

## LE OFIOLITI DELL'APPENNINO LIGURE-EMILIANO (E DELLA TETIDE OCCIDENTALE)

### INTRODUZIONE

Le ofioliti delle Alpi, Corsica e Appennino settentrionale, cioè le ofioliti della **Tetide occidentale**, (Fig.1) sono caratterizzate da sequenze ridotte molto sottili, dove le sezioni più complete sono inferiori ai 700-800 m di spessore. Queste sequenze sono caratterizzate da aspetti litostratigrafici molto differenti da quelli delle “tipiche” sequenze ofiolitiche definite dalla **Penrose’s ophiolite field conference** (Anonymous, 1972). Infatti, le “tipiche” sequenze ofiolitiche di dorsale medio-oceanica (MORB) prevedono, dal basso verso l’alto (Fig.2): 1) peridotiti di mantello lherzolitiche che includono, nella loro parte superiore, lenti dunitiche; 2) cumuliti ultrafemiche (es. duniti, plagioclasio-duniti, plagioclasio wehrliti); 3) gabbri e trololiti stratificati, spesso associati a livelli dunitici; 4) gabbri isotropi, talvolta associati a rocce intrusive differenziate (es., plagiograniti e dioriti); 5) complessi filoniani (sheeted dyke); 6) basalti a pillow e, in minor misura, basalti in colate massive; 7) copertura sedimentaria solitamente rappresentata da radiolariti. In altri termini, il passaggio dai litotipi 1) e 2) rappresenta la Moho, cioè il passaggio da mantello a crosta, mentre il passaggio dai litotipi 6) e 7) rappresenta il fondale oceanico. Al contrario, nelle ofioliti della Tetide occidentale fra gli aspetti salienti abbiamo: 1) l’esposizione sul fondo oceanico di lherzoliti di mantello avvenuta prima delle colate basaltiche; 2) la mancanza di un complesso filoniano; 3) la presenza di breccie ofiolitiche sia sotto che sopra le colate basaltiche (Fig.3). Infine, queste ofioliti sono spesso associate a granuliti e granitoidi derivati da crosta continentale. Ciò ha consentito di interpretare queste ofioliti come generate alla **transizione oceano-continente (OCTZ: ocean-continent transition zone)** sul margine continentale Adria. Nella recente classificazione delle ofioliti di **Dilek and Furnes (2011)** implementata da **Saccani et al. (2015)**, le ofioliti della Tetide occidentale sono classificate come “**Ofioliti di Margine Continentale**” (**Continental Margin Ophiolites**) formate alla transizione oceano-continente.

A partire da Cretacico sup., il bacino Ligure-Piemontese ha subito una fase convergente che ha portato alla formazione di una subduzione intra-oceanica seguita dalla collisione continentale fra Europa/Corsica e Adria. Durante la convergenza intra-oceanica, le sequenze ofiolitiche sono state in gran parte deformate e metamorfosate in condizioni di alta pressione e bassa temperatura (HP-LT) come si osserva ora in Corsica e nelle Alpi Occidentali. Tuttavia, sequenze oceaniche poco deformate e metamorfosate sono presenti negli Appennini settentrionali e, in quantità minore in Corsica (Sequenze della Balagne-Nebbio, Rio Magno e Pineto). Durante la collisione continentale Terziaria sup., le unità oceaniche sono sovrascorse, verso Est nell’Appennino settentrionale e verso Ovest in Corsica, sulle unità di margine continentale. Oggi, le unità ofiolitiche costituiscono le falde più elevate in entrambe le catene della Corsica e dell’Appennino settentrionale.

### 1. TIPOLOGIE DI MARGINI CONTINENTALI DI RIFT E OCEAN-CONTINENT TRANSITION ZONES (OCTZ)

Per comprendere meglio le caratteristiche litostratigrafiche e petrologiche delle ofioliti della Tetide occidentale, occorre riassumere brevemente i meccanismi di formazione dei bacini oceanici. La formazione dei bacini oceanici avviene mediante l’assottigliamento, la rottura (**rifting**) e lo spostamento laterale della litosfera continentale, la formazione di due margini continentali in allon-

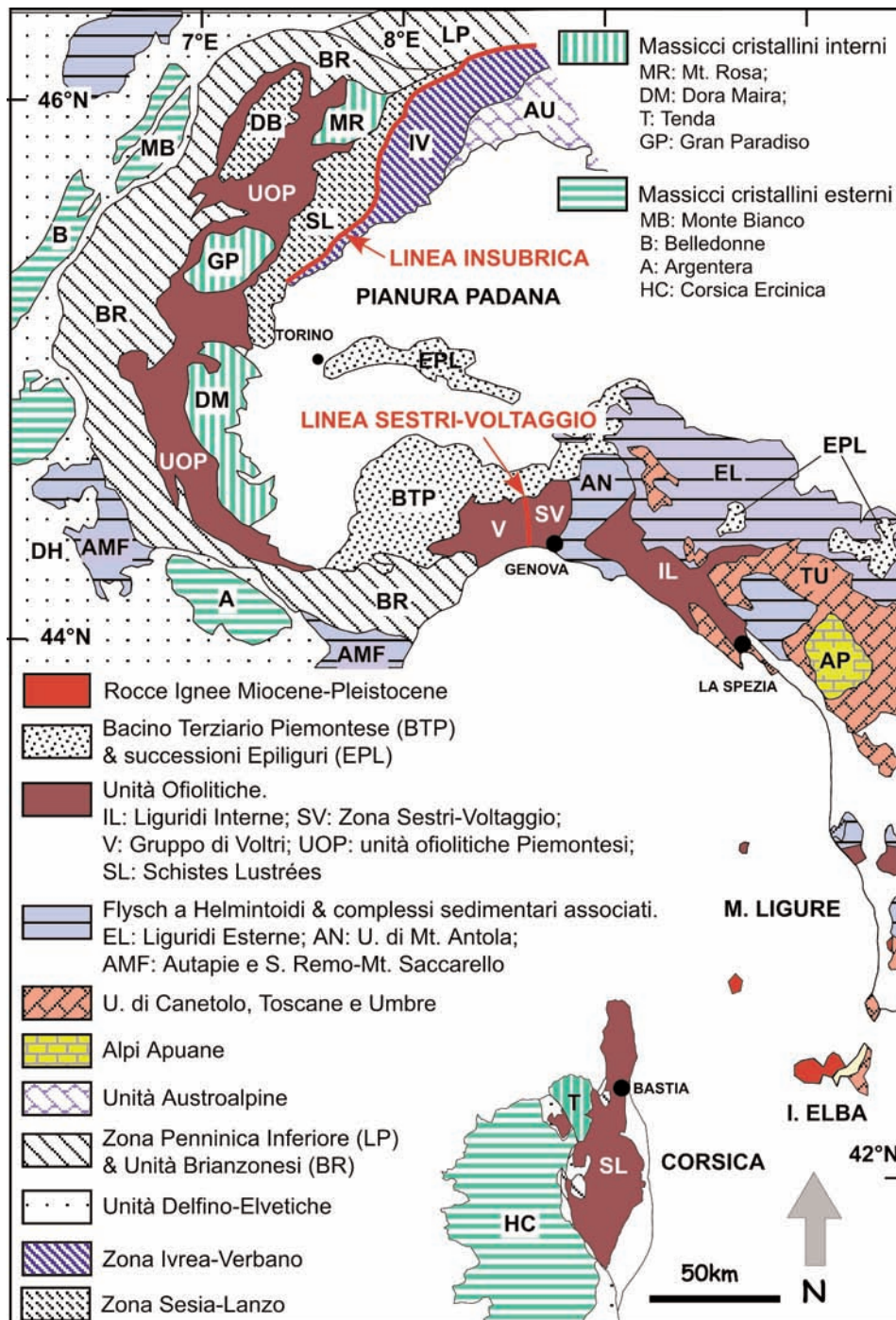


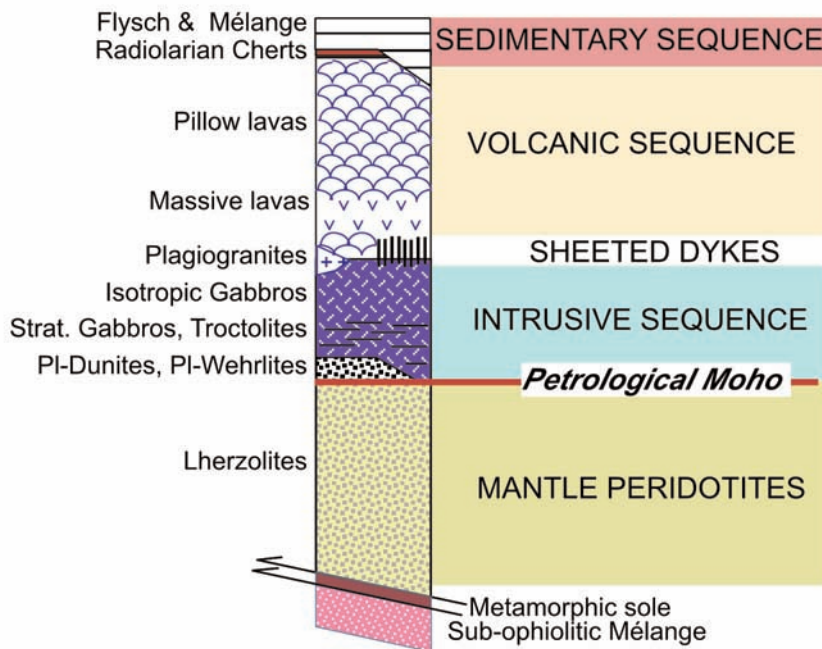
Figura 1. Schema tettonico del sistema Alpi-Corsica-Appennino Ligure-Emiliano.

tanamento (**drifting**) e la formazione di nuova litosfera oceanica mediante un sistema di **dorsale medio-oceanica (MOR)**.

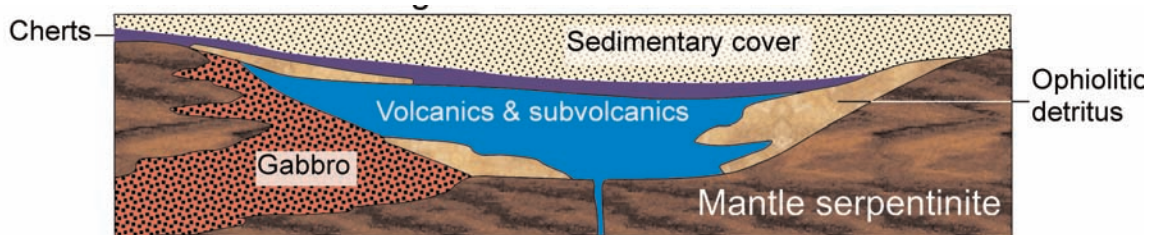
Basandosi sugli studi delle zone centrali del Nord Atlantico, i margini continentali di rift e gli OCTZ sono stati suddivisi in due tipologie fondamentali: 1) tipo "amagmatico" (o tipo Iberia, o tipo alpino) e 2) tipo "vulcanico" (tipo East Greenland).

I margini "**amagmatici**" sono invariabilmente poveri di prodotti magmatici (**magma-poor o magma-starved**) e sono considerati come dovuti a una distensione che varia verticalmente e lateralmente sia nello spazio che nel tempo. Sono stati proposti modelli di taglio semplice e di "detach-

### HIGH-Ti (MORB TYPE) OPHIOLITIC SEQUENCE



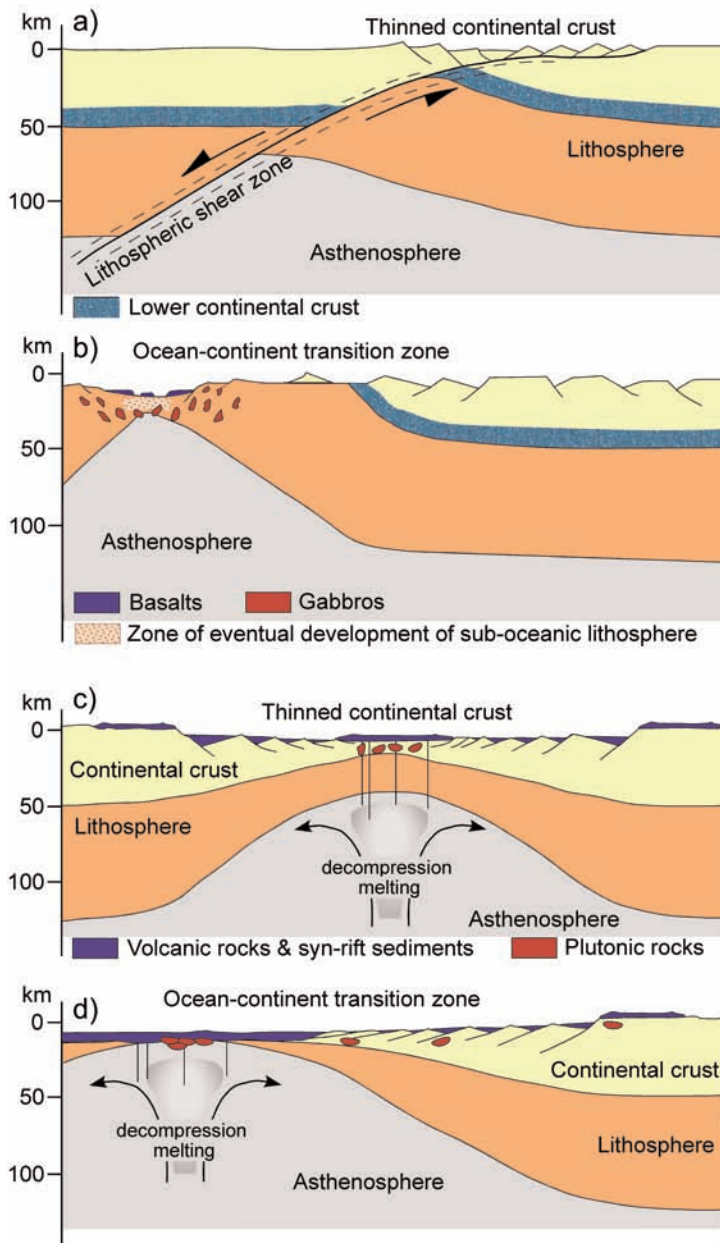
**Figura 2.** Schema semplificato dei rapporti stratigrafici delle sequenze ofiolitiche di dorsale medio-oceanica, così come definite dalla Penrose Ophiolite Conference (Anonymous, 1972).



**Figura 3.** Schema semplificato dei rapporti stratigrafici delle litologie ofiolitiche del sistema Alpi-Corsica-Appennino Ligure-Emiliano. La copertura sedimentaria include Calcari a Calpionelle e Argille a Palombini.

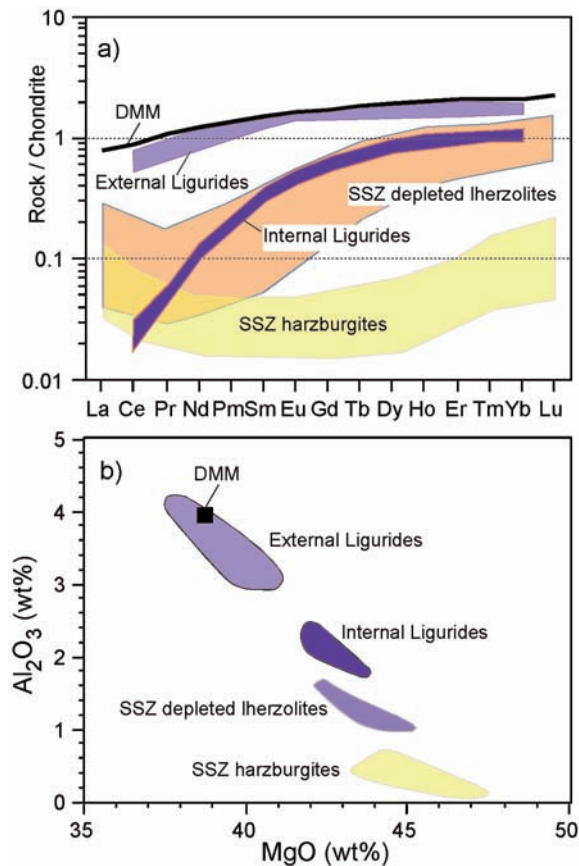
ment” per interpretare questa distensione e spiegare le differenze osservate nell’architettura tettonica dei moderni margini continentali “amagmatici”. Il primo passo nel percorso evolutivo di questi modelli (Fig. 4a) è la formazione di bacini di offset mediante deformazione distribuita. La deformazione distensiva successiva si focalizza in una zona e porta allo sviluppo di un bacino principale limitato da faglie listiche. Questo processo di rifting è caratterizzato da una **geometria asimmetrica** e dalla formazione di zone di transizione con larghezza variabile in cui lo spessore della crosta continentale diminuisce bruscamente. Un limitato magmatismo superficiale si verifica durante il rifting. I margini continentali “amagmatici” e gli OCTZ correlati sono quindi caratterizzati da esumazione della litosfera **mantello sotto-continentale** serpentinzata, nonché di rocce metamorfiche di alto grado della **crosta inferiore** (Fig. 4b). Una crosta oceanica molto sottile può formarsi nelle fasi iniziali di rift a seguito della rottura continentale. Gli esempi attuali più classici di margini continentali “amagmatici” sono rappresentati dal margine Iberico dell’Oceano Atlantico e dal margine Arabo occidentale-Mar Rosso.

I margini continentali di tipo “**vulcanico**” rappresentano la maggior parte dei margini continentali nel mondo. In questi tipi si ha la risalita diapirica di astenosfera (spesso connessa alla presenza di un plume di mantello) che si incunea nella crosta continentale provocandone l’assottigliamento



**Figura 4.** Schema semplificato dei modelli di rift-drift per margini continentali “amagmatici” (a, b) e “vulcanici” (c, d).

fino, poi, a sostituirla. La risalita adiabatica dell’astenosfera provoca la fusione del mantello con conseguente **produzione di grandi quantità di magma**. Il meccanismo di rift produce un’architettura crostale che mostra una **simmetria complessiva** (Fig. 4c). L’assottigliamento crostale si verifica tipicamente su una distanza comparativamente breve, nell’ordine di 50-100 km. Di conseguenza, i margini continentali “vulcanici” sono in genere privi di esposizioni superficiali di mantello sotto-continentale o di crosta inferiore di alto grado metamorfico. La mancanza di forte subsidenza nei margini passivi durante e dopo la rottura è caratteristica dei margini di rift di tipo “vulcanico”. I margini “vulcanici” sono generalmente associati alle “large igneous provinces” (LIP) sulla terraferma (Fig. 4c) e ai grandi sistemi di filoni e sills. Esempi di LIP associati a margini di rift vulcanici comprendono la Provincia Ignea Nord Atlantica e l’area Kerguelen-India-Antartide-sud-ovest dell’Australia. Poiché il regime di stress estensivo regionale rimane attivo e il rifting continua, la crosta continentale si rompe e si stabilisce un regime di apertura oceanica con produzione di crosta oceanica normale (Fig. 4d).



**Figura 5.** (a) Composizione delle REE, normalizzata alla Chondrite, e (b) variazione di  $Al_2O_3$  vs MgO per le peridotiti di mantello delle Liguridi Interne e Liguridi Esterne. La composizione media del mantello MORB impoverito (DMM) è mostrata per il confronto (dati da Workmann e Hart, 2005). I valori di normalizzazione sono da Sun e McDonough (1989). Le composizioni delle peridotiti di mantello di supra-subduzione (SSZ) sono mostrate per confronto.

## 2. CARATTERISTICHE GEOCHIMICHE E PETROLOGICHE DELLE OFIOLITI LIGURI-EMILIANE

### 2.1. Peridotiti di mantello

Gli studi delle ofioliti nelle Alpi occidentali e negli Appennini settentrionali hanno rivelato elevati gradi di eterogeneità chimica ed isotopica nelle peridotiti di mantello superiore (Rampone et al., 1995, 1998, 2005, Montanini et al., 2006; Rampone e Hofmann, 2012). Queste scoperte hanno portato al riconoscimento di due principali tipi di sequenze di mantello superiore nelle unità Liguridi dell'Appennino settentrionale: 1) peridotiti di mantello delle unità Liguridi Esterne (EL) e peridotiti di mantello delle unità Liguridi Interne (IL).

Le peridotiti di mantello delle unità EL sono costituite principalmente da **lherzoliti fertili a spinello**, che rappresentano il **mantello litosferico sotto-continentale** esumato durante le prime fasi di rift continentale, che ha portato all'apertura del bacino oceanico Giurassico della Tetide occidentale. Le età isotopiche di queste peridotiti vanno da 2,4 Ga a 780 Ma, mentre le loro composizioni isotopiche di Sr e Nd sono simili a quelle delle lherzoliti a spinello orogeniche sotto-continentali documentate nella regione mediterranea occidentale (Rampone et al., 1995). La natura fertile di queste peridotiti di mantello è dimostrata da concentrazioni relativamente elevate di REE accoppiate a un moderato impoverimento di Terre Rare Leggere (LREE) rispetto alle Terre Rare Pesanti (HREE) (Fig. 5a), e a un elevato contenuto di  $Al_2O_3$  (Fig. 5b) e CaO (Rampone et al., 1995). Localmente, queste peridotiti includono livelli di spessore variabile di clinopirosseniti a granato e websteriti (Montanini et al., 2006).

Le peridotiti di mantello superiore delle unità IL sono costituite da lherzoliti a spinello povere di clinopirosseno, che rappresentano i rari esempi del mantello litosferico impoverito della Tetide Ligure Giurassica (Rampone et al., 1998). Queste rocce presentano un severo impoverimento in elementi fortemente incompatibili, come LREE (Fig. 5a), e un impoverimento meno marcato in  $Al_2O_3$  (Fig. 5b), CaO, Sc e V. Queste caratteristiche geochemiche sono coerenti con quelle di un mantello residuale, che è stato sottoposto a bassi livelli (<10%) di ripetuti episodi di fusione di parziale, iniziati nel campo della stabilità del granato (Rampone et al., 1998).

Le composizioni isotopiche disponibili di Sr e Nd di queste peridotiti indicano una impronta estremamente impoverita e le età Sm/Nd suggeriscono una loro fusione parziale durante il Permiano (Rampone et al., 1998). Queste osservazioni e dati suggeriscono che le peridotiti di mantello nelle unità IL rappresentano i prodotti di risalita e fusione parziale di una astenosfera di tipo MORB che si formava in risposta all'inizio dei movimenti tettonici distensivi regionali che hanno portato all'apertura della Tetide Occidentale.

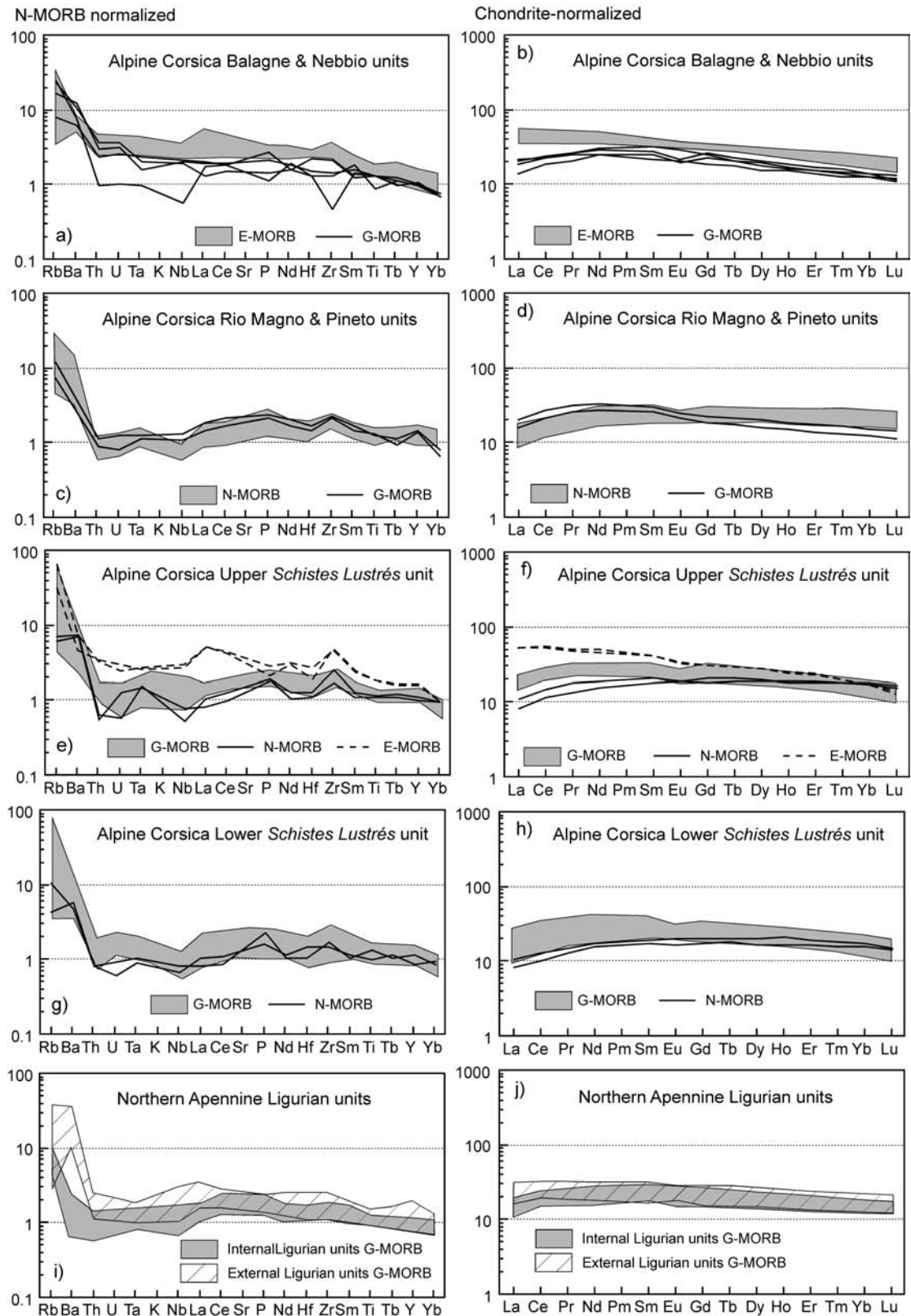
## 2.2. Rocce basaltiche e metabasaltiche

Anche se limitate in volume, le rocce basaltiche sono diffuse nelle ofioliti della Tetide occidentale. Esse sono costituite principalmente da metabasalti metamorfosati in condizione di HP-LT, cioè in facies scisti blu ed eclogiti, nelle Alpi occidentali, Corsica alpina e Calabria, e come lave basaltiche non metamorfosate nelle unità IL ed EL, nonché in alcune unità della Corsica Alpina (Balagne, Nebbio, Pineto, Rio Magno).

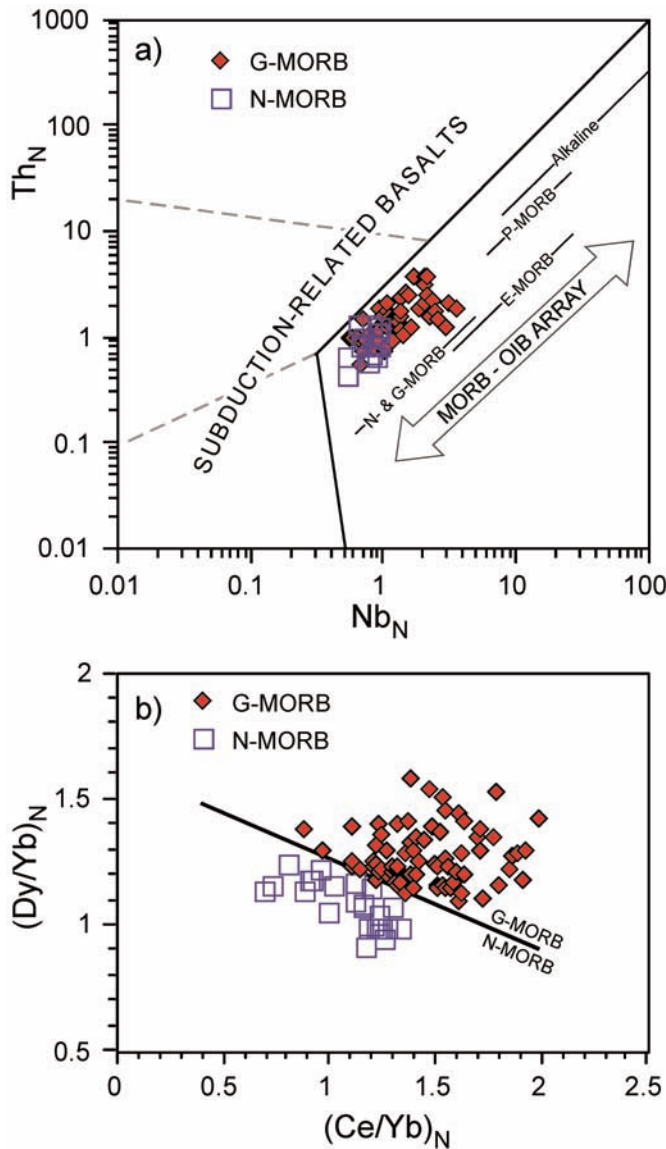
Per lungo tempo, si è ritenuto che vi fosse una differenza composizionale fra le rocce basaltiche delle unità IL e degli Schistes Lustrées e quelle delle unità EL e Balagne-Nebbio. In sintesi, nelle unità IL e Schistes Lustrées si riteneva che i basalti e metabasalti avessero una composizione tipica dei MORB normali (N-MORB), mentre nelle unità EL e Balagne-Nebbio si riteneva che i basalti avessero una natura più arricchita (E-MORB) rispetto agli N-MORB. Di conseguenza, si riteneva che gli E-MORB delle EL e Balagne-Nebbio si fossero formate durante i primi stadi di formazione oceanica in prossimità dei margini continentali rispettivamente di Adria e Corsica. Al contrario, si pensava che gli N-MORB si fossero generati in una fase di oceanizzazione più avanzata in posizione più distale dai margini continentali. Questa interpretazione era essenzialmente dovuta alla scarsità di dati di composizione geochemica a disposizione. A partire dagli anni 2000, studi sistematici sulle ofioliti della Corsica e delle IL dell'Isola d'Elba condotte da Saccani e collaboratori e delle EL condotte da Montanini e collaboratori hanno cambiato radicalmente le conoscenze sulla geochemica dei basalti ofiolitici della Tetide occidentale.

Sono state identificate due varietà di rocce basaltiche, a prescindere dal loro grado metamorfico: 1) rocce basaltiche che mostrano le tipiche caratteristiche geochemiche degli N-MORB e 2) rocce basaltiche simili agli N-MORB che mostrano una marcata influenza del granato nella sorgente di mantello; queste rocce basaltiche sono state definite come G-MORB (MORB influenzati a granato) da Saccani (2015). Inoltre, si è dimostrato che la tipologia E-MORB è molto meno diffusa di quanto pensato in precedenza. Infine, si è dimostrato che non esiste una diversa distribuzione dei diversi tipi di rocce basaltiche nelle varie unità ofiolitiche della Tetide occidentale.

Le rocce N-MORB affiorano nella Corsica Alpina (sia nelle unità metamorfiche, che non metamorfiche) e sono rappresentate principalmente da basalti e andesiti basaltiche. Queste rocce mostrano una composizione molto simile a quella dei MORB campionati negli oceani attuali (esempio:  $TiO_2 = 0,98-1,78\%$ ,  $P_2O_5 = 0,13-0,40\%$ ,  $Zr = 53-192$  ppm,  $Y = 20-48$  ppm, rapporti  $Ti/V = 29-48$ ). Queste rocce mostrano un impoverimento in LREE rispetto alle Terre Rare Intermedie (MREE) ( $La_N/Sm_N = 0.47-0.67$ ) e HREE ( $La_N/Yb_N = 0.53-0.91$ ) (Fig. 6). Nel diagramma discriminante di Saccani (2015), queste rocce basaltiche cadono nel campo N-MORB (Fig. 7a, b).



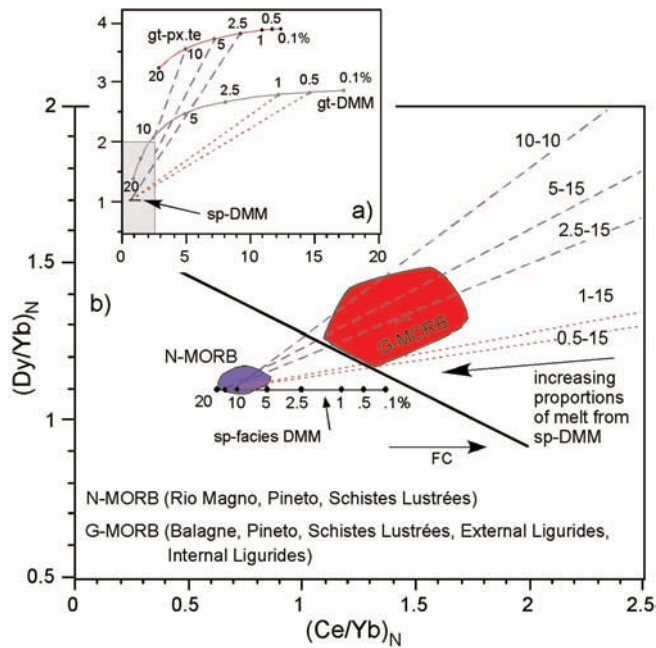
**Figura 6.** Spiderdiagrammi degli elementi incompatibili normalizzati all’N-MORB (colonna a sinistra) e delle REE normalizzate alla Chondrite (colonna a destra) per basalti e metabasalti delle ofioliti della Tetide Occidentale. Dati da: Beccaluva et al. (1977), Venturelli et al. (1979, 1981), Cortesogno e Gaggero (1992), Vannucci et al. (1993), Marroni et al. (1998), Rampone et al. (1998), Saccani et al. (2008), Montanini et al. (2008), Saccani e Principi (2016). Abbreviazioni, MORB basalto di dorsale medio-oceanica, N-: tipo normale, E-: tipo arricchito, G-: tipo con influenza a granato. I valori di normalizzazione sono da Sun e McDonough (1989).



**Figura 7.** (a) Diagramma  $Th_N$  vs  $Nb_N$  normalizzati alla composizione dell’N-MORB (Sun e McDonough, 1989) per basalti e metabasalti della Tetide occidentale (Alpi, Corsica alpina, Appennino Settentrionale). Abbreviazioni, MORB: basalto di dorsale medio-oceanica, N-: tipo normale, E: tipo arricchito, P-: tipo plume, G-: tipo con influenza a granato. Le barre mostrano la variazione composizionale di N-, E-, P-MORB e basalti alcalini (Saccani, 2015). (B) Diagramma  $(Dy/Yb)_N$  vs  $(Ce/Yb)_N$  normalizzati alla composizione della Chondrite (Sun e McDonough, 1989) utilizzato per la discriminazione tra G-MORB e N-MORB. Entrambi i diagrammi sono modificati da Saccani (2015).

Le rocce basaltiche con affinità G-MORB sono volumetricamente predominanti e presenti in tutte le unità delle ofioliti Tetidee occidentali. Le composizioni basaltiche sono predominanti, mentre le andesiti basaltiche e ferrobasalti sono subordinate in volume. Queste rocce hanno composizioni chimiche molto simili a quelle degli N-MORB (esempio:  $TiO_2 = 1,07-2,33\%$ ,  $P_2O_5 = 0,10-0,44\%$ ,  $Zr = 37-281$  ppm,  $Y = 15 - 57$  ppm e rapporti  $Ti/V = 28-56$ ). Sebbene i G-MORB si sovrappongano in gran parte con le composizioni N-MORB nella Figura 6a, c'è una tendenza per i G-MORB a cadere verso composizioni meno impoverite in Th e Nb. Montanini et al. (2008) e Saccani et al. (2008) hanno osservato che queste rocce si distinguono dai tipici N-MORB per un impoverimento significativo in HREE rispetto alle LREE e MREE (Fig. 6) e che i loro rapporti  $(Dy/Yb)_N$  (1.15 - 1.59) sono più elevati di quelli tipici di N-MORB ( $Dy_N/Yb_N = 1$ ). Diversi autori hanno dimostrato che l'impoverimento in HREE rispetto alle MREE indica la presenza di granato nella sorgente di mantello. Il granato, infatti, tende a trattenere al suo interno le HREE durante i processi di fusione parziale. Quindi, i fusi generati da una sorgente di mantello contenente granato saranno più impoveriti in HREE rispetto a fusi formati dalla fusione parziale di sorgenti prive di granato. E' stato quindi suggerito che l'arricchimento di LREE/HREE è dovuto a un impoverimento in HREE piuttosto che a un arricchimento in LREE. Hanno quindi interpretato l'impoverimento in HREE/MREE





**Figura 9.** a) Diagramma  $(Dy/Yb)_N$  vs  $(Ce/Yb)_N$  delle curve di fusione per mantello impoverito tipo MORB (DMM) in facies a spinello (sp) e pirossenite a granato. b) Particolare delle variazioni composizionali di  $(Dy/Yb)_N$  vs  $(Ce/Yb)_N$  dei basalti più primitivi delle ofioliti della Tetide occidentale in relazione alle curve di fusione in Fig. a).

La composizione del DMM è da [Workman e Hart \(2005\)](#), la composizione pirossenite a granato è da [Liu et al. \(2005\)](#), la composizione del mantello arricchito è da [Saccani et al. \(2013\)](#). Composizione modale e proporzioni di fusione per il DMM e la sorgente arricchita sono da [Thirlwall et al. \(1994\)](#).

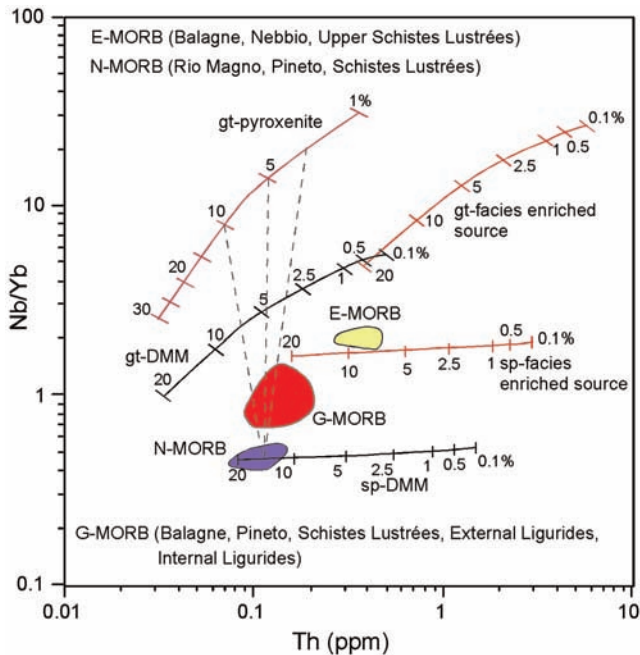
La composizione modale e le proporzioni di fusione per la pirossenite a granato sono: clinopirosseno 0.7 - granato 0.3. L'area grigia in pannello (a) indica l'intervallo espanso nel pannello (b). I coefficienti di partizione sono da [McKenzie e O'Nions \(1991\)](#), ad eccezione di Nb in granato, che è da [Green et al. \(2000\)](#). Le linee tratteggiate rappresentano le linee di mixing di varie frazioni di fusi provenienti da diverse sorgenti. La composizione dei basalti e metabasalti ofiolitici di Schistes Lustrés, Balagne, Rio Magno, Pineto, EL e IL sono da: [Beccaluva et al. \(1977\)](#), [Venturelli et al. \(1979, 1981\)](#), [Cortesogno e Gaggero \(1992\)](#), [Vannucci et al. \(1993\)](#), [Marroni et al. \(1998\)](#), [Rampone et al. \(1998\)](#), [Saccani et al. \(2008\)](#), [Montanini et al. \(2008\)](#), [Saccani e Principi \(2016\)](#).

come un effetto della presenza di granato nelle loro sorgenti di mantello.

### 2.3. Petrogenesi dei magmi

Come si è visto nella sezione precedente, i basalti delle ofioliti delle IL ed EL, così come quelli delle Alpi e della Corsica alpina, sono in gran parte caratterizzati da MORB con influenza a granato (G-MORB). Inoltre, N-MORB ed E-MORB sono presenti in minor misura nelle ofioliti Corse. I rapporti LREE/HREE e MREE/HREE sono particolarmente utili per modellizzare l'impronta geochimica del granato nei processi di fusione parziale del mantello. Pertanto, un modello di fusione parziale (non-modal, batch partial melting) utilizzando i rapporti Ce/Yb (cioè, LREE/HREE) e Dy/Yb (cioè, MREE/HREE) è presentato in [Fig. 8](#). In questo modello sono prese in considerazione una sorgente di mantello tipo MORB impoverita (DMM) ([Workman e Hart 2005](#)) in facies a spinello e una sorgente rappresentata da una pirossenite a granato. In [Figura 8a](#) si osserva come i magmi primitivi G-MORB delle IL ed EL (come basalti simili della Corsica) sono compatibili con una genesi per diversi gradi di fusione (0.5-10%) di pirosseniti a granato e mixing in diverse proporzioni dei liquidi generati con i fusi generati da 10 -15% di fusione parziale della sorgente DMM in facies a spinello. Al contrario, i magmi primari degli N-MORB della Corsica sono compatibili con una genesi per 10 -15% di fusione parziale della sola sorgente DMM in facies a spinello.

A causa delle concentrazioni di Th, Ta e Nb, nonché dei rapporti LREE/HREE più elevati rispetto ai N-MORB, alcuni autori hanno interpretato rocce simili dalla Corsica Alpina e dalle ofioliti dell'Appennino settentrionale come E-MORB generati da sorgenti di mantello leggermente arricchite.



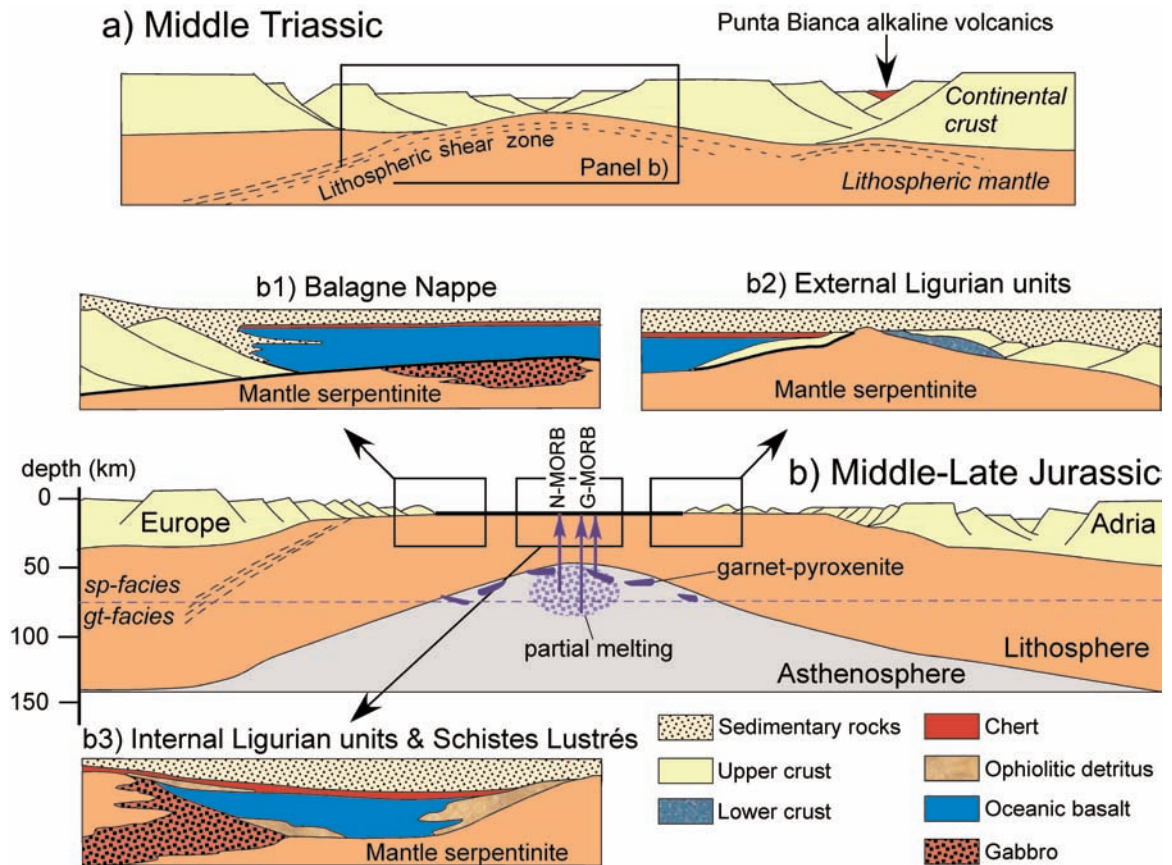
**Figura 9.** Diagramma delle variazioni composizionali di Th vs Nb/Yb dei basalti più primitivi delle ofioliti della Tetide occidentale in relazione alle curve di fusione per mantello impoverito tipo MORB (DMM) e mantello leggermente arricchito entrambi nelle facies a granato (gt) e spinello (sp), nonché pirossenite a granato. La composizione del DMM è da [Workman e Hart \(2005\)](#), la composizione della pirossenite a granato è da [Liu et al. \(2005\)](#), la composizione del mantello arricchito è da [Saccani et al. \(2013\)](#). Composizione modale e proporzioni di fusione per il DMM e la sorgente arricchita sono da [Thirlwall et al. \(1994\)](#). La composizione modale e le proporzioni di fusione per la pirossenite a granato sono: clinopirosseno 0.7 - granato 0.3.

I coefficienti di partizione sono da [McKenzie e O'Nions \(1991\)](#), ad eccezione di Nb in granato, che è da [Green et al. \(2000\)](#). Le linee tratteggiate rappresentano le linee di mixing di varie frazioni di fusi provenienti da diverse sorgenti. La composizione dei basalti e metabasalti ofiolitici di Schistes Lustrés, Balagne, Rio Magno, Pineto, EL e IL sono da: [Beccaluva et al. \(1977\)](#), [Venturelli et al. \(1979, 1981\)](#), [Cortesogno e Gaggero \(1992\)](#), [Vannucci et al. \(1993\)](#), [Marroni et al. \(1998\)](#), [Rampone et al. \(1998\)](#), [Saccani et al. \(2008\)](#), [Montanini et al. \(2008\)](#), [Saccani e Principi \(2016\)](#).

chite durante l'inizio dell'apertura oceanica (es, [Beccaluva et al., 1977](#); [Venturelli et al., 1979, 1981](#)). Pertanto, per verificare questa ipotesi, si può utilizzare il diagramma in [Fig. 9](#) che ha il vantaggio di combinare due tipi di informazioni in un singolo diagramma. L'abbondanza di Th e Nb viene utilizzata per valutare l'arricchimento della sorgente di mantello, mentre il rapporto Nb/Yb è sensibile alla presenza di granato residuo nella sorgente. Questa figura mostra le curve di fusione per due sorgenti di mantello composte da diverse composizioni che fondono sia in condizioni di facies a granato che in facies a spinello, che sono: 1) una sorgente DMM ([Workman e Hart 2005](#)); 2) una sorgente teorica corrispondente a un DMM leggermente arricchito con Nb = 0,63 ppm, Th = 0,08 ppm, Yb = 0,35 ppm ([Saccani et al., 2013](#)). Inoltre, la curva di fusione per una pirossenite a granato (utilizzata in [Fig. 8](#)) viene anch'essa considerata [Fig. 9](#). La modellizzazione di Th-Nb-Yb mostra che i G-MORB relativamente primitivi delle IL ed EL non possono essere derivati da fusione parziale di una sorgente di mantello leggermente arricchita. Piuttosto, i risultati della modellizzazione Th-Nb-Yb mostrati in [Fig. 9](#) sono in accordo con i risultati ottenuti dalla modellazione con le REE ([Fig. 8](#)). Infatti, la composizione di Th e Nb dei basalti delle IL ed EL è compatibile con fusi originati da mixing di liquidi derivanti da fusione parziale di una sorgente DMM in facies a spinello e liquidi derivati da fusione parziale di una pirossenite a granato.

Il modello in [Fig. 8](#) mostra anche che gli E-MORB della Corsica sono compatibili con una genesi per ca 10% di fusione parziale di un mantello leggermente arricchito in facies a spinello, mentre i N-MORB della Corsica sono compatibili con una genesi per ca 12-20% di fusione parziale di un mantello DMM in facies a spinello. In entrambi questi casi, non si osserva nessuna influenza composizionale dovuta alla presenza di granato nella sorgente di mantello.

Un'ipotesi alternativa per la genesi dei G-MORB è la fusione parziale di una sorgente di mantello tipo DMM che inizia a fondere in bassa percentuale a grandi profondità (facies a granato) e con-



**Figura 10.** Schema bidimensionale che mostra l'evoluzione tettono-magmatica nelle fasi di rift-drift del bacino oceanico della Tetide occidentale (da Saccani et al., 2015). Sono mostrati anche gli assetti stratigrafici e magmatici generali in diverse sezioni della Tetide occidentale. B1) transizione oceano-continente (OCTZ) al margine Europeo; (B2) OCTZ al margine Adria; (B3) area oceanica interna. Abbreviazioni, MORB: basalto di dorsale medio-oceanica, N-: tipo normale, G-: tipo con influenza a granato, sp: spinello, gt: granato.

tinua a fondere, in percentuale maggiore, in facies a spinello (la cosiddetta fusione polibarica). Tuttavia, la modellizzazione delle REE mostra che la fusione polibarica di una sorgente DMM (con varie combinazioni di frazioni di fusi generati nelle facies a granato e spinello) genererebbe fusi primari caratterizzati da rapporti  $LREE/MREE$  (esempio,  $La_N/Sm_N = 0.26-0.52$ ) più bassi di quelli osservati nei basalti primitivi delle IL ed EL (esempio,  $La_N/Sm_N = 0.65-0.79$ ). Pertanto, l'ipotesi di genesi dei basalti relativamente primitivi delle IL ed EL da fusione polibarica di una sorgente DMM può ragionevolmente essere scartata.

### 3. MODELLO TETTONO-MAGMATICO PER LE FASI DI RIFT-DRIFT DELLA TETIDE OCCIDENTALE

Alla luce di quanto visto nel Cap. 2, le caratteristiche litostratigrafiche e petrologiche, e la scarsità dei prodotti magmatici delle ofioliti della Tetide occidentale indicano che queste ofioliti si sono generate in una OCTZ di tipo “amagmatico” (o magma-starved). Un modello tettono-magmatico che può spiegare la genesi di queste ofioliti, nell’ambito dell’Oceano Ligure-Piemontese, nonché la composizione prevalentemente G-MORB dei basalti è stato recentemente proposto da Saccani et al. (2015) e schematizzato in Figura 10. La prima fase di rift è iniziata nel Triassico Medio (Fig. 10a)

ed è stata preceduta da un episodio di deformazione distensiva a lungo termine nel Permo-Triassico che ha visto la transizione da un crollo gravitazionale della crosta orogenica varisica fino all'avvio di una vera e propria fase di rift-drift. Nell'Appennino settentrionale, la prova di questa fase di rift può essere trovata a Punta Bianca, dove si osserva una sequenza di bacino estensionale Triassico medio costituito da depositi marini intercalati con basalti alcalini. Anche faglie Triassiche legate al rift si osservano nel dominio continentale della Corsica Alpina e delle Alpi occidentali. La geometria di queste faglie normali, che sono orientate verso ovest nei domini Sudalpini e Austroalpini e orientati verso est nei domini Brianzonese e Delfinese, suggerisce che questa prima fase di rift è stata dominata da estensione a scala litosferica tramite estensione pura di taglio (Fig. 10a).

La seconda fase di rifting (Fig. 10b) è avvenuta attraverso una cinematica asimmetrica di shear semplice sviluppata nel Giurassico Medio. Tuttavia, il principale episodio di faglie normali che ha causato lo smembramento delle piattaforme carbonatiche è avvenuto nel Giurassico inferiore, come documentato dalle sequenze di margine continentale dell'Adria nell'Appennino settentrionale, Corsica Alpina e Alpi occidentali.

L'architettura crustale asimmetrica di questi margini continentali può essere dedotta dalle diverse strutture della coppia di margini coniugati Corsica-Appennino settentrionale. La ricostruzione dell'OCTZ sul margine europeo indica l'esistenza di rocce crostali continentali superiori, che presentano importanti scarpate topografiche prodotte da faglie normali ad alto angolo (Fig. 10b1). Gli olistoliti nei mélanges sedimentari del Cretaceo sup. (es. Complesso di Casanova, Marroni et al., 1998) delle unità EL mostrano, d'altra parte, che il margine di rift dell'Adria è stato caratterizzato da una OCTZ molto ampia con mantello litosferico sotto-continentale e crosta continentale profonda esumata sul fondale marino, e presenza di alloctoni estensionali (porzioni di crosta continentale superficiale tettonicamente sovrapposti alle peridotiti di mantello) (Fig. 10b2). L'Adria rappresentava la placca inferiore in questo scenario di estensione asimmetrica, mentre l'Europa rappresentava la placca superiore (Marroni e Pandolfi, 2007).

La formazione di crosta oceanica Giurassica medio-sup. dell'Oceano Ligure-Piemontese è stata caratterizzata da un sistema di dorsale medio-oceanica a bassa velocità di espansione caratterizzato da limitata produzione di magma (magma-poor). Le aree oceaniche più interne hanno avuto un limitato vulcanismo, che si è verificato direttamente su peridotiti serpentizzate, gabbri e/o brecce ofiolitiche esposte sul fondale oceanico, come dedotto dalle unità IL e dalle unità Schistes Lustrés (Fig. 10b3). Lo stadio di drift Giurassico medio-sup. è stato associato con la risalita (upwelling) del mantello astenosferico di tipo MORB impoverito (DMM) avvenuto in risposta all'estensione litosferica e al drift continentale. Questa fase distensiva è stata associata a una limitata fusione parziale di sorgenti eterogenee di mantello DMM, spesso contenenti relitti di pirossenite a granato (Fig. 10b).

Questo processo di fusione parziale ha provocato la formazione di rocce di tipo G-MORB ora esposte in tutte le ofioliti della Tetide occidentale. Tuttavia, una quantità minore di G-MORB può essere stata generata da fusione parziale polibarica, che è cominciata nel campo della lherzolite a granato (grande profondità) e ha continuato, risalendo, nel campo della lherzolite a spinello (profondità intermedie). Il modello della Figura 10b può anche spiegare la presenza volumetricamente subordinata di basalti con composizioni tipiche N-MORB in alcune unità della Corsica Alpina (Saccani et al., 2008). Infatti, in questo modello, gli N-MORB deriverebbero da fusione parziale di porzioni di mantello DMM che non contenevano rocce a granato. Similmente, i rari E-MORB ritrovati nelle sequenze ofiolitiche della Corsica potrebbero derivare da fusione parziale di porzioni di mantello leggermente arricchito.

## Bibliografia

Anonymous (1972) Penrose field conference on Ophiolites. *Geotimes*, 17, 24-25.

- Beccaluva L., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M., Venturelli G. (1977) The trace element geochemistry of Corsican ophiolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 64, 11–31
- Cortosogno L., Gaggero L. (1992) The basaltic dikes in the Bracco gabbroic massif: petrology of the earliest phases of basaltic activity in the northern Apennines ophiolites. *Ofioliti* 17, 183–198
- Dilek Y. and Furnes H. (2011) Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 123, 387–411, doi: 10.1130/B30446.1.
- Green T., Blundy J., Adam J., Yaxley G. (2000) SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2–7.5 GPa and 1080–1200°C. *Lithos* 53, 165–187. doi:10.1016/S0024-4937(00)00023-2
- Liu Y., Gao S., Lee C-TA., Hu S., Liu X., Yuan H. (2005) Melt-peridotite interactions: links between garnet pyroxenite and high-Mg# signature of continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 234, 39–57
- Marroni M., Pandolfi L. (2007) The architecture of the Jurassic Ligure-Piemontese oceanic basin: tentative reconstruction along the Northern Apennine - Alpine Corsica transect. *Int. J. Earth Sci.*, 96, 1059–1078
- Marroni M., Molli G, Montanini A, Tribuzio R (1998) The association of continental crust rocks with ophiolites in the Northern Apennines (Italy): implications for the continent-ocean transition in the Western Tethys. *Tectonophysics*, 292, 43–66
- McKenzie D., O’Nions R.K. (1991) Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. *J. Petrol.*, 32, 1021–1091
- Montanini A., Tribuzio R., Anczkiewicz R. (2006) Exhumation history of a garnet pyroxenite-bearing mantle section from a continent–ocean transition (Northern Apennine ophiolites, Italy). *J. Petrol.*, 47, 1943–1971
- Montanini A., Tribuzio R., Vernia L. (2008) Petrogenesis of basalts and gabbros from an ancient continent–ocean transition (External Liguride ophiolites, Northern Italy). *Lithos*, 101, 453–479. doi:10.1016/j.lithos.2007.09.007
- Rampone E., Hofmann A.W., Piccardo G.B., Vannucci R., Bottazzi P., Ottolini L. (1995) Petrology, mineral and isotope geochemistry of the External Liguride peridotites (Northern Apennines, Italy). *J. Petrol.*, 36, 81–105
- Rampone E., Hofmann A.W., Raczek I. (1998) Isotopic constraints within the Internal Liguride ophiolites (N. Italy): The lack of a genetic mantle-crust link. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 163, 175–189
- Rampone E., Romairone A., Abouchami W., Piccardo G.B., Hofmann A.W. (2005) Chronology, petrology, and isotope geochemistry of the Erro-Tobbio peridotites (Ligurian Alps, Italy): records of late Palaeozoic lithospheric extension. *J. Petrol.*, 46, 799–827, doi:10.1093/petrology/egi001
- Rampone E., Hofmann A.W. (2012) A global overview of isotopic heterogeneities in the oceanic mantle. *Lithos*, 148, 247–261, doi:10.1016/j.lithos.2012.06.018
- Saccani E. (2015) A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics. *Geosci. Frontiers*, 6, 481–501. doi:10.1016/j.gsf.2014.03.006
- Saccani E., Principi G., Garfagnoli F., Menna F. (2008) Corsica ophiolites: geochemistry and petrogenesis of basaltic and metabasaltic rocks. *Ofioliti*, 33, 187–207
- Saccani E., Allahyari K., Beccaluva L., Bianchini G. (2013) Geochemistry and petrology of the Kermanshah ophiolites (Iran): implication for the interaction between passive rifting, oceanic accretion, and plume-components in the Southern Neo-Tethys Ocean. *Gondwana Res.*, 24, 392–411. doi:10.1016/j.gr.2012.10.009
- Saccani E., Dilek Y., Marroni M., Pandolfi L. (2015) Continental margin ophiolites of Neotethys: remnants of ancient ocean-continent transition zone (OCTZ) lithosphere and their geochemistry, mantle sources and melt evolution patterns. *Episodes*, 8, 230–249, doi:10.18814/epiiugs/2015/v38i4/82418
- Saccani E. and Principi G. (2016) Petrological and tectono-magmatic significance of ophiolitic basalts from the Elba Island within the Alpine Corsica-Northern Apennine system. *Mineral. Petrol.*, 110, 713–730, DOI: 10.1007/s00710-016-0445-3.
- Sun S-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic-systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 42, 313–345
- Thirlwall M., Upton B.G.J., Jenkins C. (1994) Interaction between continental lithosphere and the Iceland plume – Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of tertiary basalts. NE Greenland. *J. Petrol.*, 35, 839–879

- Vannucci R., Rampone E., Piccardo G.B., Ottolini L., Bottazzi P. (1993) Ophiolitic magmatism in the Ligurian Tethys: an ion microprobe study of basaltic clinopyroxenes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 115, 123–137
- Venturelli G., Capedri S., Thorpe R.S., Potts P.J. (1979) Rare-earth and other trace element distribution in some ophiolitic metabasalts of Corsica. *Chem. Geol.*, 24, 339–353
- Venturelli G., Thorpe RS, Potts PJ (1981) Rare earth and trace element characteristics of ophiolitic metabasalts from the Alpine-Apennine belt. *Earth Planet Sci Lett*, 53, 109–123
- Workman R.K., Hart S.R. (2005) Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 231, 53–72