

# Introduzione

Prima di parlare di come la petrologia sperimentale sia entrata autoritariamente nelle Scienze della Terra e come abbia consentito di risolvere alcune importanti problematiche sia della storia composizionale che evolutiva della Terra, è necessario, seppur brevemente, richiamare alcuni concetti riguardo l'origine e la suddivisione interna del nostro Pianeta ed ancor prima del nostro sistema solare.

Il sistema solare (Figura 1) è nato circa 4,6 miliardi di anni fa dalla contrazione di una grande nube di gas e polveri, chiamata nebulosa solare. La teoria più accreditata suggerisce che la nebulosa sia stata 'disturbata' da una supernova nelle vicinanze, che ne ha innescato la sua contrazione.

La nebulosa iniziò a ruotare e aumentando la sua velocità di rotazione, la maggior parte della massa si concentrò al centro, formando il Sole. La pressione e la temperatura al centro del Sole raggiunsero livelli tali da avviare reazioni nucleari che causarono la fusione dell'idrogeno in elio, dando inizio alla sua vita come stella. Successivamente, intorno al Sole, la nebulosa si condensò in dischi di gas e polveri che circondavano la neonata stella. Questi dischi si aggregarono gradualmente in oggetti di dimensioni simili ai nostri attuali pianeti (i planetesimi), ma compo-

sti principalmente da ghiaccio, roccia e metalli. Attraverso ulteriori processi di agglomerazione, questi planetesimi si unirono per formare i pianeti del sistema solare (Figura 1).

Ogni pianeta ha una storia unica di formazione e sviluppo, ma tutti condividono un'origine comune: la nebulosa solare.

La maggior parte di quello che sappiamo sulla composizione della Terra deriva dagli studi classici sulle rocce terrestri (magmatiche metamorfiche e sedimentarie, vedi sotto) che la petrografia ha consentito di fare e dalle meteoriti (per una breve descrizione si rimanda al cap. 7).

Per ciò che concerne lo studio delle rocce, ci si avvale delle scienze petrologiche e petrografiche. Per definizione possiamo dire che la petrografia è una disciplina della geologia che si occupa della descrizione e dell'analisi delle rocce, al fine di comprendere la loro origine, la loro composizione, la loro struttura e la loro storia geologica. Gli obiettivi principali della petrografia sono quindi l'identificazione e la classificazione delle rocce e delle loro strutture, la ricostruzione dei processi geologici che hanno portato alla loro formazione e la valutazione delle loro proprietà fisiche e chimiche. Per raggiungere questi obiettivi, la petrografia si avvale di diverse tecniche di analisi,

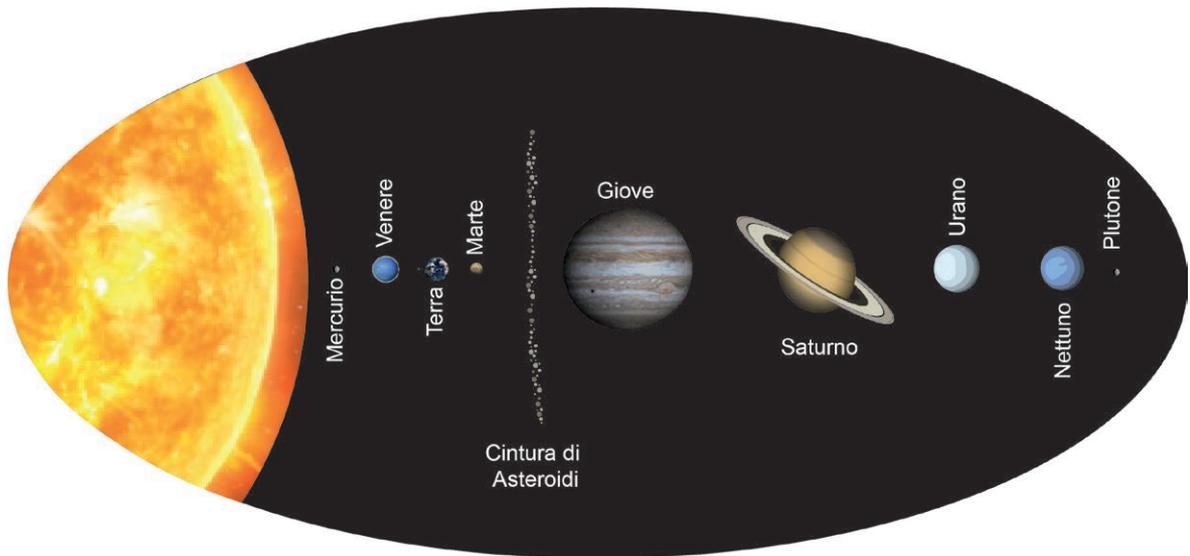


Figura 1 – Illustrazione non in scala del sistema solare come lo conosciamo oggi con i quattro pianeti interni, (Mercurio, Venere, Terra e Marte) e di quattro nella parte esterna (Giove, Saturno, Urano e Nettuno). Infine Plutone il più lontano dal Sole. Probabilmente la grande differenza composizionale fra pianeti esterni ed interni è stata dettata dal Sole che ha modificato la nube primordiale impoverendola di elementi volatili nella parte più prossima ad esso. Per la legge di Titus-Bode (ogni pianeta è due volte più distante dal Sole di quello immediatamente più interno) mancherebbe un pianeta fra Giove e Marte. Al suo posto c'è la 'cintura degli asteroidi'.

tra cui l'osservazione al microscopio ottico delle sezioni sottili di rocce, la microscopia elettronica a scansione, l'analisi chimica e isotopica e l'utilizzo di tecniche geochimiche.

La petrografia può essere suddivisa in diverse sotto-discipline, a seconda dell'ambito di interesse. Ad esempio, la petrografia ignea si occupa delle rocce magmatiche, ovvero delle rocce che si sono formate attraverso la solidificazione del magma. La petrografia sedimentaria, invece, si concentra sulla descrizione delle rocce sedimentarie, ovvero quelle rocce che si sono formate per deposizione di sedimenti, come sabbia, argilla e detriti organici. La petrografia metamorfica, infine, studia le rocce che sono state modificate dalla pressione e dalla temperatura anche attraverso trasformazioni allo stato solido di rocce preesistenti a seguito di variazioni delle condizioni di temperatura e pressione.

In sintesi, la petrografia rappresenta un'importante disciplina della geologia, che consen-

te di acquisire conoscenze fondamentali per la comprensione della storia geologica del nostro pianeta e per lo sfruttamento delle sue risorse naturali. Essa, quindi, studia le rocce per la parte che riguarda la descrizione, il riconoscimento e la classificazione sistematica.

Non essendo questo un libro di petrografia si rimanda a testi dedicati per dettagli e classificazione delle rocce.

Petrografia e petrogenesi si possono unire in un unico termine: petrologia. La petrologia è anch'essa una disciplina che si occupa dello studio delle rocce, ma con alcune differenze rispetto alla petrografia. Entrambe le discipline sono strettamente correlate ma la petrologia si occupa della formazione e dell'evoluzione delle rocce, studiando i processi geologici che le hanno formate, come la cristallizzazione del magma, la deposizione di sedimenti o la metamorfosi. La petrologia applica i principi di mineralogia e geochimica allo studio delle rocce per comprender-

ne la loro origine ed evoluzione nel tempo. Infine, la petrologia sperimentale riproduce in laboratorio le condizioni chimico-fisiche che controllano la petrogenesi, ma si estende anche a materiali sintetici non esistenti in natura ma di grande interesse industriale come le vetroceramiche.

### 1. Struttura e composizione dell'interno della Terra

La Terra ha un raggio medio di 6371 km ed una massa equivalente a 1/332000 di quella solare. Un'analisi sulle densità delle rocce affioranti sulla superficie terrestre porta a valori massimi di 3300 kg/m<sup>3</sup> ed appare ovvio che, essendo la densità media della Terra prossima a 5500 kg/m<sup>3</sup>, l'interno della Terra debba contenere sistemi (rocciosi o meno) più densi. È evidente che le pressioni e le temperature aumentino con la profondità ed è anche evidente che il 'gradiente geotermico' ( $\Delta T/\Delta z$ ), come vedremo in seguito, non è costante al variare della profondità. Si pone come gradiente medio il valore di 25 °C/km. È anche vero che tale gradiente varia da zona a zona sulla Terra con alti valori in corrispondenza delle dorsali oceaniche o in prossimità dei punti caldi o, in generale, dove sia presente un vulcanismo attivo. La pressione all'interno della Terra è essenzialmente legata al peso delle rocce sovrastanti (o carico litostatico) ed in questo caso si parla di 'gradiente geobarico' ( $\Delta P/\Delta z$ ). Si può utilizzare una semplice relazione per calcolare la pressione in relazione alla profondità:

$$P = \rho g z \rightarrow \text{densità (kg/m}^3) \times \text{accelerazione di gravità (9,8 m/s}^2) \times \text{profondità (m)} \quad (1)$$

Con una densità media crostale di 2700-2800 kg/m<sup>3</sup> e mantellica di ca. 3300 kg/m<sup>3</sup> la pressione all'interno della Terra cresce mediamente di ca. 30 MPa km<sup>-1</sup>. Ci si aspetta, quindi, che alla base della crosta continentale media (35 km) la pressione sia dell'ordine di 1 GPa.

La maggior parte delle informazioni dell'interno della Terra derivano da dati geo-

fisici. Gli studi sulla sismica hanno portato ad avere un quadro delle densità all'interno della Terra abbastanza definito con il nucleo interno composto da Fe e Ni e, molto probabilmente, da altri elementi quali O, S, Si, C, H. Le onde sismiche (generate da diversi eventi, naturali o antropici come le esplosioni delle bombe nucleari) sono essenzialmente di due tipi: P (*prime*) e S (*secunde*). Le onde *prime* sono le più veloci e quindi le prime a raggiungere le stazioni sismiche mentre le seconde arrivano, come il nome stesso suggerisce, dopo. Le onde *prime* si trasmettono attraverso compressione e dilatazione della roccia che attraversano (vibrazione parallela alla direzione di propagazione dell'onda delle particelle del mezzo che si attraversa) e perciò vengono anche dette 'compressionali'. Le onde *secunde* si trasmettono con vibrazione delle particelle del mezzo che si attraversa perpendicolare alla direzione di propagazione dell'onda e sono dette di taglio. In dettaglio per il calcolo delle  $V_p$  e  $V_s$  si utilizzano le equazioni (2) e (3):

$$v_p = \sqrt{\frac{K+4/3\mu}{\rho}} \quad (2)$$

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (3)$$

Dove  $K$  è il 'modulo di incompressibilità',  $\mu$  è il 'modulo di rigidità' e  $\rho$  la densità. Si noti che  $K$ ,  $\mu$  e  $\rho$  variano al variare della composizione mineralogica e che quindi diverse rocce avranno valori diversi e di conseguenza le velocità delle onde S e P varieranno al variare dei sistemi rocciosi che attraversano. Quindi una variazione della velocità è imputabile ad una variazione chimica, o chimico-mineralogica. Inoltre, dalla (3) risulta che per mezzi attraversati dalle onde che presentano rigidità pari a zero (cioè i liquidi),  $V_s$  sarà nulla!

In generale sia  $V_p$  che  $V_s$  aumentano con la profondità ma non in modo regolare. Le Figure 2 e 3 mostrano le loro variazioni con la profondità e quello che si può immediatamente notare è la loro netta variazione in dipendenza del 'guscio' che attraversano.

In particolare, le zone dove avvengono repentine variazioni delle velocità delle onde sismiche, vengono chiamate discontinuità sismiche e rappresentano, come detto, delle variazioni nelle proprietà meccaniche e chimiche del mezzo attraversato. Una delle più importanti è quella di Mohorovičić o Moho ad una profondità di circa 35 km sotto i continenti mentre sotto gli oceani a ca. 8 km. Qui avviene una variazione sia chimica che mineralogica delle rocce per cui le velocità delle onde S passano da circa 3,5 a 4,5 km/s e le P da ca. 6,5 a ca. 8,4 km/s.

Il volume di roccia che si trova sopra la Moho è chiamato 'crosta' mentre al di sotto c'è il 'mantello' (Figura 2).

La 'discontinuità di Gutenberg' si trova a 2900 km e delimita il mantello dal nucleo. Qui, le  $V_s$  smettono di propagarsi e le  $V_p$  subiscono una forte decelerazione e questo indica il passaggio da un mezzo solido ad uno liquido. Sotto la discontinuità di Gutenberg c'è il nucleo. È chiaro che, come per la Moho, anche la discontinuità di Gutenberg è dovuta alla variazione sia della mineralogia che della chimica del mezzo che si attraversa.

In conclusione, possiamo, da quanto finora detto, suddividere la Terra in tre principali involucri: crosta, mantello e nucleo, con i primi due allo stato solido mentre il terzo, nella sua parte esterna è liquido per poi ritornare solido nella parte interna (vedi variazione delle velocità delle onde S della Figura 2). Oltre alle principali discontinuità sismiche che abbiamo visto, ne esistono altre di minore entità che meritano però di essere trattate. La 'discontinuità di Conrad' si manifesta alcune volte nella crosta continentale e va a delimitare una crosta superiore granitica da una crosta inferiore basaltica, evidenziando come cambiamenti minero-petrografici possano far variare sia le  $V_p$  che le  $V_s$ . Nel mantello superiore tra 410 e 660 km di profondità si assiste ad anomalie delle  $V_p$  e  $V_s$ . Questa zona viene chiamata zona di bassa velocità (LVL, Low Velocity Layer).

In particolare, a circa 410 km si trova una discontinuità che divide il mantello superiore da una zona di transizione, mesosfera, e a 660 km

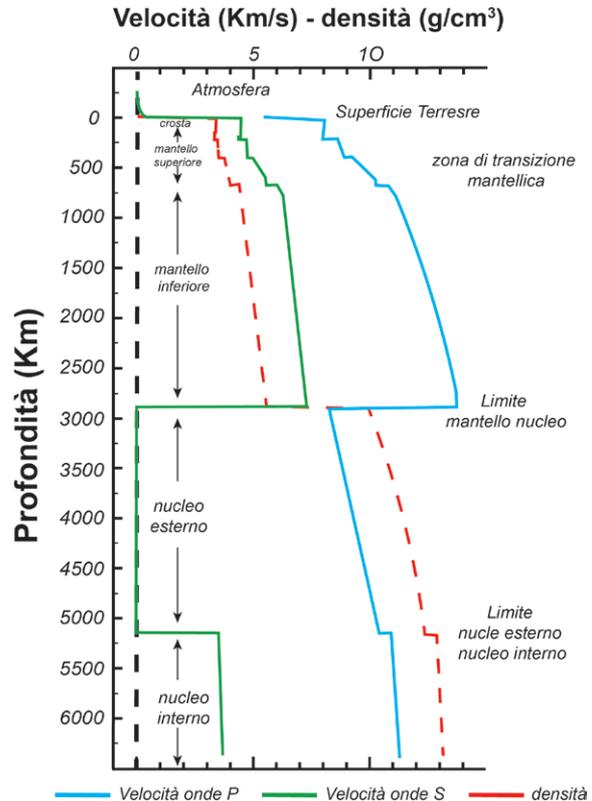


Figura 2 – Variazione della velocità delle onde P, S e della densità all'interno della Terra. Nota a 2900 km la transizione dal mantello al nucleo con relativo brusco decremento delle velocità delle onde P e l'assenza della onde S che evidenzia un passaggio in un mezzo liquido.

abbiamo evidenze della discontinuità della mesosfera dal mantello inferiore (vedi Figura 3).

Il rilascio di acqua potrebbe qui innescare un processo di fusione parziale e la generazione dell'LVL. Sebbene il mantello superiore sia la fonte più probabile della maggior parte dei magmi basaltici, anche la zona di transizione può svolgere lo stesso ruolo e lo studio su inclusioni in diamanti indica che il possibile rilascio di acqua da questa zona può svolgere un ruolo nel formare il LVL.

Ad una profondità molto più vicina al centro della Terra, si trova la 'discontinuità di Lehmann' che divide il nucleo esterno dal nucleo interno (vedi Figura 2).

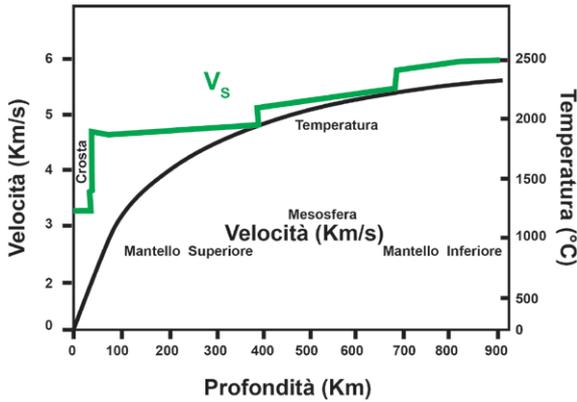


Figura 3 – Variazione della velocità delle onde S e della Temperatura nei primi 900 km di profondità (ridisegnato da Peccerillo 2003).

## 2. Crosta, mantello e nucleo

La crosta, delimitata dalla discontinuità di Mohorovičić si suddivide in una crosta continentale (che quindi forma i continenti) e in una crosta oceanica (che forma i fondi oceanici; Figura 4). Di composizione che vede Si e Al fra gli elementi più abbondanti, veniva chiamata SIAL (oggi termine poco usato). La crosta oceanica ha spessore dell'ordine degli 8 km ed età non superiore a ca. 200 Ma mentre la sua densità media è ca.  $3000 \text{ kg/m}^3$  ( $3 \text{ g/cm}^3$ ). Si possono ritrovare frammenti di vecchia crosta oceanica in affioramento in diverse zone orogeniche dove formano le cosiddette serie ofiolitiche e cioè una successione di sedimenti pelagici al top poi basalti, gabbri e infine peridotiti più o meno alterate.

La crosta continentale, invece, ha, a causa della sua composizione mineralogica, una densità di ca.  $2750 \text{ kg/m}^3$  e età fino a 4 miliardi di anni. Lo spessore medio è ca. 35 km ma raggiunge anche i 70 km sotto orogeni importanti quale la catena Himalaiana. Se presente la discontinuità di Conrad (vedi sopra) questa va a suddividere una crosta superiore con una mineralogia costituita da quarzo ( $\text{SiO}_2$ ) e feldspati alcalini (albite- $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  e ortoclasio- $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ ) ricca in elementi quali Si, Na, K Rb, Th, U ed una inferiore ricca in Fe, Mg, Ni, Cr (essenzialmente con minerali quali i pirosseni e i feldspati) evidenziando nel-

la parte superiore delle rocce granitiche mentre nella parte inferiore dei basalti.

Il mantello può essere suddiviso in: mantello superiore, intermedio o mesosfera e mantello inferiore, e copre circa il 67% del volume terrestre (Figura 4). Con una chimica abbastanza diversa da quella crostale gli elementi dominanti sono il Si ed il Mg mentre Al, Na e K sono presenti in minori quantità. L'ipotesi più accreditata porta ad una composizione peridotitica ossia 'olivina magnesiaca' [ $(\text{MgFe})_2\text{SiO}_4$ ] con 'pirosseno diopside' [ $\text{MgCa}(\text{SiO}_3)_2$ ] ed 'enstatite' ( $\text{MgSiO}_3$ ) e questa composizione è compatibile con le velocità delle onde sismiche riscontrate in questa zona. Questa ipotesi trova riscontro negli xenoliti riportati in superficie da magmi in risalita attraverso la crosta. Sull'omogeneità del mantello in termini composizionali non c'è ad oggi una completa condivisione scientifica. Alcuni optano per una variazione importante fra mantello superiore ed inferiore; molti altri per una composizione più omogenea. Il fatto che ci siano delle variazioni evidenti nelle velocità delle onde sismiche è imputabile a cambiamenti dovuti essenzialmente a transizioni mineralogiche strutturali dettati dalla pressione e, quindi, senza variazione chimica. Ricordando quanto detto sopra, le peridotiti sono composizionalmente simili alle condriti, equivalenti composizionali del mantello terrestre. Andando più in profondità, raggiungendo la LVL (tra i 410 e 660 km di profondità), arriviamo ad una zona di transizione dove la crescita della velocità delle onde sismiche è imputata al fatto che l'olivina, non essendo più stabile, si trasforma nei suoi polimorfi (stessa chimica ma struttura diversa): wadsleyite e ringwoodite ed a 660 km si passa eventualmente a bridgmanite [ $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$ ] e magnesiowüstite [ $(\text{Mg,Fe})\text{O}$ ]. La parte del mantello superiore (detta LID) e la crosta solida vengono identificate col termine 'litosfera' che secondo la teoria della tettonica delle placche, è appunto suddivisa in zolle o placche mobili che si spostano reciprocamente e con velocità variabili (qualche cm/anno) e con comportamento plastico. Lo spessore delle zolle è variabile e dipende se la crosta è di tipo oceanici-

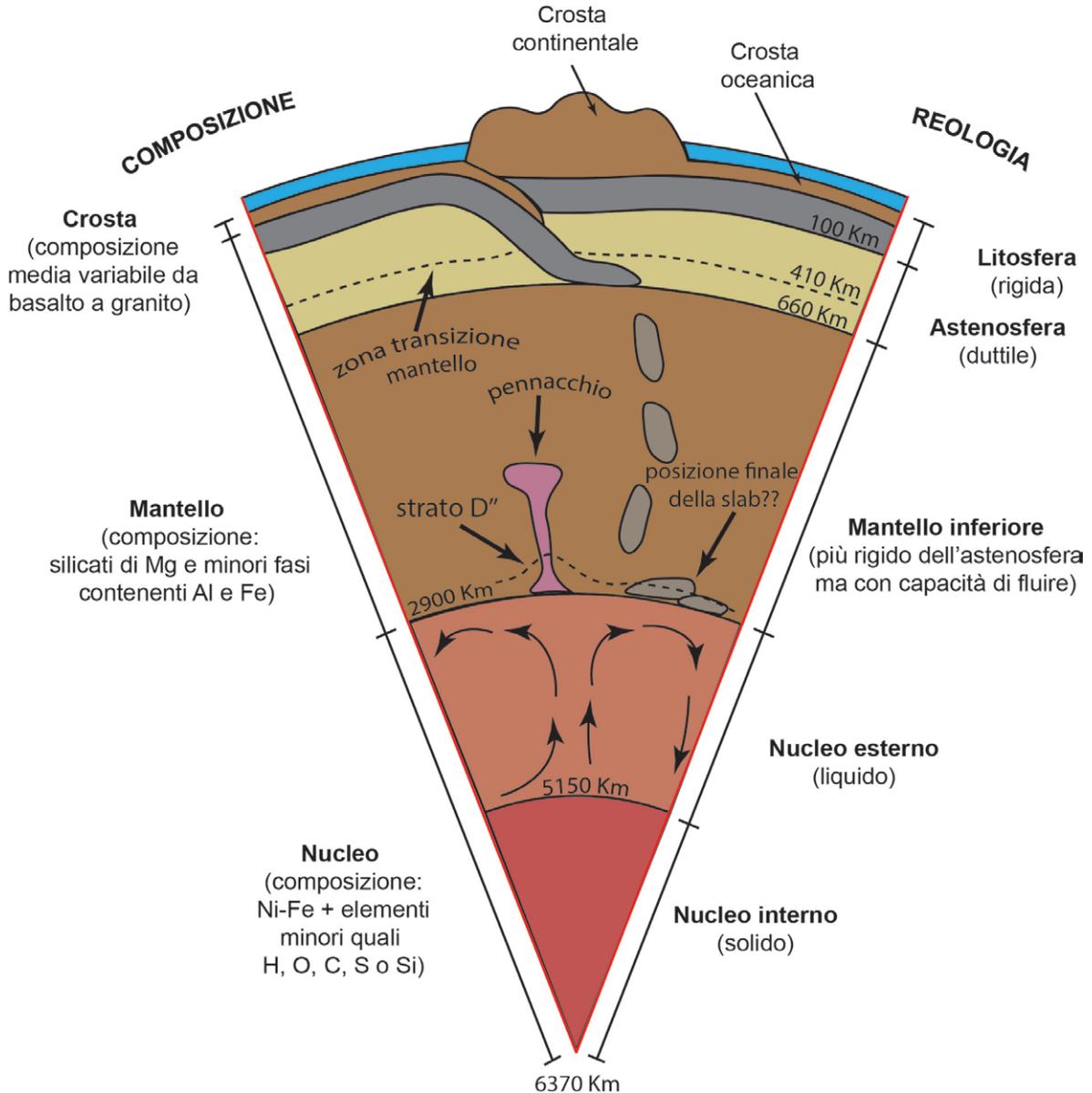


Figura 4 – Suddivisione dell'interno della Terra e relative composizioni (sinistra) e reologia (destra). Ricostruito da Palin et al. 2017.

co (ad esempio la placca di Nazca) oppure continentale (ad esempio la placca Euroasiatica). Sotto la litosfera e prima della mesosfera si trova l'astenosfera. Infine, il nucleo è essenzialmente composto da Ni e Fe (Figura 4) ed è interessante notare l'analogia con certi tipi di meteorite (sideriti, vedi sopra). Il nucleo esterno liquido ed il

suo movimento ('convezione') causa il magnetismo terrestre, mentre quello interno è solido. È inoltre indubbio che data l'alta densità di questi due elementi, contribuiscono in maniera evidente alla densità totale della Terra.

I movimenti delle placche (ossia pezzi di crosta e di mantello superiore, ovvero la litosfera)

possono essere ‘divergenti’, ‘convergenti’ o ‘trascorrenti’ e nel caso dei divergenti è dove il mantello riesce più facilmente a risalire mentre ai limiti convergenti il mantello discende. Nei casi trascorrenti si ha un movimento laterale di una placca rispetto ad un'altra. Tali movimenti sono quantificabili in pochi cm/anno prima di affondare all'interno del mantello (Figura 4).

Infatti, si ritiene che proprio l'intrusione della *slab* nel mantello (ossia l'immersione di una placca a maggiore densità al di sotto di un'altra meno densa in un processo chiamato di ‘subduzione’ in margini convergenti; vedi Figura 4) ne determini, per trascinamento, i movimenti al suo interno. Questo processo porta ad un riscaldamento e ad un processo di fusione parziale. Inoltre, parte della placca che non viene fusa, può raggiungere il limite mantello-nucleo. I fenomeni di risalita dei pennacchi (Figura 4), si pensa possano derivare proprio da questo limite da un ipotetico strato D<sup>''</sup>. A supporto di tale teoria ci sono le enormi eruzioni che hanno ricoperto km<sup>2</sup> di superficie terrestre in diversi periodi della storia della Terra. Tali colossali eruzioni prendono il nome di LIPs (Large Igneous Provinces) e identificano i famosi plateaux basaltici quali, ad esempio, Deccan, Etiopia o Parana che hanno ricoperto 600.000, 800.000 e 1200.000 km<sup>2</sup>.

I margini divergenti delle placche si ritrovano essenzialmente sotto gli oceani e sono il luogo di produzione di quel magma che andrà a costruire la crosta oceanica. Siamo in corrispondenza delle dorsali medie oceaniche

### 3. *Nascita della petrologia sperimentale*

La petrologia sperimentale nasce dall'esigenza di aprire una finestra su quei processi magmatici che altrimenti sarebbe impossibile

investigare e studiare per via diretta. Essa, ha a che fare con le indagini condotte in laboratorio sulle relazioni chimico-fisiche di rocce e minerali sotto condizioni geologiche rilevanti. Con tale definizione si vuole specificare che le temperature e le pressioni e non per ultimo le condizioni di redox, sono quelle relative a condizioni cristalli e/o di mantello. Naturalmente bisogna che si facciano diverse assunzioni prima di applicare i risultati sperimentali a problemi petrologici naturali a causa delle limitazioni dei metodi che si usano in laboratorio e dei modelli da essi derivati.

Il concetto dominante della petrologia sperimentale è quello di riprodurre in laboratorio le condizioni naturali sotto le quali si sono formati e si formano i magmi e di seguire la loro evoluzione dalla loro genesi più o meno profonda, fino in superficie.

Anche se Sir James Hall è considerato il padre fondatore della petrologia sperimentale (1761-1832), già nel 1726, Reamur aveva cercato di rispondere a domande di interesse geologico grazie ad esperimenti di cristallizzazione condotti su metalli e su questioni inerenti la ‘devittrificazione’ di vetri naturali (Antonelli 1836). Da non dimenticare sono gli esperimenti condotti da Gregory Watt (figlio del più famoso e inventore della macchina a vapore) il quale dimostrò che durante il raffreddamento, un basalto può produrre strutture simili ai giunti prismatici dei basalti naturali. Gli esperimenti di Hall furono comunque quelli che più degli altri dimostrarono il valore reale delle applicazioni delle tecniche di laboratorio per la risoluzione di problemi geologici. Tra tutti basti ricordare gli esperimenti di raffreddamento condotti su basalti (Hall 1805, 1812, 1826) che supportarono la visione Plutonista di James Hutton in opposizione a quella della scuola nettunista<sup>1</sup>.

1 Proposta del geologo scozzese James Hutton il ‘plutonismo’ è una teoria secondo la quale nei processi generatori di rocce, dovevano essere presi in considerazione anche quelli magmatici, attribuibili cioè al ‘calore sotterraneo’. Il nome deriva da Plutone, l'antica divinità della mitologia romana, signore dell'Ade, il sotterraneo mondo degli Inferi. Secondo il ‘nettunismo’, invece, il centro della Terra sarebbe stato freddo e solido ed il suo nucleo composto di pietra dura. Le rocce e le montagne avrebbero avuto origine da processi di sedimentazione marina ed il materiale eruttato dai vulcani non avrebbe avuto origine dalle profondità della litosfera ma sarebbe stato alimen-

È del 1905 la fondazione del primo laboratorio geofisico presso il Carnegie Institution of Washington, grazie al lavoro di Norman L. Bowen. Considerata oggi come fondamentale per la comprensione dei processi magmatico/vulcanici ed anche per lo studio di materiali a più largo uso industriale (ceramiche, componentistica, elettronica...), prima del 1940 (come riporta anche lo storico delle scienze, Geschwind 1995), la petrologia sperimentale non era presa molto in considerazione dalla comunità scientifica ed il lavoro di Bowen, in gran parte, ignorato e sottovalutato. Il laboratorio del Carnegie Institution of Washington è stato istituito in un periodo in cui i migliori studiosi della petrologia ignea avevano come scopo principale quello di acquisire un più alto prestigio che scienze quali la fisica e la chimica possedevano già. Con la leadership del primo direttore, Arthur L. Day, il laboratorio di Geofisica scelse una base più sperimentale per la ricerca rispetto allo studio sul campo. I primi esperimenti erano incentrati sullo studio delle fasi minerali derivati da liquidi silicatici ed alla comprensione di quelle condizioni per cui i liquidi risultavano essere stabili in un dato sistema chimico, e, per questo, prendendo in seria considerazione e prestando molta attenzione alla temperatura ed alla composizione chimica.

A partire dal 1909, i primi dati relativi ai diagrammi di fase (temperatura-composizione)

venivano prodotti tramite il metodo di raffreddamento veloce (*fast cooling*). Per fare ciò, una piccola quantità di materiale ridotto in polvere e di composizione nota veniva riscaldata fino ad una certa temperatura che mantenuta poi costante nel tempo faceva sì che il materiale raggiungesse il suo 'equilibrio chimico'. Il campione poi veniva raffreddato rapidamente fino a temperatura ambiente. Questo processo va a bloccare le relazioni di fase che avvengono ad alta temperatura in modo che, il prodotto finale, si possa considerare come un'istantanea che permetta di quantificare le differenti fasi del sistema col solo utilizzo di un microscopio.

Questi esperimenti venivano fatti utilizzando miscele semplici a due o tre componenti, invece che magmi naturali che contengono almeno otto-dieci elementi maggiori. A questo proposito si riporta la ben nota frase pronunciata da Day: «one must begin with the simplest problems, and then proceed in an orderly way to those more complicated» ed ancora

first, the properties of single materials of the entire range of their stable existence; then combinations of two, in which both remain stable; then similar combinations in which exceptional phenomena occur; then simple rocks of three components, etc. [...] the general principle of effective progress being

tato da un processo di 'cottura' di strati di carbonio. Secondo il nettunismo, infatti, tutti i materiali presenti sulla crosta terrestre sarebbero stati depositati in seguito al ritirarsi di un grande mare che originariamente ricopriva tutta la Terra. Lo scozzese James Hutton (1726-1789) si inserisce nel dibattito sorto alla fine del Settecento, fra nettunisti, che attribuiscono prioritaria importanza all'acqua come fattore di cambiamento geologico e vulcanisti che privilegiano le cause ignee, in particolare i vulcani. Espone la sua teoria in una memoria letta nel 1785 alla Royal Society di Edimburgo dal titolo: *The theory of the earth; or an investigation of the laws observable in the composition, dissolution and restoration of land upon the globe*. Come Buffon, Hutton insiste su trasformazioni lente e regolari che hanno agito in passato ma sono tuttora operanti; per lui i continenti attuali sono soltanto formazioni transitorie nell'immensità del tempo geologico: non esistono vestigia di un inizio né prospettive di una fine. Il nettunismo è una teoria affermata alla fine del XVIII secolo, soprattutto grazie all'opera del geologo tedesco Abraham Gottlob Werner, secondo la quale tutte le rocce avevano un'origine marina. L'etimologia si riallaccia a Nettuno, nella mitologia romana il dio delle acque e del mare. In base a questa teoria, il centro della Terra sarebbe stato freddo e solido ed il suo nucleo composto di pietra dura. Le rocce e le montagne avrebbero avuto origine da processi di sedimentazione marina ed il materiale eruttato dai vulcani non avrebbe avuto origine dalle profondità della litosfera ma sarebbe stato alimentato da un processo di 'cottura' di strati carboniosi. Secondo il nettunismo, infatti, tutti i materiali presenti sulla crosta terrestre sarebbero stati depositati in seguito al ritirarsi di un grande mare che originariamente ricopriva tutta la terra.

to meet and study the unknown phenomena one at a time (Day et al. 1905, 26).

Questo approccio, atto alla comprensione dei sistemi silicatici di alta temperatura, seppur all'inizio stringato, andava a chiaro vantaggio di industrie quali quella del cemento, della ceramica e del vetro.

Agli inizi del '900 si migliorarono e perfezionarono le tecniche sperimentali dando alla comunità scientifica la possibilità di formulare, dai dati sperimentali ottenuti, nuove teorie. Il lavoro di cui Norman L. Bowen iniziò ad occuparsi, poteva essere paragonato a quello di altri ricercatori che lavoravano sugli equilibri di fase. A partire dal 1912, però, dalla cooperazione con Olaf Anderson, Bowen iniziò a lavorare su materiali fino ad allora quasi del tutto sconosciuti e il lavoro sulla clino-enstatite e sugli effetti dovuti al riassorbimento della forsterite diede linfa alle teorie della differenziazione magmatica.

Nel 1914 Bowen definì una nuova linea di ricerca al fine di dimostrare il *settling out* di alcuni minerali da magmi basici, è il processo dominante che controlla la differenziazione della maggior parte delle rocce ignee. Questo fu chiaramente riportato nel suo più famoso lavoro, *The Evolution of the Igneous Rocks* (Bowen 1928), dove evidenziò tutte le possibili strade percorribili da un magma durante la differenziazione.

A cavallo degli anni 1920 e 1930, gli studi sperimentali iniziavano a farsi strada, seppur a gran fatica, tra la comunità scientifica. La maggior parte degli studiosi di petrologia ignea americani rimanevano dell'idea che uno studio completo ed esaustivo su un sistema di rilevanza petrologica doveva essere fatto solo ed esclusivamente con dati raccolti in campagna. In sostanza consideravano l'approccio sperimentale troppo semplicistico da applicare allo scopo ultimo della petrologia, cioè la piena comprensione dei sistemi magmatici intrusivi ed effusivi e le loro intrinseche relazioni, manifestando così un chiaro dissenso per lo studio sperimentale e per i dati che da esso ne derivavano.

Un altro importante punto a sfavore della ricerca sperimentale derivava dalla mancanza di studi e tecniche che evidenziassero e dessero la possibilità di definire il ruolo dei volatili quali  $H_2O$ , Cl, S, F,  $CO_2$  nei sistemi magmatici. Infatti, lo stesso Bowen credeva che i volatili avessero un ruolo marginale e che soltanto quantità più piccole dell'1% in peso fossero disciolte nei magmi. Questo fece credere che non fosse possibile influenzare processi quali equilibri di fase dettati dalla cristallizzazione tantoché, la maggior parte dei petrologi, rimase abbastanza scettica a riguardo. Ed ancora, forse uno dei punti nodali che ne impediva il decollo, la mancanza di capitali (un po' come succede ancor oggi, purtroppo!).

La rivalse della petrologia sperimentale americana partì dagli anni 1940 quando il successore di Day, L. H. Adams, cercò di trovare una correlazione fra lo sperimentale e i dati ottenuti dallo studio diretto di campagna. Il grande passo stava per essere fatto: sperimentare non soltanto ad alte temperature ma anche ad alte pressioni. Fu proprio O. F. Tuttle che avviò la costruzione di macchine che permisero di sperimentare condizioni di alte temperature e pressioni. Il suo *set-up* sperimentale consisteva nel controllare separatamente T e P e questo approccio si rivelò vincente. Lo studio di sistemi magmatici, in presenza di volatili, poteva iniziare. A partire dagli anni 50, le pubblicazioni scientifiche iniziarono a contenere anche dati sperimentali che evidenziavano l'importanza degli equilibri di fase sotto temperature e pressioni controllate. La petrologia sperimentale iniziava a farsi largo fra la comunità scientifica.

Gli anni 60 offrono ulteriori spunti. Gli studi di Yoder e Tilley sull'origine dei basalti sono ancor oggi di fondamentale importanza insieme a quelli di Ikuo Kushiro che hanno fornito un contributo fondamentale alle nostre conoscenze sulla differenziazione dei basalti e sulla loro evoluzione. Infatti, lo studio della curva di fusione (liquidus) sia della forsterite che dell'enstatite che gli esperimenti sulla fusione dell'eclogite, a 1GPa di pressione, sono di questo periodo. È del 1962 il famoso lavoro di Yoder e Tilley sulla

genesi dei basalti che include dati sperimentali a bassa ed alta pressione, in condizioni idrate, ed una discussione a riguardo. Questi ultimi suggerirono, quindi, che i basalti alcalini fossero generati a profondità maggiori rispetto a quelli tholeiitici anche se da un comune magma primitivo, seguendo un processo di cristallizzazione frazionata. Allo stesso tempo, Kushiro iniziò a studiare l'evoluzione dei basalti. Egli ebbe l'intuizione che i magmi tholeiitici, molto probabilmente, non potessero formarsi a profondità superiori ai 30 km dalla fusione della peridotite. Il modello concettuale di Kushiro prevedeva lo studio di sistemi relativamente semplici e quindi sintetici che gli permisero di studiare le relazioni tra forsterite-diopside-SiO<sub>2</sub>, forsterite-nefelina-SiO<sub>2</sub> e forsterite-CaAl<sub>2</sub>SiO<sub>6</sub>-SiO<sub>2</sub>. Il risultato di questo lavoro dimostrò che, all'aumentare della pressione, il campo del liquidus della forsterite si riduceva rispetto a quello dell'ortopirosseno. I risultati indicarono che il fuso che coesisteva con forsterite e ortopirosseno diveniva ancor più sottosaturo in silice e ricco in forsterite all'aumentare della pressione. Inoltre, nel sistema forsterite-nefelina-SiO<sub>2</sub> il liquido risultava essere ricco nel componente nefelinitico al crescere della pressione fino a diventare nefelina normativa per pressioni dell'ordine di 1,5 GPa (Kushiro 1965, 1968). Questi risultati supportavano qualitativamente le ipotesi del professor H. Kuno (supervisore di Kushiro presso l'Università di Tokyo), il quale affermava che i magmi tholeiitici si formassero a profondità inferiori rispetto a quelli alcalini e dalla fusione parziale della peridotite. In realtà, le profondità per la formazione dei magmi tholeiitici risultano essere più superficiali rispetto alle ipotesi di Kuno (<~50 km vs <~200 km di Kuno). D'altra parte, ricercatori come O'Hara (1965, 1968) erano fermamente convinti che tutti i basalti subissero un processo di cristallizzazione frazionata durante la loro ascesa, e che il magma primario, per la maggior

parte dei basalti, fosse di composizione picritica<sup>2</sup>. Il modello e le argomentazioni proposte da Kushiro non furono accettati da O'Hara. Nello stesso periodo, D. H. Green e A. E. Ringwood, condussero uno studio sperimentale anche loro sulle origini dei magmi basaltici e da questi studi proposero che:

- 1) la genesi di quarzo-tholeiiti normativi implicasse una profondità di circa 15 km;
- 2) olivin-tholeiiti con alti contenuti di Al si generassero ad una profondità tra 15 e 35 km;
- 3) basalti alcalini avessero origine a profondità comprese tra 35 e 70 km.

Ancora una volta queste profondità risultano essere molto più superficiali di quelle proposte da Kuno. D'altro canto, D. H. Green, T.H Green e A. E. Ringwood, suggerivano che i diapiri mantellici che risalgono avessero origini alle profondità suggerite da Kuno (<~200 km); da questi diapiri il magma poi sarebbe stato segregato. In generale, da questi studi pionieristici, si evince una certa consistenza tra le relative profondità di formazione dei diversi basalti tholeiitici ed alcalini, anche se i valori assoluti ed i meccanismi di formazione risultano essere differenti. Durante la permanenza di Kushiro a Washington, insieme a Yoder, fu ottenuto uno dei risultati più importanti da esperimenti condotti su basalti. Essi dimostrarono che la forsterite reagisce con l'anortite per formare ortopirosseno, clinopirosseno e spinello a circa 1GPa ed in prossimità del solidus. Questo implicava che i basalti o i gabbri olivini non fossero stabili a profondità superiori ai 30 km e a temperature relativamente alte (>1000 °C). Inoltre, nel caso in cui la forsterite fosse stata più abbondante dell'anortite, la peridotite a plagioclasio (Iherzolite) si sarebbe trasformata, a profondità superiori ai 30 km, nella peridotite a spinello (Kushiro e Yoder 1964, 1966). Lo studio della fusione della peridotite in presenza di acqua venne condotto

2 Un basalto ricco in olivina o microbasalto con MgO>18 in peso% è chiamato 'picrite' se NaO+K<sub>2</sub>O=1-3 in peso%, mentre 'komatiite' se NaO+K<sub>2</sub>O<1 in peso% con tenori di TiO<sub>2</sub> bassi e generalmente < 1 in peso %.

dallo stesso Kushiro nel 1965. Fu interessante scoprire che la peridotite fonde a temperature relativamente basse in presenza di  $H_2O$  ed a pressioni di 4 GPa (in condizioni anidre la fusione della peridotite inizia a circa 1700 °C; Kushiro et al., 1968). Questo implicava che un fuso, seppur in modesta quantità, poteva originarsi alle profondità del mantello superiore in presenza di acqua e questo poteva essere messo in relazione alla zona di attenuazione delle onde sismiche, che era uno dei problemi irrisolti per i geofisici dell'epoca. Esponenti della comunità scientifica quali D. H. Green, I. A. Nicholls e A. E. Ringwood (solo per citarne alcuni) manifestarono il loro disappunto riguardo questa teoria anche se sia Nicholls che Ringwood confermarono che i magmi quarzotholeiitici potevano formarsi nel mantello superiore in condizioni idrate (Nicholls e Ringwood 1972; Ringwood 1974). La petrologia sperimentale aveva innescato un forte dibattito riguardo alla genesi di magmi andesitici nel mantello superiore in condizioni idrate. Una parziale conferma di questa teoria arrivò dagli studi condotti da Y. Tatusmi, H. Sato e S. Umino. Questi studi confermarono la possibilità che magmi andesitici con contenuti rilevanti in magnesio (boninitici ma non andesiti calcoalcanine classiche) potessero formarsi a profondità di mantello superiori più superficiali, in condizioni idrate.

Nello stesso periodo, le missioni NASA, Apollo 11 ed Apollo 17, portarono sulla Terra campioni di roccia lunare che in qualche modo diedero alla petrologia sperimentale voce anche nelle scienze planetarie. Da qui, ne risultò che i dibattiti sulla formazione dei magmi in condizioni idrate, nella parte superficiale del mantello superiore, perdessero, per così dire, di importanza rispetto ai più suggestivi studi sulla formazione dei basalti lunari con età di ca. 3,5 M di anni.

È degli anni 70 l'inizio delle determinazioni delle proprietà fisiche dei sistemi magmatici. Fu proprio Kushiro che sperimentò il metodo delle sfere cadenti ad alte pressioni e temperature (*falling sphere method*) utilizzando il pistone cilindro su un campione di  $NaAlSi_2O_6$ , jadeite. Ne risultò una diminuzione della viscosità al crescere della

pressione (Kushiro 1976). Questo successo sperimentale aprì il dibattito sul perché della diminuzione della viscosità all'aumento della pressione. In un primo tempo si pensò ad un possibile cambiamento nel numero di coordinazione dell'alluminio che da 4 passasse a 6 ma, successivamente, grazie agli studi sugli stessi campioni fatti tramite spettroscopia RAMAN, alcun cambio di coordinazione dell'Al venne rilevato ma si evidenziò una diminuzione nell'ampiezza dell'angolo fra Si-O-Si per pressioni superiori ai 3 GPa. Ulteriori studi sperimentali su differenti fusi silicatici sintetici, sottolinearono una maggiore mobilità per i magmi più profondi. Kushiro, Mysen e Yoder misurarono la viscosità di basalti naturali a condizioni di alta pressione con lo stesso metodo delle sfere cadenti (questa volta non potendo utilizzare sfere di Pt come fatto per il fuso jadeitico, visto la velocità di discesa della sfera, utilizzarono sfere di diopside). Anche per il basalto la viscosità, seppur minore rispetto alla Jadeite, diminuiva al crescere della pressione. Negli anni successivi, l'interesse per la variazione della viscosità con la pressione crebbe. Chris Scarfe misurò la viscosità di fusi di differente composizione,  $CaMgSi_2O_6$  (diopside),  $NaSiO_3$ ,  $Na_2Si_2O_5$ , ancora utilizzando il metodo delle *falling sphere*. Questa volta, però, i risultati mostrarono un incremento della viscosità al crescere della pressione. Da questi esperimenti si dedusse che i liquidi reagiscono sotto pressione in modo differente in dipendenza del loro grado di polimerizzazione: fusi relativamente più polimerizzati tipo basalti diminuiscono la viscosità con la pressione mentre fusi molto depolimerizzati, come quelli peridotitici, tendono ad aumentarla. Furono anni di intensa collaborazione fra ricercatori quali Kushiro, Scarfe, Mysen, Virgo che diedero un contributo fondamentale alla ricerca scientifica. In questo stesso periodo, e sullo stesso argomento, ricercatori di altre discipline (chimici, fisici...) mostrarono il loro interesse. C. A. Angell, iniziò a studiare la diffusione degli elementi in sistemi  $NaAlSi_2O_6$  quali Si, Al, O al variare della pressione. Tramite simulazione di dinamica molecolare per pressioni fino a 200 GPa e temperature di 6000 K concluse che le viscosità

di questi fusi dovessero diminuire all'aumentare della profondità e queste affermazioni erano corroborate dal fatto che le velocità di diffusione degli elementi aumentavano con l'aumentare della pressione (Angell 1982). Viceversa, le diffusività di Si ed O diminuivano all'aumentare della pressione per fusi diopsidici ( $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ ). Le simulazioni furono confermate da dati sperimentali sull'interdiffusione dell'ossigeno in sistemi diopsidici e jadeitici (Shimizu e Kushiro 1984). Da questi studi e da altri successivi si ebbe in generale la conferma che la maggior parte dei magmi seguono il comportamento dei cosiddetti fusi anomali nel senso che la loro viscosità diminuiva all'aumentare della pressione. Interessante notare che anche l'acqua mostra un comportamento anomalo a pressioni di circa 2 kbar. Come specificò Kushiro, «i due liquidi più abbondanti in prossimità della superficie terrestre, acqua e fusi, mostrano lo stesso anomalo comportamento» (Kushiro 2010). Le *falling sphere* vennero utilizzate anche per avere informazioni sulle densità dei sistemi fusi ad alte pressioni. Ad esempio, Fujii e Kushiro, utilizzando due sfere con diversa densità, misurarono la variazione della densità dell'olivina con la pressione. Per pressioni inferiori a 0,7 GPa, la densità dell'olivina risultava essere inferiore rispetto a quella del plagioclasio mentre per pressioni maggiori di 0,7 GPa, i dati si invertivano ed il plagioclasio risulta essere più denso dell'olivina. Questo suggerì che il galleggiamento dei plagioclasii può avvenire a profondità maggiori di circa 20 km e quindi camere magmatiche basaltiche, situate a questa profondità, possono mostrare un accumulo di plagioclasio al tetto della camera stessa (accumuli di anortosite al tetto della camera).

Una delle discussioni scientifiche più accese fra gli anni 60 e 90, si incentrò sull'origine dei MORB ed in particolare sulla loro profondità di formazione. Essenzialmente, esistevano due scuole di pensiero:

- 1) la prima (Kushiro, Green, Ringwood, Presnall e collaboratori) suggeriva la formazione dei MORB a profondità di circa 25 km.

Questa conclusione era supportata dal fatto che risultati sperimentali a pressioni di circa 8 kbar su MORB magnesiaci, mostravano la coesistenza di fuso con olivina e pirosseni poveri in Ca (ortopirosseni). Quindi, questi MORB si sarebbero formati per fusione parziale o equilibrati con la peridotite a profondità di circa 25 km. Allo stesso tempo esperimenti su  $\text{CaO-Mg-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$  mostrano una coesistenza dei liquidi silicatici con minerali costituenti la peridotite (forsterite, ortopirosseno e clinopirosseno; Kushiro 1973; Green and Ringwood 1967; Presnall et al. 1979).

- 2) O'Hara e collaboratori, sostenevano che i MORB fossero il risultato di un frazionamento spinto di sistemi picritici a profondità dell'ordine dei 100 km e questa idea era supportata da diversi ricercatori (O'Hara 1968; Walker et al. 1979; Green et al. 1979; Stolper 1980).

In conclusione, un primo gruppo dava la formazione dei MORB a profondità di circa 20-30 km con un minimo, o addirittura assente, frazionamento, mentre, il secondo gruppo supportava un processo di frazionamento importante da magmi picritici. Il problema principale risiedeva nel capire se la composizione del fuso prodotto per fusione parziale della peridotite di mantello (ca. 1GPa) fosse simile a quella dei MORB. Esperimenti di raffreddamento rapidi, erano abbastanza difficili da eseguire all'epoca e per questo motivo la risoluzione al problema non era semplice. Al fine di trovare una soluzione, Kushiro e Takahashi ed in seguito anche Ed Stolper, fecero esperimenti tipo 'panino' (*sandwich*) con differenti composizioni di basalti ed in mezzo posizionata la peridotite in polvere, oppure utilizzando il metodo della *peridotite-capsule*. I risultati dimostrarono che la composizione del pacchetto tipo sandwich si omogeneizzava dopo un certo lasso di tempo e da questo si dimostrò che il fuso era relativamente in equilibrio con la peridotite. Si determinarono, quindi, le composizioni dei fusi in equilibrio con olivina ed ortopirosseno con o senza clinopirosseno

per un ampio campo di pressioni e temperature (Stolper 1980). I risultati di Takahashi e Kushiro (1983) e successivamente Fujii e Bougaults (1983) e Fujii e Scarfe (1985) mostrarono che il fuso che si formava a pressioni di 8 kbar, vicino al solidus della peridotite, era in composizione simile a quella dei MORB. Anche se la formazione abbastanza superficiale dei MORB era dimostrata da questi esperimenti, rimaneva ancora la possibilità di una origine più profonda, e la discussione era destinata a continuare. Negli anni si utilizzarono diversi approcci come quelli utilizzati da Klein e Langmuir (1987), McKenzie e Bickle (1988) che si basarono sulla composizione degli elementi maggiori dei MORB e la comparazione con i dati ottenuti da studi precedenti quali quelli di Jaques e Green (1980) e Fujii e Scarfe (1985). Questi studi davano come risultato una fusione dell' 8-20% in peso della peridotite di mantello ad una pressione compresa fra 5 e 16 kbar alla temperatura di circa 1280 °C. Queste condizioni avrebbero il potenziale di creare una crosta di circa 7 km di spessore. Tali condizioni potevano consentire la formazione un liquido con un contenuto in MgO < 11% in peso. A tal proposito, Johnson e Kushiro (1992) e Kushiro e Hirose (1992), Hirose e Kushiro (1993) e Kushiro (1996) riuscirono a separare (tramite la tecnica del *melt trapping*) il liquido derivato dalla fusione parziale della peridotite. I risultati ottenuti con questa tecnica insieme a quella discussa precedentemente del sandwich, produssero un dataset composizionale dalla fusione parziale di diverse peridotiti per temperature e pressioni diverse. Dalla comparazione dei dati risultò che la composizione della peridotite e soprattutto il rapporto Fe/Mg sono fondamentali per generare i basalti di tipo MORB (Kushiro 2001).

Naturalmente non si sono tralasciati, in questo contesto, i sistemi granitici. Il termine granito è stato attribuito a Caesalpinus e fu usato per definire una roccia granulare (Johannsen 1932 e Troger 1935). Una delle prime se non la prima descrizione di tali rocce fu data dal nettunista Werner, nel 1787, che ne mostrò la differenza

tessiturale a confronto con gneiss ed altre rocce cristalline. Nel 1794, Hutton realizzò che la sua origine fosse magmatica. La petrologia dei graniti, basata su dati sperimentali, ha inizio con lo studio del sistema Qz-Ab-Or-H<sub>2</sub>O da parte di Tuttle e Bowen (1958). Questo studio stimolò petrologi, geochimici, geologi strutturali e geofisici ad interagire su problemi relativi al magmatismo granitico e all'evoluzione della crosta continentale. Infatti, la crosta continentale è formata per la maggior parte da rocce granitiche e di conseguenza il magmatismo acido deve essere considerato come un importante fenomeno nel processo di differenziazione magmatica. Con uno spessore medio di 40 km ed una massa di circa  $2,4 \times 10^{19}$  t (Soller et al. 1982) si è stimato che circa il 57% di questa massa è imputabile alla crosta continentale inferiore, composta sostanzialmente da granuliti (60% felsica 40% mafica; Wedephol 1991) la crosta continentale superiore è composta da rocce sedimentarie, metamorfiche e magmatiche in proporzione 1:4:4. Le rocce sedimentarie sono essenzialmente composte dal 52% scisti, 17% grovacche, 12% arenarie quarzose, e 22% da calcari. Queste percentuali indicano che la maggior parte di queste rocce sono una sorgente potenziale, per la generazione tramite fusione parziale, di magma a composizione granitica (Wedephol 1981, 1991). La mappatura litologica di vaste aree ha portato ad una stima delle rocce che compongono la crosta continentale superiore che consta tra il 86-88% di graniti e 12-14% di altre rocce tipo gabbro, diorite, sieniti, peridotiti ed anortositi (Wedephol 1969). Anche se questi dati derivano da studi fatti 50 anni fa, oggi sono ancora stime plausibili. Le rocce metamorfiche della crosta continentale sono per lo più composte da ortogneiss granitici, metapeliti, metagrovacche che suggeriscono una composizione primaria 'granitica'. Si può quindi ragionevolmente concludere che dalla media delle composizioni dei tre principali gruppi di rocce della crosta continentale, magmatiche, metamorfiche e sedimentarie, che la crosta continentale superiore è granitica. Questo dato è anche avvalorato da studi geofisici che danno una percentuale dell'86% ( $0,9 \times 10^{19}$  t) di

componente granitica della crosta continentale superiore<sup>3</sup>.

Sono tre i punti nodali per la formazione dei graniti, la loro composizione nella crosta continentale superficiale: la composizione della roccia madre, la temperatura e la quantità di acqua presente nel sistema durante il processo di fusione parziale. In questo contesto risulta quindi irrinunciabile l'utilizzo della petrologia sperimentale al fine di investigare l'effetto dell'acqua, della CO<sub>2</sub> e di tutti gli altri volatili di interesse magmatico nella produzione di fuso a composizione granitica.

#### 4. La petrologia sperimentale negli ultimi cinquant'anni

L'evoluzione della petrologia sperimentale va di pari passo con le strumentazioni analitiche e gli apparati sperimentali che sono state progettati e costruiti ad hoc al fine di studiare i processi magmatici alle alte temperature e pressioni. Inoltre, le tecniche analitiche che permettono dettagliate analisi su campioni di rocce naturali hanno oggi una risoluzione notevole sia in termini di quantificazione degli elementi, e quindi della chimica dei magmi, sia in termini di immagini che vengono poi utilizzate per quantificare le fasi presenti con la tecnica dell'analisi d'immagine.

Raggiungere alte pressioni quali quelle della crosta e del mantello è ormai routine nei laboratori di petrologia sperimentale. Lo sviluppo della tecnologia delle alte pressioni e alte temperature è dovuto, non soltanto alla forte richiesta da parte dei ricercatori che operano nel campo delle Scienze della Terra, ma anche da chi opera nel campo della Scienza dei Materiali o della Chimico-Fisica. Le apparecchiature sperimentali si distinguono in base alla loro applicazione e, nel caso in cui siano in grado di esercitare una pressione sul campione di riferimento, dal mezzo che viene utilizzato per generare la pressione stessa. Possiamo quindi sud-

dividere queste apparati in due grandi categorie: sistemi che operano a pressione ambiente e sistemi che operano sotto pressione. I primi sono sostanzialmente delle fornaci, alcune con sistema a raffreddamento rapido ed in grado di controllare lo stato redox del sistema, mentre gli altri vengono comunemente chiamati autoclavi, in cui il mezzo di pressione può essere un liquido o un gas o un mezzo solido ed in alcuni casi, anche sotto pressione e con le dovute precauzioni, è possibile imporre una ben determinata fO<sub>2</sub>.

I gruppi di ricerca che possono vantare laboratori di alte pressioni e temperature sono oggi distribuiti nelle Università e nei Centri di Ricerca europei, americani, asiatici, russi, australiani. Dato il costo elevato di alcune strumentazioni e soprattutto dei costi di manutenzione nonché di personale dedicato, alcuni apparati si trovano solo in pochi centri di ricerca. Ciò non toglie che, oggigiorno, chiunque (dagli studenti universitari ai dottorandi agli assegnisti etc....) possa usufruirne. D'altronde i bassi costi della mobilità odierna fanno sì che le distanze si riducano notevolmente.

Lo studio della magmatologia include diverse discipline quali la Geologia, la Vulcanologia, la Petrologia, la Geofisica, la Chimica, la Fisica ed anche la Scienza dei Materiali. Naturalmente, per avere un quadro più esaustivo possibile, ricopre un ruolo importante lo studio di campagna, l'analisi degli elementi e dei loro isotopi, esperimenti di fusione, misurazione delle proprietà fisiche dei liquidi e dei magmi (viscosità, densità, diffusività...) a condizione di temperatura, pressione, fugacità diverse, senza dimenticare l'approccio termodinamico e le simulazioni. Unendo tutte le suddette discipline e le tecniche (adeguate ed innovative) si potrà far proseguire gli studi di magmatologia che sono di fondamentale importanza per capire appieno l'evoluzione del nostro pianeta e, per quanto possibile, decifrare i segreti dell'evoluzione di altri pianeti.

3 Per una trattazione dettagliata si rimanda a Johannes and Holtz 1996 e alla letteratura presentata in questo libro; nello stesso testo sono anche riportati casi di separazione di liquidi granitici da resti metasedimentarie della zona di Ivrea come pure *facies* granulitiche calabresi.