L., GASPERINI L. & MUSSONI P. (2012a)** – *Active faults and historical earthquakes in the Messina Straits area (Ionian Sea)*. Natural Hazards and Earth System Sciences, **12**, 2311-2328.
- POLONIA A., TORELLI L., MUSSONI P. GASPERINI L. & ARTONI A. (2012b)** – *The Calabrian Arc Subduction Complex in the Ionian Sea: Structure, Evolution and Seismic Hazard*. Rend. Online Soc. Geol. It., **21**, 249-250.
- POLONIA A., TORELLI L., MUSSONI P., GASPERINI L., ARTONI A. & KLAESCHEN D. (2011)** – *The Calabrian Arc subduction complex in the Ionian Sea: Regional architecture, active deformation, and seismic hazard*. Tectonics, **30**.
- RAMSAY J.G. & HUBER M.I. (1987)** – *The Techniques of Modern Structural Geology*. Volume 2: *Folds and Fractures*. Academic Press, London.
- RAMSAY J.G. (1967)** – *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York, 103–109.
- ROLLINSON H.R. (1993)** – *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman, 1-352.
- ROSENBAUM G. & LISTER G.S. (2004)** – *Neogene and Quaternary rollback evolution of the Tyrrhenian Sea, the Apennines, and the Sicilian Maghrebides*. Tectonics, **23**, TC1013.
- ROSSETTI F., FACCENNA C., GOFFÈ B., FUNICIELLO R. & MONIÈ P. (2002)** – *Tectono-metamorphic evolution of the ophiolite-bearing HP/LT Gimigliano-Monte Reventino unit (Gimigliano, Sila Piccola): Insights for the tectonic evolution of the Calabrian Arc*. Boll. Soc. Geol. It. **121**, 51-67.
- ROSSETTI F., FACCENNA C., GOFFÈ B., MONIÈ P., ARGENTIERI A., FUNICIELLO R. & MATTEI M. (2001)** – *Alpine structural and metamorphic signature of the Sila Piccola Massif nappe stack (Calabria, Italy): Insights for the tectonic evolution of the Calabrian Arc*. Tectonics **20**, 112-133.
- ROSSETTI F., GOFFÈ B., MONIÈ P., FACCENNA C. & VIGNAROLI G. (2004)** – *Alpine orogenic P-T-t-deformation history of the Catena Costiera area and surrounding regions (Calabrian Arc, southern Italy): The nappe edifice of the north Calabria revised with insights on the Tyrrhenian-Apennine system formation*. Tectonics **23**, 1-26.

- SANTANTONIO M. & CARMINATI E. (2011)** – *Jurassic rifting evolution of the Apennines and Southern Alps (Italy): Parallels and differences*. Geological Society of America Bulletin **123**, 468-484.
- SANTANTONIO M. & TEALE T. (1987)** – *An example of the use of detrital episodes in elucidating complex basin histories: the Caloveto and Longobucco Groups of N.E. Calabria, S. Italy*. In: Leggett, J.K., Zuffa, G.G. (Eds.). *Marine Clastic Sedimentology*. Graham and Trotman, London, 62–74.
- SARTORI R. (1986)** – *Notes on the geology of the acoustic basement in the Tyrrhenian Sea*. Mem. Soc. Geol. It., **36**, 99-108.
- SARTORI R. (2005)** – *Bedrock geology of the Tyrrhenian Sea: Insight on Alpine paleogeography and magmatic evolution of the basin*. In: I. Finetti (Eds.), *CROP Project: Deep Seismic Exploration of the Central Mediterranean and Italy*. Elsevier, Amsterdam, 69-80.
- SAVELLI C. (2002)** – *Time-space distribution of magmatic activity in the western Mediterranean and peripheral orogens during the past 30 Ma (a stimulus to geodynamic considerations)*. J. Geodyn., **34**, 99-126.
- SCANDONE P. (1967)** – *Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo*. Boll. Soc. Natur. Napoli **76**, 301-496.
- SCANDONE P. (1971)** – *Mesozoico trasgressivo nella Catena Costiera della Calabria*. Atti Acc. Pontan. Napoli **20**, 387-396.
- SCANDONE P. (1979)** – *Origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc*. Boll. Soc. Geol. It., **98**, 27-34.
- SCANDONE P. (1982)** – *Structure and evolution of the Calabrian Arc*. Earth Evolution Sciences **3**, 172-180.
- SCHENK V. & SCHREYER W. (1978)** - *Granulite facies metamorphism in the northern Serre, Calabria, Southern Italy*. In: Closs H., Roeder D. & Schmidt K. Ed., *Alps Apennines Hellenides*. 341-347, Schweizerbart'sch, Stuttgart.
- SCHENK V. (1980)** – *U-Pb and Rb-Sr radiometric dates and their correlation with metamorphic events in the granulite-facies basement of the Serre, southern Calabria (Italy)*. Contrib. Mineral. Petrol. **73**, 23-38.
- SCHENK V. (1981)** – *Synchronous uplift of the lower crust of the Ivrea Zone and of Southern Calabria and its possible consequences for the Hercynian orogeny in Southern Europe*. Earth and Planetary Science Letters **56**, 305-320.
- SCHENK V. (1984)** – *Petrology of felsic granulites, metapelites, metabasics, ultramafics and metacarbonates from southern Calabria (Italy): prograde metamorphism, uplift and cooling of a former lower crust*. Journal of Petrology **25**, 255-298.
- SCHENK V. (1988)** – *The exposed crustal cross section of southern Calabria, Italy: structure and evolution of a segment of Hercynian crust*. In: Salisbury M.H. & Fountain D.M. Ed., *Exposed cross sections of the continental crust*. 21-42, Kluwer, Dordrecht.
- SCHETTINO A. & TURCO E. (2011)** – *Tectonic history of the western Tethys since the late Triassic*. Geological Society of America Bulletin **123** (1/2), 89–105.
- SCHIATTARELLA M., DI LEO P., BENEDEUCE P., GIANO S.I., MARTINO C. (2006)** – *Tectonically driven exhumation of a young orogen: An example from the southern Apennines of Italy*. In

Willet, S.D., Hovius, N., Brandon, M.T. and Fisher, D.M., eds., *Tectonics, Climate and landscape evolution*: Geol. Soc. Am. Spec. Paper **398**, Penrose Conference Series, 371-385, doi 10.1130/2006.2398 (23).

SELVAGGI G. & CHIARABBA C. (1995) – *Seismicity and P wave velocity image of the Southern Tyrrhenian subduction zone*. Geophys. J. Int., **121**, 818–826.

SERPELLONI E., ANZIDEI M., BALDI P., CASULA G. & GALVANI A. (2005) – *Crustal velocity and strain-rate fields in Italy and surrounding regions: New results from the analysis of permanent and non-permanent GPS networks*. Geophys. J. Int., **161**, 861-880.

SERRI G. (1990) – *Neogene-Quaternary magmatism of the Tyrrhenian region: Characterization of the magma sources and geodynamic implications*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 219-242.

SPADEA P. (1979) – *Contributo alla conoscenza dei meta basalti ofiolitici della Calabria settentrionale e centrale e dell'Appennino Lucano*. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia Petrologia **35**, 251–76.

SPADEA P. (1980) – *Contributo alla conoscenza dei metabasalti ofiolitici della Calabria settentrionale e centrale e dell'Appennino Lucano*. Rend. Soc. It. Min. e Petrol. **35**, 251-276.

SPADEA P. (1994) – *Calabria-Lucania ophiolites*. Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata **36**, 141-144.

SPADEA P., TORTORICI L. & LANZAFAME G. (1976) – *Serie ofiolitifere nell'area fra Tarsia e spezzano Albanese (Calabria): Stratigrafia, petrografia, rapporti strutturali*. Memorie della Società Geologica Italiana **17**, 135–74.

SPALLA M.I., LARDEAUX J.M., DAL PIAZ G.V., GOSSO G. & MESSIGA B. (1996) – *Tectonic significance of alpine eclogites*. J. Geodyn. **21**, 257-285.

SPEAR F. S. (1993) – *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 1-798.

SPINA V., TONDI E. & MAZZOLI S. (2011) – *Complex basin development in a wrench-dominated back-arc area: Tectonic evolution of the Crati Basin, Calabria, Italy*. Journal of Geodynamics **51**, 90-109.

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.

TANSI C., MUTO F., CRITELLI S. & IOVINE G. (2007) – *Neogene-Quaternary strike-slip tectonics in the central Calabrian Arc (southern Italy)*. J. Geodynamics **43**, 393-414.

THOMSON S. (1994) – *Fission track analysis of the crystalline basement rocks of the Calabrian Arc, southern Italy: evidence of Oligo-Miocene late-orogenic extension and erosion*. Tectonophysics **238**, 331-352.

TORTORICI G., BIANCA M., DE GUIDI G., MONACO C. & TORTORICI L. (2003) – *Fault activity and marine terracing in the Capo Vaticano area (southern Calabria) during the Middle Late Quaternary*. Quat. Int. **101–102**, 269–278.

TORTORICI G., BIANCA M., MONACO M., TORTORICI L., TANSI C., DE GUIDI G. & CATALANO S. (2002) – *Quaternary normal faulting and marine terracing in the area of Capo Vaticano and S. Eufemia Plain (Southern Calabria, Italy)*. Studi Geologici Camerti **2**, 1-16.

- TORTORICI L. (1981)** – *Analisi delle deformazioni fragili dei sedimenti post-orogeni della Calabria settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It. **100**, 291-308.
- TORTORICI L. (1982)** – *Lineamenti geologico-strutturali dell'arco calabro-peloritano*. Rend. Soc. It. Min. Petr. **38**, 927-940.
- TORTORICI L., CATALANO S. & MONACO C. (2008)** – *Ophiolite-bearing mélanges in southern Italy*. Geol. J. **44**, 153-166.
- TORTORICI L., MONACO C., TANSI C. & COCINA O. (1995)** – *Recent and active tectonics in the Calabrian Arc (Southern Italy)*. Tectonophysics **243**, 37-55.
- TRINCARDI F., CORREGGIARI, A., FIELD, M.E. & NORMARK, W.R. (1995)** – *Turbidite deposition from multiple sources: Quaternary Paola basin (eastern Tyrrhenian Sea)*. J. Sed. Res., **65**, 469-483.
- TROUW R.A.J., PASSCHIER C.W. & WIERSMA D.J. (2010)** – *Atlas of Milonites and relative microstructures*. Springer, 1-322.
- TURCO E., MACCHIAVELLI C., MAZZOLI S., SCHETTINO A. & PIERANTONI P.P. (2012)** – *Kinematic evolution of Alpine Corsica in the frame work of Mediterranean mountain belts*. Tectonophysics.
- TURCO E., MARESCA R. & CAPPADONA P. (1990)** – *La tettonica Plio-Pleistocenica del confine Calabro-Lucano: modello cinematico*. Mem. Soc. Geol. It. **45**, 519-529.
- TWISS R.J. & MOORES E.M. (2007)** – *Structural Geology*. Palgrave Macmillan, second edition, 1-736.
- VAI G. B. (1992)** – *Il segmento calabro-peloritano nell'orogene ercinico: Disgregazione palinspastica*. Boll. Soc. Geol. It. **111**, 109-129.
- VAI G.B. & MARTINI P. (2001)** – *Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, The Netherlands, 1-632.
- VAN DIJK J. P., BELLO M., BRANCALEONI G. P., CANTARELLA G., COSTA V., FRIXA A., GOLFETTO F., MERLINI S., RIVA M., TORRICELLI S., TOSCANO C. & ZERILLI A. (2000)** – *A regional structural model for the northern sector of the Calabrian Arc (southern Italy)*. Tectonophysics **324**, 267-320.
- VEZZANI L. (1969)** – *La Formazione del Frido (Neocomiano-Aptiano) tra il Pollino e il Sinni*. Geologica Romana **8**, 129-176.
- VIGNAROLI G., FACCENNA C., ROSSETTI F. & JOLIVET L. (2009)** – *Insights from the Apennines metamorphic complexes and their bearing on the kinematics evolution of the orogen*. Geol. Soc. London Spec. Publ. **311**, 235-256.
- WESTAWAY R. (1993)** – *Quaternary uplift of Southern Italy*. J. Geophys. Res. **98**, 21741-21772.

APPENDICE A

Sigla	PAR1A-14	PAR1A-15	PAR1A-16	CC3 - 9	CC3 - 10
SiO ₂	51,14	51,22	51,23	51,57	51,58
TiO ₂	0,0535	0,0409	0,0594	0,0326	0,0482
Al ₂ O ₃	24	23,93	24,45	24,49	24,29
Cr ₂ O ₃	0,0796	0	0,0085	0,2015	0,059
FeO	6,18	6,02	5,15	3,67	3,8
MgO	4,33	3,63	3,47	4,01	4,07
MnO	0	0,021	0,0202	0	0
CaO	0,0558	0,0561	0,0299	0,0355	0,0577
Na ₂ O	0,0597	0,1748	0,1618	0,1416	0,1535
K ₂ O	9,29	11,12	11,2	11,16	11,06
Totale	95,19	96,21	95,78	95,31	95,12
Si	6,921	6,930	6,930	6,957	6,972
Al ^{iv}	1,079	1,070	1,070	1,043	1,028
Al ^{vi}	2,750	2,747	2,830	2,852	2,842
Ti	0,005	0,004	0,006	0,003	0,005
Cr	0,013	0,000	0,001	0,032	0,009
Fe	0,699	0,681	0,583	0,414	0,430
Mg	0,874	0,732	0,700	0,807	0,820
Mn	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000
Ca	0,008	0,008	0,004	0,005	0,008
Na	0,016	0,046	0,042	0,037	0,040
K	1,604	1,919	1,933	1,921	1,907
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Y	4,341	4,167	4,122	4,108	4,106
X	1,628	1,973	1,980	1,963	1,956
Totale	13,969	14,140	14,102	14,071	14,062
Fe/(Fe+Mg)	0,445	0,482	0,454	0,339	0,344

Appendice A – Tabella A.1, composizione chimica della mica chiara nei metabasalti dell'unità di Cozzo Cervello.

Sigla	PS2 - 2	PS2 - 3	PS2 - 4	PS2 - 5	PS2 - 6	PS2 - 7	PS2 - 8
SiO ₂	49,65	48,91	48,8	47,71	48,53	47,74	48,56
TiO ₂	0,2883	0,179	0,3014	0,1875	0,2331	0,2558	0,3028
Al ₂ O ₃	35,2	37,13	37,28	36,35	37,76	38,05	39,02
Cr ₂ O ₃	0,0166	0,0495	0,0592	0,0223	0,0995	0,0155	0,0157
FeO	2,1	1,72	1,87	1,57	1,41	1,46	1,44
MgO	1,1231	0,7658	0,8383	0,8657	0,6347	0,6485	0,4571
MnO	0	0,012	0	0	0,009	0,0188	0,0053
CaO	0,0088	0,006	0	0,0007	0	0,0058	0,011
Na ₂ O	0,6867	0,7977	0,7761	0,9107	0,8199	0,6749	0,8137
K ₂ O	9,04	9,13	9,03	8,98	9,11	8,83	8,98
Totale	98,11	98,70	98,96	96,60	98,61	97,70	99,61
Si	6,355	6,220	6,192	6,202	6,170	6,118	6,104
Al ^{iv}	1,645	1,780	1,808	1,798	1,830	1,882	1,896
Al ^{vi}	3,667	3,786	3,769	3,774	3,830	3,867	3,887
Ti	0,028	0,017	0,029	0,018	0,022	0,025	0,029
Cr	0,003	0,007	0,009	0,003	0,015	0,002	0,002
Fe	0,225	0,183	0,198	0,171	0,150	0,156	0,151
Mg	0,214	0,145	0,159	0,168	0,120	0,124	0,086
Mn	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002	0,001
Ca	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001
Na	0,170	0,197	0,191	0,230	0,202	0,168	0,198
K	1,476	1,481	1,462	1,489	1,478	1,444	1,440
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Y	4,137	4,140	4,164	4,134	4,138	4,176	4,155
X	1,648	1,679	1,653	1,719	1,680	1,612	1,640
Totale	13,784	13,819	13,817	13,853	13,818	13,789	13,795
Fe/(Fe+Mg)	0,512	0,557	0,556	0,504	0,555	0,558	0,639

Appendice A – Tabella A.2, continua

Sigla	CC15A-1	CC15A-2	CC15A-4	CC15A-5	CC15A-7	CC15A-8	CC15A-9	CC15 -10	CC15A -11
SiO ₂	46,41	46,37	47,89	46,52	47,03	47,05	48,86	48,44	47,27
TiO ₂	0,2942	0,3085	0,1237	0,1492	0,175	0,1792	0,0654	0,0483	0,1607
Al ₂ O ₃	36,6	37,11	33,9	37,05	35,68	36,38	32,26	32,83	35,88
Cr ₂ O ₃	0,0641	0,02	0	0	0,0074	0	0,0086	0,0742	0,064
FeO	1,46	1,38	1,76	1,93	1,54	1,63	1,99	1,76	1,6
MgO	0,6283	0,4984	1,322	0,7078	0,8345	0,8187	1,71	1,74	1,0621
MnO	0,0361	0	0,0068	0	0,0429	0	0,0211	0,0203	0,0128
CaO	0	0	0,0146	0	0	0,0103	0,0059	0,0186	0,0122
Na ₂ O	0,9998	1,1531	0,6742	1,0011	0,858	1,0186	0,5791	0,6065	0,9198
K ₂ O	9,28	9,4	9,83	9,49	9,5	9,51	9,89	9,93	9,63
Totale	95,77	96,24	95,52	96,85	95,67	96,60	95,39	95,47	96,61
Si	6,109	6,077	6,335	6,075	6,200	6,148	6,476	6,415	6,180
Al ^{iv}	1,891	1,923	1,665	1,925	1,800	1,852	1,524	1,585	1,820
Al ^{vi}	3,788	3,811	3,622	3,778	3,745	3,753	3,517	3,541	3,709
Ti	0,029	0,030	0,012	0,015	0,017	0,018	0,007	0,005	0,016
Cr	0,010	0,003	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,012	0,010
Fe	0,161	0,151	0,195	0,211	0,170	0,178	0,221	0,195	0,175
Mg	0,123	0,097	0,261	0,138	0,164	0,160	0,338	0,344	0,207
Mn	0,004	0,000	0,001	0,000	0,005	0,000	0,002	0,002	0,001
Ca	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,001	0,003	0,002
Na	0,255	0,293	0,173	0,253	0,219	0,258	0,149	0,156	0,233
K	1,558	1,572	1,659	1,581	1,598	1,585	1,672	1,678	1,606
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Y	4,116	4,093	4,091	4,142	4,102	4,108	4,086	4,098	4,118
X	1,814	1,865	1,834	1,834	1,817	1,845	1,822	1,836	1,841
Totale	13,929	13,958	13,925	13,976	13,919	13,953	13,908	13,934	13,959
Fe/(Fe+Mg)	0,566	0,608	0,427	0,605	0,509	0,528	0,395	0,362	0,458

Appendice A – Tabella A.2, composizione chimica della mica chiara nelle metapeliti dell'unità di Cozzo Cervello.

Sigla	GLI 19-1	GLI 19-2	GLI 19-3	GLI 19-4	GLI 19-5	GLI 19-6	GLI 19-7	GLI19-9	GLI19-10
SiO ₂	45,71	49,31	46,87	47,75	46,25	46,51	47,36	45,79	46,26
TiO ₂	0,3201	0,1565	0,4775	0,2273	0,6237	0,5782	0,3114	0,3939	0,2631
Al ₂ O ₃	38,54	32,88	36,1	34,24	37,93	37,87	36,18	38,55	38,11
Cr ₂ O ₃	0,0107	0,0342	0,0247	0,0043	0	0,071	0,0247	0	0,0235
FeO	0,7938	1,49	1,55	2,22	1,4	1,41	1,52	0,7864	0,9598
MgO	0,3666	1,71	0,8389	1,2595	0,412	0,4072	0,9053	0,2931	0,3802
MnO	0	0,0647	0,0225	0	0	0,0037	0	0	0,0195
CaO	0,0262	0	0,0229	0,0183	0,0399	0,0275	0	0	0
Na ₂ O	1,3166	0,4989	0,5104	0,2686	0,8492	0,8075	0,4812	1,39	1,2539
K ₂ O	9,31	10,11	10,52	10,55	9,72	9,78	10,54	9,25	9,34
Totale	96,39	96,25	96,94	96,54	97,22	97,47	97,32	96,45	96,61
Si	5,967	6,464	6,133	6,285	6,008	6,027	6,165	5,972	6,026
Al ^{iv}	2,033	1,536	1,867	1,715	1,992	1,973	1,835	2,028	1,974
Al ^{vi}	3,899	3,545	3,702	3,598	3,816	3,812	3,717	3,899	3,878
Ti	0,031	0,015	0,047	0,023	0,061	0,056	0,030	0,039	0,026
Cr	0,002	0,005	0,004	0,001	0,000	0,011	0,004	0,000	0,004
Fe	0,087	0,163	0,170	0,244	0,152	0,153	0,165	0,086	0,105
Mg	0,071	0,334	0,164	0,247	0,080	0,079	0,176	0,057	0,074
Mn	0,000	0,007	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
Ca	0,004	0,000	0,003	0,003	0,006	0,004	0,000	0,000	0,000
Na	0,333	0,127	0,130	0,069	0,214	0,203	0,121	0,352	0,317
K	1,551	1,691	1,756	1,772	1,611	1,617	1,750	1,539	1,552
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Y	4,090	4,071	4,089	4,113	4,109	4,111	4,093	4,081	4,088
X	1,888	1,818	1,889	1,843	1,830	1,823	1,872	1,891	1,869
Totale	13,977	13,889	13,978	13,956	13,939	13,934	13,964	13,971	13,957
Fe/(Fe+Mg)	0,548	0,328	0,509	0,497	0,656	0,660	0,485	0,601	0,586

Appendice A – Tabella A.3, continua

Sigla	GLI19-11	GLI19-12	GLI19-13	GLI4-1	GLI4-2	GLI4-3	GLI4-4	GLI4-5	GLI4-6	GLI4-7
SiO ₂	46,12	45,97	45,93	50,86	48,67	50,16	48,15	49,81	50,82	48,96
TiO ₂	0,6029	0,6109	0,6826	0,2341	0,3193	0,1069	0,4234	0,4449	0,2592	0,3419
Al ₂ O ₃	37,75	37,98	38,3	24,18	31,69	22,8	33,29	23,44	21,98	31,61
Cr ₂ O ₃	0,0265	0,0472	0,0407	0,0022	0,0451	0	0,005	0	0,0154	0
FeO	0,8995	1,1663	0,8907	6,42	2,76	7,97	2,36	7,08	7,04	3,1
MgO	0,3859	0,3784	0,277	3,58	1,86	3,53	1,4256	3,48	3,88	1,5649
MnO	0,0233	0,0211	0	0,0142	0,0195	0,062	0,0466	0,0561	0,0232	0
CaO	0,001	0,0067	0,0057	0,0089	0,0053	0	0,0133	0,005	0,016	0,0059
Na ₂ O	1,43	1,38	1,1095	0,1077	0,1918	0,0583	0,2352	0,0789	0,1007	0,3156
K ₂ O	9,28	9,29	9,7	11,14	10,98	11,15	11,1	11,02	11,13	10,98
Totale	96,52	96,85	96,94	96,55	96,54	95,84	97,05	95,41	95,26	96,88
Si	6,018	5,988	5,976	6,874	6,442	6,899	6,333	6,848	6,995	6,466
Al ^{iv}	1,982	2,012	2,024	1,126	1,558	1,101	1,667	1,152	1,005	1,534
Al ^{vi}	3,826	3,820	3,851	2,727	3,387	2,596	3,494	2,648	2,562	3,388
Ti	0,059	0,060	0,067	0,024	0,032	0,011	0,042	0,046	0,027	0,034
Cr	0,004	0,007	0,006	0,000	0,007	0,000	0,001	0,000	0,003	0,000
Fe	0,098	0,127	0,097	0,726	0,306	0,917	0,260	0,814	0,810	0,342
Mg	0,075	0,073	0,054	0,721	0,367	0,724	0,280	0,713	0,796	0,308
Mn	0,003	0,002	0,000	0,002	0,002	0,007	0,005	0,007	0,003	0,000
Ca	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,002	0,001	0,002	0,001
Na	0,362	0,349	0,280	0,028	0,049	0,016	0,060	0,021	0,027	0,081
K	1,545	1,544	1,610	1,921	1,854	1,957	1,863	1,933	1,955	1,850
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Y	4,065	4,090	4,074	4,200	4,101	4,255	4,081	4,228	4,201	4,073
X	1,907	1,893	1,891	1,950	1,904	1,972	1,924	1,955	1,984	1,932
Totale	13,972	13,983	13,965	14,150	14,005	14,227	14,006	14,183	14,185	14,004
Fe/(Fe+Mg)	0,567	0,634	0,643	0,501	0,454	0,559	0,481	0,533	0,504	0,526

Appendice A – Tabella A.3, composizione chimica della mica chiara nelle metareniti dell'unità di Cozzo Cervello.

Sigla	VO - 1	VO - 2	VO - 3	VO - 4	VO - 5	VO - 6
SiO ₂	49,83	50,22	48,94	47,85	46,89	47,62
TiO ₂	0,4079	0,1169	0,4134	0,2173	0,5482	0,2093
Al ₂ O ₃	23,51	24,04	33,49	34,23	37,72	34,53
Cr ₂ O ₃	0	0	0,005	0,0043	0,071	0,0053
FeO	7,68	7,97	2,36	2,22	1,41	2,62
MgO	3,68	3,55	1,4256	1,2695	0,4172	1,2795
MnO	0,072	0,062	0,0466	0	0,0037	0
CaO	0	0	0,0133	0,0183	0,0275	0,0103
Na ₂ O	0,0683	0,0573	0,2352	0,2786	0,8175	0,2586
K ₂ O	11,13	11,15	11,1	10,55	9,78	10,67
Tot.	96,38	97,17	98,03	96,64	97,69	97,20
Si	6,810	6,807	6,364	6,291	6,059	6,244
Al ^{iv}	1,190	1,193	1,636	1,709	1,941	1,756
Al ^{vi}	2,597	2,649	3,498	3,597	3,805	3,581
Ti	0,042	0,012	0,040	0,021	0,053	0,021
Cr	0,000	0,000	0,000	0,001	0,011	0,001
Fe	0,878	0,903	0,257	0,244	0,152	0,287
Mg	0,750	0,717	0,276	0,249	0,080	0,250
Mn	0,008	0,007	0,005	0,000	0,000	0,000
Ca	0,000	0,000	0,002	0,003	0,004	0,001
Na	0,018	0,015	0,059	0,071	0,205	0,066
K	1,940	1,928	1,841	1,770	1,612	1,785
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Y	4,275	4,289	4,077	4,112	4,102	4,140
X	1,959	1,943	1,903	1,843	1,821	1,852
somma	14,234	14,232	13,979	13,955	13,923	13,992
Fe/(Fe+Mg)	0,539	0,557	0,481	0,495	0,655	0,535

Appendice A – Tabella A.4, composizione chimica della mica chiara nei livelli metapelitici dei calcescisti dell'unità di Mongrassano.

Sigla	CA27B-1	CA27B-2	CA27B-4	CA27B-5	CA27B-6	CA30 - 1	CA30 - 2	CA30 - 4
SiO ₂	50,71	49,35	50,9	52,34	50,09	46,84	46,44	46,54
TiO ₂	0,1489	0,1533	0,0964	0,017	0,1731	0,2274	0,253	0,2047
Al ₂ O ₃	28,57	30,37	26,96	25,42	28,76	37,57	38,17	37,72
Cr ₂ O ₃	0,0136	0,0184	0,0182	0	0	0	0,0763	0,0249
FeO	3,21	2,88	3,86	4,31	3,45	1,043	0,8662	0,9573
MgO	2,79	2,28	2,93	2,59	2,55	0,5208	0,3563	0,4206
MnO	0,1171	0,03	0,009	0,042	0	0	0,0331	0,0211
CaO	0,0169	0,02	0,0062	0,0145	0,0215	0	0,0734	0
Na ₂ O	0,3107	0,1642	0,1373	0,0312	0,2008	1,6	1,66	1,73
K ₂ O	10,88	11,08	11,15	11,28	10,91	8,76	8,77	8,64
Totale	96,77	96,35	96,07	96,04	96,16	96,56	96,70	96,26
Si	6,705	6,551	6,807	7,004	6,672	6,089	6,031	6,067
Al ^{iv}	1,295	1,449	1,193	0,996	1,328	1,911	1,969	1,933
Al ^{vi}	3,158	3,303	3,058	3,014	3,188	3,846	3,874	3,865
Ti	0,015	0,015	0,010	0,002	0,017	0,022	0,025	0,020
Cr	0,002	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000	0,012	0,004
Fe	0,355	0,320	0,432	0,482	0,384	0,113	0,094	0,104
Mg	0,550	0,451	0,584	0,517	0,506	0,101	0,069	0,082
Mn	0,013	0,003	0,001	0,005	0,000	0,000	0,004	0,002
Ca	0,002	0,003	0,001	0,002	0,003	0,000	0,010	0,000
Na	0,080	0,042	0,036	0,008	0,052	0,403	0,418	0,437
K	1,835	1,876	1,902	1,926	1,854	1,453	1,453	1,437
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Y	4,094	4,096	4,088	4,020	4,096	4,083	4,077	4,077
X	1,917	1,921	1,939	1,936	1,909	1,856	1,881	1,874
Totale	14,011	14,017	14,027	13,956	14,005	13,939	13,958	13,951
Fe/(Fe+Mg)	0,392	0,415	0,425	0,483	0,431	0,529	0,577	0,561

Appendice A – Tabella A.5, continua

Sigla	CA30 - 5	CA30 - 6	CA30 - 7	CA30- 12	CA30 -13	CA30 -14	CA30 -16	CA30 -17	CA30 -18
SiO ₂	46,77	46,3	48,76	47,28	47,23	46,52	47,13	47,33	47,12
TiO ₂	0,2115	0,2644	0,2374	0,3152	0,3511	0,2686	0,3026	0,2017	0,2871
Al ₂ O ₃	36,72	36,77	34,8	35,56	37,41	37,97	35,91	35,98	37,02
Cr ₂ O ₃	0,0609	0,0185	0	0,0535	0,0118	0,0467	0	0,0402	0,0161
FeO	1,82	1,1489	1,2819	1,59	1,1061	1,1101	1,6	1,52	1,1637
MgO	0,8515	0,6035	0,94	0,9086	0,485	0,36	0,8467	0,9316	0,6432
MnO	0,006	0,0188	0	0,006	0	0	0,0128	0	0,0278
CaO	0	0	0	0	0,0277	0,0029	0,033	0	0
Na ₂ O	1,52	1,46	1,1792	1,253	1,55	1,6	1,41	1,44	1,52
K ₂ O	8,87	8,66	8,89	9,06	8,95	8,85	8,9	8,98	8,95
Totale	96,83	95,24	96,09	96,03	97,12	96,73	96,15	96,42	96,75
Si	6,096	6,105	6,359	6,204	6,110	6,045	6,175	6,182	6,123
Al ^{iv}	1,904	1,895	1,641	1,796	1,890	1,955	1,825	1,818	1,877
Al ^{vi}	3,738	3,820	3,709	3,705	3,816	3,861	3,722	3,723	3,795
Ti	0,021	0,026	0,023	0,031	0,034	0,026	0,030	0,020	0,028
Cr	0,009	0,003	0,000	0,008	0,002	0,007	0,000	0,006	0,002
Fe	0,198	0,127	0,140	0,174	0,120	0,121	0,175	0,166	0,126
Mg	0,165	0,119	0,183	0,178	0,094	0,070	0,165	0,181	0,125
Mn	0,001	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,003
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,005	0,000	0,000
Na	0,384	0,373	0,298	0,319	0,389	0,403	0,358	0,365	0,383
K	1,475	1,457	1,479	1,517	1,477	1,467	1,488	1,497	1,484
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Y	4,133	4,097	4,055	4,097	4,066	4,085	4,094	4,097	4,080
X	1,859	1,830	1,777	1,835	1,870	1,871	1,851	1,861	1,867
Totale	13,992	13,926	13,832	13,932	13,936	13,956	13,945	13,958	13,946
Fe/(Fe+Mg)	0,545	0,516	0,433	0,495	0,561	0,634	0,515	0,478	0,504

Appendice A – Tabella A.5, composizione chimica della mica chiara nelle rocce milonitiche dell'Unità di Castagna.

Sigla	CC13-6	PAR1A-1	PAR1A-3	PAR1A-6	PAR1A-7	PAR1A-9	PAR1A-10	PAR1A-11	PAR1A-12	PAR1A-13
SiO ₂	55,68	55,87	55,75	55,95	56,66	56,27	55,83	56,22	55,07	56,09
TiO ₂	0,0956	0,0421	0,1006	0,1292	0,0273	0,1141	0,0298	0,0653	0,1161	0,1021
Al ₂ O ₃	3,29	3,76	3,23	3,03	2,96	2,57	2,85	3,52	3,33	4,2
FeO	18,41	20,48	20,52	20,43	19,73	21,2	22,2	20,56	19,57	20,12
MnO	0,0909	0,1208	0,2365	0,1666	0,1432	0,1356	0,1037	0,1718	0,1876	0,0988
MgO	11,45	8,7	9,36	9,58	9,58	8,83	8,48	9,43	10,08	8,81
CaO	0,8777	0,5661	1,165	1,1475	2,17	1,259	0,2152	1,088	2,85	1,0476
Na ₂ O	7,04	7,27	6,81	6,66	6,16	6,95	7,29	6,93	6,03	6,84
K ₂ O	0,0111	0,0165	0	0,0266	0,0154	0,0149	0,0051	0,0244	0,0408	0,0171
Cr ₂ O ₃	0,0325	0,0051	0	0,0039	0,0403	0	0	0,0414	0,0492	0,0103
Totale	100,55	99,95	100,44	100,44	100,47	100,38	100,37	101,34	100,4	100,43
Si	7,851	8,022	7,969	7,982	8,085	8,093	8,019	7,957	7,896	7,998
Al ^{iv}	0,149	0	0,031	0,018	0	0	0	0,043	0,104	0,002
Al ^{vi}	0,398	0,636	0,513	0,491	0,498	0,436	0,482	0,544	0,458	0,704
Ti	0,01	0,005	0,011	0,014	0,003	0,012	0,003	0,007	0,013	0,011
Cr	0,004	0,001	0	0	0,005	0	0	0,005	0,006	0,001
Fe ³⁺	1,536	1,108	1,252	1,302	0,951	1,026	1,375	1,244	1,056	1,061
Fe ²⁺	0,635	1,351	1,201	1,136	1,403	1,524	1,291	1,19	1,29	1,339
Mn	0,011	0,015	0,029	0,02	0,017	0,017	0,013	0,021	0,023	0,012
Mg	2,407	1,862	1,995	2,037	2,038	1,893	1,816	1,99	2,154	1,873
Ca	0,133	0,087	0,178	0,175	0,332	0,194	0,033	0,165	0,438	0,16
Na	1,925	2,024	1,887	1,842	1,704	1,938	2,03	1,902	1,676	1,891
K	0,002	0,003	0	0,005	0,003	0,003	0,001	0,004	0,007	0,003
OH*	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Totale	17,059	17,114	17,066	17,022	17,039	17,135	17,064	17,071	17,122	17,054
Amphibole group	Alkali	Alkali	Alkali	Alkali	Alkali	Alkali	Alkali	Alkali	Alkali	Alkali
(Ca+Na) (B)	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Na (B)	1,867	1,913	1,822	1,825	1,668	1,806	1,967	1,835	1,562	1,84
(Na+K) (A)	0,059	0,114	0,066	0,022	0,039	0,135	0,064	0,071	0,122	0,054
Mg/(Mg+Fe2)	0,791	0,58	0,624	0,642	0,592	0,554	0,584	0,626	0,625	0,583
Fe3/(Fe3+Alvi)	0,794	0,635	0,709	0,726	0,656	0,702	0,74	0,695	0,697	0,601
Sum of S2	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13

Appendice A – Tabella A.6, composizione chimica degli Na-anfiboli nei metabasalti dell'unità di Cozzo Cervello.

Sigla	GLI4-9	GLI4-10	GLI4-11	GLI4-12	GLI4-13	GLI4-14
SiO ₂	54,87	55,29	55,49	56,03	55,29	55,16
TiO ₂	0,3529	0,2775	0,1426	0,2801	0,3588	0,1409
Al ₂ O ₃	1,7524	1,8602	1,7801	1,91	1,6698	1,99
FeO	20,87	20,32	21,2	20,48	20,69	22,02
MnO	0,0884	0,0502	0,0708	0,0495	0,0811	0,0685
MgO	9,69	10,01	10,12	10,02	10,05	9,35
CaO	0,4072	0,4426	0,4282	0,3114	0,5576	0,3754
Na ₂ O	7,15	7,33	7,2	7,64	7,14	7,27
K ₂ O	0,0861	0,0705	0,0938	0,1109	0,073	0,0864
Cr ₂ O ₃	0	0,0183	0,0126	0	0	0,0037
Total	98,66	99	100,1	100,12	99,32	99,95
Si	7,999	8,016	7,964	8,04	7,997	7,965
Al ^{iv}	0,001	0	0,036	0	0,003	0,035
Al ^{vi}	0,3	0,318	0,265	0,323	0,281	0,304
Ti	0,039	0,03	0,015	0,03	0,039	0,015
Cr	0	0,002	0,001	0	0	0
Fe ³⁺	1,459	1,376	1,587	1,295	1,455	1,532
Fe ²⁺	1,085	1,088	0,958	1,162	1,048	1,127
Mn	0,011	0,006	0,009	0,006	0,01	0,008
Mg	2,106	2,164	2,165	2,143	2,167	2,013
Ca	0,064	0,069	0,066	0,048	0,086	0,058
Na	2,021	2,061	2,004	2,126	2,002	2,035
K	0,016	0,013	0,017	0,02	0,013	0,016
OH*	2	2	2	2	2	2
Total	17,101	17,142	17,087	17,194	17,102	17,109
Amphibole group	Alkali	Alkali	Alkali	Alkali	Alkali	Alkali
(Ca+Na) (B)	2	2	2	2	2	2
Na (B)	1,936	1,931	1,934	1,952	1,914	1,942
(Na+K) (A)	0,101	0,142	0,087	0,194	0,102	0,109
Mg/(Mg+Fe2)	0,66	0,665	0,693	0,648	0,674	0,641
Fe3/(Fe3+Alvi)	0,829	0,812	0,857	0,8	0,838	0,834
Sum of S2	13	13	13	13	13	13

Appendice A – Tabella A.7, composizione chimica degli Na-anfiboli nelle metareniti dell'unità di Cozzo Cervello.

Sigla	CC13-5	CC13-7	CC3-2	CC3-3	CC3-4	CC3-6
SiO ₂	56,11	56,35	55,91	57,05	55,48	56,83
TiO ₂	0	0,0155	0	0,0368	0,0747	0,0042
Al ₂ O ₃	1,3735	0,8435	1,1623	0,697	1,5005	0,839
FeO	9,84	9,51	9	7,98	9,23	8,18
MnO	0,1879	0,2434	0,186	0,1781	0,2205	0,2035
MgO	17,34	17,64	18,1	18,58	17,21	18,4
CaO	10,01	10,67	10,65	11,83	10,4	11,53
Na ₂ O	1,78	1,42	1,2748	0,8405	1,59	1,0113
K ₂ O	0,0518	0,0524	0,0656	0,0349	0,0759	0,0093
Cr ₂ O ₃	0	0,0323	0	0,0068	0	0,0116
Total	99,17	99,14	98,85	99,39	98,08	99,23
Si	7,931	7,977	7,905	8,024	7,937	8,006
Al ^{iv}	0,069	0,023	0,095	0	0,063	0
Al ^{vi}	0,16	0,117	0,099	0,116	0,19	0,139
Ti	0	0,002	0	0,004	0,008	0
Cr	0	0,004	0	0,001	0	0,001
Fe ³⁺	0,379	0,264	0,409	0,027	0,213	0,087
Fe ²⁺	0,784	0,862	0,656	0,912	0,891	0,877
Mn	0,022	0,029	0,022	0,021	0,027	0,024
Mg	3,654	3,722	3,815	3,896	3,671	3,864
Ca	1,516	1,618	1,613	1,783	1,594	1,74
Na	0,488	0,39	0,349	0,229	0,441	0,276
K	0,009	0,009	0,012	0,006	0,014	0,002
OH*	2	2	2	2	2	2
Total	17,013	17,017	16,975	17,018	17,049	17,018
Amphibole group	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca
(Ca+Na) (B)	2	2	1,963	2	2	2
Na (B)	0,484	0,382	0,349	0,217	0,406	0,26
(Na+K) (A)	0,013	0,017	0,012	0,018	0,049	0,018
Mg/(Mg+Fe2)	0,823	0,812	0,853	0,81	0,805	0,815
Fe3/(Fe3+Alvi)	0,703	0,692	0,806	0,188	0,528	0,384
Sum of S2	13	13	13	13	13	13

Appendice A – Tabella A.8, composizione chimica degli anfiboli calcici nei metabasalti dell'unità di Cozzo Cervello.

Sigla	CC13-3	CC13-14	PARIA-5
SiO ₂	29,4	29,83	27,6
TiO ₂	0,0559	0,0219	0,0268
Al ₂ O ₃	19,42	19,98	20,49
Cr ₂ O ₃	0,1203	0,0255	0,0953
FeO	15,3	14,71	21,67
MgO	23	22,37	18,81
MnO	0,3444	0,3988	0,3977
CaO	0,0973	0,0525	0,035
Na ₂ O	0,0036	0,0397	0,0169
K ₂ O	0,0176	0,0024	0,012
Tot.	87,76	87,43	89,15
Si	5,844	5,918	5,594
Al ^{iv}	2,156	2,082	2,406
Al ^{vi}	2,394	2,590	2,489
Ti	0,008	0,003	0,004
Cr	0,028	0,006	0,023
Fe	2,543	2,440	3,673
Mg	6,817	6,617	5,684
Mn	0,058	0,067	0,068
Ca	0,021	0,011	0,008
Na	0,001	0,015	0,007
K	0,004	0,001	0,003
somma tetraedrici	8,000	8,000	8,000
somma ottaedrici	11,876	11,751	11,959
somma cationi	19,876	19,751	19,959
Mg/(Mg+Fe)	0,728	0,731	0,607

Appendice A – Tabella A.9, composizione chimica delle cloriti nei metabasalti dell'unità di Cozzo Cervello.

Sigla	PS2-11	CC15A-3	CC15A-6
SiO ₂	25,1	24,63	24,9
TiO ₂	1,1478	0,1081	0,0368
Al ₂ O ₃	22,55	24,95	23,79
Cr ₂ O ₃	0	0,0207	0,0672
FeO	31,16	29,72	31,44
MgO	10,04	9,65	9,54
MnO	0,3047	0,192	0,2384
CaO	0,047	0	0,022
Na ₂ O	0,0358	0,0528	0,0282
K ₂ O	0,0238	0,241	0,035
Tot.	90,41	89,56	90,10
Si	5,277	5,178	5,250
Al ^{iv}	2,723	2,822	2,750
Al ^{vi}	2,865	3,362	3,164
Ti	0,181	0,017	0,006
Cr	0,000	0,005	0,017
Fe	5,478	5,226	5,544
Mg	3,147	3,025	2,999
Mn	0,054	0,034	0,043
Ca	0,011	0,000	0,005
Na	0,015	0,022	0,012
K	0,006	0,065	0,009
somma tetraedrici	8,000	8,000	8,000
somma ottaedrici	11,758	11,756	11,798
somma cationi	19,758	19,756	19,798
Mg/(Mg+Fe)	0,365	0,367	0,351

Appendice A – Tabella A.10, composizione chimica delle cloriti nelle metapeliti dell'unità di Cozzo Cervello.

Sigla	CA5A	GLI 19-8
SiO ₂	24,19	25,43
TiO ₂	0,0338	0
Al ₂ O ₃	21,66	23,05
Cr ₂ O ₃	0	0,0751
FeO	35,7	29,73
MgO	7,79	11,06
MnO	0,3491	0,438
CaO	0,0271	0
Na ₂ O	0,0193	0,0455
K ₂ O	0,061	0,0204
Tot.	89,83	89,85
Si	5,267	5,334
Al ^{iv}	2,733	2,666
Al ^{vi}	2,828	3,034
Ti	0,006	0,000
Cr	0,000	0,019
Fe	6,501	5,215
Mg	2,529	3,459
Mn	0,064	0,078
Ca	0,006	0,000
Na	0,008	0,019
K	0,017	0,005
somma tetraedrici	8,000	8,000
somma ottaedrici	11,960	11,828
somma cationi	19,960	19,828
Mg/(Mg+Fe)	0,280	0,399

Appendice A – Tabella A.11, composizione chimica delle cloriti nelle metareniti dell'unità di Cozzo Cervello.

Sigla	CA30-3	CA30-8	CA30-15	CA30-19
SiO ₂	24,13	24,47	25,75	24,24
TiO ₂	0,0629	0,0748	0,1548	0,0367
Al ₂ O ₃	23,55	23,82	21,56	23,29
Cr ₂ O ₃	0,0197	0	0	0,0056
FeO	31,56	30,75	31,06	31,31
MgO	8,73	8,94	9,35	8,78
MnO	0,4165	0,263	0,3517	0,4801
CaO	0,0249	0,0559	0,0687	0,0073
Na ₂ O	0,0252	0,0784	0	0,0085
K ₂ O	0,0863	0,11	0,0648	0,0394
Tot.	88,61	88,56	88,36	88,20
Si	5,201	5,244	5,538	5,243
Al ^{iv}	2,799	2,756	2,462	2,757
Al ^{vi}	3,186	3,262	3,005	3,182
Ti	0,010	0,012	0,025	0,006
Cr	0,005	0,000	0,000	0,001
Fe	5,690	5,511	5,587	5,664
Mg	2,806	2,857	2,998	2,832
Mn	0,076	0,048	0,064	0,088
Ca	0,006	0,013	0,016	0,002
Na	0,011	0,033	0,000	0,004
K	0,024	0,030	0,018	0,011
somma tetraedrici	8,000	8,000	8,000	8,000
somma ottaedrici	11,813	11,766	11,712	11,789
somma cationi	19,813	19,766	19,712	19,789
Mg/(Mg+Fe)	0,330	0,341	0,349	0,333

Appendice A – Tabella A.12, composizione chimica delle cloriti nelle rocce milonitiche dell'Unità di Castagna.

SIGLA	CC13-12	CC13-13	PAR1A-4	CC3-1
SiO ₂	68,87	68,32	69,02	68,80
Al ₂ O ₃	20,12	20,42	20,56	20,14
FeO	0,18	0,16	0,08	0,15
CaO	0,01	0,01	0,00	0,02
Na ₂ O	12,13	11,64	12,09	11,90
K ₂ O	0,03	0,24	0,03	0,01
-----	-----	-----	-----	-----
Tot.	101,35	100,79	101,77	101,01
Si	2,972	2,964	2,965	2,976
Al	1,023	1,044	1,041	1,027
Fe (3+)	0,007	0,006	0,003	0,005
Ca	0,000	0,000	0,000	0,001
Na	1,015	0,979	1,007	0,998
K	0,002	0,013	0,001	0,000
-----	-----	-----	-----	-----
Tot.	5,019	5,006	5,017	5,007
An%	0,0	0,0	0,0	0,1
Ab%	99,8	98,7	99,9	99,9
Or%	0,2	1,3	0,1	0,0

Appendice A – Tabella A.13, composizione chimica dei plagioclasti (albiti) nei metabasalti dell'unità di Cozzo Cervello.

SIGLA CA30-9

SiO ₂	67,86
Al ₂ O ₃	20,64
FeO	0,18
CaO	0,49
Na ₂ O	11,55
K ₂ O	0,04
-----	-----
Tot.	100,76

Si	2,947
Al	1,057
Fe (3+)	0,007
Ca	0,023
Na	0,973
K	0,002
-----	-----
Tot.	5,009

An%	2,3
Ab%	97,5
Or%	0,2

Appendice A – Tabella A.14, composizione chimica dei plagioclasti (albiti) nelle rocce milonitiche dell'Unità di Castagna.

Sigla	CC13-2	CC13-9	CC13-10	CC13-11	PARIA-17	CC3-5
Na ₂ O	0,01	0,01	0,00	0,03	0,11	0,02
MgO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,07	0,33
Al ₂ O ₃	22,36	22,52	22,38	22,47	23,57	22,34
SiO ₂	37,82	37,32	37,74	37,53	37,85	38,28
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02
CaO	23,18	22,97	23,02	22,51	22,82	22,59
TiO ₂	0,04	0,12	0,05	0,09	0,08	0,06
Cr ₂ O ₃	0,10	0,18	0,02	0,07	0,02	0,19
Mno	0,27	0,19	0,21	0,21	0,47	0,16
FeO	14,26	14,25	14,55	14,56	13,02	13,10
Totale	98,04	97,56	97,97	97,47	98,04	97,09
Si	3,1031	3,0784	3,1005	3,0963	3,0826	3,1441
Ti	0,0024	0,0073	0,0032	0,0053	0,0052	0,0038
Al	2,1622	2,1893	2,1669	2,1849	2,2624	2,1625
Cr	0,0065	0,0116	0,0014	0,0046	0,0015	0,0126
Fe ²⁺	0,9785	0,9830	0,9996	1,0046	0,8868	0,8998
Fe ³⁺	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Mn	0,0189	0,0132	0,0143	0,0146	0,0321	0,0111
Mg	0,0000	0,0000	0,0000	0,0014	0,0086	0,0401
Ca	2,0377	2,0301	2,0262	1,9897	1,9913	1,9879
Na	0,0015	0,0010	0,0002	0,0045	0,0172	0,0033
K	0,0001	0,0008	0,0000	0,0000	0,0023	0,0016
Ba	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Sr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Totale	8,3110	8,3147	8,3123	8,3059	8,2900	8,2669

Appendice A – Tabella A.15, composizione chimica degli epidoti nei metabasalti dell'unità di Cozzo Cervello.

APPENDICE B

Sample\$	CFP5	CFP2	CFP15	CFP4	CFP1	CFP14	CFP3	CC5	CC7b	CC7a	CC6c	CC6b	CC6a	CC5	CC4	CC3	CC2	CC1
Na2O	2,377	4,035	2,865	2,769	3,356	4,269	4,43	2,29	3,54	4,79	4,35	2,65	3,68	1,86	2,69	2,91	3,16	3,87
MgO	6,04	7,073	13,961	9,001	9,759	10,358	6,671	7,04	10,07	6,14	8,02	14,58	10,28	16,47	10,71	11,1	12,02	7,91
Al2O3	14,895	17,03	13,376	17,295	19,178	17,127	17,615	19,57	15,52	18,26	15,48	13,8	12,69	12,6	16,25	12,29	14,36	18,43
SiO2	47,051	45,6	47,524	44,49	46,668	46,908	49,076	45,98	44,03	46,93	48,46	39,56	45,49	44,11	44,82	39,83	41,75	42,14
P2O5	0,355	0,171	0,249	0,225	0,237	0,135	0,17	0,13	0,29	0,34	0,36	0,23	0,33	0,16	0,2	0,25	0,28	0,12
K2O	0,643	0,119	0,016	1,627	1,726	0,026	0,092	0,13	0,03	1,3	0,04	0,32	0,06	0,6	1,27	0,03	0,42	0,14
CaO	12,65	9,884	7,684	8,471	7,43	8,761	9,946	12,34	8,08	5,48	8,38	4,35	8,39	8,12	8,38	6,15	5,81	8,23
TiO2	2,669	1,721	2,101	2,097	1,676	1,524	1,735	0,94	2,55	2,68	2,38	2,32	2,46	1,68	1,47	2,28	2,41	1,31
MnO	0,187	0,127	0,185	0,183	0,127	0,208	0,126	0,1	0,24	0,15	0,2	0,29	0,18	0,19	0,16	0,18	0,23	0,11
Fe2O3	11,847	9,751	11,889	11,175	7,868	10,013	9,798	5,79	12,54	10,55	11,44	15,01	11	11,8	9,4	10,97	12,89	8,21
Ni	37,66	58,81	146,58	45,8	50,6	90,71	56,23	51,55	97,57	81,4	104	178,46	42,24	305,25	148,76	66,16	74,9	91,45
Cr	197	185	351	226	167	281	187	197	212	255	221	408	185	738	435	208	247	256
V	301	166	233	241	175	229	173	138	289	221	274	268	275	197	192	248	276	165
La	9	1	12	7	6	6					6	0		3	4	8		
Ce	40	27	35	25	21	13	19	13	32	31	38	38	42	24	26	37	34	13
Co	39,18	37,43	44,95	40,91	28,44	39,55	35,67	24,31	48,32	46,43	41,65	65,92	31,94	53,55	36,57	39,12	43,82	34,76
Ba	13	13	13	144	117	13	13	13	13	37	13	13	13	26	62	13	13	13
Nb	11	7	11	9	11	6	7	7	10	11	13	12	14	10	11	13	12	7
Y	38	35	34	35	27	29	31	24	47	47	41	47	47	26	24	48	52	32
Sr	422	302	171	301	301	829	309	400	314	129	156	100	200	228	374	131	116	347
Zr	179	112	154	145	144	81	116	78	182	189	171	159	179	121	100	135	179	99
S	4	7	3	2	5	4	4	2	10	8	10	12	10	14	15	16	12	6
Cl	66	61	69	78	67	70	67	61	69	61	86	168	85	133	98	156	137	74
Cu	56,92	42,09	40,42	58,43	25,82	184,13	43,4	34,83	37,2	68,8	36,69	66,6	44,47	48,9	19,05	18,38	29,92	86,2
Zn	87,68	54,72	73,11	91,38	52,72	81,71	50,3	39,44	131,24	131,9	71,46	111,42	74,68	76,39	56,88	79	103,24	65,38
As			3	4	4	3	3											
Rb	17	6	6	36	30	4	7	6	7	36	7	12	8	14	21	8	12	9
Sn											5			6	9	7	6	5
Cs																		

Appendice B – Tabella B.1, analisi geochimiche in XRF su roccia totale, rappresentative dei metabasalti affioranti nell'area di studio.