

ALMA MATER STUDIORUM A.D. 1088
UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di Laurea in Scienze Geologiche

Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali

Relazione di Laurea

Studio mineralogico-petrografico di ofioliti
nella valle del Sillaro
(Appennino Bolognese)

Candidato:
Marco Mazzanti

Relatore:
Prof. Giorgio Gasparotto

Sessione Luglio 2016
Anno Accademico 2015-2016

Indice

1. Introduzione.....	3
2. Inquadramento del sito.....	4
2.1 Storia tettonica.....	4
2.2 Stratigrafia.....	5
3. Campionamento.....	7
3.1 Descrizione degli affioramenti e campionatura.....	9
4. Studio di laboratorio.....	12
4.1 Descrizione delle sezioni sottili.....	12
4.2 Microanalisi delle fasi.....	15
5. Conclusioni.....	18
Bibliografia.....	19

1. Introduzione

Lo scopo della tesi consiste nello studio di alcuni affioramenti ofiolitici nell'area della valle del Sillaro (Castel S. Pietro, BO), tramite osservazioni e campionatura in sito. Sui campioni raccolti sono state poi condotte analisi mineralogiche e petrografiche, quali osservazioni delle sezioni sottili al microscopio ottico e osservazione di una sezione lucida con il microscopio elettronico a scansione (SEM), e microanalisi delle fasi minerali con spettrometria a dispersione di energia (EDS).

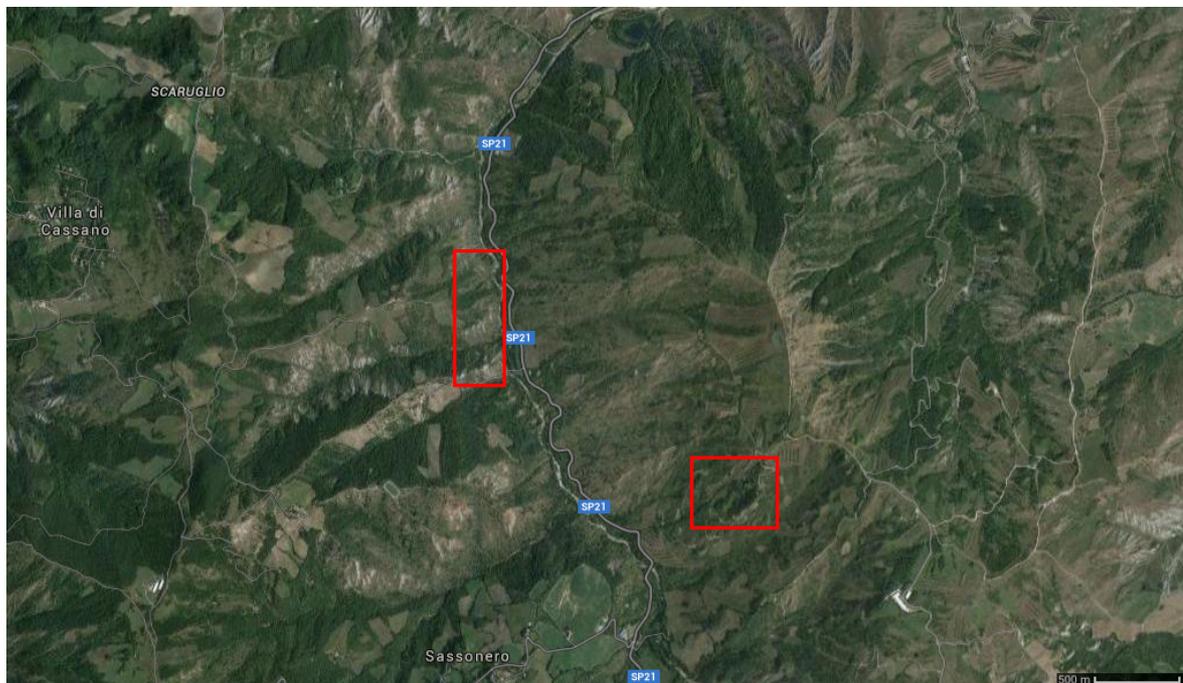
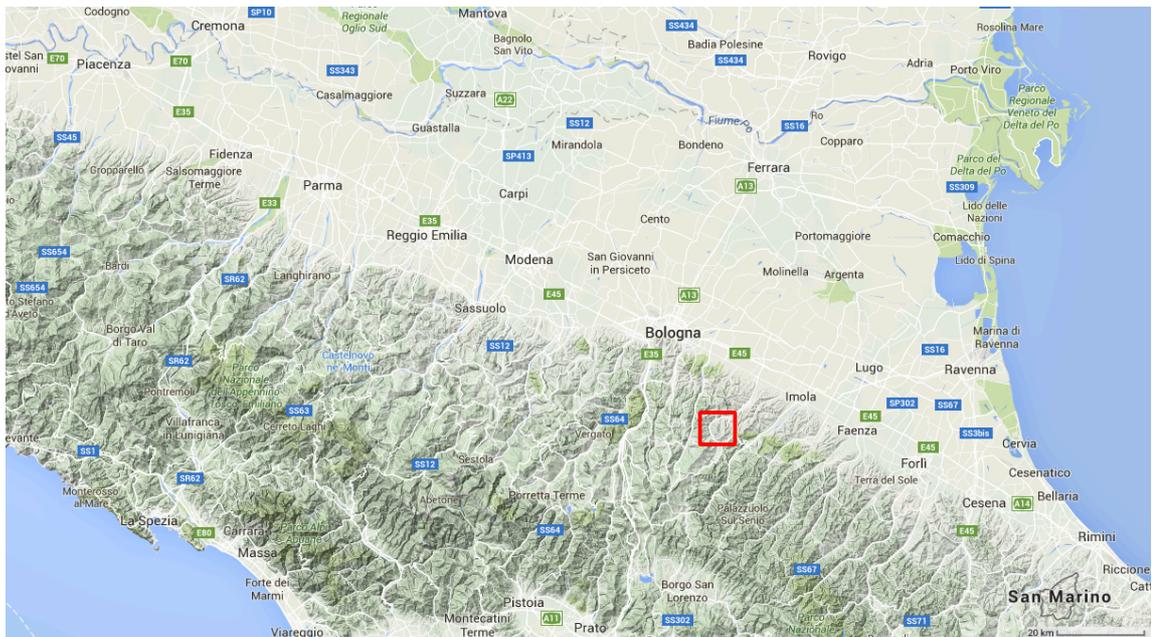


Fig. 1: l'immagine in alto mostra la carta dell'Emilia-Romagna con evidenziata l'area di interesse. In basso l'area studiata viene mostrata in maggior dettaglio. I riquadri indicano l'ubicazione degli affioramenti analizzati.

2. Inquadramento del sito

2.1 Storia tettonica

L'apertura della sezione centrale dell'Oceano Atlantico si fa risalire al Giurassico medio-superiore ed ha avuto come conseguenza la traslazione dell'Africa verso est rispetto all'Europa. Conseguentemente a questo movimento si sviluppò anche un nuovo braccio marino, l'Oceano Ligure-piemontese, che separava l'Europa e l'Iberia da un lato dall'Africa ed Adria dall'altro. Questo bacino oceanico è testimoniato dalla presenza di sequenze ofiolitiche sia nelle Alpi che negli Appennini (fig. 2).

In generale le rocce ofiolitiche affioranti nelle catene che circondano il Mediterraneo rappresentano i relitti di antichi bacini oceanici che sono stati richiusi durante le fasi di convergenza tra l'Africa e l'Europa. Infatti, durante l'apertura del segmento settentrionale dell'Atlantico avvenuta nel Cretaceo superiore, l'Africa subì una variazione nel suo moto che la portò a traslare in direzione nord-nordovest, quindi con una convergenza diretta contro l'Europa. (Treves, 1984, 1992)



Fig. 2: schema fisiografico e catene orogeniche del Mediterraneo occidentale. 1= fronti orogenici; 2= ofioliti. (da: Guide geologiche regionali 4, Fig. 37)

L'instaurarsi di questo regime compressivo tra la placca europea e quella africana è responsabile della chiusura dell'Oceano Ligure-piemontese. È a questo momento che si fa risalire l'inizio della storia orogenica dell'Appennino, contraddistinta da un'iniziale fase oceanica a cui segue una seconda fase intracontinentale.

La fase oceanica si sviluppa a partire dal limite tra il Cretaceo inferiore e superiore fino all'Eocene medio, momento in cui si assistette alla completa chiusura dell'Oceano Ligure-piemontese. Durante questa fase collisionale venne a formarsi un prisma d'accrescimento che si originò dall'impilamento per sottoscorrimento verso ovest delle coperture depostesi sul fondale oceanico e di parte del basamento stesso (Unità Liguri).

La fase intracontinentale cominciò a partire dall'Eocene medio-superiore, con la collisione tra il blocco sardo-corso e la placca adriatica, collisione che si è compiuta soprattutto a spese del lembo occidentale di quest'ultima. A questo punto si sviluppò una tettonica a *thrust* e falde con sottoscorrimento verso ovest in un primo momento delle sole Unità Toscane, che verranno successivamente seguite dalle Unità Umbro-marchigiane. Entrambe si collocarono in una posizione geometricamente inferiore rispetto alle unità che erano già state accavallate in precedenza. La particolare strutturazione crostale venutasi così a creare venne accompagnata in superficie da vari fenomeni gravitativi e di retroscorrimento. Sempre durante questa fase, a partire del Miocene medio, il fronte compressivo migrante verso est cominciò ad essere seguito dalla tettonica distensiva, legata all'assottigliamento crostale che ha determinato l'apertura del bacino tirrenico. (Coli, 1991; 1992)

2.2 Stratigrafia

Le rocce ofiolitiche che sono state prese in esame affiorano all'interno dalle Unità Liguri. Esse appartengono ai domini oceanici che assieme ai domini continentali rappresentano i due grandi gruppi sotto ai quali si riuniscono tutti i substrati dell'Appennino settentrionale.

I domini oceanici si dividono in Dominio Ligure interno ed esterno, entrambi caratterizzati da una sedimentazione avvenuta su una crosta oceanica di età giurassica. I Domini Liguri interni sono quelli immediatamente a oriente del blocco sardo-corso e sono costituiti da un'iniziale successione pelagica che poi muta verso apporti terrigeni continentali fin inizialmente, e torbiditici in un momento successivo. I Domini Liguri esterni si trovano più ad est ed anche qui si assistette ad una sedimentazione torbiditica.

La sedimentazione di entrambi i domini terminò a causa di movimenti orogenici avvenuti alla fine del Cretaceo, per il primo, e tra Paleocene ed Eocene inferiore, per il secondo. Il complesso di sedimenti depositi nei Domini oceanici subì un'intensa tettonizzazione tra il Paleocene e l'Eocene medio, a causa, come si è visto, della sovrapposizione delle falde e della chiusura dell'Oceano Ligure piemontese.

Stratigraficamente, in accordo con quanto riportato nella carta geologica Castel San Pietro Terme (si veda la fig. 3), tutti gli affioramenti di ofioliti si trovano all'interno delle Argille a Palombini (APA) che in questa zona rappresentano la base delle Unità Liguri, con un'età a cavallo tra il Cretaceo inferiore e superiore.

Le seguenti descrizioni sono tratte dalle note illustrative del foglio geologico 238 (Castel S. Pietro Terme).

Le Argille a Palombini sono l'unità caotica ligure arealmente più diffusa, in quanto occupa il settore compreso tra il Torrente Idice, Sasso della Mantesca e Villa di Sassonero; proprio la zona all'interno della quale è stato condotto il rilevamento in oggetto. Si tratta di argilliti grigie o a tenue colorazione rossastra, con clivaggio scaglioso pervasivo o talora fissili. Sono presenti frammenti di calcilutiti biancastre a causa dell'alterazione, grigio scuro al taglio; subordinati i blocchi di arenarie. Questa formazione presenta comunemente l'aspetto caotico dovuto alla tessitura a "blocchi in matrice", dove i blocchi calcarei sono più o meno allineati e complanari; in rari affioramenti è possibile osservare la stratificazione originaria "indisturbata", caratterizzata da alternanza di strati medi calcarei ed argilliti fissili.

I contatti dell'unità sono ovunque tettonici o tettonizzati e la sua potenza originaria è stimabile in alcune centinaia di metri.

Le Argille a Palombini si sono deposte grazie ad una sedimentazione pelagica argillosa in un bacino profondo, al di sotto della profondità di compensazione dei carbonati, con apporti di fanghi carbonatici risedimentati e di arenarie torbiditiche.

Al momento della deposizione, le Argille a Palombini potevano rappresentare il substrato sul quale si deposero le argille varicolori di Grizzana Morandi, unità alla quale sono costantemente associate a scala regionale.

Sono state differenziate (*Benini & Guasti, 1992*) le seguenti litofacies:

APA_b, caratterizzata da argilliti varicolorate litologicamente simili alle argille varicolori di Grizzana Morandi, alle quali le Argille a Palombini spesso si relazionano. Queste argilliti inglobano blocchi di calcari “tipo palombino”, aventi lungo la loro dimensione massima una lunghezza di alcuni decimetri. È interpretabile come la facies originale di graduale passaggio tra le due formazioni;

APA_c, questa litofacies è fondamentalmente analoga alla precedente, con la differenza che si presenta in associazione a corpi ofiolitici eterometrici. Si tratta prevalentemente di breccie ofiolitiche (bo) e secondariamente diaspri (ds); raggiungono le maggiori dimensioni in Val Sillaro, all’altezza di Villa di Sassonero. Queste masse presentano contatti basali e laterali tettonizzati con le argilliti. Queste ultime recano localmente (sinistra Sillaro) intercalazione di breccie poligeniche a matrice argillosa, in spessori variabili da decimetrici a metrici;

APA_d, questa litofacies è contraddistinta da marne siltose e siltiti argillose verde oliva, con clivaggio pervasivo e diffuse patine magnesifere di alterazione. Sono presenti rari blocchi di calcari “tipo palombino”. Arealmente poco diffusa.

L’affioramento del Sassonero si trova in contatto tettonico anche con le argille varicolori di Grizzana Morandi (AVT). Esse costituiscono un’unità caotica rappresentata per la maggior parte da argilliti siltose rosso mattone, fissili, e argilliti bluastre e rosse. La stratificazione è a tratti preservata per modesti spessori, mentre invece sono comuni le superfici di clivaggio e superfici lucide e striate associate a zone di taglio. Le argille inglobano blocchi decimetrici di arenarie brune per alterazione, grigie se al taglio fresco, con lamine piano parallele e ondulate. I contatti sono ovunque tettonici e la potenza originaria era dell’ordine del centinaio di metri. L’età è attribuita al Cretaceo inferiore-superiore e l’ambiente di deposizione doveva essere un bacino profondo con sedimentazione pelagica argillosa, con apporti torbidity grossolani.

La litofacies AVT_b differenzia per sottili strati di areniti verdastre, ricche in granuli di quarzo e di litici carbonatici, alterate a peliti fissili nerastre o varicolorate.

Osservando la carta geologica dell’area di interesse è possibile notare anche contatti tra gli affioramenti ofiolitici e gli accumuli di frane o i depositi di versante e depositi eluvio-colluviali. Infatti in questa zona sono presenti sia frane attive (a₁) che quiescenti (a₂), entrambe identificate da depositi caotici di litotipi eterogenei immersi in matrice fondamentalmente pelitica. I depositi di versante ed eluvio-colluviali si presentano sotto forma di accumuli detritici eterogenei in una matrice fine sabbioso-limosa. (*Note illustrative del foglio geologico 238, 2009*)

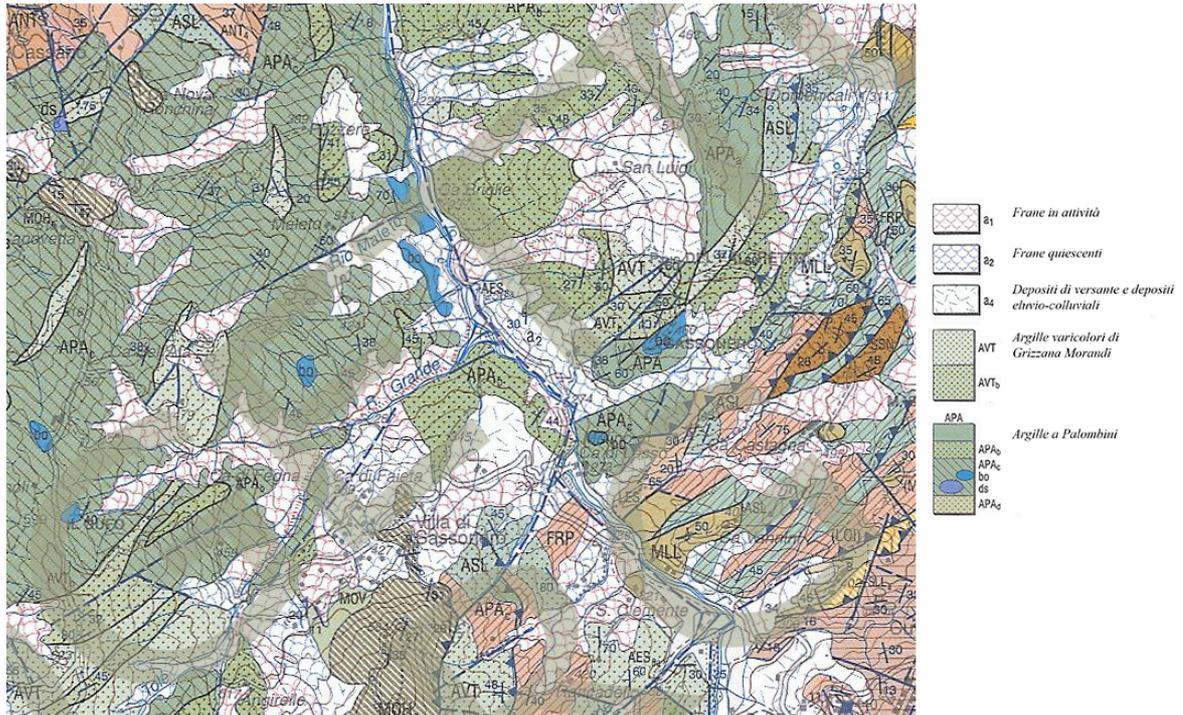


Fig. 3: carta geologica dell'area in cui si trovano gli affioramenti di ofioliti (rappresentati con il colore blu). (da foglio geologico 238)

3. Campionamento

Gli affioramenti visitati si trovano sia sul lato destro che su quello sinistro del Torrente Sillaro, vicino alla località Villa di Sassonero, nome che identifica anche il principale affioramento di ofioliti presente nell'area. La zona è raggiungibile grazie alla strada provinciale SP21 che da Castel San Pietro Terme costeggia il corso del Sillaro sino a giungere direttamente nell'area di interesse, a pochi chilometri dal confine tra Emilia-Romagna e Toscana.

Sono stati necessari due sopralluoghi per fare le dovute osservazioni e campionamenti a causa dell'ubicazione di alcuni di essi (il Sassonero) su suolo privato e della conseguente attesa del permesso per accedervi.

Durante la prima visita sono state osservate alcune rocce ofiolitiche sul lato sinistro del Sillaro, da cui sono stati ricavati i campioni SILLARO da 1 a 5. Il secondo giorno prendeva in considerazione il Sassonero ed un altro affioramento limitrofo, questa volta sul lato destro del Sillaro e sono stati raccolti i campioni SILLARO 6-8.

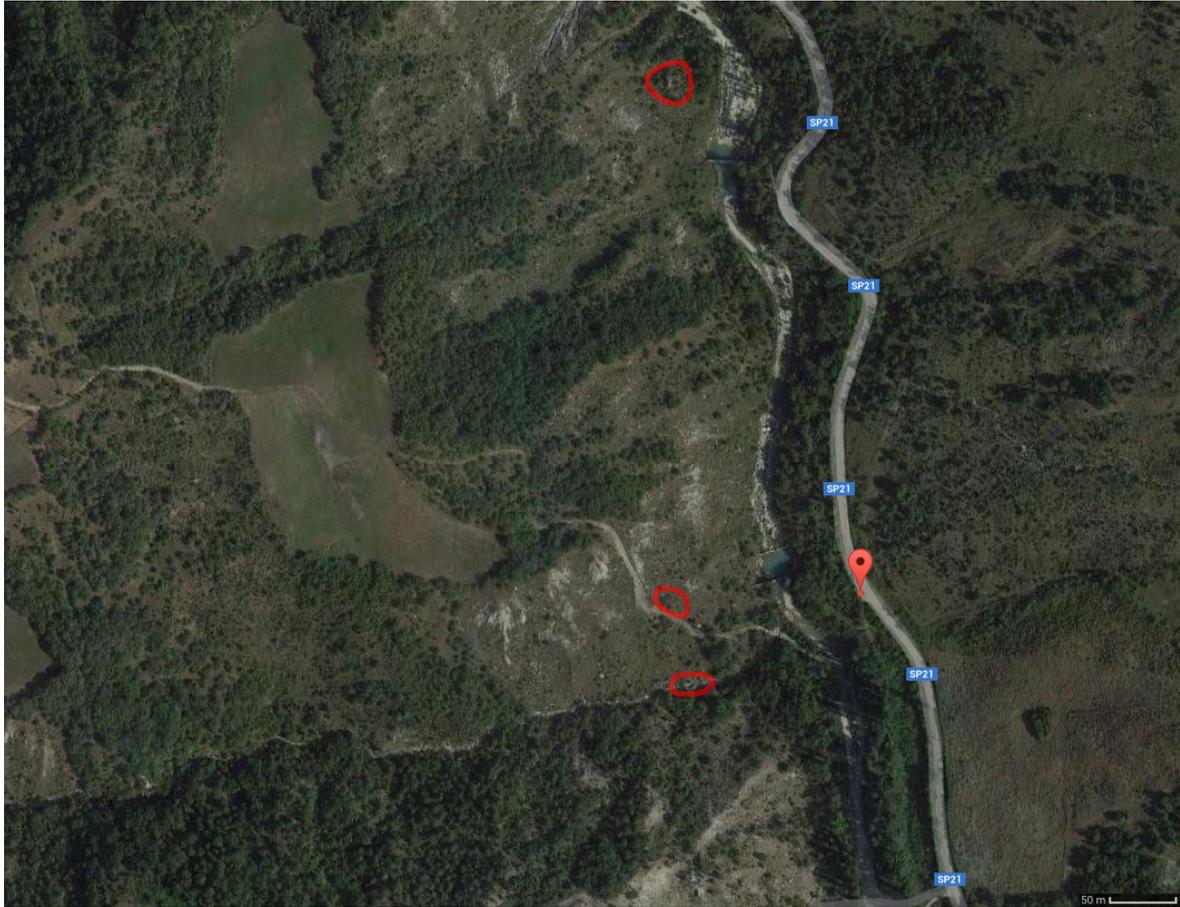


Fig. 4: immagine satellitare su cui sono stati scontornati gli affioramenti SILLARO 1-4.



Fig. 5: immagine satellitare su cui sono stati scontornati gli affioramenti SILLARO 6-8. L'affioramento del Sassonero è quello di maggiori dimensioni.

3.1 Descrizione degli affioramenti e campionatura

SILLARO 1: si tratta di un affioramento a blocchi di una roccia molto dura di colore rosso vinaccia-violaceo. Ha l'apparenza di un diaspro, ma è massivo e non mostra alcun tipo di laminazione.

SILLARO 2: si trova a pochi metri dall'affioramento precedente e consiste in una roccia scura di colore grigio-verdastro dall'aspetto cellulare. Ad un primo sguardo può sembrare compatta ma tende a sbriciolarsi facilmente, rendendo difficile un campionamento adeguato. È evidentemente molto alterata e presenta internamente del materiale rossastro, probabilmente proprio a causa all'alterazione.

SILLARO 3: si trova ad alcune decine di metri dai due affioramenti precedenti e sul lato sinistro di un ripido torrentello in secca in cui compaiono blocchi calcarei finemente stratificati e pezzi di selce. Sono blocchi massivi dell'ordine di 3-4 m di roccia nera molto compatta e molto dura, con scarsa fessurazione.

SILLARO 4 e 5: si trova a circa 200 m più a valle rispetto a tutti gli affioramenti precedenti e a 150 m dalla strada. L'affioramento è rappresentato da un grosso blocco (dimensioni approssimative 20*10*8 m) costituito da una breccia di colore scuro verdastro.

Il campione 4 è stato raccolto alla base del blocco e presenta un colore verdastro violaceo. Il campione 5 è visivamente simile al precedente e rispetto a questo è stato raccolto 2-3 m più in basso.



Fig. 6: affioramento SILLARO 4 e 5.

SILLARO 6: è un blocco di circa 15 m d'altezza di serpentinite estremamente tettonizzata, ricca di vene di calcite bianca opaca. La grande quantità di vene e l'intensa tettonizzazione rendono difficile il campionamento di questa roccia, che nonostante all'apparenza sembri compatta si frantuma molto facilmente.



Fig. 7: affioramento SILLARO 6.

Il Sassonero è un'imponente ofiolite di composizione basaltica di circa 4,3 ettari di superficie che spicca dal paesaggio circostante per le dimensioni e a causa della colorazione scura. È situato sul lato destro della Val Sillaro, ad una quota media di 400 m s.l.m. Dal fianco meridionale (fig. 8) si presenta come una spettacolare parete di pillow-lava di forma sferoidale continua lateralmente per circa 100 m e potente più di 70 m (*I geositi dell'Emilia-Romagna*). L'affioramento è costeggiato da una strada sterrata all'interno di una proprietà privata a cui non è possibile accedere. I pillow si mostrano secondo un loro tipico aspetto: colore violaceo, fratturazione esterna e aspetto quasi selcioso. In generale la roccia si presenta brecciata e iniettata di vene di calcite. Spesso esternamente viene mostrata una crosta molto alterata, facile da rompere, e una zona più fresca interna. Sono segnalati ritrovamenti storici di datolite (*I geositi dell'Emilia-Romagna*), che si forma come minerale secondario all'interno di cavità di rocce basaltiche (*Mottana et al., 1992*).

SILLARO 7-8: sono stati entrambi raccolti alla base della parete, lungo la strada, il 7 verso l'estremo sinistro, l'8 un poco più a destra. Sono rocce a grana fine di colore scuro violaceo.



Fig. 8: parete inferiore del Sassonero.



Fig. 9: pillow-lava sferoidali e breccie alla base del Sassonero, verso il lato sinistro rispetto all'immagine di fig.8.

4. Studio di laboratorio

I campioni raccolti in campagna sono successivamente stati preparati per le analisi di laboratorio. In particolare di tutte le rocce sono state preparate le sezioni sottili, con la sola esclusione di SILLARO 2. Quindi ogni roccia è stata tagliata e smerigliata per poter essere incollata al vetrino portaoggetto. A questo punto è stata ulteriormente assottigliata sino a raggiungere uno spessore di circa 30 μm . Infine le è stato incollato sopra il vetrino coprioggetto. Dal campione SILLARO 8 è stata anche ricavata una sezione sottile lucida, quindi sprovvista del vetrino coprioggetto, utilizzata per analisi chimiche puntuali dei minerali.

I campioni SILLARO 3, 7 e 8 sono stati preparati l'analisi chimica tramite XRF (fluorescenza ai raggi X). Circa 100 g di campione in campagna sono stati frantumati sino a poter passare attraverso le maglie di un setaccio da 2 mm. Il ricavato è poi stato polverizzato tramite un mulino per polveri ad anelli-masse: una parte della polvere è stata pressata in una pasticca circolare destinata all'analisi vera e propria, un'altra parte è andata pesata e passata in forno a 950°C per determinare la LOI (quantità di componenti volatili).

4.1 Descrizione delle sezioni sottili

SILLARO 1: è una breccia rossiccia a causa dell'alterazione idrotermale, formata per la gran parte da calcite spatica in grossi cristalli e da calcite di riempimento delle vene, che si mostra in cristalli minuti. È grigio cenere al solo polarizzatore, a polarizzatori incrociati mostra alti colori di interferenza, del quarto ordine o superiore, che sono quindi tendenti al rosa molto desaturato o a sfumature di verdi e gialli. In alcuni minerali è ben visibile la tipica sfaldatura romboedrica della calcite. È presente anche un po' di serpentino fratturato e ossidato di colore verdognolo-marroncino al solo polarizzatore e abbastanza scuro a polarizzatori incrociati, con colori di interferenza del primo ordine. Si tratta di una breccia estremamente tettonizzata e permeata da calcite che diviene predominante.

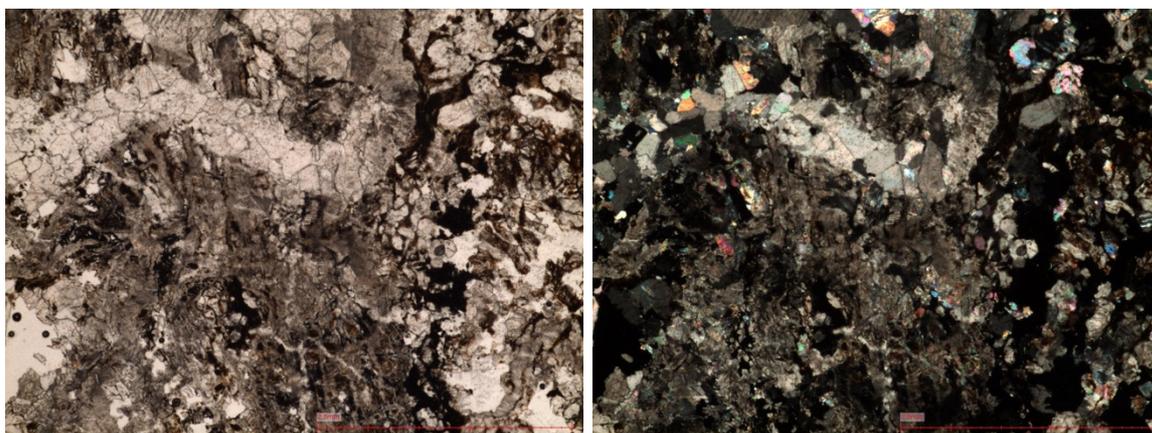


Fig. 10: sezione sottile SILLARO 1; a sinistra al solo polarizzatore (POL), a destra a polarizzatori incrociati (XPOL). Si osserva l'estrema diffusione della calcite sia in vene e in grossi cristalli sia a grana più fine. Le plaghe scure sono relitti di serpentinite.

SILLARO 3: è molto simile alla sezione precedente, anche se questa è un po' più spessa e di conseguenza appare più scura. Si tratta ancora di una breccia il cui componente principale è la calcite, che si mostra in forma di cristalli a grana fine. I relitti di serpentino si presentano notevolmente fratturati e alterati. Compaiono alcuni minerali opachi.

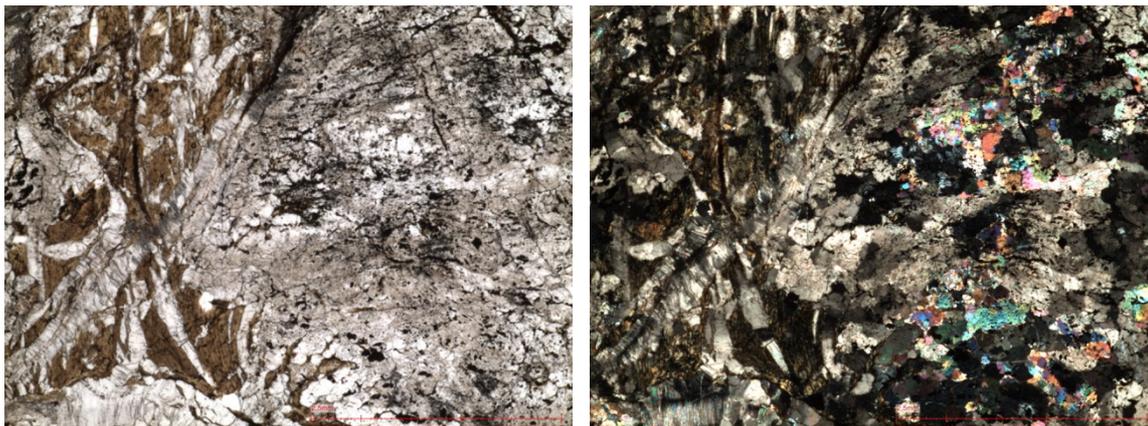


Fig. 11: sezione sottile SILLARO 3; a sinistra al solo polarizzatore (POL), a destra a polarizzatori incrociati (XPOL). Simile alla precedente con un maggiore contenuto di frammenti di serpentinite (plaghe marrone sul lato sinistro).

SILLARO 4: si tratta di una breccia molto fine e molto alterata. Era in origine una roccia serpentinitica, ora completamente impregnata di calcite. Sono ancora presenti vene di serpentino.

SILLARO 5: la roccia è una serpentinite ed è il serpentino il componente presente in maggior quantità, estremamente fratturato. Ha colore verde-giallastro al solo polarizzatore in quanto la sezione è un po' spessa, mentre a polarizzatori incrociati i colori di interferenza sono molto bassi (I ordine). Mostra spesso la tipica struttura cellulare dovuta alla trasformazione dell'olivina, che è molto sensibile all'alterazione superficiale, idrotermale e di basso grado metamorfico. Un tipico prodotto secondario è appunto il serpentino, che può arrivare a sostituire completamente i cristalli (Peccerillo & Perugini, 2007) come in questo caso. Tutta la roccia è pervasa da vene di calcite e di serpentino parzialmente fibroso. Si osservano anche relitti di pirosseni distinguibili dall'olivina per la forma.

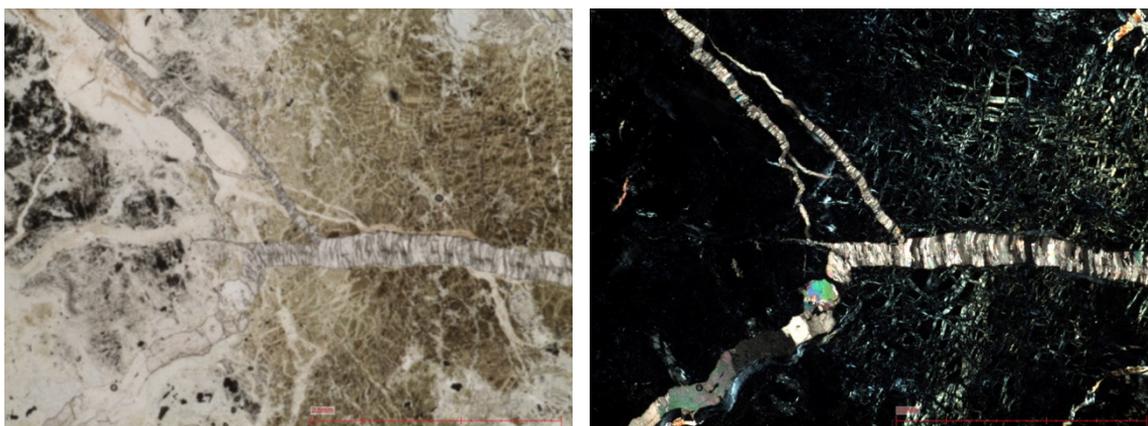


Fig. 12: sezione sottile SILLARO 5; a sinistra al solo polarizzatore (POL), a destra a polarizzatori incrociati (XPOL). È visibile la struttura cellulare del serpentino e una vena di calcite.

SILLARO 6: sono stati preparati due sezioni sottili di questo campione di serpentinite, a causa della fragilità estrema del campione. Va ricordato che questa è stata la roccia più difficile da campionare a causa della facilità con cui tendeva a disgregarsi.

Ci troviamo di fronte ad una serpentinite. Al solo polarizzatore il serpentino è tendenzialmente incolore-grigio chiarissimo, con colori di interferenza del primo ordine. Come per la sezione precedente si nota la struttura cellulare tipica dell'olivina trasformata. Si osservano anche relitti di pirosseno e alcuni minerali opachi, generalmente rappresentati da magnetite, uno dei minerali accessori comunemente più abbondanti e diffusi in ogni tipo di roccia (Peccerillo & Perugini, 2007). Compaiono vene di fillosilicati con possibile presenza di talco, concorde con il contesto idrotermale, dall'aspetto micaceo simile a muscovite. Infine si nota la presenza di relitti di spinello di colore bruno, probabilmente picotite, uno spinello cromo-alluminifero.



Fig. 13: immagine del serpentino nella sezione SILLARO 6 a sinistra al solo polarizzatore (POL), a destra a polarizzatori incrociati (XPOL). Si possono notare vene di opachi e la tipica struttura cellulare.

SILLARO 7: è un basalto a grana fine i cui componenti principali sono pirosseni e plagioclasti, questi ultimi con evidente e tipica geminazione polisintetica, ed entrambi recano evidenze di fratturazione. Presenta una tessitura intersertale ed ha un aspetto simile ad un diabase, termine che indica una particolare tessitura tipica di condizioni subvulcaniche. L'augite, del gruppo dei pirosseni, si mostra in fenocristalli che al solo polarizzatore sono grigio chiarissimo-brunastri con debolissimo pleocroismo, a causa della grande quantità di titanio che contengono (Peccerillo & Perugini, 2007). È abbondante la titanite derivante dall'alterazione, un tipico minerale accessorio delle rocce ricche in titanio. È ampiamente diffusa una fase verde chiaro non risolubile costituita da clorite e probabilmente anche da altri fillosilicati. Questa fase doveva essere originariamente del vetro vulcanico interstiziale che poi è stato completamente trasformato in fillosilicati tipo clorite-smectiti.



Fig. 14: sezione sottile SILLARO 7; a sinistra al solo polarizzatore (POL), a destra a polarizzatori incrociati (XPOL). Si osservano i cristalli di augite tendenzialmente scheletrici circondati da cristalli idiomorfi di

plagioclasio. Negli interstizi fra le fasi principali si osserva la notevole diffusione di una fase di colore verde pallido che probabilmente rappresenta il prodotto della trasformazione del vetro interstiziale in fillosilicati tipo clorite-smectiti.

SILLARO 8: è un altro basalto abbastanza simile al precedente, ma a grana più fine e maggiormente ossidato. Infatti compaiono numerosi ossidi secondari di colore rosso scurissimo al solo polarizzatore. In generale rispetto alla sezione 7 è più alterata e fratturata. Questa roccia si compone prevalentemente di plagioclasti e pirosseni, i primi più abbondanti dei secondi. Ci sono probabili relitti di olivina. Compaiono fratture cementate da calcite. Ha un aspetto assimilabile alle lave a *pillow* e alle colate sottomarine.

4.2 Microanalisi delle fasi

La sezione lucida del campione SILLARO 8 è stata utilizzata per osservazioni al SEM (Microscopio elettronico a scansione) sfruttando gli elettroni retrodiffusi emessi dal campione in seguito all'eccitazione del fascio prodotto dal macchinario e poi raccolti da un rivelatore. In questo modo è stato possibile osservare la sezione a grande scala, focalizzandosi in particolar modo sui pirosseni che rispetto al fondo spiccano in modo evidente.

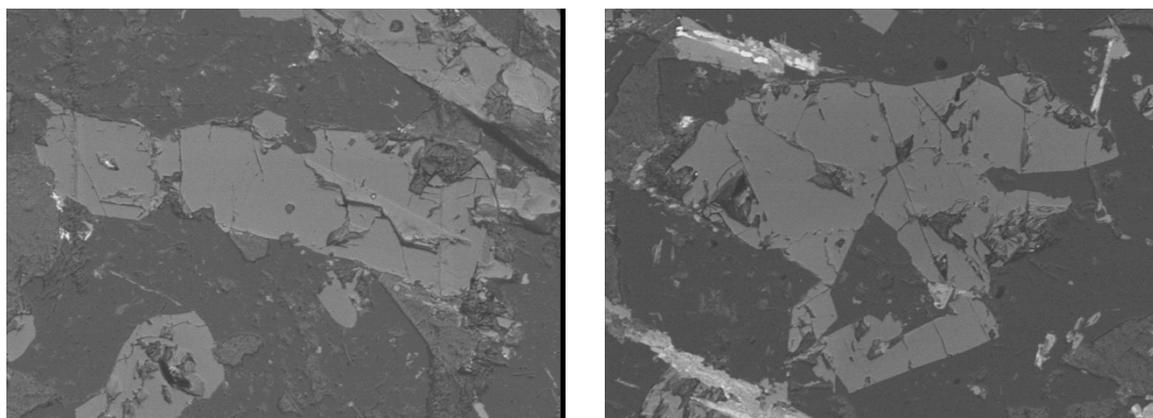


Fig. 15: immagine al SEM con rivelatore BSD (elettroni retrodiffusi) della sezione lucida SILLARO 8. I minerali più chiari che spiccano dal fondo scuro sono pirosseni. Il fondo grigio scuro è costituito in prevalenza da plagioclasti albitizzati (lato lungo immagine = 270 μ m)

Ancora grazie al SEM si è potuta condurre una microanalisi EDS (Spettrometria a dispersione di energia). Si tratta di un metodo analitico strumentale che utilizza i raggi X generati dal fascio elettronico che esplora (*scan*) il campione.

Questa procedura ha lo scopo di analizzare in situ la composizione delle fasi presenti nella sezione e grazie ad essa ricavare la formula dei minerali, che saranno successivamente inseriti in opportuni diagrammi classificativi. Calcolare la formula di un minerale significa calcolare i rapporti tra le specie cationiche ed anioniche per verificare che siano coerenti con la formula del minerale prevista dalla stechiometria e ricavare gli *end-members* (termini puri).

Tabella 1: analisi EDS dei plagioclasti (formula sulla base di 32 O).

	SI8X20	SI8X21	SI8X22	SI8X23	SI8X24	SI8X27	SI8X28	SI8X31	SI8X32
SiO2	66.76	64.60	67.00	65.42	66.76	63.03	60.34	65.51	65.13
Al2O3	21.05	20.59	21.11	21.53	21.26	21.48	19.20	20.98	21.30
CaO	0.77	1.02	0.51	0.77	1.59	2.81	0.40	1.24	1.97
Na2O	9.69	9.37	9.72	9.69	9.96	9.23	8.62	9.62	9.22
K2O	0.22	0.00	0.40	0.15	0.00	0.00	0.15	0.24	0.00
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Tot.	98.49	95.58	98.74	97.56	99.57	96.55	88.71	97.59	97.62
Si	11.80	11.76	11.81	11.68	11.71	11.46	11.81	11.72	11.65
Al	4.38	4.42	4.39	4.53	4.39	4.60	4.43	4.42	4.49
Ca	0.15	0.20	0.10	0.15	0.30	0.55	0.08	0.24	0.38
Na	3.32	3.31	3.32	3.35	3.39	3.25	3.27	3.34	3.20
K	0.05	0.00	0.09	0.03	0.00	0.00	0.04	0.05	0.00
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Tot.	19.70	19.69	19.71	19.74	19.79	19.86	19.63	19.77	19.72
An	4.3	5.7	2.8	4.2	8.1	14.5	2.4	6.6	10.6
Ab	94.3	94.3	94.6	94.9	91.9	85.5	96.5	92.0	89.4
Or	1.4	0.0	2.6	0.9	0.0	0.0	1.2	1.4	0.0

Osservando il diagramma dei feldspati in fig. 16 in cui sono stati proiettate le percentuali di Ab-An-Or di Tab. 1 appare molto chiaramente come i plagioclasti siano fortemente albitizzati, con un tenore di albite quasi sempre superiore al 90%. Ciò indica una forte alterazione della roccia dato che tipicamente i plagioclasti di un basalto, dovrebbero contenere almeno il 50% di componente An (Mottana et al, 1992).

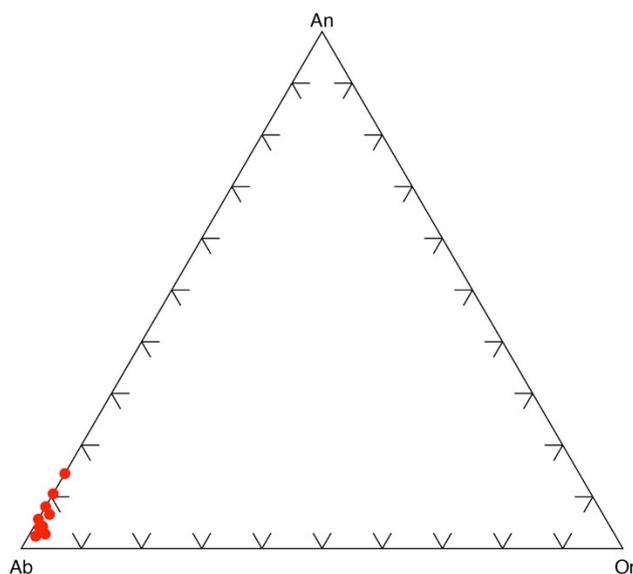


Fig. 16: diagramma triangolare dei feldspati. I punti rossi rappresentano le analisi puntuali su vari individui di plagioclasio. Notare come si tratti di plagioclasti profondamente albitizzati. (Ab= albite; Or= ortoclasio; An= anortite)

Tabella 2: analisi EDS dei pirosseni (formula sulla base di 4 cationi / 6 ossigeni)

	SI8X01	SI8X02	SI8X03	SI8X05	SI8X06	SI8X07	SI8X08	SI8X09	SI8X10	SI8X11	SI8X12	SI8X13	SI8X14	SI8X15	SI8X16	SI8X17	SI8X18
SiO2	48.43	47.85	48.37	49.22	48.62	48.73	49.16	48.29	49.00	48.49	47.63	48.42	48.11	49.42	49.06	49.37	49.68
TiO2	2.26	2.73	2.35	2.04	2.45	2.08	2.01	2.52	2.17	2.43	2.75	2.29	2.33	1.79	2.35	1.89	1.29
Al2O3	4.64	5.52	4.85	4.07	4.46	4.38	3.92	5.42	4.47	4.94	4.48	4.97	5.52	4.42	4.89	3.87	3.23
Cr2O3	0.23	0.35	0.25	0.13	0.00	0.11	0.08	0.23	0.19	0.25	0.06	0.07	0.20	0.44	0.12	0.09	0.06
FeO	8.60	8.62	8.58	10.33	10.98	10.11	10.68	8.82	8.93	8.87	10.34	8.83	8.83	8.29	10.26	11.82	13.04
MnO	0.23	0.07	0.22	0.25	0.22	0.13	0.24	0.19	0.23	0.17	0.26	0.08	0.11	0.19	0.20	0.35	0.27
MgO	13.74	13.50	13.54	13.31	13.06	13.62	12.98	13.64	14.07	13.75	12.91	13.62	13.78	14.36	13.75	13.81	11.87
CaO	20.13	20.06	20.10	19.74	19.78	19.77	20.37	20.71	19.95	20.02	19.59	20.09	20.04	19.84	19.73	18.49	19.15
Na2O	0.71	0.79	0.86	0.76	0.94	0.81	0.75	0.70	0.77	0.98	0.82	0.72	0.64	0.72	0.94	0.94	0.95
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Tot.	99.00	99.50	99.10	99.90	100.50	99.70	100.20	100.50	99.80	99.90	98.80	99.10	99.60	99.50	101.30	100.60	99.50
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Si	1.82	1.79	1.81	1.84	1.81	1.82	1.84	1.79	1.82	1.80	1.80	1.81	1.79	1.84	1.80	1.83	1.88
Al	0.21	0.24	0.21	0.18	0.20	0.19	0.17	0.24	0.20	0.22	0.20	0.22	0.24	0.19	0.21	0.17	0.14
Ti	0.06	0.08	0.07	0.06	0.07	0.06	0.06	0.07	0.06	0.07	0.08	0.06	0.07	0.05	0.06	0.05	0.04
Cr	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe3+	0.08	0.08	0.09	0.08	0.12	0.11	0.10	0.10	0.09	0.11	0.10	0.07	0.08	0.07	0.12	0.13	0.09
Fe2+	0.19	0.19	0.18	0.25	0.22	0.21	0.24	0.18	0.19	0.16	0.23	0.21	0.20	0.19	0.20	0.24	0.32
Mn	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.77	0.75	0.76	0.74	0.72	0.76	0.72	0.75	0.78	0.76	0.73	0.76	0.77	0.80	0.75	0.76	0.67
Ca	0.81	0.80	0.81	0.79	0.79	0.79	0.81	0.82	0.79	0.80	0.79	0.81	0.80	0.79	0.78	0.73	0.78
Na	0.05	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.05	0.05	0.06	0.07	0.06	0.05	0.05	0.05	0.07	0.07	0.07
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Tot.	4.01	4.00	4.01	4.01	4.01	4.00	4.00	4.02	4.01	4.01	4.00	3.99	4.01	4.00	4.00	3.99	4.00
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Ca	43.5	44	43.8	42.2	42.5	42.2	43.1	44.1	42.5	43.5	42.5	43.8	43.2	42.5	41.9	39	41.7
Mg	41.4	41.2	41.1	39.6	38.7	40.6	38.3	40.3	41.9	41.3	39.2	41.1	41.6	43	40.3	40.6	35.8
Fe	15.1	14.8	15.1	18.2	18.8	17.1	18.6	15.6	15.6	15.2	18.3	15.1	15.1	14.5	17.7	20.3	22.5

In fig. 17 sono stati diagrammati i componenti Ca-Mg-Fe di tab. 2. I pirosseni analizzati mostrano una composizione abbastanza omogenea che ricade all'interno del campo dell'augite, leggermente spostata verso il diopside. Nella tabella 2 possiamo osservare come il contenuto di titanio sia abbastanza elevato (> 2%) che, come già detto nella descrizione delle sezioni sottili, conferisce una debole colorazione in sezione sottile.

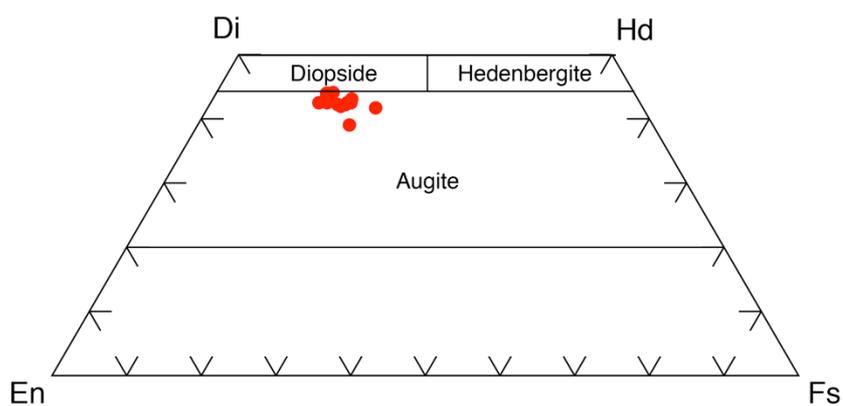


Fig. 17: diagramma trapezoidale di classificazione dei pirosseni. I punti rossi rappresentano i dati ottenuti dalla microanalisi. (En= enstatite; Fs= ferrosilite; Hd= hedenbergite; Di= diopside)

Altre fasi presenti nella sezione sono l'ilmenite molto alterata (vedi analisi Tab. 3) e delle cloriti (non riportate), osservate anche in sezione sottile.

Tabella 3: analisi EDS dell'ilmenite.

SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO
0,15	52,18	0,14	0,00	38,10	0,31

5. Conclusioni

In questo lavoro sono stati rilevati e campionati alcuni affioramenti di rocce ofiolitiche nella media-alta valle del Sillaro (Appennino bolognese). Questi affioramenti appartengono alle Unità Liguri che si estendono estesamente nell'Appennino settentrionale.

Grazie alle osservazioni dirette degli affioramenti e delle sezioni sottili risulta evidente come queste rocce ofiolitiche abbiano subito un'intensa alterazione e tettonizzazione durante le complesse fasi della loro messa in posto.

Il colore e la consistenza della maggior parte degli affioramenti nel momento di campionarli erano già di per sé una prova piuttosto evidente dell'alterazione subita. Molte rocce apparivano brecciate ed estremamente inconsistenti nell'atto di percuoterle con il martello. Anche un campione come SILLARO 3 che in campagna poteva sembrare relativamente fresco ad un'analisi dettagliata ha rivelato di aver subito profonde modifiche mineralogiche e strutturali.

Complessivamente tutte le sezioni sottili indicano una generalizzata alterazione che ha interessato ogni campione esaminato. Queste indicazioni si rintracciano nella presenza diffusa di relitti di minerali, come per esempio i resti di pirosseno e spinello della sezione 6; nella completa impregnazione da parte della calcite nelle sezioni 1, 3 e 4; nell'ossidazione della sezione 8 ecc.

L'analisi delle singole fasi tramite microanalisi EDS della sezione lucida del campione di basalto SILLARO 8 ha ulteriormente dato riprova di quanto già detto. I plagioclasti sono quasi del tutto trasformati in albite, condizione questa tipica di rocce che hanno subito estesi fenomeni di trasformazione idrotermale, ossia non si tratta di fenomeni di alterazione superficiale ma di quei processi che vengono definiti "metamorfismo di fondo oceanico", che traggono origine dall'alto flusso di calore in prossimità delle dorsali oceaniche e dall'interazione acqua-roccia. Lo stesso vale per le originarie rocce peridotitiche che vengono completamente trasformate in serpentiniti.

Sovrapposta a tutti i processi sinora descritti vi è poi una fortissima tettonizzazione legata alla complessa storia di messa in posto.

Tutto ciò è perfettamente concorde con la storia geologica seguita da questi substrati: dal momento della formazione di queste rocce sul fondale di un bacino oceanico alle fasi successive è verosimile presupporre la circolazione di acque idrotermali che hanno appunto idrotermalizzato più o meno fortemente le rocce del fondale oceanico; la complicata ed intensa fase tettonica seguente, che ha portato al sollevamento dell'Appennino settentrionale, dà un'immediata spiegazione della diffusa brecciazione riscontrata in diversa misura in tutti i campioni.

A causa di problemi tecnici non è stato possibile eseguire le analisi XRF dei 3 campioni selezionati.

Nel complesso comunque l'insieme delle osservazioni di terreno, lo studio petrografico in sezione sottile e la microanalisi delle fasi ci consentono di dire che gli affioramenti di ofioliti della Valle del Sillaro, che rappresentano quelli più orientali dell'Appennino settentrionale, sono del tutto confrontabili con le classiche sequenze che divengono via via più abbondanti spostandosi verso ovest.

Bibliografia

- Benini A. & Guasti M. 1992. Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo. Sezioni n. 238060 "S. Clemente", 238090 "Bisano", 238130 "Frassineto". Regione Emilia-Romagna, ufficio Cartografico. S.EL.CA., Firenze.
- Benini A., De Nardo M.T., Severi P., Borsetti A.M., Negri A., Vaiani S.C. 2009. Note Illustrative al foglio 238 Castel S. Pietro Terme (Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000), ISPRA – Servizio geologico d'Italia, 124 pp.
- Coli M. 1991. Extension tectonics in the Northern Appennines: a working hypothesis. *L'Ateneo Parmense, Acta Naturalia*, 26, 81-91.
- Coli M., 1992. In: "Bortolotti V. (a cura di) 1992. Guide Geologiche regionali v.4".
- Bortolotti V. (a cura di) 1992. Guide Geologiche regionali v.4 – Appennino Tosco-Emiliano, a cura della Soc. Geo. It, BE-MA editrice, 329 pp.
- ISPRA – Servizio geologico d'Italia. Carta geologica d'Italia in scala 1:50.000 – foglio 238 Castel S. Pietro Terme.
- Mottana A., Crespi R., Liborio G. 1992. Minerali e rocce, Arnoldo Mondadori Editore, 604 pp.
- Peccerillo A., Perugini D. 2007. Introduzione alla petrografia ottica, Morlacchi Editore, 200 pp.
- Treves B. 1984. Orogenic belts as accretionary prism: the example of the Northern Appennines. *Ofioliti*, 9, 577-618.
- Treves B., 1992. In: "Bortolotti V. (a cura di) 1992 – Guide Geologiche regionali v.4".
- I geositi dell'Emilia-Romagna, Sassonero, <http://geo.regione.emilia-romagna.it/schede/geositi/scheda.jsp?id=169>