

**UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI NAPOLI**

**“FEDERICO II”**

**FACOLTÀ DI SCIENZE MATEMATICHE, FISICHE E NATURALI**



**TESI DI DOTTORATO IN SCIENZE DELLA TERRA**

**XXIV CICLO**

**“MODELLO ANALOGICO DI MECCANISMI ERUTTIVI”**

**Tutore:**

**Prof. Giuseppe Luongo**

**Co – tutore**

**Prof. Claudio Scarpati**

**Dottoranda:**

**Dr Barbara Rettura**

**Anno accademico 2010 – 2011**

# Indice

INTRODUZIONE .....	2
Capitolo I: Formazione e risalita magmi: generalità .....	6
1 Formazione del magma.....	6
2 Processi di estrazione del magma.....	11
2.1 Flusso di un fuso incompressibile .....	12
3 Ascesa del magma.....	13
4 Struttura di un sistema vulcanico.....	15
Capitolo II: Le caldere meccanismi e strutture: generalità .....	19
1 Introduzione.....	19
2 Strutture calderiche: relazione tra le dimensioni della caldera e la geometria del serbatoio magmatico .....	24
2.1 Geometria delle caldere: elementi strutturali.....	24
2.2 Caldere – processi di subsidenza .....	27
2.3 Condizione di formazione e strutture delle caldere: esempi.....	29
Capitolo III: L'area flegrea.....	34
1 Processi geodinamici.....	34
2 L'area flegrea.....	40
2.1 Studi geofisici.....	46
Capitolo IV: Modello analogico .....	51
Introduzione.....	51
Fase sperimentale .....	57
Materiali utilizzati: caratteristiche .....	58
1 Risalita del magma:sperimentazione sorgente puntiforme .....	62
2 Risalita del magma: sperimentazione sorgente estesa .....	72
3. Esperimenti Gum Rosin -Acetone .....	78
3.1 Gum Rosin - Acetone non confinato .....	78
3.2 Gum Rosin - Acetone confinato .....	89
Discussioni.....	107
Conclusioni .....	111
Bibliografia.....	116

## INTRODUZIONE

Negli ultimi decenni gli studi vulcanologici sono stati concentrati sulle grandi eruzioni esplosive a cui sono associati collassi calderici. Un accurato rilevamento per l'individuazione dei limiti strutturali, l'analisi delle successioni stratigrafiche dei prodotti affioranti, della loro distribuzione a grande e piccola scala e dei loro meccanismi deposizionali consentono sia di ricostruire la successione degli eventi che le diverse tipologie di eruzioni. L'acquisizione dei dati di campo permette la definizione di alcuni vincoli necessari alla corretta interpretazione di tali fenomeni tra cui: lo studio del meccanismo di risalita dei magmi, della geometria della sorgente e dei campi di sforzi generati da tali processi.

Inoltre, l'importanza dello studio del meccanismo di formazione delle caldere è legato all'interazione dei processi vulcanici con il territorio antropizzato e con le comunità che vivono nelle aree vulcaniche, per la mitigazione del rischio vulcanico.

Il motivo è da ricercarsi nell'elevata energia dell'evento eruttivo in esame in funzione della rilevanza del valore esposto, in quanto, sia la densità abitativa che le infrastrutture sono una variabile fondamentale che fa innalzare inusitabilmente i livelli di rischio. In sintesi lo studio della formazione delle caldere consente di definire i livelli di hazard per i processi di maggiore energia eruttiva.

L'interpretazione dei processi tettonici che portano alla formazione delle caldere è, pertanto, tra gli obiettivi primari dello studio dei vulcani sia per le dimensioni e la complessità dei fenomeni che preparano, accompagnano e seguono la formazione della depressione calderica, che per il rischio associato ad una tale eruzione. Le difficoltà di un tal studio risiedono nella mancanza di dati attendibili sulle condizioni iniziali dell'area investigata prima della formazione della caldera e nei profondi cambiamenti che si producono all'interno della caldera con l'attività eruttiva successiva e con fenomeni di risorgenza.

La ricostruzione degli eventi più recenti del collasso calderico attraverso l'analisi delle successioni stratigrafiche, è affrontata utilizzando metodologie e conoscenze

proprie della geologia, della geofisica, della petrologia, della magmatologia e della geochimica, e consente solo in parte di produrre una rappresentazione attendibile delle condizioni del vulcano con la formazione della caldera. Ancora più ardua risulta l'interpretazione del meccanismo eruttivo con i dati di campo relativi ai depositi dei prodotti eruttati.

Sono stati proposti numerosi modelli sia teorici che sperimentali costruiti attraverso la modellazione dei dati acquisiti dalle osservazioni e dai risultati di laboratorio. Quindi, sono stati prodotti modelli dei processi evolutivi del magma e di migrazione delle masse dalla sorgente alla superficie alle strutture degli apparati vulcanici, ai meccanismi eruttivi e deposizionali.

Queste condizioni sono confermate dall'evoluzione significativa dei modelli interpretativi dei meccanismi eruttivi al crescere delle conoscenze dei processi vulcanici sia in termini generali che a livello locale. Le differenze tra i modelli interpretativi in una stessa area vulcanica spesso sono determinate dall'acquisizione di nuovi dati che non trovano nei modelli esistenti un'interpretazione coerente, piuttosto che dalla modifica del paradigma.

Anche le misurazioni indirette attraverso le indagini geofisiche non consentono di ottenere soluzioni univoche nell'interpretazione dei dati acquisiti. Spesso parametri fisici equivalenti rappresentano processi geologici del tutto diversi. Pertanto un'interpretazione attendibile degli stessi può ottenersi solo con validi vincoli geologici.

In buona sostanza, i modelli fisico – analitici delle caldere hanno consentito di approfondire le conoscenze dei fenomeni associati alle grandi eruzioni esplosive, mostrando la complessità dei numerosi parametri ed incognite che devono essere considerate per rappresentare adeguatamente il fenomeno (es. variazioni di pressione e temperatura, viscosità dei mezzi, diffusione di calore). Questo rende ardua la realizzazione di un modello analitico ed è evidente che in questi casi, tali modelli scelgono delle assunzioni semplificative ragionevoli fornendo un quadro fenomenologico soddisfacente, seppure non completo.

Sulla base di queste considerazioni, sullo studio del meccanismo di formazione della caldera flegrea si è proceduto alla realizzazione di modelli analogici per

verificare i processi associati alla formazione di tale struttura operando in laboratorio secondo il metodo diretto galileano.

La modellizzazione analogica è una procedura che ha come scopo la riproduzione dei processi naturali a scala di laboratorio, tramite l'utilizzo di materiali "simili" ai corrispondenti prototipi naturali.

Un modello analogico è efficace solo se il modello stesso è ben vincolato da parametri geometrici (es. numero e spessore degli strati) e fisici (es. densità, viscosità, parametri elastici etc.).

L'utilizzo dei modelli analogici per la rappresentazione dei fenomeni naturali, apporta notevoli vantaggi:

- la riproduzione in scala di un evento naturale permette di ottenere un'analisi tridimensionale dell'evoluzione strutturale del processo;
- i tempi di laboratorio, estremamente inferiori a quelli geologici, restituiscono allo studioso la totalità temporale delle fasi evolutive del processo naturale;
- la verifica dell'evoluzione cinematica e dinamica del processo;
- l'analisi dei processi deformativi fragili e duttili;
- la quantificazione e analisi progressiva della deformazione;
- l'analisi dell'influenza individuale dei differenti parametri che agiscono sui processi geologici; variando i parametri in scala semplicemente cambiando la concentrazione del materiale analogo utilizzato.

In questo lavoro saranno sviluppati modelli analogici per l'analisi dei processi e dei meccanismi che precedono e provocano un collasso calderico.

I modelli realizzati saranno scalati per la caldera flegrea per la quale è disponibile una vasta letteratura, allo scopo di verificare l'attendibilità dei processi modellati sia per la geometria dell'apparato vulcanico che per i parametri fisici dei mezzi interessati al meccanismo di formazione della caldera. L'area investigata è caratterizzata dalla presenza di due caldere annidate associate a due eventi eruttivi di elevata energia noti in letteratura, rispettivamente, come eruzione dell'Ignimbrite Campana (39 ka) (Rosi e Sbrana, 1987; Orsi et al 1996; Perrotta et al, 2006) e del Tufo Giallo Napoletano (15 ka) (Scarpati et al 1993). Successivamente, l'area è stata interessata da ulteriori fenomeni eruttivi e dal

fenomeno della risorgenza (Orsi et al 1991). L'area flegrea è anche nota per i fenomeni bradisismici che si sviluppano con processi di subsidenza intervallati da crisi con rapido sollevamento del suolo e sismicità.

Le caldere dell'Ignimbrite Campana e del Tufo Giallo Napoletano sono ancora centro di numerosi dibattiti scientifici che han portato gli studiosi negli ultimi 30 anni all'applicazione delle tecniche gravimetriche, magnetiche, sismiche e stratigrafiche allo scopo di comprendere, interpretare e modellizzare le strutture e le dinamiche della formazione calderica. Gli esperimenti analogici realizzati, con geometrie e materiali diversi, hanno consentito di analizzare le deformazioni degli strati superficiali indotte da un corpo che simula una massa magmatica in risalita, l'apertura di fratture nell'overburden e formazione di bocche eruttive, la formazione di flussi lenti e duomi.

# CAPITOLO PRIMO

## FORMAZIONE E RISALITA DEI MAGMI: GENERALITÀ

La fisica e la chimica dei processi che interessano l'origine e l'evoluzione dei magmi, nonché la loro migrazione verso la superficie, sono fondamentali per la comprensione del vulcanismo e per la formazione delle rocce ignee.

La formazione del magma avviene per trasferimento di calore dall'esterno e / o dall'interno per processi conduttivi e convettivi. La formazione delle rocce ignee segue le leggi della termodinamica che governa i processi di formazione dei minerali in una soluzione silicatica complessa.

La migrazione del magma verso la superficie avviene in seguito alla variazione delle condizioni di equilibrio idrostatico tra magma, mantello e crosta e per l'intervento dei campi di sforzi nella litosfera.

In questo capitolo si fornisce una sintesi dell'evoluzione fisica del magma, dalle condizioni di fuso parziale a quella di intrusione.

### 1 Formazione del magma

Il magma è una soluzione silicatica ad elevata viscosità, prodotta dalla fusione parziale di rocce all'interno della Terra.

Lo studio della propagazione delle onde sismiche indica che la crosta ed il mantello hanno un comportamento da solido, fino alla profondità di circa 3000 km; ad una profondità compresa tra 100 e 350 km si rileva un'inversione di velocità delle onde alla quale corrisponde una zona a bassa velocità delle onde sismiche che può rappresentare una condizione di fusione parziale delle rocce; più in generale, la temperatura dell'interno della Terra può localmente innalzarsi, rispetto al valore corrispondente del solidus, producendo magma.

Per analizzare il processo di produzione di calore all'interno della Terra, si consideri un volume arbitrario,  $R$ , la cui temperatura,  $T$ , viene monitorata nel

tempo; affinché sia soddisfatto il principio di conservazione dell'energia nel volume R, deve essere soddisfatta la seguente relazione:

$$\int_R \left[ \frac{\partial T}{\partial t} + V_i \frac{\partial T}{\partial X_i} - K \frac{\partial^2 T}{\partial X_i^2} - \frac{e}{\rho C_p} \right] dR = 0 \quad (1)$$

dove  $i = x; y; z$ ;

$t$  = tempo;

$V_i$  = velocità;

$X_i$  = coordinata spaziale;

$k$  = diffusività termica;

$e$  = sorgente di calore;

$\rho$  = densità;

$C_p$  = calore specifico;

Il primo termine,  $\partial T/\partial t$ , fornisce la variazione di temperatura nel tempo all'interno del volume R; il secondo termine,  $V_i (\partial T/\partial X_i)$ , descrive il calore fornito o sottratto al volume R per convezione; il terzo termine,  $K (\partial^2 T/\partial X_i^2)$ , descrive il calore fornito o sottratto al volume R per conduzione; l'ultimo termine,  $e/\rho C_p$ , rappresenta il calore acquisito (radioattività) o ceduto (calore di fusione) dal volume R.

Pertanto, l'equazione (1) descrive la temperatura in un volume R definito spazialmente: mentre il volume R, fisso rispetto a  $x$ ,  $y$  e  $z$ , può essere attraversato da massa e calore.

Se si considera che, al tempo  $t = 0$ , il volume R si trova totalmente allo stato solido, le condizioni minime affinché avvenga la fusione sono:

$$\partial T/\partial t > 0 \quad \text{oppure} \quad \int_R \left[ V_i \frac{\partial T}{\partial X_i} - K \frac{\partial^2 T}{\partial X_i^2} - \frac{e}{\rho C_p} \right] dR < 0 \quad (2)$$

Per stimare il contributo di ogni termine bisogna rendere l'equazione (2) adimensionale, scegliendo nuove variabili:

$$V_i' = V_i / V_0; \quad \partial/\partial X_i' = L \partial/\partial X_i; \quad T' = T/\Delta T$$

dove  $V_0$  = velocità del flusso medio;

$L$  = lunghezza caratteristica del volume  $R$ ;

$T$  = valore medio di differenza di temperatura tra  $R$  e l'ambiente circostante.

Poiché le equazioni (1) e (2) sono valide per qualsiasi volume  $R$ , gli integrali possono essere reali solo se gli integrandi stessi risultano  $\leq 0$ .

Sostituendo le nuove variabili, integrando e tenendo conto che  $L$  rappresenta la lunghezza di  $R$ , si ottiene:

$$Pe V_i' (\partial T' / \partial X_i') - \partial^2 T' / \partial X_i'^2 - eL^2 / k_c \Delta T < 0 \quad (3)$$

dove  $Pe = V_0 L / k$  è il numero di Peclet;

$k_c = \rho C_p k$  è la conducibilità termica.

Il numero di Peclet ed il termine  $eL^2 / k_c \Delta T$  risultano essere adimensionali e caratterizzano completamente la soluzione dell'equazione (3); ciò equivale a dire che dalla loro combinazione dipendono i processi che portano alla produzione di magma nel volume  $R$ .

La diffusività termica  $k = k_c / \rho C_p$  delle rocce è, generalmente, bassa, pertanto esse rispondono lentamente ad ogni variazione di temperatura.

Il basso valore di  $k$  produce due conseguenze:

- 1) se la crosta è sottoposta ad una perturbazione termica, il tempo necessario affinché si ristabilisca l'equilibrio termico sarà lungo. Un'indicazione di tale durata è data dalla costante del tempo di conduzione:

$$\tau = l^2 / k$$

dove  $l$  = distanza lungo la quale si deve trasferire calore,

$k$  = diffusività termica.

- 2) se la crosta è interessata da movimenti tettonici, con un tasso superiore ad alcuni mm/a, i blocchi cristallini avranno la tendenza a trasportare con se la loro struttura termale.

In questa condizione si genera un trasferimento di calore mediante convezione; pertanto, le soluzioni conduttive per la struttura termale non saranno applicabili fino a quando i movimenti non cesseranno o diventeranno tanto lenti da essere trascurabili.

Per valutare se prevalgono i processi conduttivi o quelli convettivi, in ogni particolare condizione, è possibile utilizzare il numero di Peclet ( $Pe$ ):

$$Pe = V_0 L / k$$

dove  $V_0$  = velocità del moto;

$L$  = distanza caratteristica del moto.

In generale, la convezione domina per  $Pe > 1$  (margini attivi di zolla), invece la conduzione per  $Pe < 1$  (zone di intraplacca).

Nell'ipotesi in cui il volume di roccia  $R$  contenga elementi radioattivi, e  $\neq 0$ , e che non sia in movimento,  $V_0 = 0$ , l'equazione (3) diventa:

$$\partial^2 T' / \partial X_i'^2 + eL^2 / k_c \Delta T > 0 \quad (4)$$

Se la regione è più calda dell'ambiente circostante, il primo termine, che descrive il flusso di calore di  $R$ , è negativo:

$$\partial^2 T' / \partial X_i'^2 < 0;$$

in tal caso che il calore si allontana da  $R$  e per innalzare la sua temperatura la sorgente di calore ( $eL^2/k_c \Delta T$ ) deve compensare la perdita di calore per conduzione.

Ne consegue che la condizione necessaria per produrre magma è la seguente:

$$H \equiv eL^2 / k_c \Delta T \gg 1 \quad (5)$$

Per tipiche rocce peridotitiche  $e \approx 1.7 \cdot 10^{-7} \text{ erg/cm}^3\text{s}$  e  $k_c \approx 4.2 \cdot 10^5 \text{ erg/cms}^\circ\text{C}$  (espresso nel S.I. in  $\text{watt m}^{-1}\text{K}^{-1}$ ); per rocce granitiche  $e \approx 8.5 \cdot 10^{-7} \text{ erg/cm}^3\text{s}$  e  $k_c \approx 3.3 \cdot 10^5 \text{ erg/cms}^\circ\text{C}$ ; questi valori determinano una relazione tra  $L$  e  $\Delta T$ ,

Questi risultati indicano che se il volume  $R$  è riscaldato dalla radioattività, nello stesso momento in cui il calore è sottratto per conduzione, la scala delle lunghezze,  $L$ , deve essere abbastanza grande da permettere che il flusso di calore in uscita sia inferiore al tasso di produzione di calore.

Quindi una regione della Terra, priva di moto e ricca di elementi radioattivi, può generare magma se è sufficientemente ampia da minimizzare la perdita di calore per conduzione.

Il tempo necessario affinché  $R$  si riscaldi dipende dal rapporto tra il tasso di riscaldamento e le perdite di calore per conduzione. Per il mantello peridotitico, il tempo necessario per un innalzamento della  $T$  del 10% è pari a  $10^9$  anni, invece le stesse condizioni vengono raggiunte nella roccia granitica in  $53 \cdot 10^6$  anni.

Il calore prodotto per attrito in un fluido viscoso è dato dal prodotto dello stress di taglio ( $\tau$ ) e la percentuale di deformazione; in un fluido Newtoniano, di viscosità  $\mu$ ,  $e = \mu V_0^2 / L^2$  ( $V_0$  = velocità strato superiore;  $L$  = lunghezza strato).

Dall'equazione (5) che esprime la condizione generale per la produzione di magma,

e sostituendo:

$$e = \mu V_0^2 / L^2$$

si ottiene:

$$H = (\mu V_0^2 / L^2) \cdot L^2 / k_c \Delta T = \mu V_0^2 / k_c \Delta T \gg 1 \quad (6)$$

La quantità  $\mu V_0^2 / k_c \Delta T \gg 1$  è indicata come numero di Brinkman ( $Br$ ) ed è una misura del contributo del riscaldamento per attrito.

In generale, il riscaldamento per attrito nel mantello ha un'importanza limitata eccetto che negli archi di isole e lungo le pareti dei diapiri, in quanto è necessario

che ci sia una grande sorgente di taglio che agisca per un tempo sufficientemente lungo.

Il contributo del processo convettivo per innalzare la temperatura di una regione interna della Terra, dipende dal rapporto tra il calore trasmesso per convezione e quello per conduzione, misurato tramite il numero di Peclet (Marsh, 1984).

Affinché R incrementi la sua temperatura:

$$P_e \equiv \frac{VL}{k} \gg 1 \quad (7)$$

dove  $k$  è la diffusività termica ( $\text{m}^2\text{s}^{-1}$ ).

In un mezzo di modeste dimensioni ( $L = 1 \text{ km}$ ), per annullare le perdite di calore per conduzione, la velocità convettiva deve essere superiore ad alcuni centimetri per anno

Dall'equazione della conservazione dell'energia e delle condizioni dell'interno della terra il processo più probabile per la genesi dei magmi, è il processo di convettivo. Rocce ad elevata temperatura trasportate in zone dove, a causa della decompressione adiabatica, viene superata la temperatura del solidus, produrranno magma; in altri casi si può ipotizzare che un processo convettivo trasporti materiale a temperatura elevata a contatto con materiale freddo che fonde.

In entrambi i casi è necessario che il numero di Peclet  $P_e$  sia molto maggiore di 1,  $P_e \gg 1$ . (Marsh, 1984).

## **2 Processi di estrazione del magma.**

Il magma, generato in profondità, giunge in superficie solo in piccola quantità oppure, non la raggiunge affatto. Il principale mezzo di estrazione è probabilmente il fenomeno del diapirismo oppure il flusso di un fuso compressibile. I vincoli per la determinazione della quantità di fuso che può esser estratta sono la dimensione della regione sorgente e le sue caratteristiche dinamiche. In generale i piccoli

sistemi devono subire una diffusa fusione per la separazione del liquido dal solido, mentre i sistemi di grandi dimensioni possono superare piccole quantità di fuso.

Il diapirismo è un processo di estrazione del magma, generato da un contrasto di densità. Un diapiro può essere definito come un corpo che segue la curva di raffreddamento in modo da giungere a 10 km dalla superficie e conservare ancora una temperatura al di sopra del solidus. Il tasso di risalita è, essenzialmente, determinato dalla dimensione del corpo e dalla viscosità del mezzo circostante, per una risalita abbastanza veloce,  $Pe > 10$ .

Il raffreddamento per conduzione delle rocce incassanti sarà minimo (Marsh, 1984).

Un meccanismo di estrazione di una roccia parzialmente fusa può essere associato ad un processo di "spremitura" del solido, rendendo la roccia più compatta ed a più bassa porosità. Ma tale processo, tuttavia, risulterebbe poco efficiente.

Al di sotto delle dorsali oceaniche il flusso convettivo frattura la zolla in due parti e la separa. La fusione e l'incremento del volume, in seguito a decompressione adiabatica, produce uno sforzo deviatorico che genera fratture nella litosfera, riempite di materiale fuso, che si propagano fino in superficie. Appena si genera una frattura e si propaga, il fuso è drenato come un fluido nei mezzi porosi, a causa della sua espansione, in questo modo può essere separato dal solido senza lasciare vuoti.

In molte rocce la propagazione dei dicchi potrebbe essere rapidamente bloccata a causa dell'elevato tasso di perdita di calore. Questo processo nelle dorsali oceaniche è contrastato dall'elevato calore a livello regionale, mentre, negli archi di isole, i dicchi che si propagano a distanza dal corpo diapirico si arrestano rapidamente (Marsh, 1984).

## **2.1 Flusso di un fuso incompressibile**

Se il modello di estrazione del fuso è basato sul flusso differenziale di solidi e liquidi in un sistema essenzialmente fluidizzato (Sleep, 1974) oppure sul principio

del flusso in mezzi porosi (Walker et al., 1978), i solidi residuali devono deformarsi come mezzi viscosi per annullare i vuoti potenziali lasciati dal fuso. Le parti solide non possono essere compattate, oltre un certo limite, senza essere deformate, e se sono tanto rigide da non deformarsi, il fuso non può essere estratto.

Pertanto, è lecito affermare che il tasso di estrazione del fuso è regolato dal tasso di deformazione dei solidi, quest'ultimo è funzione della viscosità del solido e non del fuso; la deformazione dovrà avvenire in un tempo inferiore a quello necessario per il raffreddamento e la solidificazione dell'intero corpo a temperatura anormalmente elevata.

### **3 Ascesa del magma**

I dati geochimici indicano che il magma può transitare nella litosfera senza subire una modifica completa nella composizione chimica, e quindi non è necessario ipotizzare una zona di fusione, pertanto, il trasporto di magma con la formazione di dicchi o attraverso il processo del diapirismo è considerato attendibile.

Un elemento fondamentale che vincola il processo di risalita del magma è la sua parziale fusione quando giunge in superficie. Qualunque sia il meccanismo di risalita del fluido in superficie, il tempo d'ascesa deve essere inferiore a quello di solidificazione. Il magma, a causa della sua bassa viscosità, può trasportare dal suo interno calore nelle zone marginali con un processo convettivo; pertanto sono le rocce incassanti che controllano il trasferimento del calore magmatico. Da tale processo dipende il grado di raffreddamento di un corpo in ascesa che può essere descritto su basi fenomenologiche senza un'accurata conoscenza della dinamica della risalita. Invece, nella costruzione dei modelli dinamici dell'ascesa del magma sono essenziali i limiti sulla velocità d'ascesa definita dai modelli di raffreddamento.

Il flusso di calore totale,  $Q_T$ , d'un corpo magmatico in risalita, relativo al flusso di calore puramente conduttivo,  $Q_{cd}$ , quando il magma non risale è definito dal numero di Nusselt,  $Nu$ :

$$Nu = \frac{Q_T}{Q_{cd}} \quad (8)$$

Conoscendo il numero di Nusselt,  $Nu$  è possibile ottenere il tempo di risalita del magma. I dati sperimentali hanno mostrato che esso è funzione del numero di Peclet (Marsh, 1984).

Il magma si muove trasferendo calore alle rocce confinanti, al punto che tali rocce scorrono intorno al magma. Affinché ciò avvenga il diapiro deve contenere abbastanza calore per agire sull'intera colonna di rocce dalla sorgente alla superficie con un raggio uguale a quello del corpo magmatico. Un bilancio energetico che include la perdita d'energia potenziale e l'acquisizione del calore latente di cristallizzazione, mostra che un corpo singolo può risalire solo per metà percorso verso la superficie (~50 km) prima di solidificare. Un secondo corpo che migra verso la superficie, entro  $\approx 10^5$  anni dal primo corpo, sarà parzialmente isolato termicamente dal calore dovuto alla precedente risalita e così potrà giungere fino a 20 km dalla superficie (Marsh, 1982)

Una volta che il percorso è tracciato, corpi successivi possono completarlo fino in superficie. Da studi effettuati la velocità di risalita del magma è di circa  $10^{-9} \text{ms}^{-1}$  (Marsh, 1982; Morris, 1980, 1982). Velocità più elevate possono ottenersi solo se il magma è capace di fondere in modo estensivo le rocce confinanti.

La velocità di risalita massima, dipende dalla dimensione ottimale del corpo (Morris, 1980, 1982): corpi di grandi dimensioni devono superare una grande quantità di rocce al tetto; per questo processo è necessario un gradiente di pressione molto grande non realistico; corpi piccoli, non hanno una forza di galleggiamento sufficiente per muoversi molto velocemente.

Tra questi valori estremi vi sono corpi con dimensioni ottimali per risalire: tutti i corpi di dimensioni maggiori o minori solidificano. Quale sia la dimensione ottimale non di eguale definizione. Per determinare il tasso di risalita del diapiro è critica l'informazione sulla reologia delle rocce nell'intervallo di fusione. Inoltre, durante l'intervallo di fusione la viscosità cambia di un fattore  $10^{10}$  e, poiché la forza di

trascinamento è correlata alla viscosità in modo lineare, un diapiro può incrementare la sua velocità di risalita di un fattore pari a diverse potenze di 10. Quindi è importante conoscere la relazione tra viscosità e temperatura durante la fusione (Marsh, 1984).

Sebbene siano ben noti i meccanismi di propagazione delle fratture nei solidi, poco è noto sui vincoli. Gli studi sulla trasmissione del calore suggeriscono che i dicchi possono trasportare magma a distanze significative solo in aree calde a livello regionale. La massima velocità di risalita è limitata a valori inferiori ad alcuni cm per secondo a causa del tasso di trasformazione dell'energia potenziale in energia cinetica (Marsh, 1984).

#### 4 Struttura di un sistema vulcanico

Il sistema vulcanico può suddividersi in 5 parti (fig.1):

1. alimentazione: dove il magma viene generato;
2. serbatoio: dove il magma si accumula;
3. condotto
4. cratere
5. colonna eruttiva

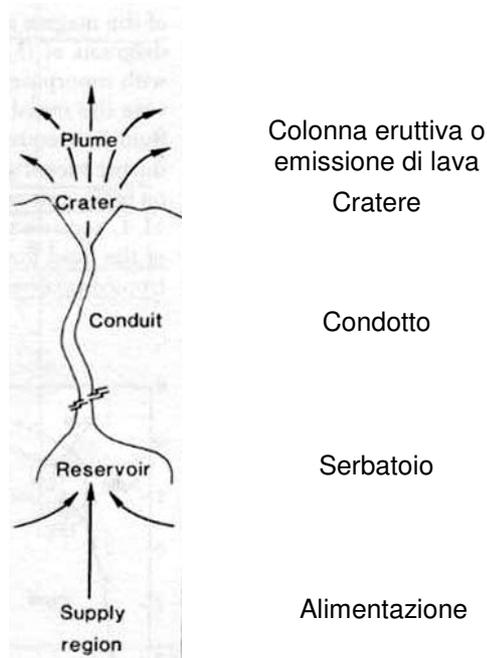


Fig 1 Schema della geometria del sistema vulcanico Kieffer, 1984

Le geometrie del sistema vulcanico possono avere sul meccanismo eruttivo maggiore influenza rispetto alle proprietà termodinamiche del magma e delle condizioni iniziali di pressione.

Per quanto riguarda le proprietà reologiche del magma nel condotto Wilson et al. (1980) identificarono tre zone:

- inferiore: i volatili sono dissolti nel magma;
- media: i volatili essolvono dalla fase liquida;
- superiore: i volatili sono la fase dominante, il magma è un continuo gassoso con frammenti solidi.

Le zone reologiche non coincidono con la suddivisione geometrica del sistema vulcanico. Infatti nelle eruzioni calderiche il processo di frammentazione (zona superiore) avviene in profondità nel condotto o addirittura all'interno del serbatoio, mentre in magmi meno evoluti l'essoluzione del gas compare sulla superficie craterica.

Il fluido magmatico che risale dalla sorgente o dal serbatoio ha una velocità inizialmente bassa perché la variazione di volume associata con la decompressione è piccola in quanto il fluido è compresso. Come giunge a livelli più alti nel sistema vulcanico, il fluido comincia ad espandersi: due differenti processi termodinamici possono verificarsi: 1 trasformazione (boiling) di una fase liquida (bassa entropia) in una miscela di liquidi e gas; 2. trasformazione (condensazione) di una fase gassosa (alta entropia) in vapore e liquido.

La storia termodinamica e le proprietà fluido meccaniche della fase volatile sono alterate dalla presenza dei frammenti piroclastici che sono inglobati. Il trascinarsi dei frammenti incrementa la densità apparente e l'effettivo peso molecolare del fluido in eruzione e queste condizioni possono condizionare l'espansione della fase volatile e il trasferimento del calore..

L'effetto complessivo della massa piroclastica e del trasferimento di calore solido – gas può essere esaminato considerando il mezzo frammenti piroclasti – vapore come pseudo gas. L'equazione di stato di uno pseudo gas – gas si ottiene dalla legge dei gas perfetti nella quale la costante dei gas è  $R_m$  è modificata modellando lo pseudo – gas come un gas di alto peso molecolare modificando il processo di trasferimento del calore.

Nello schema della struttura del vulcano nella regione di alimentazione e di accumulo il moto della massa magmatica è nullo o quasi nullo, mentre questa raggiunge nel condotto una velocità apprezzabile. Pertanto per l'analisi di tale moto si devono definire le condizioni di flusso nel condotto.

Tale flusso è governato dalle leggi di conservazione della massa, della quantità di moto, energia e entropia.

Considerando un flusso unidimensionale e stazionario le equazioni generali del moto sono:

$$\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dz} + \frac{1}{u} \frac{du}{dz} + \frac{1}{A} \frac{dA}{dz} = 0 \quad (\text{massa})$$

$$\rho u \frac{du}{dz} + \frac{dP}{dz} \pm G + \frac{2}{D} f \rho u^2 = 0 \quad (\text{quantità di moto})$$

$$\frac{d}{dz} \left( h + \frac{u^2}{2} + \psi \right) = 0 \quad (\text{energia})$$

$$dS \geq \frac{dQ}{T} \quad (\text{entropia})$$

Dove  $z$  è la coordinata verticale,  $\rho$  è la densità,  $u$  è la velocità,  $A$  è l'area della sezione,  $G$  è la gravità,  $h$  è l'entalpia,  $\psi$  è un potenziale di campo,  $D$  è il diametro del condotto,  $f$  è il fattore di attrito,  $S$  è l'entropia,  $Q$  è il calore aggiunto al sistema.

Integrando l'equazione della conservazione dell'energia si ottiene la ben nota equazione di Bernoulli:

$$h_0 + \frac{u^2}{2} + \psi_0 = h_1 + \frac{u^2}{2} + \psi_1$$

dove 0 e 1 si riferiscono rispettivamente al serbatoio e alle condizioni del flusso nel condotto

L'equazione mostra che la velocità del flusso durante un'eruzione vulcanica deriva dalla conversione dell'entalpia del fluido in energia cinetica.

L'accelerazione del fluido nel moto dal serbatoio alla superficie dipende, dalla differenza di pressione tra il serbatoio e la pressione atmosferica, dalle forze gravitazionali, dall'attrito, e dalle proprietà del fluido. L'accelerazione all'interno del condotto è limitata dalla geometria. Il fluido può accelerare solo fino a quando la velocità di flusso locale è uguale alla velocità del suono locale. Le equazioni di conservazione dimostrano che il fluido non può superare questa velocità finché il condotto non diverge. Nel sistema vulcanico divergenze significative si osservano nella regione prossima del cratere.

## **CAPITOLO SECONDO**

### **LE CALDERE MECCANISMI E STRUTTURE: GENERALITÀ**

#### **1 Introduzione**

Negli ultimi 30 anni sono stati sviluppati numerosi studi atti alla comprensione dell'hazard prodotto da un'eruzione vulcanica. In particolare, sono stati effettuati studi sulla fisica delle colonne eruttive, sull'evoluzione dei flussi di lava e sulla formazione delle rocce piroclastiche.

Contemporaneamente, è stata raccolta una ricca sequenza di dati sulla deformazione degli apparati vulcanici (Pollard et al., 1983; De Natale e Pingue, 1993; Gudmundsson, 2003), sulla distribuzione dei dicchi (Rubin, 1995; Gudmundsson, 2002), sui collassi calderici (Lipman, 1984; Mori e McKee, 1987; Newhall e Dzurisin, 1988; Roche et al., 2000) e cedimenti strutturali (flank failure) (Borgia et al., 1992; van Wyk de Vries e Francis, 1997).

I diversi stili eruttivi sono stati correlati su grande scala alla tettonica globale, mentre le caratteristiche di ogni singolo apparato vulcanico risultano ancora oggetto di dibattito.

Per una corretta interpretazione della dinamica di un vulcano è necessario:

- analizzare quali siano le condizioni di stress favorevoli alla risalita o all'arresto del magma nelle fratture, la formazione di sacche magmatiche e di strutture di alimentazione del vulcanismo. Queste condizioni non sono univocamente note in quanto dipendono dalle proprietà fisiche delle rocce di copertura (overburden), dalla geometria e profondità della sorgente magmatica, e dalla tettonica regionale;
- rilevare la correlazione tra processi geodinamici, formazione magmatica e meccanismi di risalita del magma;

- esaminare la relazione tettonica locale, storia eruttiva, deformazioni superficiali;
- definire le condizioni strutturali ed il campo di stress favorevole al collasso calderico.

La formazione di caldere associate ad eruzioni esplosive pliniane ed ultrapliniane sono state oggetto di studio da diversi anni (Williams, 1941; Smith, 1960; McBirney, 1990)

Le caldere sono ampie depressioni sub – circolari, il cui diametro è molto maggiore del diametro del vent dei vulcani centrali (Williams e McBirney, 1979). Le diverse morfologie e strutture delle caldere sono condizionate dall'evoluzione del sistema magmatico superficiale e dai meccanismi eruttivi. I processi chimico – fisici che interessano il magma e le rocce di copertura prima di un'eruzione che potrebbe dare origine ad una caldera, sono di una complessità estrema perché possa valutarsi con anticipo significativo. Un modello concettuale estremamente semplice prevede che le eruzioni siano associate ad eventi tettonici regionali, accumulo di masse magmatiche superficiali, deformazione dell'overburden, emissioni in superficie secondo meccanismi governati dall'evoluzione dei gas nella soluzione magmatica, sovrappressione dei volatili. Le eruzioni con elevati indici di esplosività generano collassi calderici. In letteratura sono noti diversi modelli sui collassi calderici: subsidenza di un pistone (plate) delimitato da ring fault; caotic subsidence; collasso tipo funnel-shape della zona centrale dell'area collassata. Gudmundsson (1988) definì i vincoli strutturali e le geometrie di un collasso calderico; quali faglie normali con immersione verso il centro dell'area collassata a forma circolare o ellittica a bassa eccentricità. Inoltre, l'attività post – calderica è caratterizzata da vulcanismo intra – calderico, risorgenza del fondo calderico, attività idrotermale diffusa generata dal calore del corpo magmatico localizzato a piccole profondità. La risorgenza del fondo calderico, legato all'aumento della pressione magmatica, può evolversi con la formazione di uno o più duomi intracalderici (Lipman 1984)

Lo sviluppo di grandi caldere (diametro >10km) (Marsh, 1984) è generalmente caratterizzato da un processo tumescenza al quale segue l'eruzione con la formazione della caldera, risorgenza del fondo calderico e di attività eruttive lungo

fratture ad anello generate nella fase di tumescenza. Con lo studio del meccanismo di risorgenza si possono ottenere informazioni sulla profondità, sulla geometria, sui parametri meccanici del serbatoio magmatico superficiale e sul comportamento delle rocce di copertura (Marsh, 1984). Smith e Bailey (1968) fornirono delle linee guida sulle fasi e sui tempi di sviluppo della risorgenza calderica: 1) tumescenza regionale e generazione di fratture ad anello,  $<4 \cdot 10^5$  anni; 2) eruzione e inizio di formazione della caldera,  $<10$  anni; 3) formazione della caldera,  $<10$  anni; 4) vulcanismo della fase pre-risorgenza e processi di sedimentazione,  $<10^5$  anni; 5) risorgenza e formazione di duomi,  $<10^5$  anni; 6) vulcanismo generato lungo le fratture ad anello.

Gli autori suggerirono cinque possibili cause della risorgenza magmatica e della formazione di duomi: 1) incremento del volume di magma causato dall'apporto di nuovo materiale o dalla sua vescicolazione; 2) "rimbalzo" idrostatico del magma; 3) detumescenza regionale; 4) convezione e vescicolazione magmatica; 5) incremento della pressione interna del serbatoio magmatico.

Per spiegare l'interazione tra il serbatoio magmatico superficiale e l'overburden è necessario considerare la risposta reologica delle rocce di copertura. Il magma è un mezzo viscoso, mentre la parte più superficiale della litosfera è generalmente considerato mezzo elastico (Turcotte e Schubert, 1982). Se le rocce confinanti il magma fossero a comportamento elastico, la deformazione prodotta dal cambiamento di volume della sorgente magmatica sarebbe pressoché istantanea. Il tempo caratteristico per la tumescenza e la detumescenza di una crosta visco – elastica sarebbe dell'ordine dei  $10^3 - 10^5$  anni (Marsh, 1984)

Il "rimbalzo" idrostatico può produrre il fenomeno di risorgenza in quanto il magma, altamente viscoso risponde lentamente all'improvviso svuotamento causato dall'eruzione durante la formazione della caldera, asportando più magma di quello necessario per la conservazione dell'equilibrio idrostatico, lasciando un gradiente di pressione nella parte superiore del corpo. Il flusso di magma che bilancia questo deficit è del tutto analogo al "rimbalzo" osservato dopo una glaciazione continentale. Se considerassimo, ora, un cilindro di raggio (a) uguale a quella del cauldron stesso, e assumessimo che il blocco galleggi al di sopra di questa

colonna per un'altezza totale (L). Rispetto al mezzo esterno, a causa dell'eccessivo svuotamento, la pressione sarà inferiore a  $\bar{\delta}p$  ovunque nella colonna. Dopo l'eruzione il carico sulla sorgente magmatica sarà minore in quanto il magma eruttato sarà in parte sostituito da materiale meno denso ricaduto nella depressione prodotta dall'eruzione. Il gradiente di pressione  $\delta p/L$ , dove L è lo spessore della copertura, provoca il "rimbalzo" del magma fintanto che l'equilibrio idrostatico non sarà raggiunto. Così  $\delta p/L \sim \Delta\rho gw/L$ , dove  $\Delta\rho$  è la differenza di densità tra il riempimento calderico e l'atmosfera sovrastante, g è la gravità e w è la risorgenza necessaria per ristabilire l'equilibrio. Al centro di questa colonna il magma di viscosità  $\mu$  fluirà ad un tasso che può essere approssimato a quello di un flusso in un tubo verticale che solleverà o arcuerà le rocce di copertura. Il tempo di risorgenza è direttamente proporzionale alla viscosità del magma ( $\mu$ ) e allo spessore della copertura (L), ed inversamente proporzionale alla sezione del corpo risorgente ( $a^2$ ) al contrasto di densità tra magma e rocce di copertura ( $\Delta\rho$ ) ed alla accelerazione di gravità (g). La risorgenza sarà completa al 95% al tempo:

$$t = \frac{12\mu L}{a^2 \Delta\rho g} \quad (1)$$

I risultati ottenuti dal modello non soddisfano i dati osservati; in quanto il "rimbalzo" magmatico è un processo troppo rapido per essere efficace come modello di risorgenza.

Con la formazione della caldera, la crosta precedentemente deformata recupera la sua deformazione con la subsidenza agendo a tetto del corpo magmatico. Il risultato è la ripresa dell'attività vulcanica nella caldera con l'attivazione del processo di risorgenza. I parametri critici coinvolti nel processo di detumescenza sono definiti analizzando il tempo di rilassamento della tumescenza.

Utilizzando un modello a due strati con diversi valori della viscosità la perturbazione decade esponenzialmente con il tempo e più lentamente al crescere della viscosità di entrambi gli strati. In buona sostanza, il modello indica che per la

detumescenza occorrono da  $10^3$  a  $10^5$  anni, con un modello di crosta con viscosità dell'ordine di  $10^{17} - 10^{23}$  Pas.

La detumescenza, produrrà una compressione sulla sorgente magmatica a questa si associa la pressione magmatica dovuta alla vescicolazione latente. Tali azioni possono essere sufficienti per la risorgenza della caldera. Tuttavia i tempi per la realizzazione di tale processo risulta di circa  $10^5$  anni e gli sforzi necessari raggiungono valori di 1,3 kbar (1,3 GPa). Valori troppo elevati rispetto ai valori osservati, pertanto il modello non appare utilizzabile per interpretare la risorgenza.

Consideriamo ora l'effetto della pressione esercitata dal magma alla base del blocco calderico, causata dai moti convettivi del magma, dalla vescicolazione o dall'apporto di nuovo magma.

A queste condizioni il tempo di sollevamento per un blocco elastico è costante. Per un mezzo puramente viscoso ( $10^{22}$  Pas) di spessore  $h=2$ km e diametro  $b = 15$  km sovrastante un magma con viscosità  $10^7$  Pas, il tempo di sollevamento è di circa  $10^4$  anni, se la viscosità del blocco è  $10^{22}$  Pas.

Il gradiente di temperatura instauratosi tra le rocce confinanti e il corpo magmatico, causa una differenza di densità tra i livelli più profondi e quelli superficiali determinando il processo convettivo. Il tasso di convezione è stabilito come il bilanciamento tra le forze di galleggiamento, indotto dalla differenza di densità, e la resistenza viscosa. La pressione  $\Delta P$  associata a questo flusso causa il sollevamento del blocco calderico ribassato:  $\Delta P = \Delta \rho g d$

Dove  $\Delta \rho$  = variazione di densità

$d$  = lo spessore

$g$  = accelerazione di gravità

Un corpo magmatico profondo, è una soluzione silicatica inizialmente sottosaturo di gas, ma nella risalita verso la superficie tende a saturarsi a causa della diminuzione del carico sovrastante. Raggiunto il livello di saturazione, i gas essolvono causando la vescicolazione ed un complessivo aumento di volume del corpo magmatico. Questo processo è causato, oltre che dalla riduzione della pressione, anche dall'aumento della concentrazione dell'acqua nel fuso dovuta

alla cristallizzazione. Se il magma è sufficientemente confinato non potrà espandersi e si osserverà un aumento di pressione, la cui magnitudo può essere determinata attraverso la determinazione della frazione di acqua nel fuso.

## 2 Strutture calderiche: relazione tra le dimensioni della caldera e la geometria del serbatoio magmatico.

Generalmente il diametro della caldera è funzione del volume dell'associato ash – flow. Vari tipi di subsidenza sono stati identificati nel corso degli anni (Williams, 1941; Scandone 1990; Branny e Kokelaar, 1994; Smith e Bailey, 1968; Aramaki,1984; Walker, 1984) e interpretati da Lipman (1997) come importanti o dominanti: subsidenza caotica o frammentata; subsidenza del pistone, subsidenza coerente del fondo calderico circondato da fratture ad anello; funnel – shape nell'area limitata al vent; abbassamento dell'area centrale circondato da faglie piccole o assenti.

### 2.1 Geometria delle caldere: elementi strutturali

In figura 1 (Lipman, 1997) è riportato uno schema esemplificativo di caldera dove sono illustrati i principali elementi strutturali e morfologici. Sono riconoscibili: topographic rim (bordo topografico); Inner topographic wall (parete interna); Ring fault di delimitazione (se presenti), fondo strutturale della caldera, riempimento intra-calderico, e camera magmatica sottostante o plutone solidificato (Lipman, 1997)

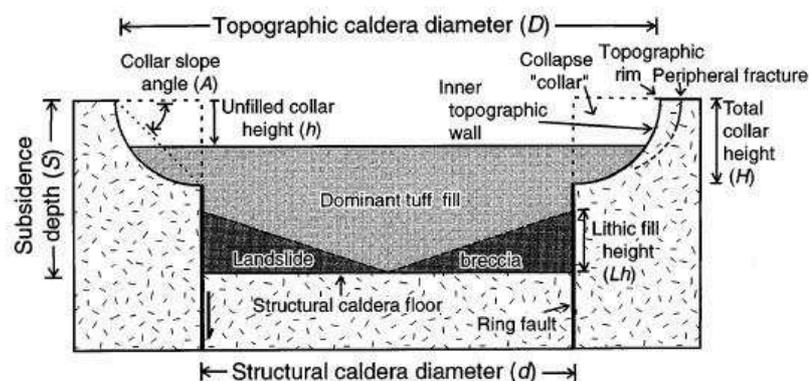


Fig. 1 Modello semplificato della plate (piston) subsidence caldera, sono mostrati i rapporti geometrici degli elementi strutturali. Le fratture ad anello sono arbitrariamente mostrate con immersione verticale. La presenza di una camera magmatica subcalderica, tutte le strutture risorgenti, e le strutture vulcaniche post – collasso sono omessi (Lipman, 1997).

### *Topographic rim*

Il bordo topografico (topographic rim, in fig.1 ) è la scarpata che delimita l'area in subsidenza di una caldera, al di là di questa si trovano i pendii esterni in gran parte indisturbati dall'attività vulcanica. Il bordo racchiude sia l'area in subsidenza che l'area della scarpata retrocessa a causa dei crolli. Per le caldere giovani, il bordo topografico definisce solo l'area soggetta a subsidenza, anche se le fratture periferiche in alcune caldere accompagnano un ulteriore ribassamento verso l'area principale di subsidenza.

### *Inner topographic wall*

La parete topografica interna (Inner topographic wall, in fig.1) è tipicamente più ripida nella sua parte superiore, ma tende ad avere un profilo concavo nella parte inferiore. Le pendenze che non sono modificate dalla scarpata di faglia della subsidenza, invece, si sviluppano in risposta a frane e crolli durante e dopo il collasso della caldera. Alla base della parete della caldera, i depositi intra – calderici sono messi in posto direttamente a contatto con le faglie che delimitano la caldera.

### *Collapse collar*

Il “collapse collar” è il volume di roccia compreso tra il bordo topografico e il limite strutturale della caldera (fig 1). Mediamente i pendii delle pareti interne sono abbastanza dolci,  $25^\circ$  è l'angolo tipico d'inclinazione, e  $45^\circ$  è probabilmente il limite superiore. Lungo la parte inferiore il collapse collar immerge più dolcemente  $10-15^\circ$ , queste sono le uniche parti conservate in molte caldere erose, dove la parete interna è rappresentata dall'unconformity tra le rocce pre - caldera e i prodotti post – caldera.

Questo permette l'esposizione, delle rocce pre – calderiche anche a notevole distanza dal bordo interno. Queste relazioni geometriche hanno portato ad ipotizzare una geometria ad imbuto per alcune grandi caldere (Aramaki 1984).

### *Bounding fault*

Le ring fault sono osservate in alcune caldere erose. La loro presenza, invece, in alcune caldere poco erose può essere dedotta dalla distribuzione dei vent post – collasso, dalla risorgenza simmetrica delle rocce di riempimento calderico, e dalla distribuzione dei vent eruttivi di formazione della caldera lungo segmenti arcuati del margine della caldera. La geometria delle ring fault in alcune caldere erose, è molto più complessa ai livelli più profondi. Le ring fault immergono nella parte superficiale della struttura verso l'interno della caldera, a maggiori profondità immergono quasi verticalmente e in prossimità del serbatoio magmatico mostrano una immersione verso l'esterno della caldera. In fig 1 le ring fault sono rappresentate verticali.

### *Intracaldera fill*

I prodotti di ash – flow intervallati alle brecce derivanti dai crolli delle pareti interne costituiscono il riempimento intra – calderico, si depositano con una potenza di diverse migliaia di metri di spessore all'interno dell'area in subsidenza e sono la chiave per l'interpretazione dei processi calderici (Lipman 1976). Questi depositi, in caldere pre – oloceniche sono parzialmente o totalmente ricoperti da prodotti recenti eruttati da bocche post collasso, da detriti sedimentari derivanti dall'azione erosiva, da depositi provenienti da altri centri vulcanici.

### *Caldera floor*

Il fondo strutturale della caldera è rappresentato dalla superficie che ha subito il processo di subsidenza (fig 1).

## 2.2 Caldere – processi di subsidenza

Lipman (1997) definì modelli geometrici di subsidenza calderica in relazione alla profondità e alla geometria del tetto della camera magmatica sottostante (fig 2). In natura sono osservate molte strutture intermedie.

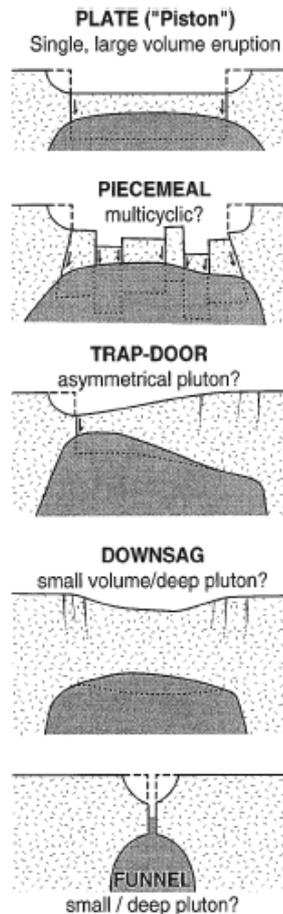


Fig.2 Modellazione di geometrie di subsidenza in relazione alla profondità e alla geometria del tetto della camera magmatica sottostante. Le linee tratteggiate indicano la profondità post - subsidenza dei blocchi ribassati del fondo calderico. (Lipman, 1997).

### *Plate subsidence*

Per "plate subsidence" si intende un processo di abbassamento uniforme del fondo calderico che può essere assunto come un pistone, circondato da ring fault (Valles type, Smith e Baley, 1968). Al valles – type caldera, la subsidenza era seguita dalla risalita di un duomo, ma questa risorgenza aveva interessato solo su una parte della caldera (fig. 2).

### *Piecemeal disruption*

Piccoli e frammentati dislocamenti sono comuni sul fondo di una caldera in subsidenza. In alcune caldere strutture di piecemeal fracturing del fondo calderico su grande scala, associate a faglie arcuate o rettilinee, sono stati interpretati come processi determinanti per il fenomeno di subsidenza (Branney e Kokelaar, 1994). Tali caratteristiche possono attribuirsi all'interazione del collasso calderico con le strutture vulcaniche che le hanno precedute o da intricate fratturazioni del fondo calderico durante l'eruzione. Geometricamente il complesso di fratture è coerente con fenomeni ripetutisi più volte e collassi sovrapposti causano incrementi della subsidenza in successive eruzioni.

### *Trapdoor subsidence*

La "trapdoor subsidence", delimitata parzialmente da ring fault e da segmenti che fungono da cerniera, costituisce un incompleto o incipiente collasso della piastra; in buona sostanza, è un processo intermedio tra "plate subsidence" e "downdrop subsidence". Tale processo può essere correlato a piccole eruzioni, a un serbatoio magmatico asimmetrico, o all'influenza della tettonica regionale.

### *Downdrop subsidence*

I processi che determinano fenomeni di "downdrop subsidence", unitamente alla subsidenza lungo le ring fault, sono fenomeni comuni nella formazione di caldere. In generale si rilevano:

- a) leggera flessione e fratturazione delle strutture superficiali nella fase iniziale della subsidenza e formazione delle faglie circostanti;
- b) subsidenza contenuta lungo le ring fault, a causa della formazione di una caldera "cernierata" o della formazione di una trapdoor
- c) un lieve abbassamento del fondo calderico delimitato dalle ring fault;

- d) tendenza alla verticalizzazione delle pareti della caldera da tilt e fratture indotte gravitazionalmente, seguite da crolli e frane.

### *Caotic subsidence*

La subsidenza caotica, è associata ad un'intensa distruzione come testimoniato dalle brecce rilevate sul fondo calderico. In tal caso la depressione calderica è riempita da materiale a bassa densità rilevato da anomalie negative di gravità.

### *Funnel calderas*

Una struttura calderica ad imbuto può risultare da incipienti subsidenze di tipo downsag e piecemeal o più comunemente da subsidenze ricorrenti prodotte dal succedersi delle eruzioni. Questa geometria è comunemente assunta in piccole caldere (diametro <2 – 4 km). Tali caldere sono associate ad eventi eruttivi esplosivi da un vent centrale, circondata da serbatoi magmatici piccoli.

## **2.3 Condizione di formazione e strutture delle caldere: esempi**

La forma delle caldere vulcaniche è dovuta al collasso del tetto del serbatoio magmatico sottostante. Diversi studi teorici e sperimentali hanno postulato che le caldere sono delimitate da reverse ring fault e sono circondate alla periferia da normal fault. In uno scenario teorico, una camera magmatica circolare produrrà una caldera circolare (Holohan et al., 2005), ma molte caldere, presentano una forma ellittica. Molti fattori possono spiegare la formazione di caldere ellittiche:

- 1) presenza di un serbatoio magmatico a simmetria non centrale; ad esempio, un'intrusione con direzione preferenziale lungo una frattura;
- 2) il succedersi di collassi calderici può produrre una depressione ellittica;
- 3) subsidenza asimmetrica;
- 4) morfologia pre – collasso del campo di deformazione regionale in seguito alla formazione della caldera;
- 5) distorsione della struttura calderica secondo il campo regionale.

Holohan et al. (2005), studiarono, utilizzando un modello analogico, le differenti geometrie calderiche.

Dagli esperimenti si evince che serbatoi magmatici a geometria sferica possono generare caldere ellittiche se sottoposte a un campo di stress biassiale. In particolare, nell'esperimento il campione mostra un allungamento nella direzione dello stress compressivo minimo.

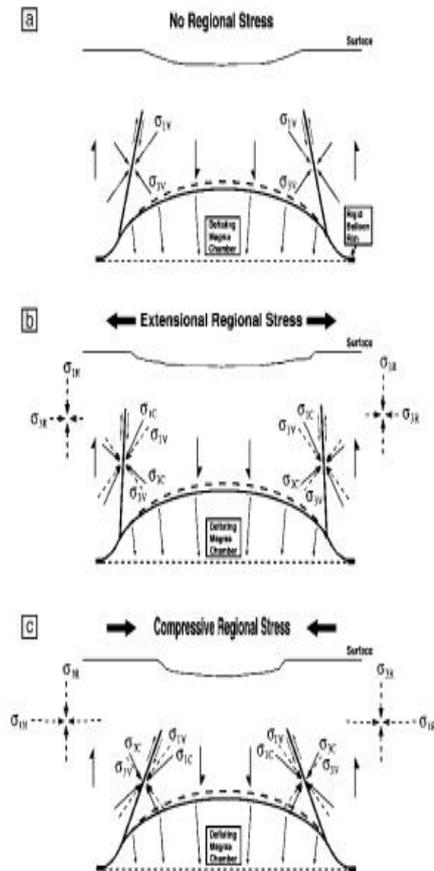


Fig 3 Rappresentazione 2D della distorsione delle faglie: a) deflazione della camera senza stress tettonico; b) deflazione della camera sottoposto ad uno stress tettonico distensivo; c) deflazione della camera sottoposto a stress tettonico compressivo (Holohan et al., 2005)

Alcune caldere in un regime tettonico trassensionale, non sono allungate parallelamente al minimo stress compressivo regionale, bensì al minimo stress compressivo locale derivante da un secondo ordine di movimenti tettonici. Ad esempio, il Somma Vesuvio, dove le prime strutture collassano seguendo un trend ESE – WNW rispetto all'asse dello stress compressivo minimo della circostante

piana campana (NNE – SSW) (Bianco et al., 1998; Cioni 1999). In questo caso, l'estensione regionale è accomodata da due set di faglie normali intersecate perpendicolarmente e oblique. La direzione di taglio su queste faglie è opposto (coniugato), che genera una zona di estensione localizzata ESE – WNW intorno al complesso Somma Vesuvio. L'influenza delle faglie regionali preesistenti possono incidere sulla geometria della caldera, definendo i confini della camera magmatica sottostante, che può quindi esercitare il controllo sulla geometria della caldera o determinando zone di debolezza che possono essere sedi ring fault. Un esempio, è la caldera dei Campi Flegrei, accomodata dallo sviluppo di extensional / strike slip fault. La caldera dei Campi Flegrei mostra una slogatura (splay – out) delle faglie calderiche in direzione delle faglie regionali con risultante subsidenza del graben vulcano tettonico nella periferia (fig. 4).

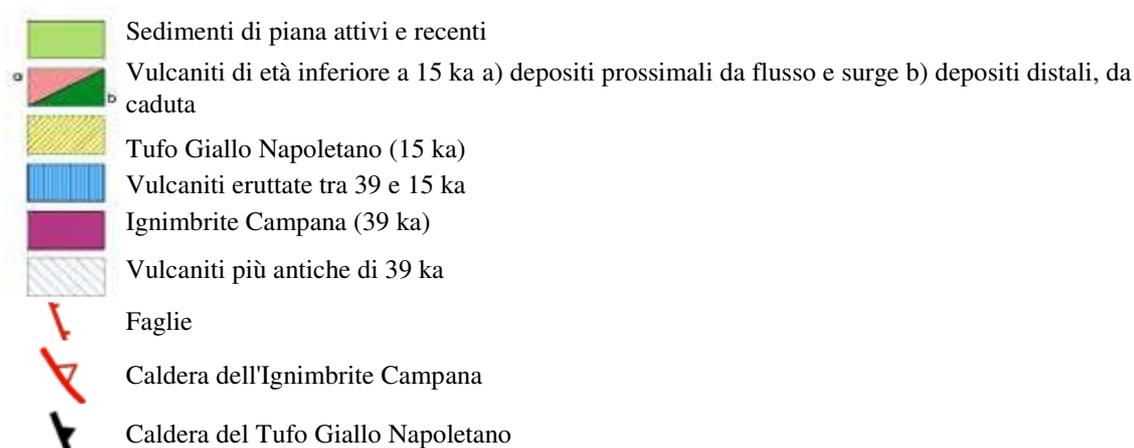
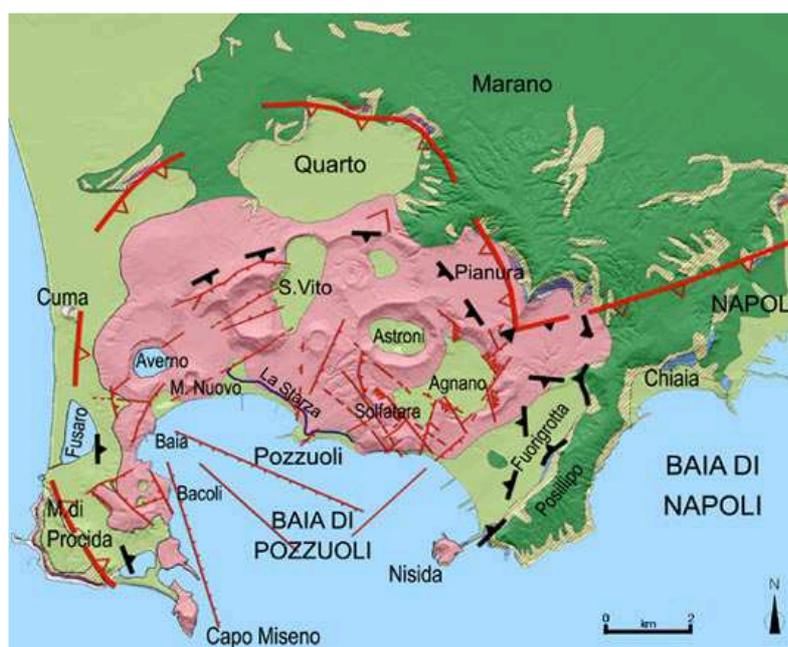


Fig 4. carta geologico – strutturale schematica dei Campi Flegrei (Osservatorio Vesuviano)

Spinks et al (2005) studiarono la relazione tra le strutture regionali e il vulcanismo, in particolare focalizzarono l'attenzione sul controllo strutturale nell'evoluzione delle caldere nella Taupo Volcanic Zone (TVZ) nel North Island della Nuova Zelanda. Acocella et al (2003) suggerirono la presenza di cinque sezioni del Taupo Volcanic Zone con differente angolo  $\beta$  di dextral shear: maggiore è il valore di tale angolo maggiore è la componente destra dello shear; se  $\beta=0^\circ$  i segmenti sono sottoposti a pura distensione. Sottolinearono la relazione esistente tra il valore dell'angolo  $\beta$  ed i volumi eruttivi: i segmenti che mostrano una componente estensionale maggiore (i.e.  $\beta\sim 0^\circ$ ) sono associate con volumi eruttivi maggiori; mentre, segmenti con maggior dextral shear (i.e.  $\beta>0^\circ$ ) sono associate con minori volumi eruttivi. In generale, i segmenti associati ad alti valori dell'angolo  $\beta$  sono associati a stratovulcani, mentre, i segmenti con valori molto inferiori dell'angolo  $\beta$  sono associati con caldere indicando che queste sono legate alle condizioni di estensione o tensione (fig 5)

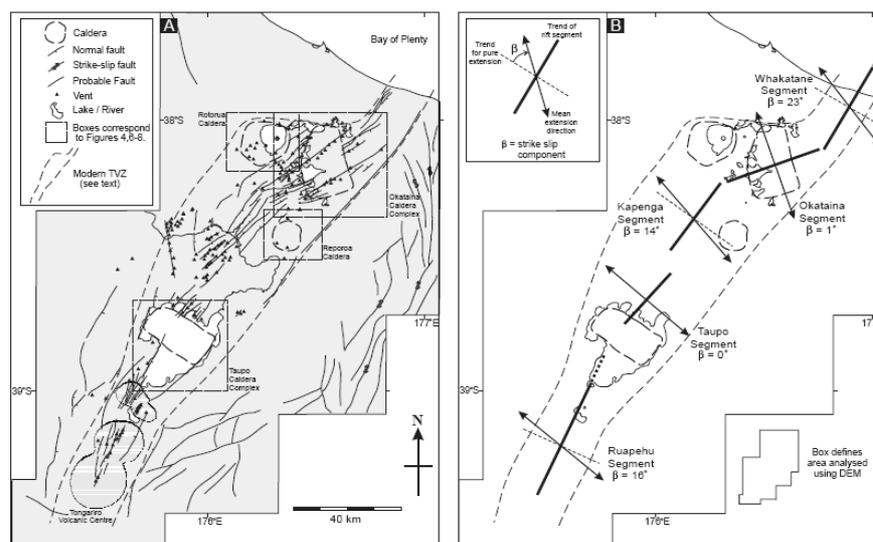


Fig. 5 (A) Strutture regionali del TVZ, si osservano 4 caldere moderne e la loro relazione con le strutture del rift (B) Segmenti del rift del TVZ, è mostrata la direzione d'estensione e il dextral shear ( $\beta$ ) in ogni elemento. (Holohan et al., 2005)

Quindi i risultati mostrano una correlazione tra l'estensione e il volume di magma emesso. Ai segmenti con un più alto grado d'estensione corrispondono ad una più alta attività riolitica (Taupo e Okataine caldera complex), mentre con maggior componente trastensionionale corrispondono attività volumetricamente più

moderate di stratovulcano andesitici. Le caldere mostrano caratteristiche differenti condizionate dal rift attivo. Taupo e Okataina sono caldere multiple nell'intra – rift con margini rettilinei, ai quali si sovrappongono faglie più giovani associate a vulcanismo caratterizzato da grandi eruzioni multiple. Le caldere nell'extra – rift (Rotorua, Reporoa), sono strutture da collasso monogenico sub – circolari associate ed eruzioni ignimbriche e vulcanismo post collasso.

Quindi si può sintetizzare per la Taupo Volcanic Zone che:

- 1) lungo la zona assiale del rift, il magma è eruttato in funzione del tasso di estensione;
- 2) il vulcanismo si è manifestato con differenti strutture calderiche dipendenti dalla loro prossimità alla zona assiale del rift.

Le analisi derivanti dal modello analogico costruito da Girard e van Wyk de Vries (2005) sul Managua Graben in Las Sierras Masaya Vulcano in Nicaragua, mostrano una buona associazione tra il bacino di pull apart nella zona strike slip e la grande caldera vulcanica.

Il complesso è formato da Las Serras, uno scudo basaltico – ignimbrico che circonda un complesso sistema di caldere di cui la Masaya caldera è la più recente. I modelli hanno consentito di interpretare la formazione del bacino di pull apart del Managua Graben con un corpo intrusivo duttile in trastensione, in quanto gli esperimenti svolti in assenza di intrusione non portano alla formazione del bacino di pull apart. Inoltre, il magma risulta responsabile: 1) della localizzazione del bacino di pull apart; 2) dell'apertura del Managua Graben, dato che è localizzato nella struttura regionale della depressione nicaraguaiana caratterizzata da deformazioni strike – slip. L'intrusione associata con il grande complesso vulcanico può iniziare la formazione del bacino di pull apart lungo tale strike slip zone.

# CAPITOLO TERZO

## L'AREA FLEGREA

### 1 Processi geodinamici

I Campi Flegrei sono un complesso vulcanico che si estende dalla città di Napoli fino alla zona immediatamente ad ovest di questa. L'assetto geodinamico dell'area flegrea è inquadrata nell'ambito della genesi e dell'evoluzione del bacino tirrenico. Nel corso degli anni numerosi studi e modelli sono stati sviluppati per interpretare la complessa struttura e dinamica dell'area.

Con l'affermazione della teoria della Tettonica a Zolle che negli anni '70 fu introdotta per interpretare la dinamica del bacino tirrenico e dell'arco calabro, ipotizzando per l'Italia meridionale un processo di subduzione dallo Ionio al Tirreno analogamente a quanto prospettato per gli archi del Pacifico (Caputo et al., 1970; Morelli, 1970; Barberi et al., 1973) data la presenza in questa zona di terremoti intermedi e profondi, del vulcanismo calcocalino delle Isole Eolie, dell'assottigliamento della crosta del Tirreno, dell'alto flusso di calore nel bacino e delle anomalie magnetiche e del Bouguer coerenti con un processo di subduzione. Tuttavia la complessità del processo in atto nell'Italia meridionale, testimoniata dalle ridotte dimensioni dell'arco calabro, dalla giovane età del vulcanismo eoliano, dalla coesistenza in regioni molto prossime di un vulcanismo di aree in distensione, quale quello etneo, e di un vulcanismo da ambiente compressivo quale quello eoliano, ha fatto supporre che il solo meccanismo di subduzione della zona africana al disotto di quella europea fosse insufficiente.

Alla fine degli anni 70 sulla base della geometria e delle dimensioni dell'arco calabro si evidenziò che la struttura in subduzione nel bacino del Tirreno fosse il residuo di un arco di dimensioni (circa 2000 km) simili a quelle riscontrabili nel Pacifico e che coinvolgeva l'Appennino e le Magrebidi (Luongo, 1979). Successivamente, Gasparini et al. (1982) sulla base di studi sismotettonici,

realizzati in Italia meridionale, definirono il limite dell'arco tra l'area napoletana e la Sicilia e fornirono la geometria di una placca con un'immersione costante fino ad una profondità di circa 500 km ed una diminuzione dell'angolo di immersione nella parte terminale dello slab.

Gaudiosi et al (1984), dallo studio del campo di deformazioni dell'Italia meridionale, introdussero un modello di bending per l'arco calabro, secondo cui la subduzione della zolla avverrebbe con un processo passivo senza alcuna efficace interazione con lo strato litosferico sovrastante. Secondo questo modello le strutture presenti e la dinamica dell'arco sarebbero causate dalla deformazione di una piastra elastica in shear – bending sottoposto allo stress prodotto dalla collisione Africa – Europa. Il campo di stress risultante agente nell'area sarebbe il risultato della sovrapposizione di due campi di stress: uno associato all'apertura del Tirreno (stress a simmetria radiale) e l'altro alla convergenza Africa – Europa (N - S).

Locardi (1986) introdusse la risalita del mantello quale causa della formazione del bacino tirrenico. Nello stesso anno Finetti e Del Ben (1986) avvalendosi di dati della sismica a riflessione, sismicità, di dati gravimetrici e magnetici, proposero un modello di apertura del Tirreno, generato sempre da un sollevamento mantellico ma suddiviso in due fasi che hanno determinato l'oceanizzazione della crosta e la formazione dei bacini Magnaghi – Vavilov e Marsili – Palinuro caratterizzati da vulcanismo tholeitico. Questo processo è seguito alla subduzione della zolla africana al di sotto di quella europea in direzione ESE – WNW. Il primo bacino (Magnaghi – Vavilov), dalla datazione dei sedimenti, risulta avere un'età di 5 - 5.5 Ma B.P., il secondo (Marsili – Palinuro), ha un'età tra 1.8 – 2 Ma B.P.

Anderson e Jackson (1987), riesaminando la sismicità profonda del Tirreno, ridefinirono, la geometria della placca subdotta. La distribuzione degli ipocentri delimita una zona sismicamente attiva immergente a NW, con un'ampiezza di circa 200 km, uno spessore di 50 km ed una profondità di 500 km. La placca subdotta mostra una concavità rivolta verso l'alto ad una profondità di 300 km; la sismicità è concentrata tra circa 250 – 300 km, dove l'inclinazione della placca varia da 70°, per la parte superiore, a 45°, per la parte più profonda. L'assenza di un'intensa attività sismica superficiale, soprattutto associata a faglie inverse, fa

supporre che il processo di subduzione sia terminato e che la sismicità rilevata non sia attribuibile alla convergenza Africa – Eurasia ma alla distensione in atto nel bacino tirrenico.

Nel 1990, Boccaletti et al. associarono la formazione del Tirreno alla collisione Europa - Africa, che avrebbe generato un campo di stress di intraplacca con taglio orizzontale, rigonfiamento astenosferico ed un graduale collasso crostale, mentre per Mantovani et al., l'apertura dello stesso bacino è associata alla rotazione in senso antiorario della placca adriatica, avvenuta nel Plio – Quaternario, e risultante dalla convergenza Africa – Eurasia.

Nel 1988, Luongo et al. elaborano un modello che spiegherebbe la complessa dinamica del Tirreno Meridionale caratterizzata dalla convivenza, in aree piuttosto ristrette, di vulcanismo tholeitico (bacini Magnaghi – Vavilov e Marsili – Palinuro), calcocalcino (Isole Eolie) ed alcalino (Etna e margine continentale tirrenico) e dall'alternanza di aree in compressione ed in distensione.

Il modello non esclude la presenza di uno slab in subduzione associato alla convergenza Africa – Europa; considera il campo di deformazione osservato come la risultante di due campi di sforzi:

- apertura del bacino tirrenico associata ad un plume in risalita;
- spreading del Tirreno e bending dell'arco Appennino – Magrebidi;

La convergenza Europa - Africa, con la subduzione della placca Adria al di sotto dell'Iberia, inizia a partire dall'Eocene e porta alla realizzazione della catena Appenninica – Magrebidi, generata dallo scollamento della crosta superiore del margine continentale africano e dal ripiegamento in falde sullo stesso margine (Luongo, 1988).

Nel Tirreno meridionale i dati sismici provano l'esistenza di una massa litosferica, immersa nell'astenosfera, fino ad una profondità di circa 500 km; d'altro canto, i parametri focali indicano un ruolo passivo dello slab in subduzione nella dinamica della zona. L'apertura del Tirreno, iniziata circa 10 Ma B.P., si associa alla risalita di un plume astenosferico ed è marcata da due fasi e da due zone di spreading: i bacini Magnaghi – Vavilov e Marsili – Palinuro .

La risalita nel mantello di masse ad alta temperatura, con densità e viscosità relativamente basse, crea, nella parte sommitale dello stesso mantello, un flusso orizzontale che esercita sforzi sulla parte inferiore della litosfera (Luongo, 1988). La velocità del flusso radiale nell'astenosfera (fig 1) è nulla lungo la perpendicolare che passa per il centro della massa in risalita; aumenta radialmente, raggiungendo un valore massimo ad una distanza pari alle dimensioni radiali della massa anomala ( $R_0$ ); infine, decresce tendendo asintoticamente a zero.

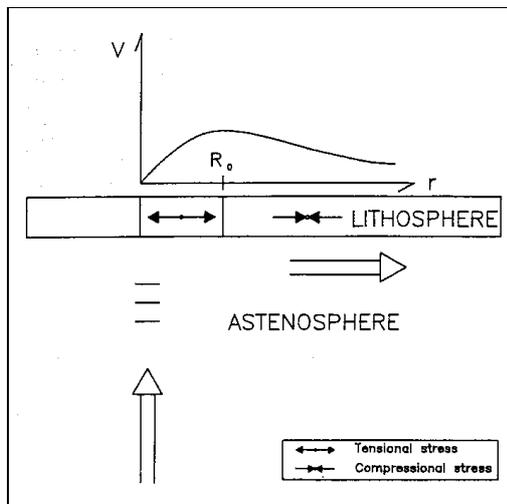


Fig 1 – Velocità di flusso radiale ( $V$ ) di una massa astenosferica termicamente anomala in funzione della distanza dal centro di sollevamento ( $r$ ) (Luongo et al., 1991).

La forza esercitata dalla massa in risalita sulla litosfera sovrastante è proporzionale alla velocità relativa litosfera – astenosfera.

Il campo di sforzi che si genera è costituito da: uno sforzo radiale ( $\sigma_r$ ), che è funzione della derivata della velocità del flusso rispetto alla distanza dal centro della massa in risalita, risulta tensile per distanze inferiori ad  $R_0$  e compressivo per distanze superiori ad  $R_0$ ; uno sforzo tangenziale ( $\sigma_t$ ), proporzionale al rapporto tra la velocità del flusso e la distanza dal centro del plume ( $V_F / d$ ), sempre tensile; uno sforzo di taglio ( $\tau$ ), dato dalla differenza tra lo sforzo totale ( $\sigma_r + \sigma_t$ ) e quello radiale ( $\sigma_r$ ), che è nullo al centro del plume, cresce con la distanza fino ad  $R_0$  e poi decresce per distanze superiori (Luongo, 1988).

La risalita di materiale più caldo dal mantello crea un flusso orizzontale dell'astenosfera, generando una cella convettiva e formando a distanza dal plume un ramo discendente, associato alla cella adiacente (fig. 2). Il ramo caldo, in

risalita, sottopone a sforzi orizzontali la litosfera sovrastante, trasportandola come un rullo, poi si raffredda e migra verso il basso.

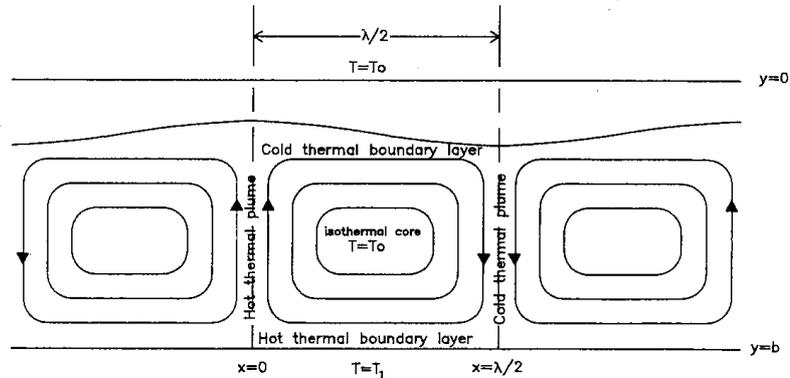


Fig. 2 – Rappresentazione bidimensionale di celle convettive in uno strato fluido riscaldato dal basso (Luongo et al., 1991).

Per l'Italia meridionale ed il Tirreno, la risalita del plume caldo potrebbe essere localizzata lungo la zona che si estende dal Vavilov al Marsili, mentre il ramo freddo è localizzabile in corrispondenza del fronte della catena e del bacino di avanfossa (Luongo et al., 1991). Questi ambienti geodinamici sono scelti sia in funzione dei valori di flusso di calore, alti nella zona Vavilov – Marsili (3 - 4 HFU) e bassi nel bacino di avanfossa (< 1HFU), che delle anomalie gravimetriche, positive nel Tirreno e negative nella fossa (fig. 3).

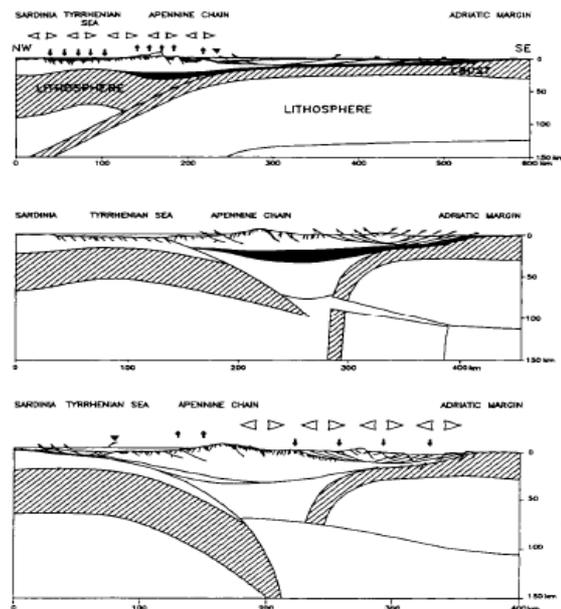


Fig 3 – Ipotesi di evoluzione dell'Appennino Meridionale e del bacino tirrenico (Luongo et al., 1991).

Il processo descritto, apertura del Tirreno, flusso orizzontale dell'astenosfera e discesa del ramo freddo, si è presentato dopo il processo di subduzione e, molto probabilmente, ne ha modificato la geometria. A causa del flusso astenosfera – litosfera, che avviene dal Tirreno verso l'Apulia, la placca subdotta in precedenza, Africa – Europa, tende a disporsi verticalmente; poiché la nuova dinamica è più attiva, lo slab antico si interrompe innescando un'inversione del processo di subduzione (fig. 3). È possibile che la formazione dell'Appennino sia relativa a flussi convergenti di celle convettive adiacenti e che il fronte distensivo segua sempre quello compressivo; infatti, l'apertura del Tirreno inizia quando l'orogenesi appenninica ha già avuto luogo (Luongo et al., 1991).

Come già accennato, il campo di deformazione, attualmente osservato, è considerato come risultante di due campi di sforzi, una sorgente in espansione nel Tirreno e l'altro dalla curvatura dell'arco (bending) causata dalla compressione Africa – Europa. Quest'ultima ha prodotto sforzi orizzontali, con direzione prevalente NS, che hanno agito sulla penisola italiana generando un processo di bending.

Ora considerando la penisola come una barra, il campo di sforzi provocherà una curvatura della barra producendo fratture e faglie, si possono considerare due casi:

- 1) la barra non è vincolata e gli sforzi normali agiscono alle sue estremità, essa si curva, creando una deformazione tensile nella parte convessa e compressiva in quella concava, accompagnata da fratture trasversali all'asse longitudinale;
- 2) la barra è vincolata ad un'estremità; si generano anche sforzi di taglio, principalmente localizzati nel punto di vincolo, e si producono fratture trasversali e longitudinali.

Nell'Italia meridionale, la sovrapposizione del campo di sforzi associato al bending con quello generato dall'apertura del Tirreno fa sì che la parte dell'arco con maggiore curvatura migri verso SE, mentre gli estremi dell'arco tendono ad avvicinarsi.

Questo modello è suffragato dal vulcanismo compressivo delle isole eolie, nella parte concava della curvatura dell'arco, dal vulcanismo distensivo dell'Etna nella parte convessa dell'arco e da strutture a graben in Calabria e Sicilia (fig. 4)

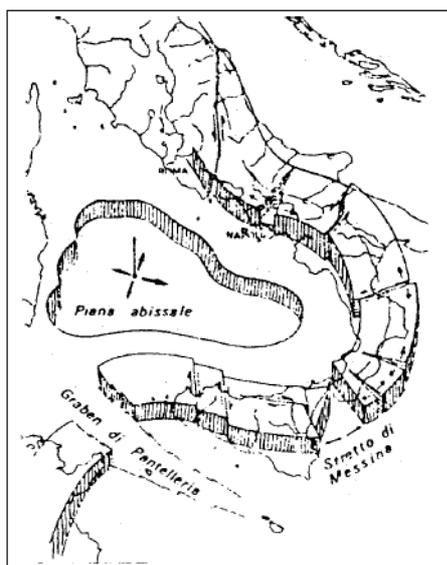


Fig. 4 – Rappresentazione del processo di espansione del Tirreno e di bending della Penisola (Luongo, 1988).

## 2 L'area flegrea

L'intera Piana Campana e i contrafforti limitrofi sono stati interessati dall'attività dei centri vulcanici dell'area napoletana. Eruzioni di stile e magnitudo diversi hanno costruito apparati, determinato sprofondamenti vulcano-tettonici e sepolto il territorio sotto consistenti spessori di prodotti vulcanici. Tra le eruzioni con elevato indice di esplosività (VEI) si ricordano: l'Ignimbrite del Tufo Verde ad Ischia (~55 ka) (Vezzoli, 1988), l'Ignimbrite Campana (età 39 mila anni, volume eruttato 300/500 km<sup>3</sup>; De Vivo et al., 2001; Fedele et al., 2008; Ort et al., 1999; Rosi et al., 1999) e il Tufo Giallo Napoletano (età 15 mila anni; volume eruttato 50 km<sup>3</sup>; Scarpati et al., 1993; Wohletz et al., 1995, Pappalardo et al. 1999; Deino et al., 2004).

I Campi Flegrei sono, quindi, una complessa struttura vulcanica caratterizzata da due caldere e da numerosi centri monogenici, e sono stati sede di numerose eruzioni con elevato grado di esplosività (Pappalardo et al., 1999; Rosi Sbrana, 1987), l'ultimo evento, avvenuto in epoca storica è quello di Monte Nuovo (1538 AD). Allo stato attuale i Campi Flegrei sono in una fase di quiescenza, caratterizzata da attività fumarolica e idrotermale; sono, altresì, ricorrenti eventi sismici ed attività bradisismica. Le ultime crisi bradisismiche sono state registrate

nei bienni 1969 – 1972 e 1982 – 1984, ed hanno causato un sollevamento complessivo di circa 3.5 m nella città di Pozzuoli (Casertano et al., 1977; Corrado et al., 1977; Barberi et al., 1984, 1991; Orsi et al., 1999). Attualmente il fenomeno ha mostrato un'inversione di tendenza facendo registrare un prevalente abbassamento del suolo, intervallato da piccoli e brevi sollevamenti (Luongo et al., 1991).

Le due caldere annidate, che caratterizzano la struttura dei Campi Flegrei, sono associate agli eventi di maggiore energia nella storia eruttiva dell'area. Il bordo calderico più esterno è attribuito all'eruzione dell'Ignimbrite Campana (Rosi and Sbrana 1987; Barberi et al. 1991; Orsi et al. 1996; Perrotta et al. 2006), il bordo più interno è, associato all'eruzione del Tufo Giallo Napoletano (TGN) (Scarpati et al. 1993). L'attività dei Campi Flegrei è stata suddivisa in fasi utilizzando i prodotti delle eruzioni dell'Ignimbrite Campana e del Tufo Giallo Napoletano come marker. L'attività pre - ignimbritica dei Campi Flegrei è stata investigata da molti autori (De Lorenzo 1904, Rittmann 1950, Scherillo and Franco 1960, Di Girolamo et al. 1984; Rosi – Sbrana, 1987). Rittmann (1950), ritenne che il campo vulcanico dei Campi Flegrei fosse il risultato del collasso di un antico strato vulcano, denominato "Archiflegreo", in gran parte sommerso in seguito al collasso calderico generato dall'eruzione dell'Ignimbrite Campana. I resti di questo vulcano non sono mai stati riconosciuti e, al contrario, i dati derivanti da evidenze geologiche mostrano che l'attività pre – calderica fu dominata da numerosi centri monogenici (Rosi – Sbrana, 1987; Perrotta & Scarpati, 1994; Orsi et al, 1996).

Cole et al (1994), suggerirono, per l'attività pre-ignimbritica, l'esistenza di un antico campo vulcanico più grande degli odierni Campi Flegrei, che inglobava l'area urbana della città di Napoli. La più antica sequenza vulcanica affiorante nell'area napoletana è composta da depositi piroclastici e lave separate da paleosuoli; a questa seguono i prodotti associati all'Ignimbrite Campana, che rappresenta la più grande eruzione esplosiva dell'area mediterranea negli ultimi 40 ka, i cui prodotti da corrente piroclastica hanno ricoperto l'intera Piana Campana, mentre quelli da caduta sono stati rilevati nel Mediterraneo orientale e in Russia. La caldera dell'Ignimbrite Campana comprende la zona dei Campi Flegrei propriamente detti e la città di Napoli, con un diametro di circa 12 km. La

delimitazione dei limiti strutturali della caldera è tutt'oggi oggetto del dibattito scientifico.

Rosi e Sbrana (1987) tracciarono l'orlo a mare della caldera esterna e ne modificano il limite orientale: identificarono il Piperno – Breccia Museo come la facies prossimale dell'Ignimbrite Campana e la sua assenza all'interno della città di Napoli permise agli autori di tracciare il limite orientale della caldera ad Ovest di Napoli (area di Montesanto).

Orsi et al. (1996) ampliarono il limite orientale della caldera, inglobando in esso tutta la città di Napoli, e spostarono più a Sud il bordo a mare della caldera. Gli autori tracciarono, inoltre, l'orlo occidentale della caldera dell'Ignimbrite Campana attraverso i due alti morfologici di M. di Procida e Cuma; la parte settentrionale dell'orlo topografico è esposto a M. S. Severino e lungo le scarpate ad arco che bordano le Piane di Quarto e di Pianura, mentre, l'orlo orientale segue l'allineamento Camaldoli – Poggioreale. La suddetta parte orientale corrisponderebbe alla transizione tra l'area vesuviana occidentale stabile e la parte orientale, in abbassamento, della città di Napoli (Orsi et al., 1996).

L'ultima modifica, in ordine temporale, riguarda il lato orientale della caldera esterna (Perrotta et al., 2006, fig. 5). L'orlo in questione viene spostato 2 km a Sud rispetto al limite precedente (Orsi et al., 1996), ben dentro la città di Napoli: esso borda l'alto topografico Vomero - S. Martino e risale verso la collina di Capodimonte. La modifica dell'orlo avviene in seguito all'analisi di tre perforazioni profonde (D'Erasmus,

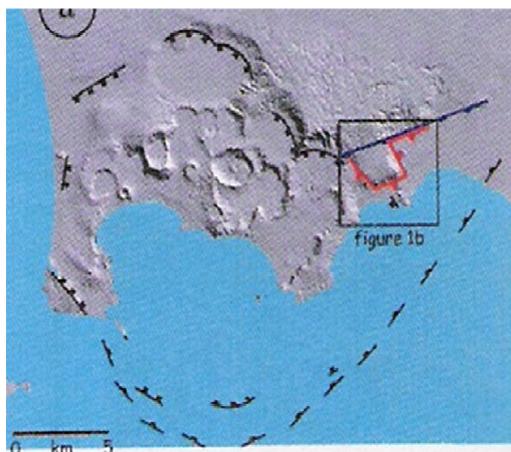


Fig. 5 Traccia del limite orientale della caldera dell'IC all'interno della città di Napoli (Perrotta et al., 2006).

1931; Società dell'Acquedotto di Napoli) localizzate nelle aree Fontanelle (sondaggio I) e Chiaia (sondaggio II e III), ed all'individuazione, all'interno della città di Napoli, dei depositi prossimali dell'Ignimbrite Campana, la Breccia Museo ed il Piperno. La successione Piperno – Breccia Museo trovata a Napoli è la

stessa di quella affiorante lungo l'orlo calderico esterno suggerendo che quest'ultimo attraverserebbe la città partenopea (Perrotta et al., 2006; fig.5).

Il collasso associato all'eruzione del Tufo Giallo Napoletano (TGN), invece, interessa un'area di minore estensione (diametro ~10 km) localizzata ad occidente della città di Napoli. Anche per l'individuazione dei limiti della caldera interna, associata all'eruzione del Tufo Giallo Napoletano, ci sono interpretazioni differenti. Sebbene il collasso calderico sia ben supportato dalla sedimentologia e dalle caratteristiche chimiche del tufo, solo il lato di NE dell'orlo calderico ha un'espressione morfologica a terra (Orsi et al., 1996).

Quest'ultimo è strutturalmente complesso: la Piana di Fuorigrotta è separata dalla Piana di Soccavo da una scarpata con trend ENE – WSW, che a sua volta è separata dalla Piana di Pianura dal prolungamento occidentale dell'allineamento Camaldoli – Poggioreale. La Piana di Fuorigrotta è delimitata dalla scarpata della collina di Posillipo e la Piana di Pianura da quella della collina di S. Martino, interpretate come l'evoluzione morfologica delle faglie calderiche marginali. A Nord, l'orlo segue l'allineamento Montagna Spaccata – Pisani; ad Ovest, l'allineamento NS del bordo calderico è suggerito dall'allineamento dei vent Averno – Capo Miseno, associabile ad un sistema di faglie regionali (Orsi et al., 1996). La parte meridionale del limite calderico è sommersa e borda la Baia di Pozzuoli. Quest'ultima si sarebbe formata durante il collasso calderico associato all'eruzione del TGN, come dedotto dall'età del Banco di Pentapalummo (37 – 18/14 ka) e dalla sua subsidenza a Nord (Orsi et al., 1996). Altri autori tracciano l'orlo della caldera interna solo nella porzione a terra, evitando la delimitazione di un bordo meridionale della cui esistenza non esistono prove concrete (Fedele et al., 2008; fig. 6).

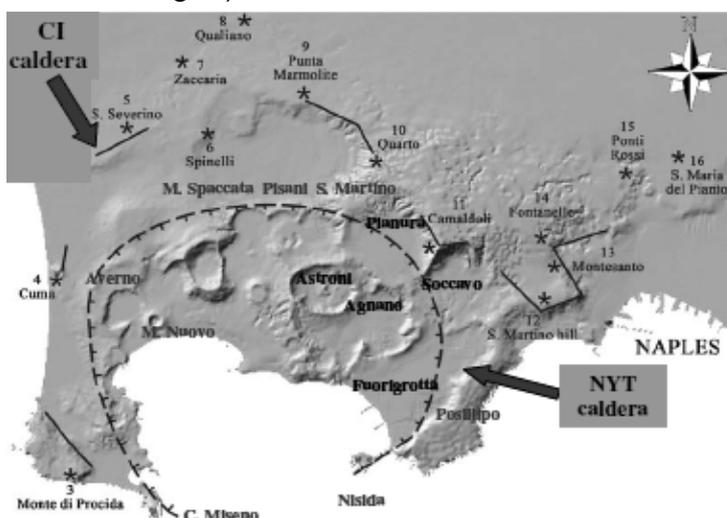


Fig. 6 Rappresentazione dei limiti a terra della caldera del TGN (Fedele et al., 2008).

Il vulcanismo dell'area napoletana è associato ad un plume in risalita, al bending (tumescenza) della placca litosferica alla fratturazione della stessa, al recupero della deformazione della placca (detumescenza) dopo grandi eventi eruttivi (Luongo et al., 1991). Diversi dati geologici e geofisici avvalorano questa ipotesi:

- Moho più superficiale nell'area napoletana, rilevata da studi di sismica crostale condotti nella zona vulcanica campana (Ferrucci et al, 1986, 1989);
- vulcanismo dell'area datato circa 2 Ma localizzato sul graben della Piana Campana, formatosi nel Plio - Quaternario da un processo di deformazione crostale causato dalla risalita del mantello.

L'area flegrea sarebbe al centro di una giunzione tripla con i rami secondo le direzioni Campi Flegrei – Piana del Volturno; Campi Flegrei – Vesuvio; Campi flegrei – Ischia. Tali rami della giunzione sono disposti a circa  $120^\circ$  l'uno dall'altro. Per il vulcanismo campano è stato utilizzato “il teorema cinematico” della fratturazione, con lo scopo di determinare, tra i diversi meccanismi di fratturazione, quello che richiede il lavoro minimo (Luongo et al., 1991).

Applicando tale teorema, ad una placca circolare elasto – plastica, soggetta ad un carico verticale e con i bordi vincolati, risulta che la fratturazione è osservata inizialmente al centro della piastra, e può svilupparsi dal centro verso il bordo o viceversa; successivamente, si formano altre due fratture, come conseguenza della tensione orizzontale indotta dal bending nella parte superiore della piastra (fig 7).

La propagazione di queste è legata all'andamento di quella iniziale:

- se la prima frattura si propaga dall'orlo verso il centro, le altre due iniziano a svilupparsi solo quando essa ha raggiunto il centro;
- se la prima frattura parte dal centro, le altre due si estendono simultaneamente

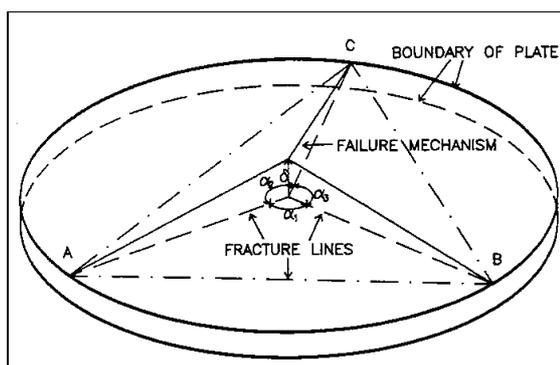


Fig. 7 – Rappresentazione in tre dimensioni del meccanismo di fratturazione di una placca circolare (Luongo et al., 1991).

In entrambi i casi, se la placca è omogenea ed isotropa, la funzione per minimizzare è la stessa ed è data da:

$$f(\alpha_1, \alpha_2) = \frac{\tan(\alpha_1/2) + \tan(\alpha_2/2) + \tan(\pi - \alpha_1/2 - \alpha_2/2)}{\sin \alpha_1 + \sin \alpha_2 + \sin(2\pi - \alpha_1 - \alpha_2)}$$

in cui  $\alpha_1$  ed  $\alpha_2$  sono gli angoli tra le linee di frattura e  $\alpha_3 = 2\pi - \alpha_1 - \alpha_2$ . Il minimo di questa funzione è 2 ed è determinato da  $\alpha_1 = \alpha_2 = 2.09$  radianti e, quindi, per  $\alpha_3 = 120^\circ$ . Dal modello si deduce che la formazione di tre fratture, separate da un angolo di  $120^\circ$  rappresenta l'evoluzione più probabile di una crosta soggetta ad un carico verticale: il calcolo è stato eseguito considerando la crosta come una placca omogenea ed isotropa, ma l'angolo tra le fratture non dovrebbe differire di molto anche nel caso, più realistico, di una crosta eterogenea. Secondo gli autori, se l'orlo della piastra è vincolato in modo unilaterale la formazione di un sistema di frattura a tre rami che attraversano il centro della placca è sufficiente affinché si verifichi la rottura (fig.8a); se l'orlo è vincolato da limiti bilaterali è necessario lo sviluppo di altre tre fratture per arrivare alla rottura (fig. 8b). Queste linee di frattura potrebbero non affiorare perché la zona di trazione è localizzata nella parte sepolta della piastra (Luongo et al., 1991). Per l'area napoletana, considerando il raggio della placca  $R = 50$  km, lo yield stress  $\alpha_1 = 1000$  bar (100 MPa) e lo spessore della placca  $h = 15$  km, la pressione verticale necessaria per la rottura della crosta risulta essere  $P = 500 / 1000$  bar.

In conclusione, si può dire che la Piana Campana ed il vulcanismo sviluppatosi in essa hanno un'origine ed un'evoluzione associata ad un processo di deformazione a scala più ampia, collegato ad un campo di stress associato all'apertura del bacino tirrenico (Luongo et al., 1991) ed alla risalita di masse magmatiche.

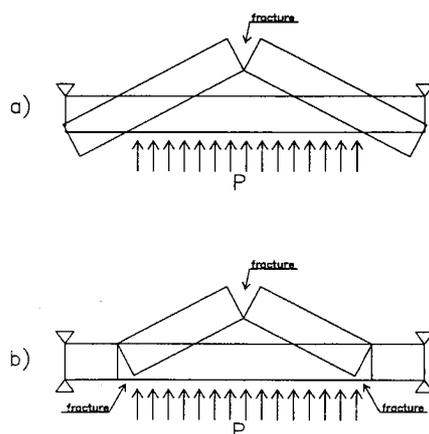


Fig .8 – Meccanismi di frattura per una piastra vincolata in modo unilaterale (a) e bilaterale (b) (Luongo et al., 1991).

## 2.1 Studi geofisici

Negli anni 70 fu effettuata un'indagine di sismica a riflessione nei Golfi di Napoli e Pozzuoli e l'area circostante l'isola d'Ischia. L'area esplorata con questa campagna (fig 9) mostra una risposta sismica estremamente varia e può essere sismicamente suddivisa in quattro aree:

1. Area del Golfo di Napoli;
2. Area Flegreo – Ischitana;
3. Area a N di Ischia – Procida;
4. Area a S di Capri – Penisola Sorrentina (Bacino di Salerno).

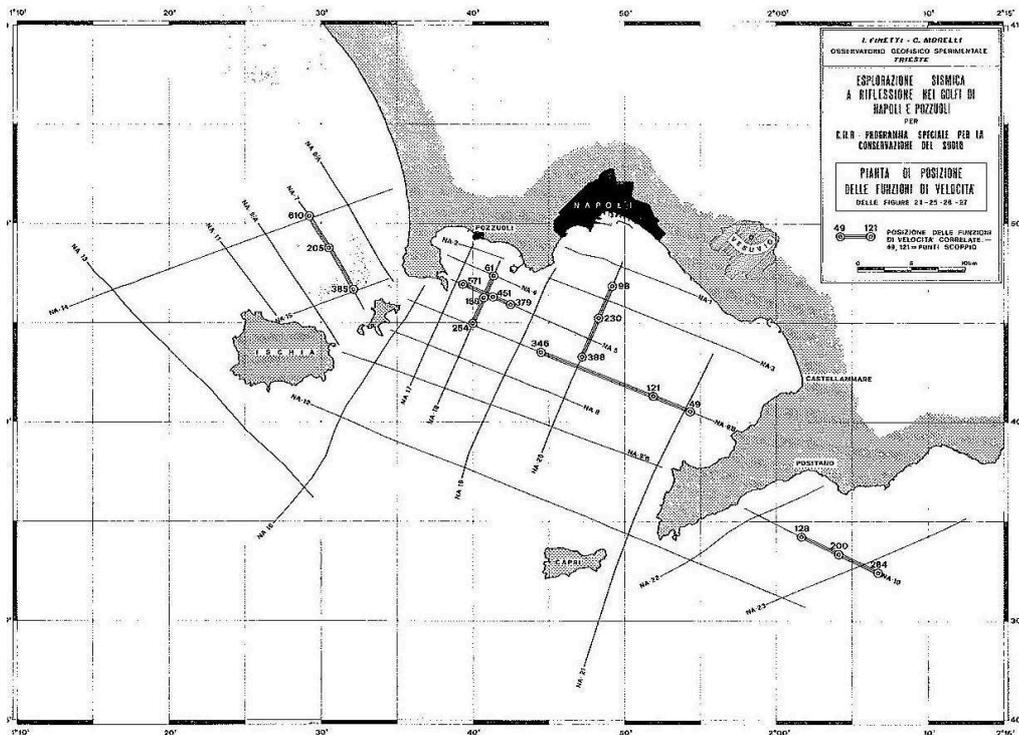


Fig 9 Golfo di Napoli – linee sismiche digitali (Finetti e Morelli, 1974)

Sulla base dei caratteri delle riflessioni, delle funzioni di velocità, della geologia di superficie e dei sondaggi, furono identificati quattro orizzonti riflettenti limitanti altrettanti intervalli geologici:

Le considerazioni sull'attività vulcanica dell'area si limitano all'esame dell'area marina del Golfo di Napoli e del Sistema Flegreo – Ischitano (fig 10).

Il Golfo di Napoli mostra la presenza di due faglie di direzione flegreo – ischitana (NE – SW) non compaiono fratture apprezzabili di direzione appenninica e non sono mostrate grosse evidenze di attività vulcanica, se non per leggere manifestazioni lungo la frattura che si prolunga verso NE e si collega con la frattura presente nella zona vesuviana occidentale.

L'attività vulcanica è assente, o quasi, nel Golfo di Napoli, dove si ha una struttura monoclinale, interrotta nella sua parte settentrionale da due faglie di direzione NE – SW e prolungatesi dentro l'apparato vesuviano;

L'area che comprende il Golfo di Pozzuoli, Procida, Ischia, e la regione ad W di Ischia è, invece, luogo di numerose manifestazioni magmatiche.

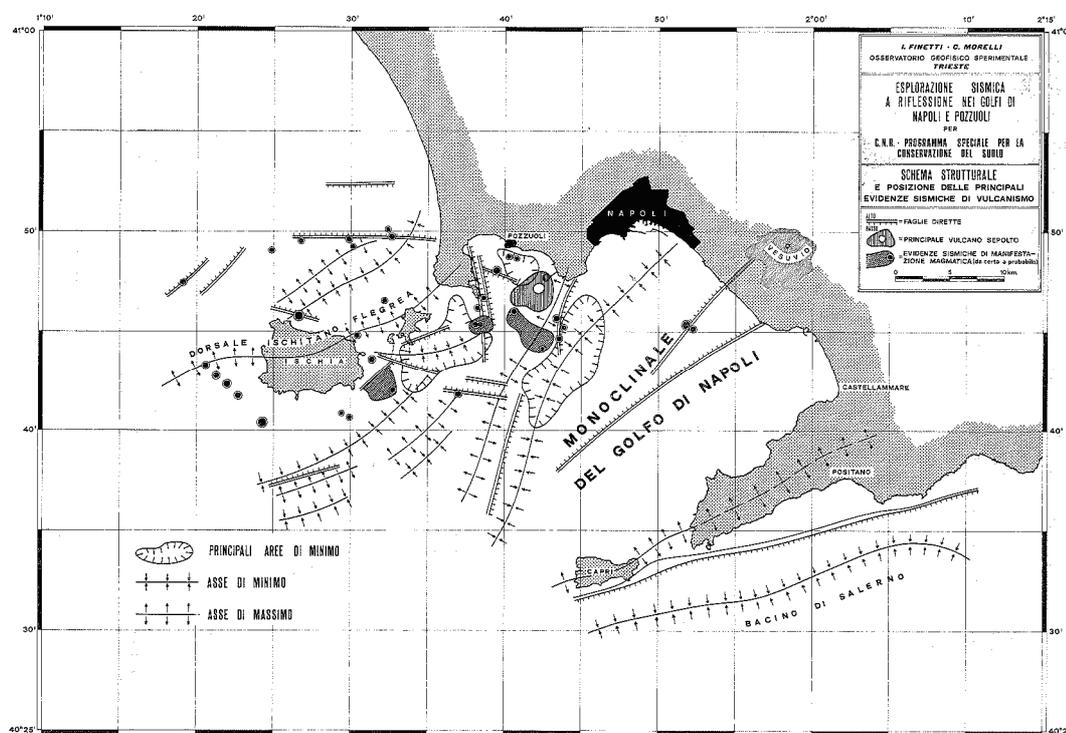


Fig 10 Schema strutturale indicante i principali assi positivi e negativi, e le più importanti fratture ed evidenze di vulcanismo (Finetti, 1974)

Al fine di investigare la struttura calderica dei Campi Flegrei, nel 2001 fu effettuato un profilo 3 D di sismica attiva, fino ad una profondità di 5 km, nella baia di Pozzuoli (Progetto Serapis). In figura 11 è rappresentata una mappa dei punti stazione

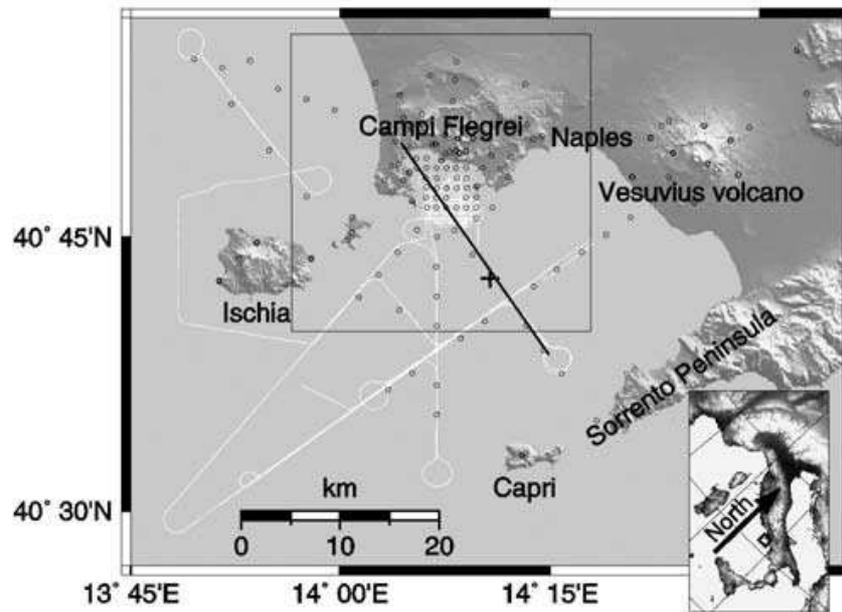


Fig. 11 Mappa dell'area investigata durante il progetto SERAPIS (Zollo 2003)

Le tomografie dell'area in esame (fig 12) mostrano la presenza di una anomalia di velocità delle onde P ( $V_p = 3.5\text{--}4.0\text{ km/s}$ ), ad una profondità di circa 800 e 200 m, attribuita dagli autori al bordo calderico, secondo un andamento arcuato, con un diametro di 8 – 12 km, ed una potenza di 1 – 2 km, costituito da alternanze di lave solidificate, tufi e rocce termo metamorfosate (Zollo 2003)

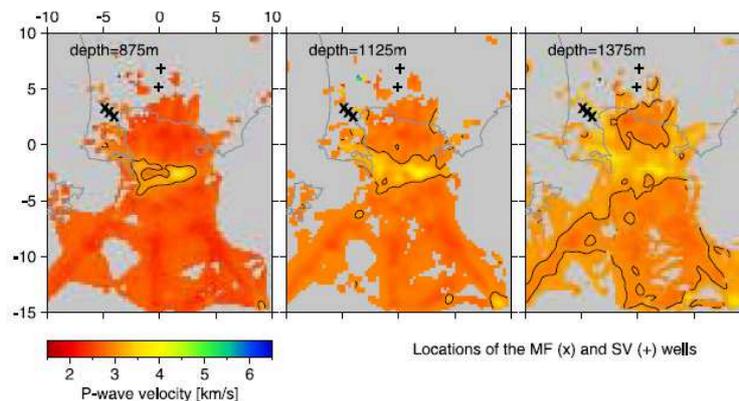


Fig. 12 Immagini tomografiche della caldera flegrea a diverse profondità (a, b, c); (Zollo et al., 2003).

Dalla combinazione dei dati acquisiti durante l'esperimento Serapis (2001) con quelli derivanti dall'esperimento Tomoves (1997), Judenherc e Zollo (2004) presentano una tomografia sismica delle Baie di Napoli e di Pozzuoli. Nel modello il basamento carbonatico Mesozoico è individuato dalle velocità superiori ai 5 – 5.5 km/s.

Le sezioni delle Vp (fig .13) mostrano una struttura a comportamento omogeneo rispetto ai valori delle velocità delle onde P a profondità superiori a 5 km. I dati non rivelano strutture del bordo calderico, mentre si osserva, in corrispondenza della caldera flegrea, l'approfondimento di tali superfici che può essere associato all'innalzamento delle isoterme in corrispondenza della caldera (effetto termico su Vp). È da rilevare che i profili esaminati si sviluppano con direzione NW – SE, parallela alla penisola e parallela alle strutture tensili del bacino tirrenico che rappresentano le strutture tettoniche di maggiore rilevanza per il vulcanismo napoletano.

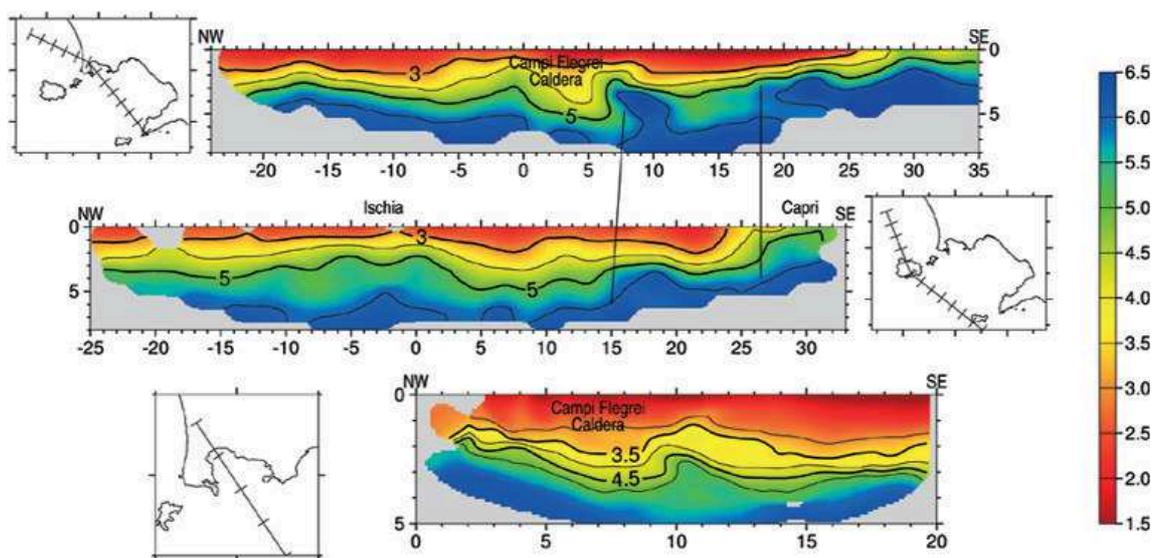


Fig. 13 Rappresentazione nel piano del modello di velocità delle onde P (Judenherc – Zollo, 2004).

Dati recenti derivano, invece, dall'elaborazione di linee sismiche realizzate durante il progetto CARG. Sono stati acquisiti, nel Golfo di Pozzuoli, dati di sismica a riflessione monocanale acquisiti durante una campagna oceanografica. Tra le diverse linee sismiche quella interessante ai fini dell'individuazione dei bordi calderici è la linea 74, fig 13) orientata NS nel Golfo di Pozzuoli, con una

lunghezza di 5000 m. Dall'interpretazione (fig. 14) della linea 74 si ottengono quattro unità sismiche (U1, U2, U3 ed U4) che corrisponderebbero, geologicamente, a sabbie e silt (U1), a piroclastiti stratificate, molto compatte (U2) o compatte (U3), ed a piroclastiti alterate (U4). L'unità U4, suddivisa in U4A e U4B in funzione del livello di stratificazione, è stata associata al Tufo Giallo Napoletano (TGN). La linea sismica terminando al di fuori del Golfo di Pozzuoli, dovrebbe attraversare almeno il bordo della caldera del TGN, collocato da diversi autori al limite del suddetto golfo (Orsi et al., 1996), o addirittura i bordi di entrambe le caldere se si considerano valide le conclusioni di alcuni autori (Zollo, 2004) che fanno coincidere i bordi meridionali delle due caldere e li localizzano sempre al limite della Baia di Pozzuoli, ma osservando sia la sezione non interpretata che quella dotata di interpretazione non si ritrovano strutture associabili a nessun bordo calderico.

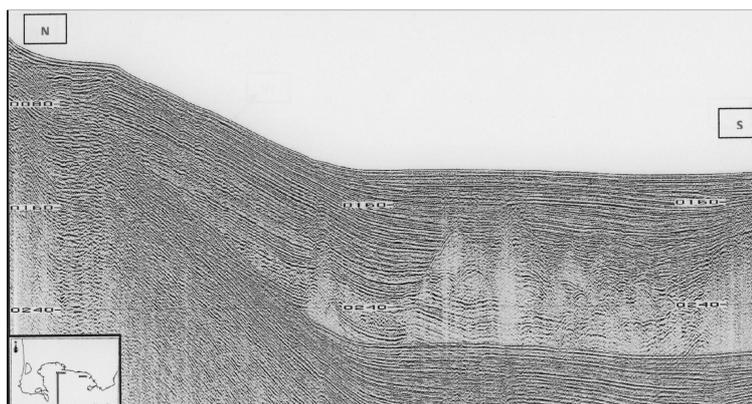


Fig. 13 Linea sismica 74 interpretata (Iorio – Luongo – Giordano, 2009)

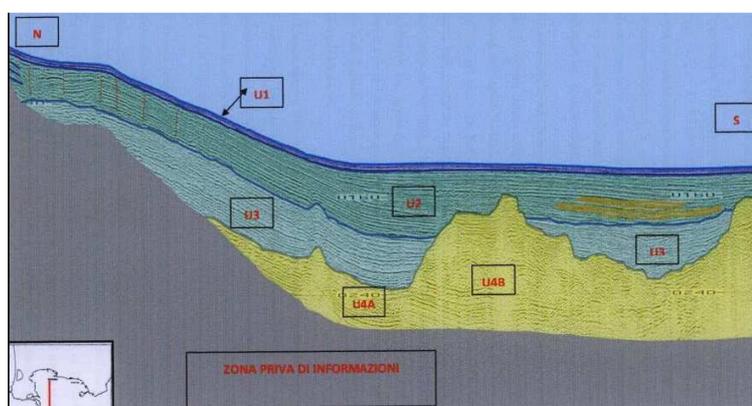


Fig. 14 Linea sismica 74 interpretata (Iorio – Luongo – Giordano, 2009)

# **CAPITOLO QUARTO**

## **MODELLO ANALOGICO**

### **Introduzione**

Un modello analogico consiste nella realizzazione di un sistema che simuli un fenomeno naturale attraverso l'utilizzo in laboratorio di materiali diversi da quelli coinvolti nel processo naturale e per azioni di breve durata, rispettando i vincoli di scala. Inizialmente questa metodologia era utilizzata per l'analisi e la modellazione dell'evoluzione delle strutture di deformazione delle rocce su grande scala. Probabilmente, la prima documentazione dell'utilizzo di materiali analogici per la riproduzione in scala di un processo geologico è stata presentata in una comunicazione alla Royal Society di Edinburgh da Sir James Hall (Hall, 1815), in cui si descrivono i primi modelli per la formazione di pieghe. La somiglianza tra le pieghe riprodotte in scala e quelle osservate negli strati naturali portano l'autore a concludere che queste sono prodotte da una compressione orizzontale. Questo risultato confermava l'interpretazione di de Saussure (1796), che attribuiva ad una spinta laterale l'accorciamento e la piegatura delle rocce alpine.

Gli esperimenti pionieristici nei primi anni del 1800, posero l'accento sul potenziale delle tecniche di modellazione analogica per la comprensione delle strutture geologiche; pertanto, molti altri sperimentatori, alla fine del 1800, utilizzarono per lo studio di fratture, pieghe e thrust questo tipo di modellazione (es Favre, 1878; Daubre, 1879; Schardt, 1884). Le prime pubblicazioni sulla modellazione di strutture geologiche prodotte da fenomeni compressivi sono di Cadell (1889) e Willis (1893) che costruirono scatole di taglio puro per studiare pieghe e thrust. Nel XX secolo, molti studiosi cominciarono ad indagare su una gamma più ampia di problemi geologici con tecniche di modellazione analogica (Mead, 1920; Link, 1930; Escher e Kuenen, 1929; Kuenen e de Sitter, 1938; Nettleton e Elkins, 1947; Hubbert, 1951; Cloos, 1955; Parker e McDowell, 1955; Ramberg, 1955; Oertel, 1962). Un grande passo avanti è venuto con l'avvento di una teoria per la

modellazione analogica di processi geologici fornita da Hubbert (1937). Questa teoria ha rivoluzionato tale metodologia, rendendola uno strumento efficace ed affidabile per studiare i processi geologici a varie scale (ad esempio dall'analisi di microstrutture ai grandi processi tettonici) (Koyi, 1997). Secondo Hubbert (1937) un modello in scala è un buon rappresentante di un prototipo naturale, se segue i tre vincoli di somiglianza: geometrica, cinematica e dinamica. Dopo Hubbert (1937), diversi lavori furono pubblicati sulla modellazione analogica applicata ai processi geologici (Hubbert, 1951; Horsfield, 1977; Shemenda, 1983; Richard, 1991; Davy e Cobbold, 1991, Cobbold e Jackson, 1992). Negli anni '60 e '70, Hans Ramberg ha sottolineato il ruolo della forza di gravità nei processi geologici, e ha posto le basi per la ricerca sistematica della modellazione delle strutture tettoniche. Dal 1970 ai primi anni del 1980, gran parte dei lavori si sono concentrati sullo studio di diapiri e strutture simili (Dixon, 1974; Luther Whitehead, 1975; Talbot, 1977; Troeng Schwerdtner, 1978; Ramberg, 1981). Negli anni 80, si registrò un incremento ed un affinamento delle tecniche sperimentali, in particolare per la modellazione di processi tettonici su larga scala, quando furono costruiti modelli realistici per simulare processi a scala crostale e litosferica (Faugère e Brun, 1984; Davy e Cobbold, 1988). Diversi materiali, da fragili a viscosi, furono combinati in un unico modello per simulare la stratificazione reologica della crosta e del mantello (Davy e Cobbold, 1988, 1991). Un limite in tali modelli è l'assunzione della stazionarietà delle caratteristiche reologiche alle quali sono associate variazioni termiche durante le fasi di deformazione, (Brun, 1999).

Alcuni tentativi sono stati fatti per trovare mezzo di riferimento appropriato per essere utilizzato per una modellazione termo-meccanica (Cobbold e Jackson, 1992). Cobbold e Jackson (1992) riscontrarono come il gum rosin fosse il materiale adatto per la modellazione termo-meccanica del creep nel mantello litosferico. Parallelamente ai lavori citati, i modelli furono utilizzati per la modellazione delle dinamiche interne ed esterne dei processi eruttivi e deposizionali. Molti studi sono stati effettuati sulle dinamiche dei jet vulcanici e successivamente sui processi di sedimentazione (Kieffer, 1984; Carey, 1990; Turner, 1966; Kieffer, 1984; Turner e Young, 1963; Woods, 1992; Holasek, 1996; Carey, 1988). In seguito si è passati allo studio dei processi di degassamento e

frammentazione del magma attraverso l'utilizzo di diversi materiali sottoposti a lenta e/o rapida decompressione (Hill e Stutevant, 1990; Sparks et al, 1994; Sugioka e Bursik, 1995; Phillips et al, 1995; Mader et al., 1997; Zhang et al., 1997; Ichihara et al., 2002)

Wohletz e McQueen (1984) studiarono le esplosioni vulcaniche come risultato dell'espansione della fase volatile, mostrando che i processi legati all'origine di tale fase sono:

1. processi idromagmatici in cui il magma caldo interagisce con l'acqua esterna o interna prossima alla superficie della terra, producendo esplosioni di vapore,
2. processi magmatici in cui i volatili del fuso essolvono e frammentano a causa della rapida decompressione (fig 1).

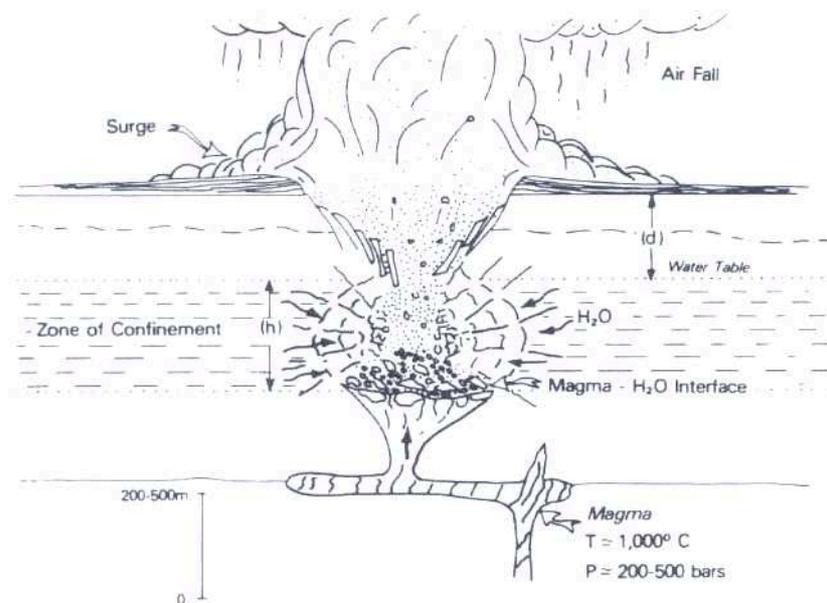


Fig.1 Rappresentazione di un'eruzione idro - magmatica in cui il magma interagisce con l'acqua. L'interazione dei frammenti di magma e delle rocce circostanti con il vapore acqueo produce un'esplosione che scava un cratere e espelle tephra

I modelli sperimentali possono essere usati per determinare i parametri che controllano l'esplosività quali la conversione dell'energia termica in energia meccanica, le condizioni a contorno di un'eruzione nonché di importanti parametri quali pressione, temperatura, velocità e densità. Gli esperimenti svolti

da Wohletz e Sheridan (1980 – 1982) McQueen e Wohletz, (1984) danno informazioni sui processi idromagmatici tramite l'utilizzo della termite come materiale analogico grazie alla similarità delle sue proprietà fisiche con quelle del magma basaltico. Le osservazioni alla bocca, durante la fase sperimentale sono caratterizzate da tre parametri indipendenti:

1. grado di confinamento;
2. rapporto acqua – fuso;
3. geometria del contatto.

Questi esperimenti presentano delle limitazioni a causa della geometria dell'apparato, dell'alta temperatura del fuso, del surriscaldamento dell'acqua. Durante le fasi sperimentali sono state classificate, basandosi sul comportamento medio, quattro diversi meccanismi eruttivi:

Attività stromboliana, con prodotti che seguono una traiettoria balistica; forte Surtseyan, dove i balistici sono quasi assenti, e si assiste ad una predominanza di flussi; surtseyan debole, dove il moto dei prodotti è sia balistico che di flusso. Dall'osservazione dei prodotti emessi si evince che questi sono più fini all'aumentare del grado di esplosività.

In buona sostanza, per un esplosione Stromboliana, i frammenti hanno dimensioni centimetriche e sono espulsi seguendo traiettorie balistiche, ricadendo intorno alla bocca. Mentre per le esplosioni Surtseyan, i prodotti concentrati intorno alla bocca sono pochi o inesistenti, in quanto la maggior parte con dimensioni millimetriche è trasportata lontana (fig 2 ).

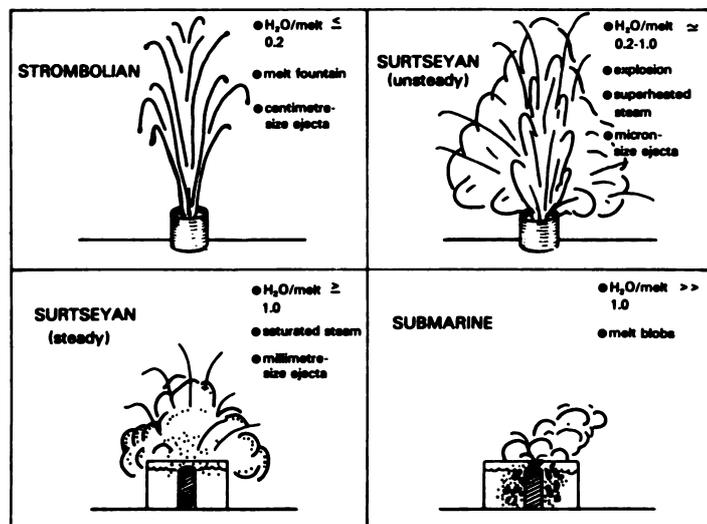


Fig 2 Rappresentazione schematica dei risultati sperimentali (Wohletz, 1984)

Nei sistemi naturali, il magma risale nel corpo idrico superficiale o in rocce saturate come mostrato in fig.1, in figura 3 è mostrato il digramma dell'efficienza esplosiva vs rapporto acqua – magma.

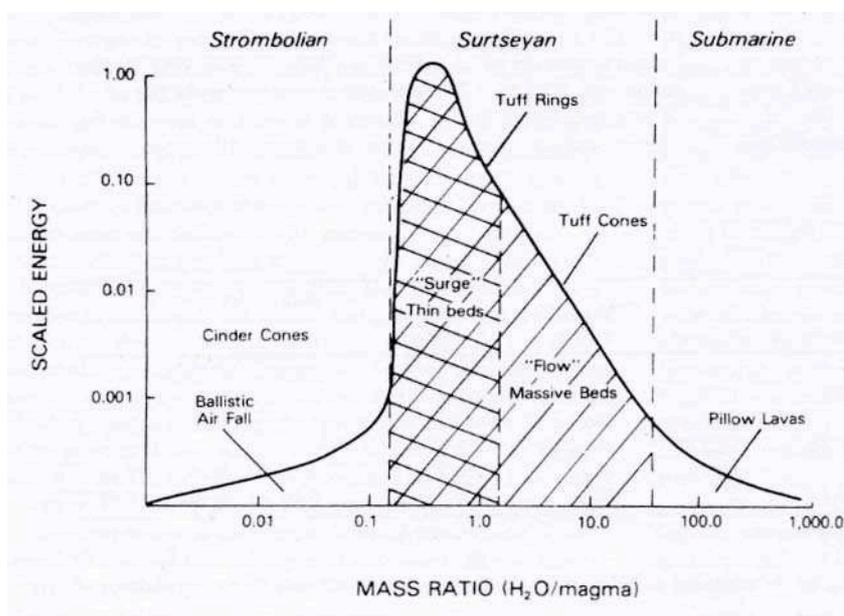


Fig. 3 Energia esplosiva – H<sub>2</sub>O/magma. La ripidità della curva segna l'inizio della miscelazione e del surriscaldamento (Wohletz, 1984)

Gli esperimenti mostrano che è proprio il rapporto acqua magma a controllare l'esplosività del sistema. Piccole quantità di acqua (meno del 10%) un magma basaltico produce una eruzione Stromboliana i cui frammenti sono di dimensioni centimetriche. Per un rapporto acqua – fuso pari a circa 30% il risultato è una forte eruzione surtesyan con dimensioni dei materiali da millimetrici a micrometrici. (Wohletz e McQueen, 1984).

Alidibirov e Dingwell (1996) hanno sviluppato un modello di laboratorio chiamato "bomba a frammentazione" sottoponendo campioni di magma a rapida decompressione, utilizzando un'apparecchiatura sperimentale che realizza una sezione ad alta temperatura e pressione ed una sezione a bassa temperatura e pressione. L'apparato strumentale fu, successivamente, utilizzato anche da Spieler et al. (2004) per determinare le velocità di frammentazione del magma. Lo studio del flusso in un condotto risulta, quindi, essere un punto cruciale per la comprensione dei processi che controllano un'eruzione vulcanica, in quanto, il

comportamento effusivo o esplosivo di un vulcano a parità di composizione chimica del magma, è funzione della quantità di gas presente al momento dell'eruzione (Phillips et al., 1995; Alidibirov – Dingwell, 2000). Durante la risalita del magma la pressione di confinamento decresce, i volatili dissolti gradualmente essolvono formando vescicole isolate o connesse tra loro. Quando la pressione interna delle bolle supera quella di confinamento il magma è sottoposto ad una rapida trasformazione: passa da un fuso iniziale contenente gas ad un continuo gassoso con presenza di materiale piroclastico, in cui elementi sono trascinati dal gas (Parfitt e Wilson, 2008).

Studi recenti (Spieler et al., 2004) suggeriscono che la frammentazione avviene lungo un piano perpendicolare all'asse di decompressione del campione. In fig 4 è riportato uno schema 1-D della dinamica del fronte di frammentazione, in un condotto di diametro  $D$ , la cui profondità è definita da un equilibrio dinamico tra velocità di frammentazione (A) e velocità di fuoriuscita (B) del magma. Un mancato equilibrio tra queste può portare ad un innalzamento o un

abbassamento del piano di frammentazione (C). Nel corso di eruzioni di lunga durata si raggiungono condizioni di equilibrio con la stabilità della profondità del fronte di frammentazione.

Il processo di frammentazione è stato oggetto di un approfondito dibattito in tempi recenti, in quanto gli eventi esplosivi sono altamente pericolosi per la loro capacità distruttiva, ed inoltre i fenomeni che si verificano nel condotto non sono suscettibili di osservazioni dirette. A rendere ancora più difficoltosa l'analisi del processo di frammentazione magmatica sono le condizioni di elevata temperatura e pressione del sistema. La pressione raggiunge valori di centinaia di MPa e le temperature in gioco superano i  $1000^{\circ}\text{C}$ , valori non riproducibili con facilità in laboratorio (Spieler et al., 2004). D'altra parte le osservazioni dirette dei processi che avvengono nel condotto non sono possibili ma ricostruibili dallo studio, dei prodotti eruttati, con

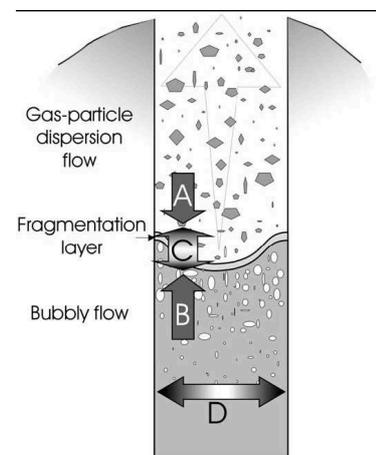


Fig 4. Schema della dinamica del fronte di frammentazione (Spieler 2004)

diversi gradi di cristallinità e vescicolazione. I modelli numerici e le simulazioni di laboratorio, invece, usando materiali analoghi atti alla simulazione dei processi in esame, consentono di ricostruire i processi di nucleazione, la rapida crescita delle bolle e l'espansione del magma soprassaturo, fenomeni causati da una riduzione di pressione.

Nelle ultime decadi sono stati acquisiti numerosi dati da simulazioni in laboratorio con materiali analoghi che hanno contribuito alla crescita della conoscenza dei meccanismi eruttivi e sull'efficienza della frammentazione magmatica (Hill e Stutevant, 1990; Sparks et al, 1994; Sugioka e Bursik, 1995; Phillips et al, 1995; Zhang et al., 1997; Ichihara et al., 2002). L'utilizzo di materiali analoghi per la rappresentazione dei fenomeni naturali, presenta notevoli vantaggi: permette di riprodurre in scala un evento naturale e di ottenerne una rappresentazione tridimensionale; i tempi di laboratorio, estremamente inferiori a quelli geologici, restituiscono allo studioso la totalità temporale delle fasi di un processo naturale; un modello analogico permette, inoltre, di semplificare notevolmente i sistemi d'analisi sopra accennati, in quanto, l'operatore può decidere quali aspetti del processo trattare e scegliere le caratteristiche dei materiali da utilizzare. Pertanto esperimenti svolti sulla frammentazione di materiali analoghi, posti in contenitori trasparenti, rappresentano una componente chiave nella ricerca di un modello meccanico e pienamente quantificato della frammentazione magmatica offrendo la possibilità di osservare direttamente le dinamiche della frammentazione.

### **Fase sperimentale**

I processi che generano la formazione di una struttura calderica sono altamente complessi e variabili nel tempo, pertanto risulta irrealizzabile un unico modello analogico capace di rappresentarli adeguatamente. Si è così proceduto con diversi esperimenti modificando le geometrie e le caratteristiche fisiche della sorgente e del mezzo di copertura, per osservare i processi associati alla risalita del magma fino alle manifestazioni superficiali. Una prima serie di esperimenti a sorgente puntiforme, sono stati svolti con lo scopo di analizzare i meccanismi d'intrusione nelle aree vulcaniche. È stato realizzato, inizialmente, un unico blocco

di gelatina, con concentrazione al 2%, in cui sono stati iniettati, diversi fluidi (aria, olio, acqua gassata colorata, ecc.) a pressione atmosferica ed in condizioni di sovrappressione; successivamente si è passato ad modello stratificato, in cui sono posti a contatto due strati di gelatina con differenti caratteristiche elastiche, si è, quindi, proceduto con l'immissione nel solido ospite di olio ed acqua gassata colorata in condizione di sovrappressione. Alla realizzazione di questi modelli segue la costruzione di un modello "a sorgente estesa", in cui un palloncino (con diametro di 21 mm) è posizionato alla base di un blocco di gelatina e viene gonfiato allo scopo di simulare un plume in risalita (D'Albore, 2009).

Infine, sono stati costruiti modelli per la valutazione dei processi di degassamento e frammentazione del magma utilizzando diverse soluzioni di Gum Rosin – Acetone (GRA) sottoposte a lenta decompressione, descrivendo e monitorando la nucleazione e la crescita di bolle all'interno del campione e successivamente la formazione e accelerazione della schiuma alla superficie del liquido.

In questi esperimenti l'accelerazione della schiuma precede e causa la frammentazione. Un'evoluzione di questi modelli sono quelli costruiti in GRA – sabbia e in GRA – gelatina, che hanno permesso di analizzare le deformazioni della superficie causate dal plume in risalita.

### **Materiali utilizzati: caratteristiche**

#### *Gelatina*

La gelatina è un materiale derivante dall'idrolisi parziale del collagene, una proteina insolubile presente nei vertebrati come principale costituente di pelle, ossa e tessuti connettivi (vene, arterie e canale alimentare). Le principali sorgenti commerciali di gelatina sono la pelle e le ossa di maiale e di bovino e la pelle di pesce. La struttura di base del collagene consiste di tre catene di proteine (elica tripla) costituite, spesso, da sequenze diverse di amminoacidi; ciò fa sì che esistano circa 20 tipi di collagene differente attualmente conosciuti, ognuno con una funzione specifica.

La gelatina è ottenuta per estrazione, in soluzione acquosa a caldo, dei tessuti connettivi animali dopo un'idrolisi acida o alcalina. Soggetta ad un processo di purificazione sia fisico, per filtrazione, che chimico, per demineralizzazione, la soluzione di gelatina è, poi, concentrata per evaporazione, sterilizzata a 138°, gelificata per raffreddamento ed, infine, essiccata. Il prodotto non è presente in natura allo stato libero; non può essere ricavato da parti di vertebrati che non contengono collagene e non esistono piante che lo contengano in modo naturale. La gelatina si presenta come un solido chiaro, con comportamento viscoelastico per temperature superiori ai 7°C e fragile per temperature poco inferiori 5°C. per un tempo non superiore ai 30 minuti.

La densità,  $\rho = 1000 \text{ kg/m}^3$ , il modulo di compressibilità,  $K = 2.2 \text{ GPa}$ , ed il coefficiente di Poisson (prossimo a 0.5) sono parametri simili a quelli dell'acqua. Il suo modulo di taglio è molto piccolo tra 50 e  $10^4 \text{ Pa}$ , in relazione alla concentrazione utilizzata; in genere, per le esperienze in laboratorio si utilizza una concentrazione tra il 2% ed il 5% portando il modulo di taglio tra 75 Pa e 2000 Pa.

### *Gum Rosin*

Il Gum Rosin è una sostanza organica, trasparente, amorfa a temperatura ambiente (fig. 5), estratta da diverse varietà di Pino nel nord America ed in Europa, costituito dal 90% di acidi resinici e il 10% da prodotti di ossidazione non saponificabili (politerpeni e altre resine, tracce di trementina e impurità). A circa 150°C, molti rosin sono liquidi, se sovraraffreddati



Fig 5 Gum rosin a temperatura ambiente

formano degli aggregati fibrosi. Test effettuati con il viscosimetro di Austin (viscosimetro a rotazione costituito da due cilindri concentrici. Il campione occupa lo spazio tra il cilindro interno e quello esterno, con il quale è possibile svolgere una serie di test variando l'entità dello stress applicato e la temperatura), mostrano che la viscosità del Gum Rosin varia di cinque ordini di grandezza con la

temperatura passando da  $\sim 10^2$  Pas ad  $80^\circ\text{C}$ , a  $\sim 10^7$  Pas a  $40^\circ\text{C}$  fig 6 (Cobbold e Jackson, 1992).

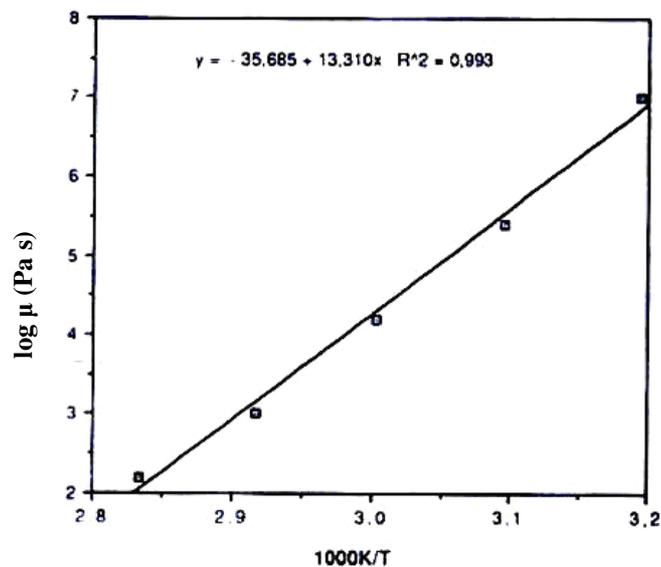


Fig. 6 log della viscosità  $\mu$  del gum rosin – inverso della temperatura del Gum Rosin, per uno stress applicato di  $10^3$ Pa. La pendenza della retta d'interpolazione rappresenta l'entalpia di attivazione 255 kJ/mol (Cobbold, 1992)

Il Gum Rosin è solubile nei più comuni solventi organici, ad esempio, alcool, benzene, acetone, trementina; la dissoluzione di una piccola quantità di tali solventi converte il rosin in un fluido Newtoniano.

Venne utilizzato da Cobbold e Jackson (1992) come analogo per la modellazione dei creep nel mantello litosferico. Phillips et al. (1995), utilizzarono lo stesso materiale per la modellazione dei processi di degassamento in quanto le proprietà termomeccaniche del materiale, la facile reperibilità ed il basso costo, ne fanno un materiale adatto per lo studio di tali processi.

La variazione della concentrazione di GRA simula la variazione di viscosità dai magmi riolitici a quelli basaltici (Phillips et al., 1995, fig 7, fig 8).

Sottoponendo il campione a lenta decompressione sono possibili osservazioni sulla nucleazione, crescita ed evoluzione delle bolle, rendendo possibili valutazioni sulla loro forma, dimensione e velocità di risalita. Inoltre, sono possibili valutazioni qualitative sui diversi processi che portano alla frammentazione del sistema. I prodotti finali delle diverse esperienze variano da un liquido lievemente degassato ad una schiuma solida, che ben permette l'osservazione delle vescicole formate.

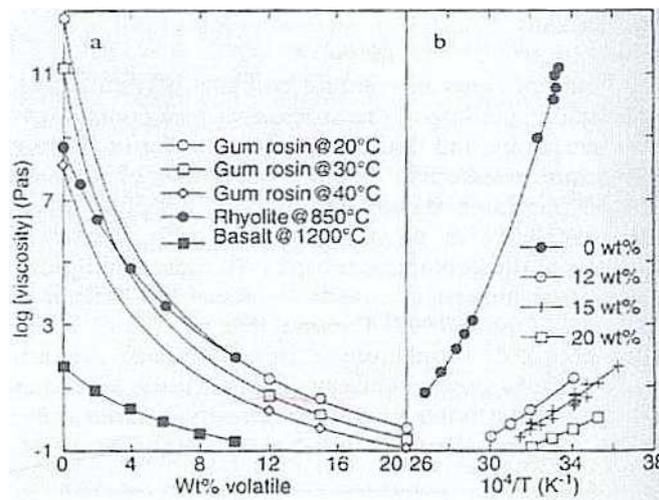


Fig 7 a: viscosità in funzione del contenuto in volatili di soluzioni di GRA a diversa temperatura. b: Viscosità di diverse concentrazioni di GRA in funzione della temperatura (Phillips, 1995)

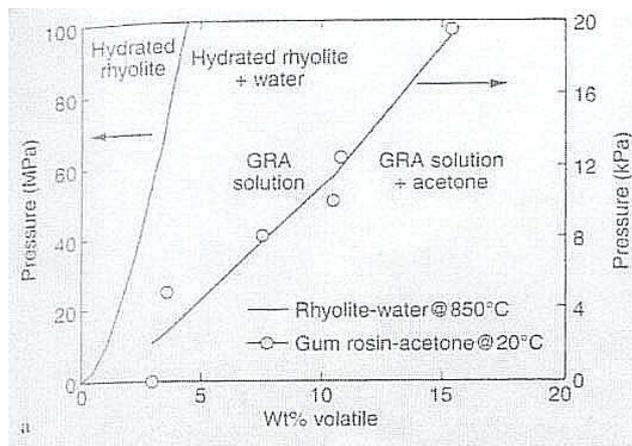


Fig 8 grafico pressione temperatura – pressione dell'acetone. (Phillips, 1995)

## 1 Risalita del magma: sperimentazione sorgente puntiforme

### *Disposizione della video - strumentazione*

Per tutti i modelli analogici realizzati sono state effettuate videoriprese per l'intera durata dell'esperienze. La disposizione di videocamere, delle lampade alogene e del contenitore in plexiglass contenente il campione è rappresentata nel sottostante schema.

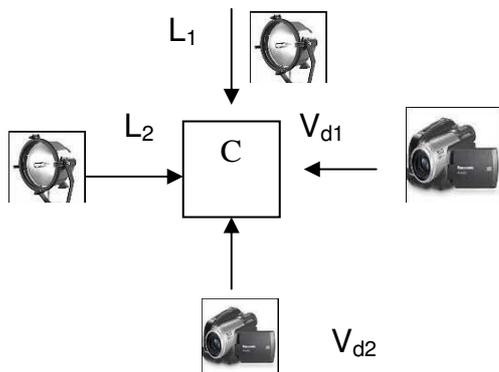


Fig 1.1 Schema dell'apparato strumentale.

Altezza videocamere: 105 cm;  
Videocamera 1 (V<sub>1</sub>) – Contenitore (C): 180 cm;  
Videocamera 2 (V<sub>2</sub>) – Contenitore (C): 180 cm;  
Lampada 1 (L<sub>1</sub>) – Contenitore (C): 240 cm;  
Lampada 2 (L<sub>2</sub>) – Contenitore (C): 220 cm.

Per l'esperimento (n.1) è stato preparato un blocco omogeneo di gelatina di concentrazione al 2% e di volume pari a  $2,5 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3$  (25 l), il campione è lasciato in frigorifero 72h ad una temperatura di +7°C.

Nel campione così preparato sono state iniettate dal fondo del contenitore, a pressione atmosferica, aria ed acqua colorata, con ago corto (45 mm) e medio (150 mm): il liquido iniettato segue un percorso quasi a 45° dalla verticale, generando una frattura nella gelatina

In un esperimento con una iniezione di aria di 65 ml e temperatura della gelatina di 11°C, è osservata la formazione di una frattura che dopo una breve incertezza, si sviluppa repentinamente verso la superficie. Il percorso sorgente – superficie ha una lunghezza totale di 16 cm; l'accelerazione avviene quando la bolla ha le dimensioni di 7 cm e si trova ad una profondità di 9 cm dalla superficie libera (foto1.1 – 1.2).



Foto 1.1 – Iniezione d'aria; in nero sono evidenziati la bolla e il percorso tracciato per la risalita



Foto 1.2 – Risalita della bolla d'aria

Con una seconda iniezione d'aria (65 ml;  $T_{\text{gelatina}} = 11.1^{\circ}\text{C}$ ), con ago corto, si genera una bolla più ampia che parte da una profondità maggiore (24 cm dalla superficie). Come ci si aspettava visto che il percorso, in parte era stato tracciato dalla bolla precedente: la bolla accelera in corrispondenza della base della frattura creata in precedenza (15 cm dalla superficie) e, per la risalita, segue esattamente il percorso precedente ampliandolo.

La prima iniezione d'acqua (50 ml;  $T_{\text{gelatina}} = 11.4^{\circ}\text{C}$ ) forma una bolla che non risale verso la superficie a causa del basso contrasto di densità gelatina – acqua ( $\Delta\rho = 7 \text{ kg m}^{-3}$ ). Successivamente, sono state effettuate due ulteriori iniezioni d'acqua da 50 e 40 ml senza ottenere la risalita del liquido, si è però assistito ad un aumento delle dimensioni della lente d'acqua (foto 1.3). L'esperimento è proseguito con un'iniezione d'aria (50ml;  $T_g = 11.6^{\circ}\text{C}$ ): in questo caso la bolla d'aria arriva in superficie seguita lentamente anche dall'acqua. (foto 1.4).

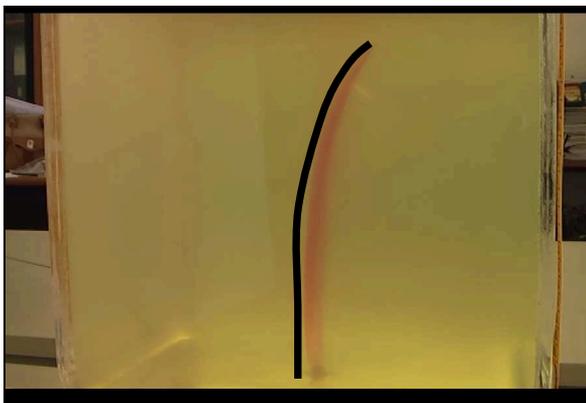


Foto1. 3 – Visione laterale della lente d'acqua.

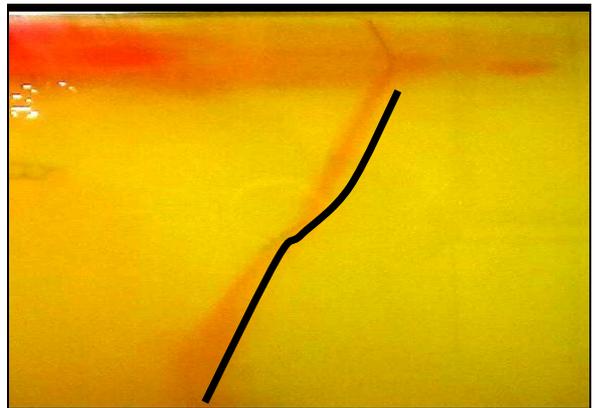


Foto1. 4 – percorso tracciato dall'acqua.

Dalle osservazioni si evince che il contrasto di densità acqua – gelatina (circa 7 Kg m<sup>-3</sup>) non è sufficiente per simulare un'eruzione, ma è buono per simulare un'intrusione che solidifica in profondità (dicco). Inoltre, si osserva che la risalita di materiale a più bassa densità (aria = 1.3 Kg m<sup>-3</sup>), può tracciare il percorso per la risalita di materiale più denso (acqua) accumulatosi in precedenza.

L'esperienza è stata condotta in un ambiente con temperatura di 23°C ed umidità relativa del 65%.

I risultati di queste prime esperienze hanno stimolato e guidato nuovi esperimenti con modifiche nel materiale ospite e nella sorgente dello sforzo.

Per un successivo esperimento (n. 2) è stato preparato un blocco di gelatina di 25l concentrata al 2% e riposta in frigorifero ad una temperatura di +7°C per 72 h: si è proseguito con iniezioni di olio (920 Kg m<sup>-3</sup>) e di una soluzione liquido gas, utilizzando aghi con un range di lunghezza compreso tra 45 e 500 mm. Dopo aver iniettato 10 ml d'olio nel blocco di gelatina a 13.1°C si osserva la formazione di una bolla, a forma di foglia, con lunghezza di circa 5.5 cm, ad una profondità di 19 cm dalla superficie libera, che fuoriesce dopo circa 8' (foto 1.5 – 1.6).



Foto 1.5 – Iniezione di olio.

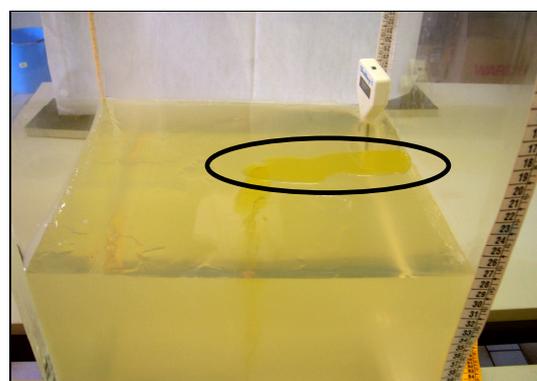


Foto1. 6 – Fuoriuscita d'olio.

L'olio, per l'alta viscosità, oppone una sensibile resistenza d'iniezione, ma il contrasto di densità gelatina – olio ( $\Delta\rho = 87 \text{ kg m}^{-3}$ ) è tale da permettere al materiale di raggiungere immediatamente la superficie, a differenza di quanto osservato per l'acqua (circa 7 Kg m<sup>-3</sup>).

Successivamente, è stata iniettata una bevanda gassata (60 ml;  $T_g = 11.6^\circ\text{C}$ ): si osserva la formazione di una prima lente con lunghezza pari a 7 cm, ad una profondità di 22 cm. In seguito, si osserva la formazione di una seconda lente che si inarca verso il centro del contenitore e prosegue verso la superficie ampliandosi, mostrando una netta separazione tra la fase liquida e quella gassosa. L'essoluzione del gas inizia dopo 19" dall'iniezione e dopo 64" si genera l'emissione della miscela in superficie. L'esperimento è condotto ad una temperatura di  $22^\circ\text{C}$  ed umidità relativa pari al 60% (foto 1.7- 1.8).



Foto 1.7 – Iniezione di acqua + gas

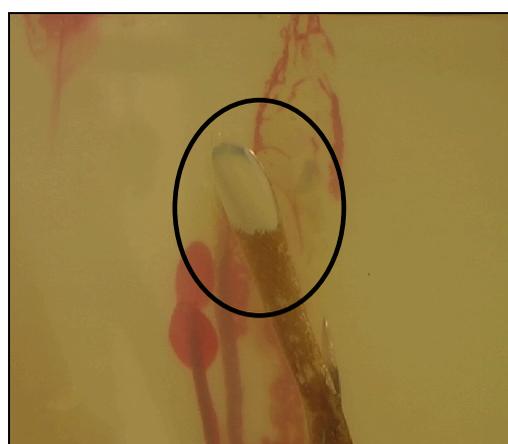


Foto 1.8 – Separazione della fase gassosa.

Per un esperimento successivo (n. 3) è stato preparato un blocco di gelatina al 2% con un volume di 20 l. Sono stati iniettati 50 ml di acqua gassata, con una concentrazione di  $\text{CO}_2$  pari a 2350 mg/l, in condizioni di sovrappressione ( $1.5 \cdot 10^5$  Pa), a questi hanno fatto seguito altri 50 ml dello stesso liquido ( $T_g = 13.2^\circ\text{C}$ ). Si assiste alla formazione di due bolle, si assume in origine la separazione tra fase gassosa e fase liquida, che, rapidamente, raggiungono la superficie libera del contenitore fuoriuscendo. L'intrusione si propaga formando due rami che migrano verso la superficie con velocità diverse; il ramo principale (a destra del contenitore) impiega 3" per risalire; per il secondo ramo (a sinistra nel contenitore – foto 1.9) occorrono 7".

Si è proceduto nell'esperimento sostituendo la miscela acqua - gas con olio iniettandone 50 ml, con un incremento progressivo della pressione ( $1.5 \cdot 10^5 - 6 \cdot 10^5$  Pa). L'olio si è propagato seguendo le fratture causate dall'iniezione precedente,

con un analogo tempo di risalita di circa 2'' ( $T_g = 14^\circ\text{C}$  – foto 1.10); un'ulteriore iniezione d'olio di 50 ml, non ha mostrato alcuna significativa modifica nel mezzo.

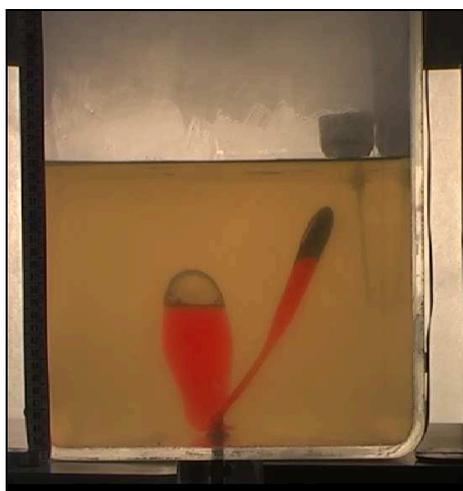


Foto 1.9 – Risalita di due bolle e formazione di due rami

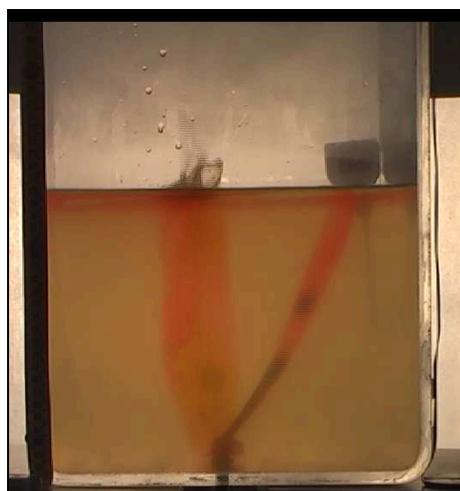


Foto 1.10 – Evidenza di due rami e fuoriuscita d'olio.

All'olio è stata fatta seguire aria compressa, iniettata con una variazione di pressione compresa tra  $1.5 \cdot 10^5 \text{ Pa}$  –  $6 \cdot 10^5 \text{ Pa}$ : le due fratture, generate nelle fasi precedenti, all'aumentare della pressione, si ampliano fino a confluire formando un semicono (foto 1.11); in superficie le tracce dei due rami sono disposte a semicerchio simulando la formazione di una caldera (foto 1.12).

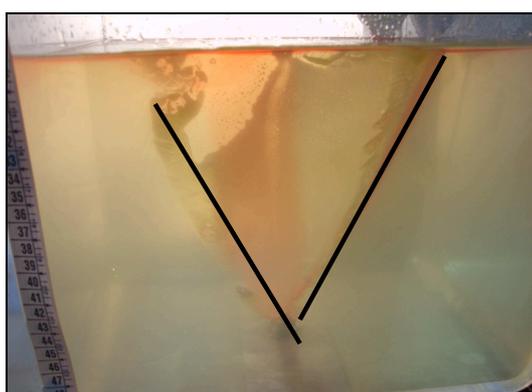


Foto 1.11 – Visione frontale della sovrapposizione dei due rami.

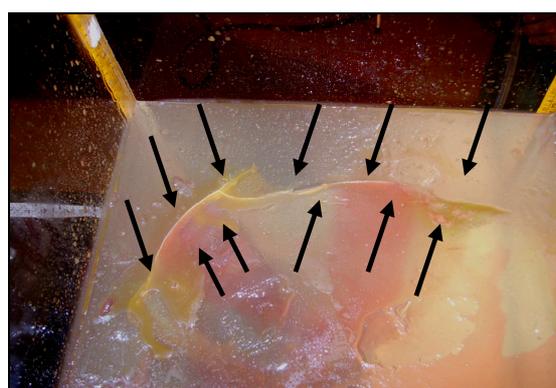


Foto 1.12 – Traccia in superficie dei due rami.

Durante l'esperimento la sovrappressione è ottenuta mediante l'utilizzo di un compressore; i liquidi sono iniettati, con una siringa da 60 ml, in un tubo in plastica le cui due estremità sono collegate, rispettivamente, al fondo del contenitore, mediante un cilindro di alluminio con diametro di 6.46 mm, ed alla pistola del compressore; l'ambiente circostante presenta una temperatura di 23°C e il 72.5% d'umidità.

Dopo aver acquisito una serie significativa di dati con un mezzo a un solo strato e sorgente di sforzo puntiforme, sono stati realizzati esperimenti con sorgente di sforzo ancora puntiforme e mezzo stratificato.

Sono stati realizzati due strati di gelatina (n. 4):

- lo strato inferiore con le seguenti caratteristiche è stato lasciato in frigo a +7°C per 96 h:
  - concentrazione al 2%;
  - spessore 15.4 cm;
  - volume 13 l;

In seguito la superficie è stata trattata con olio e coperta con un secondo strato, con le seguenti caratteristiche:

- concentrazione al 3%;
- spessore 8 cm;
- volume 7 l.

Lo spessore totale del blocco di gelatina è 23.4 cm; a causa della diversa concentrazione lo strato superiore presenta un colore più marcato. La prova è stata effettuata dopo una permanenza in frigo, a +7°C, di 144h (6 giorni) dello strato inferiore (2%) e di 48 ore (2 giorni) dello strato superiore (3%). I fluidi sono stati iniettati con l'ausilio di un compressore variando il valore di pressione tra  $1.5 \cdot 10^5$ –  $6 \cdot 10^5$  Pa: si tratta di olio, acqua con gas colorata ed aria. Il collegamento tra il contenitore ed il compressore è avviene attraverso un cilindro di alluminio di diametro 6.46 mm.

L'esperienza ha inizio con iniezione d'aria, con una sovrappressione di  $1.5 \cdot 10^5$  Pa la quale genera una bolla a forma di fungo (foto 1.12) che raggiunge l'interfaccia tra i due strati di gelatina, dopo un percorso di 15.4 cm, in 7'' con una velocità pari a  $0.022 \text{ m s}^{-1}$ , rimanendo intrappolata al di sotto dello strato con rigidità maggiore (foto 1.13).

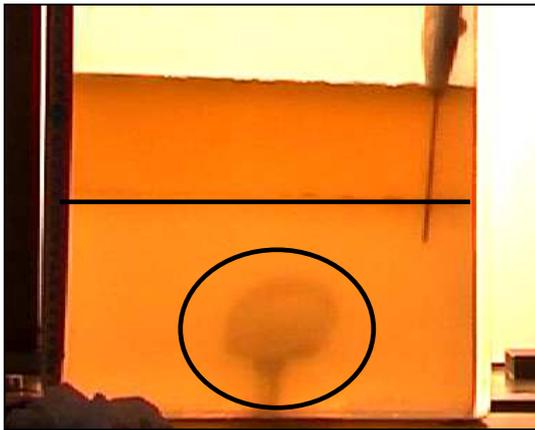


Foto 1.12 – Visione frontale della bolla d'aria.

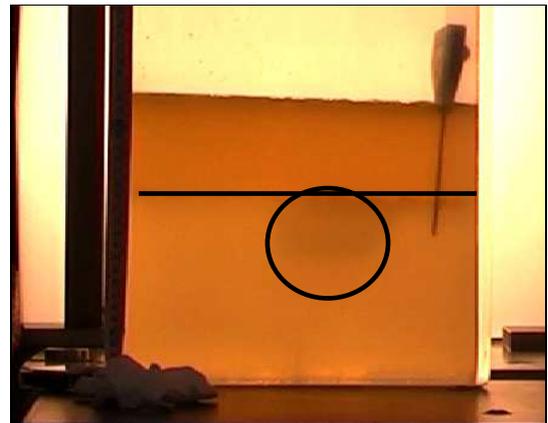


Foto 1.13 – Bolla d'aria all'interfaccia.

Mantenendo invariata la composizione del campione di gelatina è stato iniettato olio (50 ml;  $T_g = 12^\circ\text{C}$ ), con una pressione di  $1.5 \cdot 10^5$  Pa. in queste condizioni si è osservata la formazione di una frattura a due rami con un angolo di  $45^\circ$  tra loro: il primo ramo si sviluppa mentre il secondo si arresta. Con un'ulteriore iniezione d'olio (50ml;  $T_g = 12,2^\circ\text{C}$ ) si sviluppa in pieno anche il secondo ramo che, a differenza del primo, non risale lungo il bordo del contenitore più vicino ma attraversa il piano d'interfaccia orizzontale, passa nel secondo strato a circa 2 cm dal bordo del contenitore e, quasi, in prossimità della superficie, risale (foto 1.14): ciò accade quando si procede con un'aggiunta di aria a  $1.5 \cdot 10^5$  Pa.

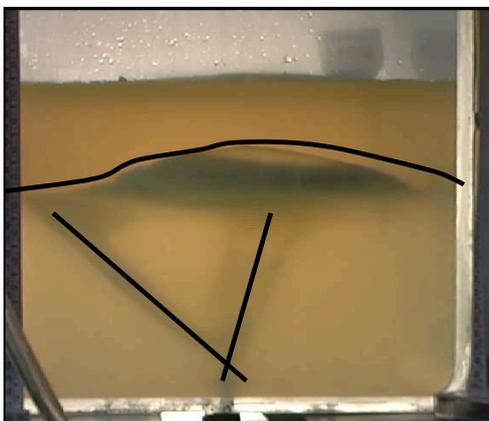


Foto 1.14 – Visione frontale dei due rami e della deformazione associata

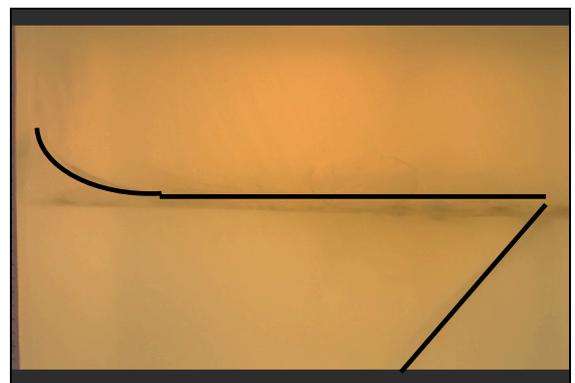


Foto 1.15 – Risalita del secondo ramo.

La risalita del fluido è accompagnata da un'evidente deformazione della superficie libera (foto 1.14). Si è proseguito con tre iniezioni di acqua colorata, ciascuna di 50 ml: il liquido segue i percorsi creati da aria ed olio evidenziandoli (foto 1.16 – 1.17) passando da  $1.5 \cdot 10^5$  Pa a  $4 \cdot 10^5$  Pa, con una  $T_g$  pari a  $12.5^\circ\text{C}$ , si osserva un ampliamento delle fratture ma, non si verifica la giunzione a semicono dei due rami, probabilmente perchè l'incremento di pressione è inferiore a quello applicato per l'esperimento descritto in precedenza. L'esperimento è stato condotto a  $24.5^\circ\text{C}$ , in presenza di un'umidità relativa pari all'80%.

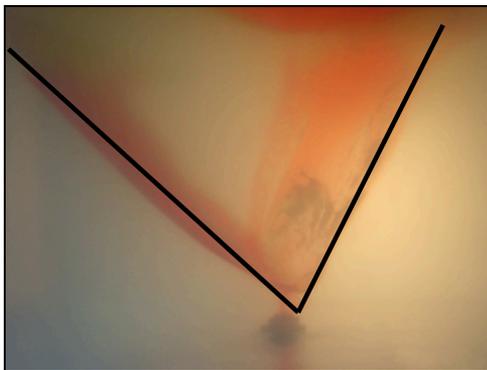


Foto 1.16 – Evidenza dei due rami con l'ausilio di colorante.

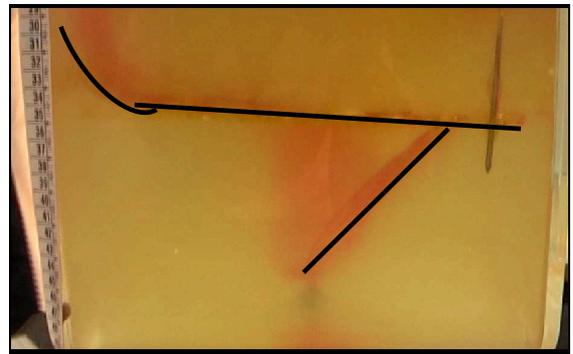


Foto 1.17 – Percorso del liquido lungo l'interfaccia.

In un esperimento successivo (n. 5), sono stati preparati due strati di gelatina seguendo il procedimento descritto in precedenza ma riducendo il rapporto tra gli spessori dei due strati:

- le caratteristiche dello strato inferiore sono:
  - concentrazione al 2%;
  - spessore 10 cm;
  - volume 8.7 l;
- le caratteristiche dello strato superiore sono:
  - concentrazione al 3%;
  - spessore 10 cm;
  - volume 8.7 l.

Gli esperimenti sono stati condotti tutti in condizioni di sovrappressione con un range compreso tra  $1.5 \cdot 10^5$  –  $6 \cdot 10^5$  Pa ma, a differenza del caso precedente, il collegamento tra il compressore ed il contenitore in plexiglass è realizzato con un tubicino in plastica il cui diametro diminuisce fino a raggiungere, a contatto con il blocco di gelatina, il valore di 1.3 mm.

L'esperienza, inizia con l'iniezione di 50 ml di olio ( $T_g = 8.5^\circ\text{C}$ ) e una pressione di  $1.5 \cdot 10^5$  Pa, ha mostrato la formazione di una frattura che raggiunge l'interfaccia; un'ulteriore iniezione di olio, 50 ml, permette al fluido di percorrere l'interfaccia. A differenza degli esperimenti precedenti, non si assiste alla formazione di due rami a parità di quantità di acqua e di olio iniettate; tuttavia è da rilevare che in questo caso la dimensione della sorgente dello sforzo è minore. In seguito, è iniettata acqua gassata colorata (50 ml;  $T_g = 9.5^\circ\text{C}$ ) alla stessa pressione dell'olio (foto 1.18), si osserva che la maggior parte del fluido colorato segue il ramo tracciato precedentemente dall'olio ed una piccola porzione origina un ramo secondario. Il fluido percorre l'interfaccia risalendo in prossimità del bordo del contenitore; una visione dall'alto mostra una frattura convessa verso l'esterno (foto 1.19).

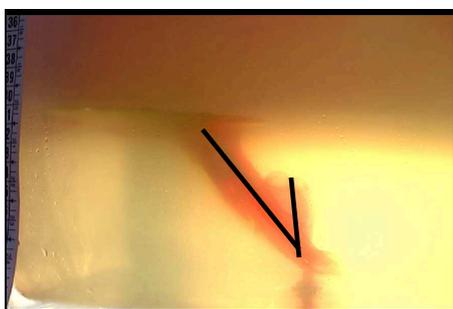


Foto 1.18 – Visione frontale dei due rami.

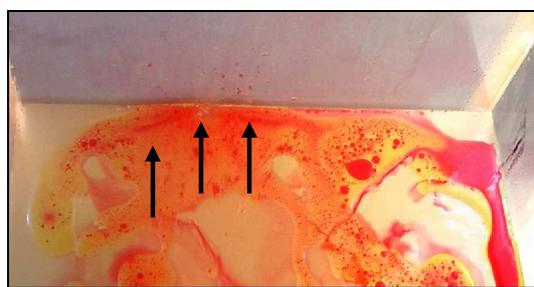


Foto 1.19 – Visione dall'alto della frattura.

Un'ulteriore iniezione di acqua gassata colorata (50 ml) è stata effettuata ad una pressione di  $2,5 \cdot 10^5$  Pa; in questo caso il ramo secondario si amplia raggiungendo il bordo del contenitore risalendo fino a fuoriuscire. Aumentando gradualmente la pressione, fino a  $6 \cdot 10^5$  Pa, i rami delle fratture si uniscono formando un cono rovesciato (foto 1.20). Si registra, in superficie, un "ribollimento" del materiale, e sono osservabili diverse fratture: una frattura semicircolare, che abbraccia due lati del contenitore, ed una centrale lineare, da cui fuoriesce materiale proveniente

dallo strato inferiore (2%); questo si accumula, in modo concentrico, intorno alla frattura, simulando un conetto con assi 190 x 110 mm (foto 1.21).

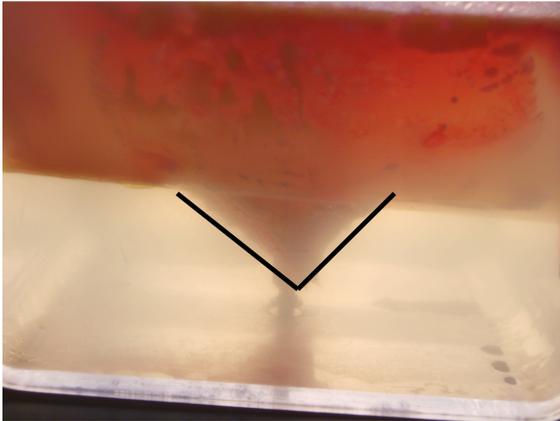


Foto 1.20 – visione frontale del cono rovescio.



Foto 1. 21 – visione dall'alto del conetto e della frattura semicircolare.

### *Riflessioni sui modelli analogici.*

Per verificare se i materiali utilizzati conservano le leggi di scala, per crosta e magma, effettuiamo un confronto tra i rapporti di densità e di pressione ricavati a scala di laboratorio con quelli a scala reale.

I rapporti di densità per i materiali utilizzati come analoghi sono:

- $\rho_{gelatina} / \rho_{acqua} = 1007 \text{kgm}^{-3} / 1000 \text{kgm}^{-3} = 1.007$
- $\rho_{gelatina} / \rho_{aria} = 1007 \text{kgm}^{-3} / 1.3 \text{kgm}^{-3} = 774.62$
- $\rho_{gelatina} / \rho_{olio} = 1007 \text{kgm}^{-3} / 920 \text{kgm}^{-3} = 1.09$

I rapporti di densità per i materiali naturali sono:

- $\rho_{crostacontinentale} / \rho_{magmaacido} = 2700 \text{kgm}^{-3} / 2450 \text{kgm}^{-3} = 1.10$
- $\rho_{crostacontinentale} / \rho_{magma gabbriico} = 2700 \text{kgm}^{-3} / 2700 \text{kgm}^{-3} = 1$
- $\rho_{c.oc.gabbriica} / \rho_{magma gabbriico} = 2950 \text{kgm}^{-3} / 2700 \text{kgm}^{-3} = 1.09$
- $\rho_{c.oc.peridotitica} / \rho_{magma peridotitico} = 3250 \text{kgm}^{-3} / 2950 \text{kgm}^{-3} = 1.10$

Nell'esperimento indicato (n. 3) è stato usato un blocco di gelatina spesso 230 mm con una densità di  $1007 \text{ kgm}^{-3}$ ; la pressione che agisce sul fondo del contenitore è  $1.023 \times 10^5 \text{ Pa}$ .

In questo esperimento si osserva la formazione di una frattura a due rami, i quali si estendono fino alla superficie, quando il rapporto tra la pressione esercitata dalla sorgente dello sforzo ( $P_e = 1.5 \cdot 10^5 \text{ Pa}$ ) e la pressione sul fondo del contenitore ( $P_f$ ) è 1.466; si ha inoltre l'inizio della calderizzazione quando lo stesso rapporto è pari 5.865, quindi quando  $P_e = 6 \cdot 10^5 \text{ Pa}$ .

In natura, considerando una crosta continentale di spessore di 4 km quale strato di copertura per il magma e una densità  $\rho_{cc} = 2700 \text{ kg m}^{-3}$ , si avrà  $P_f$  di 105,9 MPa. Per rispettare il rapporto di scala di 1.466 è necessaria una  $P_e$  di 155.25 MPa; invece per soddisfare il secondo rapporto di scala (5.865) è necessario che di una  $P_e$  sia 621.10 MPa.

Negli esperimenti a due strati le stesse condizioni di pressione portano a strutture superficiali differenti; la causa di ciò va individuata nella presenza della discontinuità tra i due strati che comporta la formazione di una sorgente di spinta più superficiale.

## **2. Risalita del magma: sperimentazione sorgente estesa**

Per la costruzione del modello con sorgente estesa è utilizzata gelatina con concentrazione al 2% con la quale si realizza un blocco monostrato avente un'altezza di circa 200 mm ( $vol. = 18 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3$ ). Viene utilizzato un palloncino di silicone, con diametro iniziale di 21 mm, per simulare la risalita magmatica. Gli esperimenti sono svolti alternando fasi di "inflation" con fasi di "deflation", il passaggio da una fase all'altra avviene per step di pressione successivi di  $0.02 \cdot 10^5 \text{ Pa}$  mantenendo costante la pressione durante le operazioni di misura. L'esperimento inizia con una fase di inflation ( $0 \leq P_{es} \leq 1.13 \cdot 10^5 \text{ Pa}$ ) durante la quale il palloncino viene gonfiato. Ad una pressione di  $1.03 \cdot 10^5 \text{ Pa}$  il palloncino assume una forma perfettamente sferica, ma le sue dimensioni cambiano debolmente (23 mm; fig. 2.1). Per valori di pressione compresi tra  $1.05 \cdot 10^5 \text{ Pa} \leq P_{es} \leq 1.11 \cdot 10^5 \text{ Pa}$  le dimensioni del palloncino aumentano in modo graduale (32

mm – 46 mm; fig. 2.2) e la deformazione in superficie è rilevata da uno strumento con scala micrometrica (0.042 mm – 0.733 mm). Per pressioni  $< 1.025 \cdot 10^5$  Pa la sorgente di pressione (sforzo) subisce il carico litostatico in quanto non mostra modifiche alla sua dimensione di partenza; per valori  $P_{es} > 1.025 \cdot 10^5$  Pa il palloncino perde la condizione di equilibrio ed inizia a crescere e, di conseguenza, a deformare l'overburden. Il valore di pressione che possiamo definire critico per il modello è  $1.13 \cdot 10^5$  Pa; raggiunto tale valore il palloncino mostra una crescita a simmetria sferica fino al raggiungimento dei 55 mm circa, ai quali corrisponde una deformazione della superficie libera di 8 mm rilevabile ad occhio nudo. Raggiunte le suddette dimensioni il modello rimane in una fase di stasi per qualche secondo e subito dopo, il plume assume una forma ovale (fig. 2.3). Vinta la resistenza esterna, la forma del palloncino diventa nuovamente sferica, ma le sue dimensioni crescono velocemente fino al raggiungimento del valore massimo registrato (fig. 2.4) sia per le dimensioni del palloncino (135 mm) che per il rigonfiamento della superficie del modello (28 mm). La spinta esercitata dalla crescita del palloncino deforma la superficie libera dello strato inarcandola. Per una pressione costante di  $1.13 \cdot 10^5$  Pa, la deformazione fragile del mezzo inizia quando la sorgente di spinta si trova ad una distanza di circa 20 mm dalla superficie libera. La prima frattura nasce ad una distanza di circa 30 mm dal bordo del contenitore, attraversa la parte centrale del mezzo e termina in prossimità del bordo opposto del contenitore, quasi alla stessa distanza (fig. 2.5 - fig. 2.6). Si tratta di una frattura profonda in media 25 mm che si propaga dal basso verso l'alto. Quando la crescita della prima frattura è terminata, inizia l'evoluzione di una seconda frattura che parte quasi dal bordo del contenitore e si propaga verso la frattura iniziale fino a congiungersi completamente ad essa (fig. 2.7). Anche la seconda frattura ha una profondità media di 25 mm. Il sistema di fratture finale assume la forma di una stella a tre rami disposti a circa  $120^\circ$  l'uno dall'altro (fig. 2.8). L'inizio del processo di fratturazione è seguito da una brusca decompressione: la pressione misurata all'interno della sorgente di spinta scende a  $1.09 \cdot 10^5$  Pa. È in queste condizioni di pressione ( $1.09 \cdot 10^5$  Pa) che completata la crescita della prima frattura, si sviluppa la seconda e si assiste ad un aumento della complessità della deformazione superficiale. Infatti, mantenendo costante la pressione ( $1.09 \cdot 10^5$  Pa), i tre rami si

aprono e blocchi dell'overburden, delimitati dai tre rami, si sollevano raggiungendo un'altezza media di 50 mm (fig. 2.9). Si forma una struttura a simmetria quasi circolare, con asse lungo di 240 mm ed asse corto di 220 mm, delimitata da pieghe (fig. 2.10); compaiono fratture di piccole dimensioni, normali alle principali, che producono un'ulteriore suddivisione dei blocchi sollevati. La fase di inflation è seguita da una deflativo, nella quale si induce una lenta fuoriuscita di aria dal palloncino. Gli effetti più evidenti di questa fase sono essenzialmente quattro:

- 1) la comparsa di una frattura ad arco;
- 2) la lenta discesa dei blocchi precedentemente sollevati e solo piccoli volumi ormai dislocati non riprendono la posizione iniziale (fig. 2.11);
- 3) lo sprofondamento di un blocco centrale poligonale per circa 15 mm;
- 4) la formazione di un cono di deformazione, esteso dalla superficie fino al palloncino, per una distanza di circa 100 mm, con ed il diametro di base di 200 mm (fig. 2.12).

È da sottolineare che durante la fase di rigonfiamento non viene asportato materiale dalla massa deformata, fratturata e dislocata.

Durante la fase di subsidenza (deflation) il campo di stress al quale è soggetta la superficie del mezzo è alquanto complesso: la comparsa di una frattura ad arco ed il riassorbimento delle pieghe indicano che la fase compressiva viene sostituita da una fase distensiva. All'inizio della "deflation", si assiste allo sprofondamento di circa 15 mm della parte centrale del mezzo, rappresentata dal blocco di forma poligonale compreso tra le tre fratture principali; in seguito, avviene la discesa dei semiarchi laterali. Durante la deflation si ha distensione in prossimità dei bordi del contenitore, ma i semiarchi discendendo esercitano compressione sul blocco centrale che, di conseguenza, risulta compresso e spinto verso l'alto con effetto "spremitura". È un processo molto simile alla risorgenza calderica. L'esperimento continua con una nuova fase di inflation: è da notare che la spinta della sorgente della deformazione vince la resistenza dell'overburden in condizioni di pressione inferiore ( $1.08 \cdot 10^5$  Pa) a quella del primo ciclo di "inflation" ( $1.13 \cdot 10^5$  Pa), a testimonianza del fatto che il suo percorso è già stato tracciato durante la fase precedente con la fratturazione del mezzo di copertura. In queste condizioni la sorgente degli sforzi (palloncino) necessita di minore energia per risalire e, per

questo motivo, non assume la forma ad uovo ma rimane sempre perfettamente sferico. Con una pressione costante ( $1.08 \cdot 10^5$  Pa), il palloncino cresce lentamente, ma senza interruzioni o fasi di stasi e, per una dimensione del suo diametro di circa 115 mm, genera il sollevamento dei blocchi in superficie portandoli ad un'altezza maggiore rispetto al caso precedente (55 mm). In questa fase ricompaiono le pieghe. Ne risulta che la sorgente di spinta nel risalire, avendo già un percorso tracciato, ha bisogno di una pressione minore e di minori dimensioni per deformare l'overburden in modo incisivo. Infatti, essendo il materiale già fratturato, anche uno sforzo minore può determinare una maggiore deformazione. Un'ulteriore "deflation" comporta una maggiore deformazione del cono, la comparsa di altre fratture ad arco ed uno sprofondamento del blocco centrale poligonale di altri 25 mm, portandolo ad un dislivello rispetto alla superficie libera di 40 mm.

Alla fase di deflation segue un nuovo rigonfiamento del palloncino: riprende un ciclo di deformazione identico alla seconda inflation (rigonfiamento graduale) ma la sorgente di spinta vince la resistenza dell'overburden per un valore di pressione ( $1.07 \cdot 10^5$  Pa) ulteriormente più basso ed i blocchi sono sollevati di circa 60 mm. Procedendo con l'esperimento l'overburden risulta sempre più deformato permettendo alla sorgente degli sforzi di arrivare in superficie compiendo un lavoro minore. Durante questo esperimento gli elementi da sottolineare sono l'ulteriore sprofondamento del blocco centrale di gelatina di circa 5 mm, portando la subsidenza totale a circa 45 mm, e la comparsa di una nuova frattura ad arco.

Il modello analogico a sorgente estesa dimostra che in presenza di una massa magmatica in risalita il processo di fratturazione porta alla formazione di una giunzione tripla, come atteso da un modello analitico in quanto questa è la configurazione che richiede minore energia.

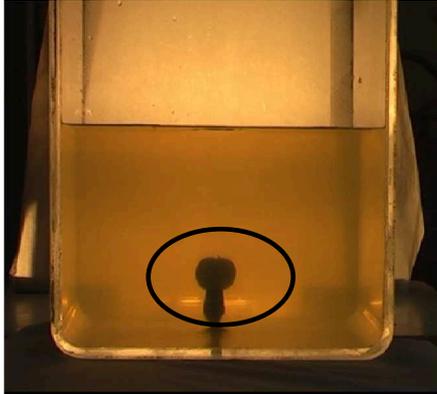


Fig. 2.1 Condizioni del palloncino nella fase iniziale.

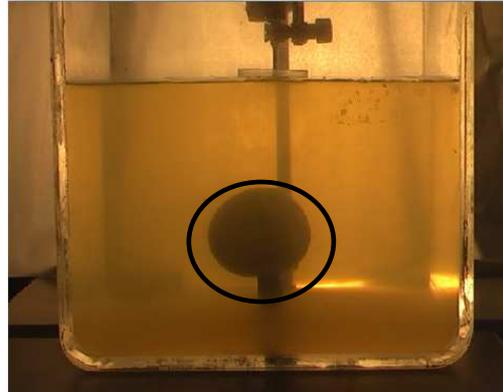


Fig. 2.2 Le dimensioni del palloncino aumentano in modo graduale e cominciano ad aversi deformazioni in superficie

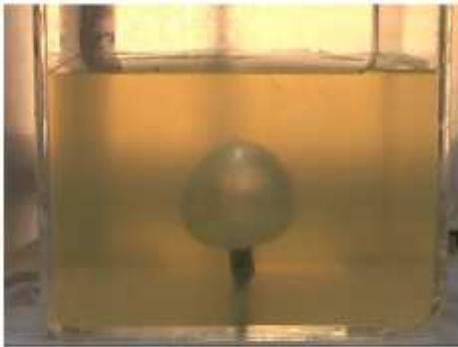


Fig. 2.3 – Visione frontale della forma ad “uovo” assunta dal palloncino.

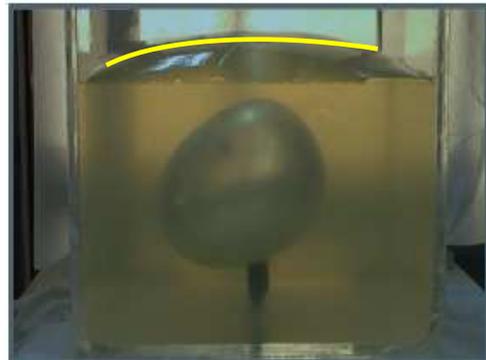


Fig. 2.4 – Massima deformazione del blocco di gelatina registrata a seguito della massima espansione del palloncino.

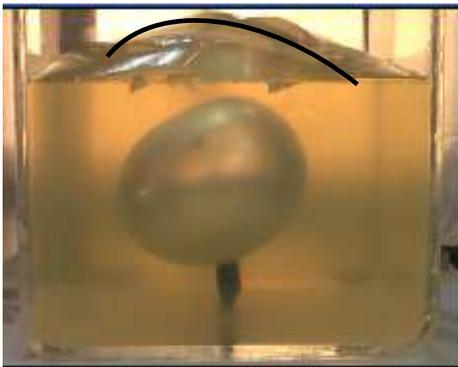


Fig. 2.5 – Visione frontale della frattura centrale.



Fig. 2.6 – Visione dall’alto della frattura centrale.

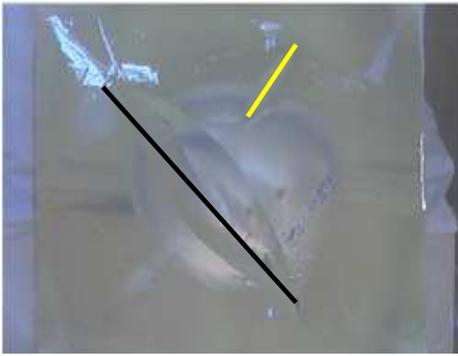


Fig. 2.7 – Visione dall'alto della partenza della seconda frattura (in giallo).

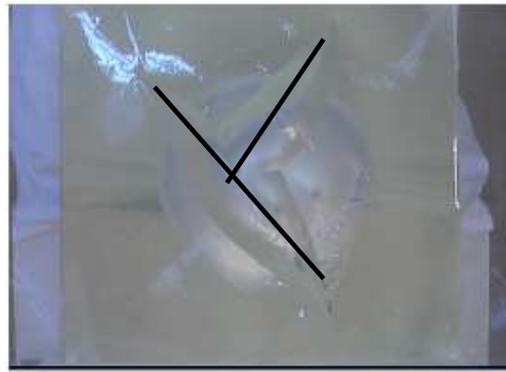


Fig. 2.8 – Visione dall'alto del sistema di fratture a tre rami.



Fig. 2.9 - Blocchi sollevati durante la fase di massima inflation.



Fig. 2.10 – Visione dall'alto delle pieghe



Fig. 2.11 – Delimitazione della zona centrale collassata.



Fig. 2.12 Visione frontale del cono di deformazione

### 3. Esperimenti Gum Rosin – Acetone

La serie di esperimenti mostrati di seguito hanno permesso lo studio di fenomeni che difficilmente sono osservabili in campo dai processi di degassamento del magma, alle deformazioni superficiali generate da un plume in risalita. Inizialmente si è proceduti con una serie di esperimenti con soluzioni di gum Rosin e acetone (GRA) non confinate, al fine di concentrare l'attenzione sui processi di degassamento ed espansione delle vescicole. Quindi, si è passati alla valutazione degli effetti del confinamento sulla soluzione. Confinando il campione dapprima con uno strato di sabbia e successivamente uno strato di gelatina al 2%.

#### 3.1 Gum Rosin – Acetone non confinato

Gli esperimenti svolti, sono effettuati nell'intervallo di temperatura compreso tra i 30° e i 40°C, le soluzioni di GRA preparate al 30, 20, 15 %, sono inserite in un cilindro di pirex, dal diametro di 4 cm e alto 15 cm. Il campione ha un volume totale di 50.24 cm<sup>3</sup>, un'altezza di 4 cm e un diametro medio di 4 cm. Il sistema è opportunamente isolato, con l'utilizzo di un diaframma in alluminio, per limitare la perdita di acetone, e sottoposto ad un leggero riscaldamento allo scopo di facilitare ed accelerare il miscelamento dei materiali. Una volta che la soluzione Gum Rosin – Acetone è omogenea il sistema è fatto lentamente raffreddare fino a portarlo alla temperatura desiderata. Successivamente il campione, così preparato, è inserito in una campana a tenuta per il vuoto; forato il diaframma di alluminio, si procede con la decompressione a mezzo di una pompa del vuoto, decomprimendo il sistema fino a  $\sim -10^5$  Pa. I processi che si susseguono durante la fase sperimentale sono registrati con un sistema di videoripresa ad alta definizione. La disposizione di videocamere, lampade alogene e del cilindro in pirex è mostrata nello schema di fig 3.1.1. In particolare la videocamera V<sub>1</sub> offre una visione frontale del campione, mentre la V<sub>2</sub> permette di osservare la superficie libera del campione.

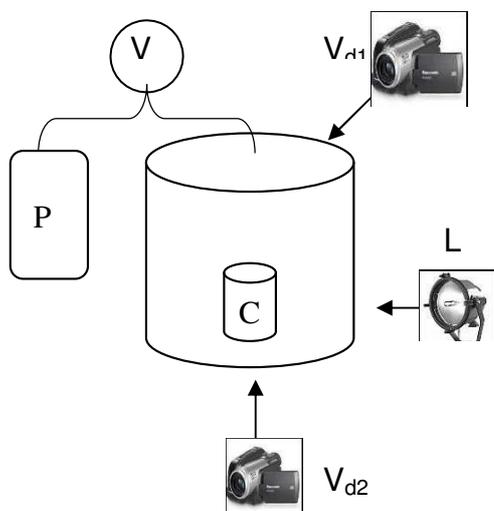


Fig 3.1.1 Schema dell'apparato strumentale.

P: pompa del vuoto;

V: vacuometro;

V<sub>d1</sub>: videocamera per visione dall'alto

V<sub>d2</sub>: videocamere visione frontale

C: campione

L: lampada

### Fase sperimentale

In questa sezione esamineremo le risposte di 3 soluzioni di Gum Rosin sottoposte ad una pressione compresa tra  $10^5$  Pa e circa  $-10^5$  Pa.

1. Il campione di GRA preparato, con concentrazione del 15% e 32°C di temperatura, è posizionato all'interno della campana di vetro a tenuta per il vuoto e sottoposto alla decompressione. Il materiale presenta un colore ambrato omogeneo (Fig 3.1.2).

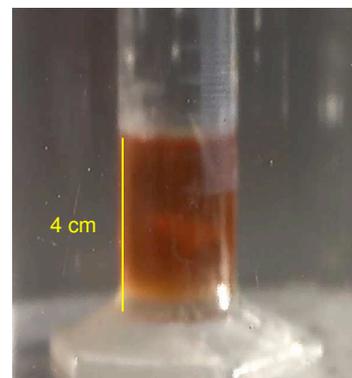


Fig. 3.1.2 Campione all'interno della campana.

In seguito ad una decompressione pari a -80 kPa,

rispetto al valore normale, sono osservabili in superficie la formazione delle prime bolle e a circa 1.5 cm dal fondo la formazione di una fascia spessa circa 1cm che diviene più evidente ad una decompressione pari a -90 kPa.

Dalle osservazioni delle manifestazioni superficiali diviene evidente che questa fascia sia la sorgente di alimentazione la schiuma superficiale (fig. 3.1.3 a, b)

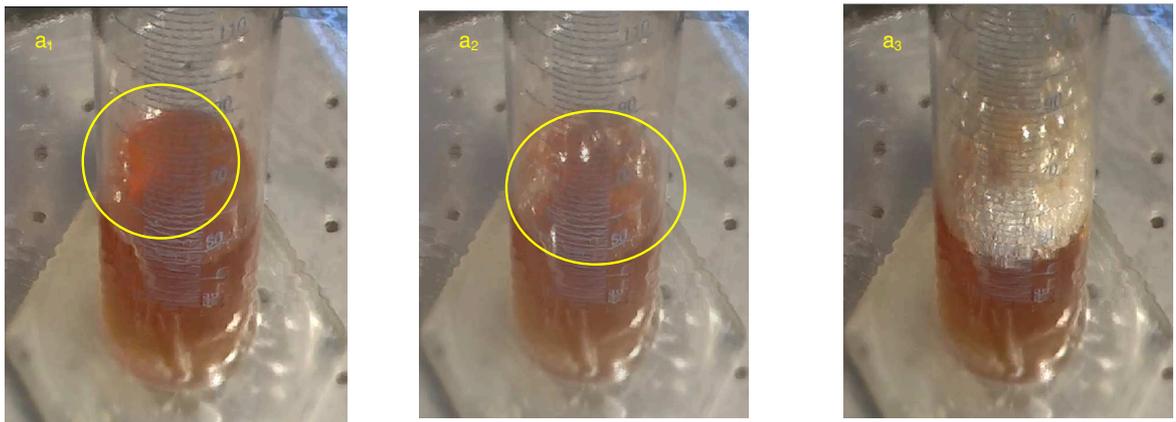


Fig. 3.1.3 a. sequenza della formazione delle bolle sulla superficie libera del campione;

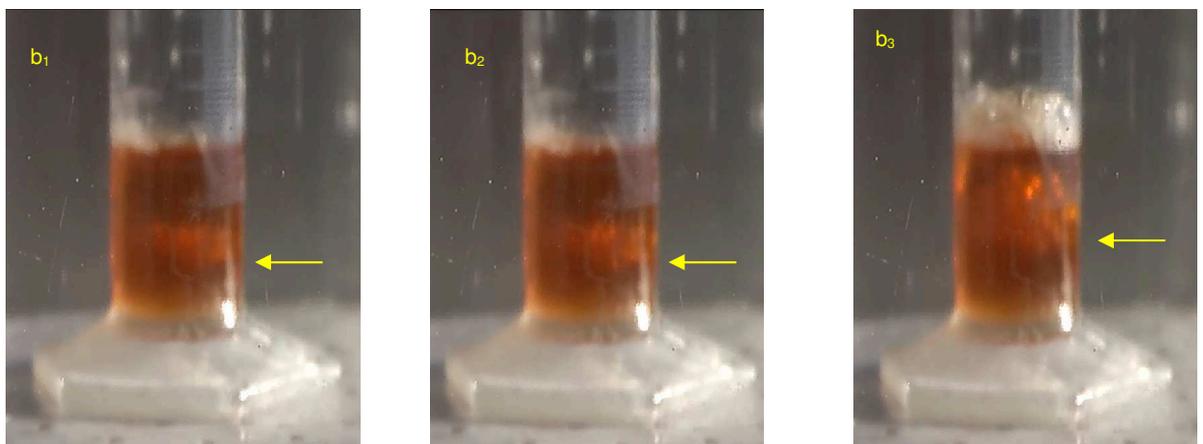


Fig. 3.1.3 b. evidenza della fascia di formazione delle bolle (indicato dalla freccia gialla).

Raggiunto il valore di decompressione di  $-93$  kPa si osserva sul fondo la formazione di una bolla subsferica, del diametro di circa  $1.5$  cm (fig 3.1.4) che in  $1$  minuto si stacca dal fondo e risale fino alla base della schiuma dandole l'energia per provocare una fuoriuscita del campione dal cilindro di circa  $1.7$ cm di altezza.

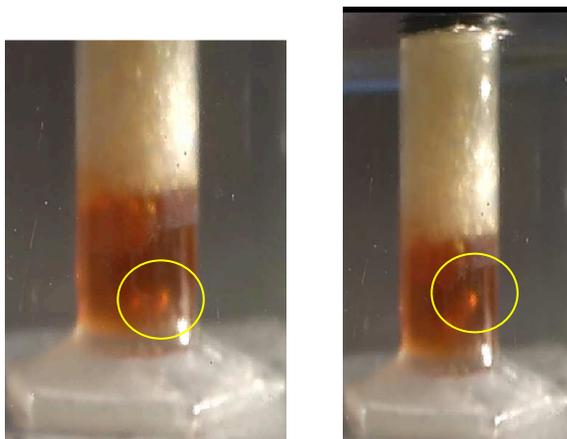


Fig 3.1.4 sequenza della risalita di una bolla subsferica delle dimensioni di circa  $1.5$  cm

Il campione fuoriuscito è fragile (fig 3.1.5 a), e mostra numerose vescicole di dimensioni millimetriche e di forma da allungata a sub sferica.(fig 3.1.5 b).

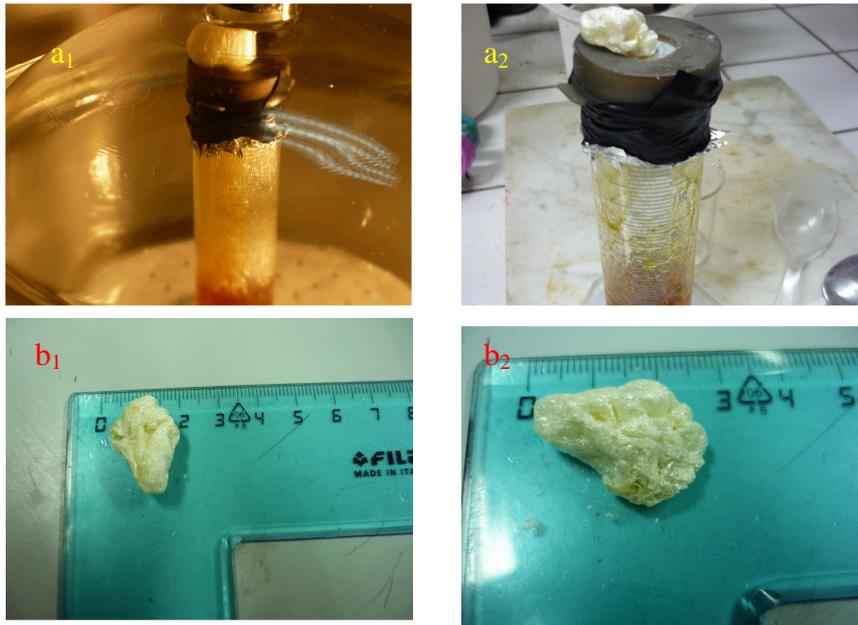


Fig 3.1.5  
a. fuoriuscita del campione  
b. dimensioni della porzione di materiale fuoriuscito

2. Il campione di GRA preparato con concentrazione del 15%, ma a temperatura leggermente superiore ( $38^{\circ}\text{C}$ ) è posizionato nella campana e sottoposto a decompressione. Non sono osservate variazioni significative del sistema fino ad una decompressione di  $-97\text{ kPa}$ . Al raggiungimento di tale valore si registra la nucleazione di una bolla in profondità che in circa 30s arriva in superficie (fig. 3.1.6),

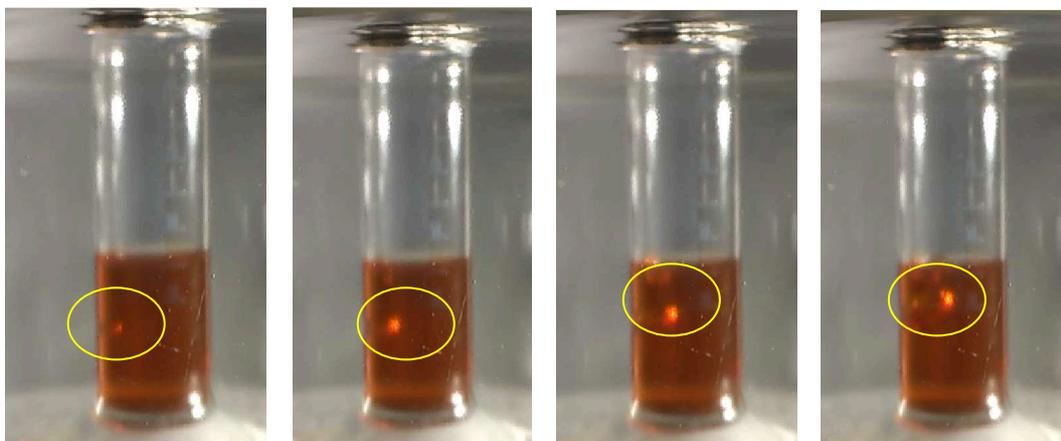


Fig 3.1.6 Sequenza dell'espansione e della risalita di una bolla.  
A circa metà dell'altezza del campione una vescicola di forma sferica e dimensioni millimetriche si stacca dalla parete del cilindro, il frame permette di osservarne l'espansione durante la risalita. Al raggiungimento della superficie libera la bolla ha le dimensioni di circa 1 cm.

Nelle fasi successive di decompressione si osserva la formazione di due bolle che si uniscono in superficie formando un'unica bolla del diametro di circa 1.5 cm (fig. 3.1.7).

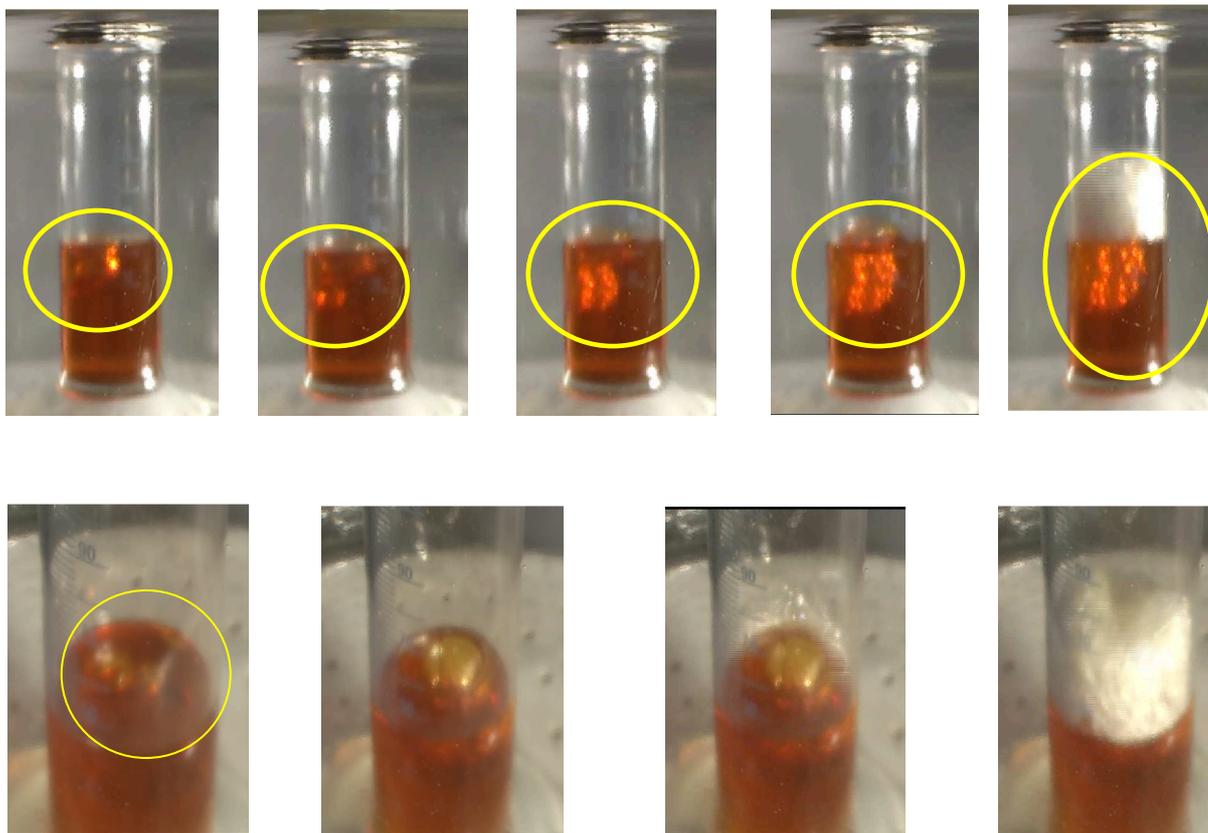


Fig 3.1.7 Sequenze di risalita, espansione e formazione della schiuma

Il sistema libera l'energia accumulata rapidamente generando una schiuma che risale sino al bordo del cilindro in circa 1s, senza fuoriuscirne. Le sequenze sopra riportate hanno permesso di analizzare in dettaglio le diverse fasi dell'esperienza che in laboratorio erano state difficili da seguire a causa dell'estrema velocità del processo.

3 Il campione preparato a una concentrazione del 15%, e temperatura di 38°C, la formazione delle prime vescicole si verifica per valori di decompressione inferiori, pari a -65 kPa rispetto al valore normale. Decomprimendo ulteriormente il sistema, si osserva, in superficie, la formazione di numerose bolle. Quando la decompressione raggiunge lo stesso valore dell'esperienza precedente, -97 kPa, si registra la formazione di una schiuma (fig. 3.1.8).

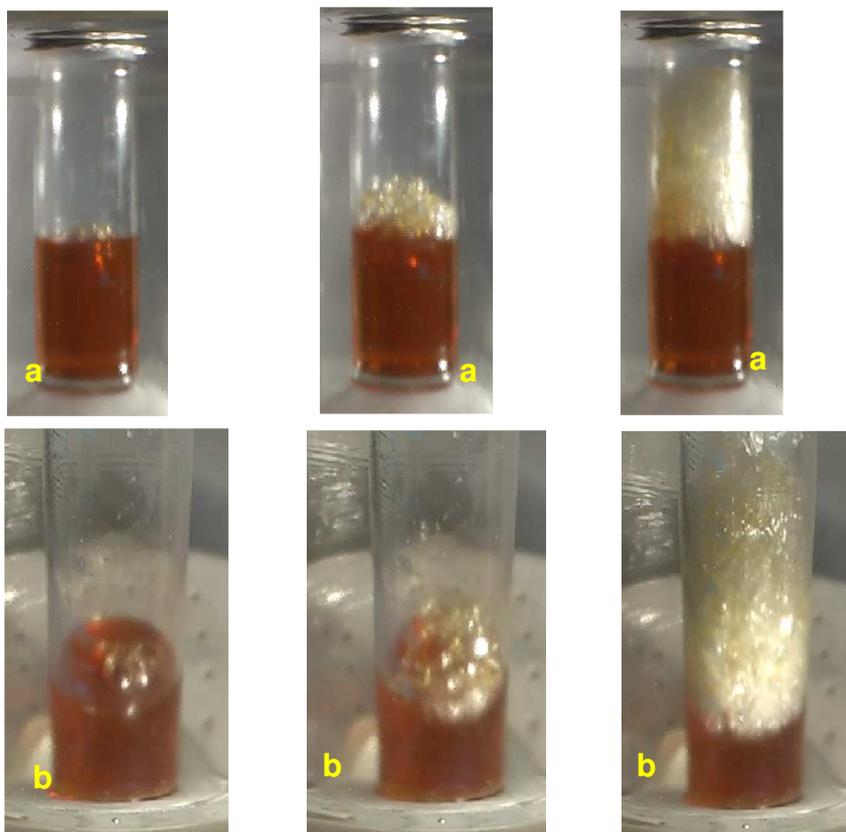


Fig 3.1.8 Visione frontale (a) e dall'alto (b) di una sequenza della fase sperimentale. Non è osservata coalescenza tra le bolle in superficie, ma piuttosto un incremento del numero di bolle finchè l'intera superficie ne è ricoperta

La schiuma, successivamente, risale nel cilindro fino a fuoriuscire. La porzione di GRA fuoriuscita, in seguito all'evaporazione della percentuale di acetone è solida e ha dimensioni medie di circa 2.7 cm (fig. 3.1.9 c); mostra al suo interno numerose vescicole di varia forma, da sferica ad allungata, e di dimensioni millimetriche.

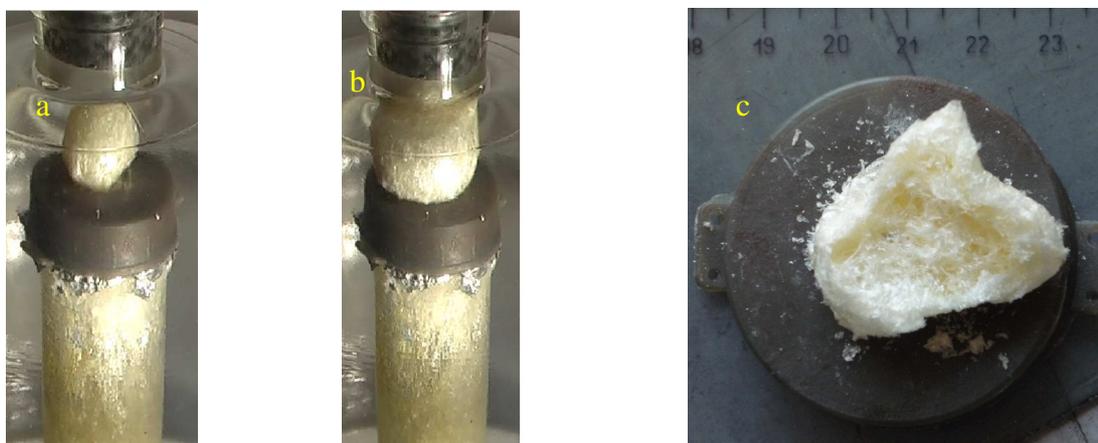


Fig 3.1.9 Immagini della porzione di GRA fuoriuscita; a, b, fase d'espansione, c, esperimento finito.

Di seguito sono riportate le tabelle riassuntive dei singoli esperimenti i valori di pressione sono riduzioni rispetto al valore normale di  $10^2$  kPa:

Esperimento	Concentrazione GRA	Temperatura GRA
1	30%	60 °C
2	26%	50 °C
3	28%	38 °C
5	20%	40 °C
6	20%	38.5 °C
8	15%	32.2 °C
9	15%	38 °C
11	15%	38 °C
12	15%	38 °C

Esperimento 1		
Pressione	Tempo	Dinamiche interne
-55 kPa	2' 08"	Formazione di una bolla avente diametro massimo 1 cm
-75 kPa	1'25"	Aumento del numero di bolle ed espansione delle stesse
-80 kPa	20"	Formazione della schiuma
-85 kPa	32"	Aumento dello spessore della schiuma

Esperimento 2		
Pressione	Tempo	Dinamiche interne
-50 kPa	1'37"	Formazione di bolle al centro della superficie
-60 kPa	13"	Aumento del numero di bolle
-70 kPa	17"	Formazione della schiuma
-75 kPa	10"	Crescita della schiuma verso l'alto
-85 kPa	10"	Propagazione verso il basso dell'interfaccia di bolle ed inspessimento della schiuma verso l'alto

Esperimento 3		
Pressione	Tempo	Dinamiche interne
-70 kPa	3'09"	Formazione delle bolle in superficie
-80 kPa	36"	Aumento del numero di bolle e coalescenza delle stesse
-85 kPa	30"	Formazione della schiuma
-90 kPa	2'21"	Aumento dello spessore della schiuma
-92 kPa	1'	La soluzione giunge alla superficie del cilindro

Esperimento 5		
Pressione	Tempo	Dinamiche interne
-65 kPa	3'47"	Formazione delle prime bolle
-85 kPa	1'36"	Aumento del numero delle bolle e formazione della schiuma
-87 kPa	20"	Aumento dello spessore della schiuma e propagazione verso il basso dell'interfaccia delle bolle

<b>Esperimento 6</b>		
<b>Pressione</b>	<b>Tempo</b>	<b>Dinamiche interne</b>
-75 kPa	3'42"	Formazione della prima bolla
-80 kPa	18"	Aumento del numero di bolle e formazione della schiuma
-90 kPa	3'	Aumento dello spessore con movimento pulsatorio

<b>Esperimento 8</b>		
<b>Pressione</b>	<b>Tempo</b>	<b>Dinamiche interne</b>
-80 kPa	3'04"	Formazione delle prime bolle
-90 kPa	1'30"	Formazione in superficie della schiuma ed evidenza all'interno del campione di una fascia di bolle spessa circa 1 cm
-92 kPa	14"	Aumento dello spessore della schiuma
-93 kPa	1'	Fuoriuscita del materiale con le dimensioni dei tre assi pari a 2,5cm 1,5cm 1cm

<b>Esperimento 9</b>		
<b>Pressione</b>	<b>Tempo</b>	<b>Dinamiche interne</b>
-40 kPa	1'38"	Prime bolle in profondità
-65 kPa	1'15"	Formazione di bolle in superficie
-75 kPa	13"	Aumento delle bolle in superficie e formazione della schiuma
-93 kPa	2'	Risalita delle bolle e aumento della schiuma
-93 kPa	14'	Aumento dello spessore della schiuma e propagazione verso il basso dell'interfaccia delle bolle

<b>Esperimento 11</b>		
<b>Pressione</b>	<b>Tempo</b>	<b>Dinamiche interne</b>
-97 kPa	5'45"	Formazione di una bolla in profondità
-98 kPa	34"	Arrivo della bolla in superficie
-98 kPa	23"	Formazione di una seconda bolla
-98 kPa	2"	Formazione di una terza bolla in profondità
-98 kPa	4"	Coalescenza delle tre bolle con risalita rapida verso l'alto

<b>Esperimento 12</b>		
<b>Pressione</b>	<b>Tempo</b>	<b>Dinamiche interne</b>
-65 kPa	2'47"	Formazione di bolle in profondità
-75 kPa	23"	Aumento del numero di bolle in superficie e formazione della schiuma
-89 kPa	1'04"	Formazione continua di bolle
-91 kPa	19'	Aumento dello spessore della schiuma
-93 kPa	24"	Fuoriuscita della soluzione
-95 kPa	48"	Fuoriuscita della soluzione con dimensioni 3,5cm 2,5cm 2cm

## Osservazioni

I processi osservati, durante le diverse esperienze di laboratorio, di nucleazione e crescita delle bolle sono spiegabili ricorrendo alla legge di Boyle:

$$P_1V_1 = P_2V_2 = nRT$$

dove  $R$  è la costante dei gas;  $T$  è la temperatura.

In condizioni di temperatura costante la pressione di un gas perfetto è inversamente proporzionale al suo volume, pertanto ad una diminuzione della pressione del gas è associato un aumento di volume (Parfitt – Wilson, 2008).

Gli esperimenti svolti con diverse soluzioni di GRA mostrano come i processi di formazione, crescita e risalita delle bolle siano condizionati dalle concentrazioni della soluzione, alla pressione ed alla temperatura.

Si è osservato che in superficie le prime bolle si generano per una caduta di pressione compresa tra -60 kPa e -80 kPa.

Al decrescere della pressione, si osserva la nucleazione delle bolle sulla parete del tubo e la risalita verso la superficie libera.

In superficie si osservano due diversi comportamenti:

- formazione di un'infiorescenza di vescicole dall'aspetto vitreo, che col procedere dell'esperimento diventano sempre più numerose finché tutta la superficie ne è ricoperta ( vedi fig 3.1.8);
- coalescenza delle bolle che porta alla formazione di una singola bolla del diametro del tubo. Al diminuire della pressione e al superamento della tensione superficiale della soluzione, si osserva la formazione e l'espansione di numerose bolle sulla superficie libera.

Phillips et al. nel 1995 registrarono tale comportamento della soluzione di Gum Rosin ed acetone. In fig 3.1.10 sono confrontate le immagini degli esperimenti con soluzioni di GRA con quelle note in letteratura. Dalle immagini si può osservare l'evoluzione del processo di assoluzione della fase volatile, la formazione delle prime bolle con un leggero sollevamento della superficie libera del campione (a); la formazione di una bolla che ricopre l'intera superficie (b) fino al superamento della tensione superficiale del fluido con la conseguente rottura della superficie libera del campione (c); la formazione della schiuma (d).

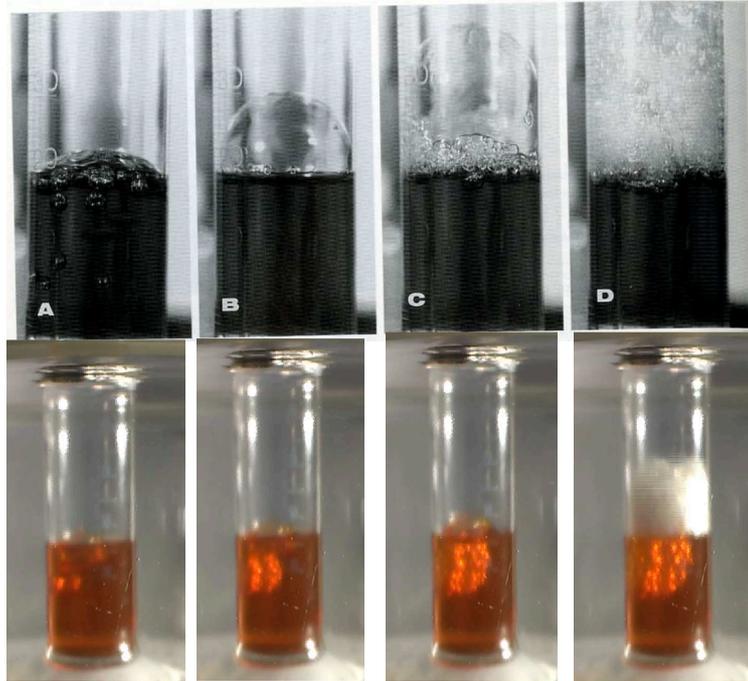


Fig 3.1.10 Sono confrontate le sequenze sperimentali dell'evoluzione di processo di degassamento della soluzione di GRA svolte da Phillips et nel 1995 (in alto) e quelle svolte in questo lavoro (in basso).

Esaminando il campione nella sua interezza si è osservata all'interno della soluzione una doppia direzione di movimento. Questo mostra infatti:

1) una propagazione verso il basso di un'interfaccia di bolle;

2) propagazione verso l'alto della schiuma, formatasi sulla superficie libera del campione.

Questo processo prosegue fino all'esaurimento della quantità di acetone presente

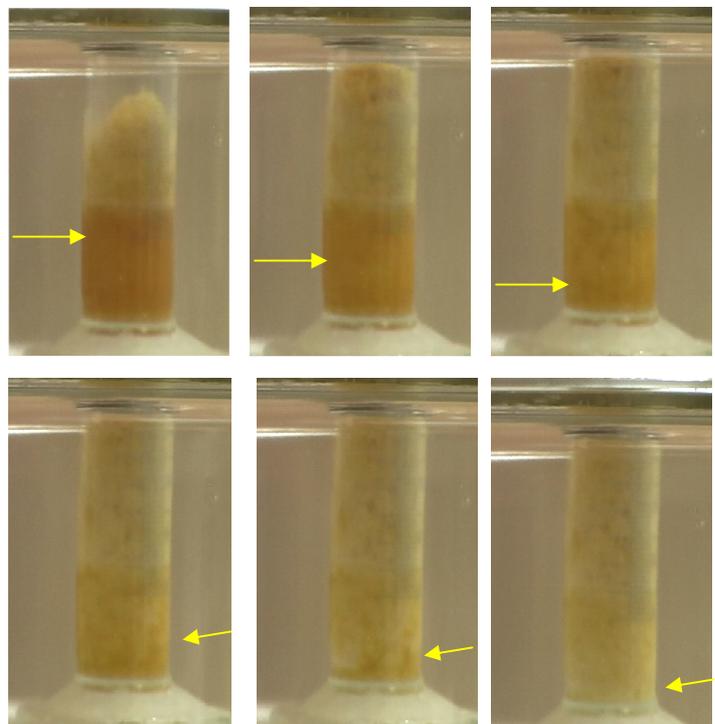


Fig 3.1.11 sequenza in cui è mostrata l'espansione verso l'alto della schiuma e verso il basso del fronte di frammentazione

nel campione, ed è palesata dall'approfondimento dell'interfaccia di essoluzione, questo fenomeno è osservabile fino al raggiungimento della base del cilindro (fig 3.1.11).

Diversi autori (Mader et al. 1994; 1997; Alidibirov e Panov 1998; Ichihara et al. 2002; Fowler 2010), hanno sviluppato modelli, utilizzando materiali diversi, sottolineando come i primi segni di perturbazione in un campione sottoposto a decompressione, siano inizialmente localizzati in superficie, e, successivamente, si propagano verso il basso interessando l'intero campione.

Questo meccanismo di frammentazione è definito *layer by layer* da Alidibirov e Dingwell (2000): ipotizzando che il magma sia costituito da diversi strati sovrapposti e che la variazione di pressione sia sufficiente a perturbare le pareti dei pori dello strato più superficiale. Sottoponendo il magma a lenta decompressione, il gas contenuto nelle vescicole si espanderà provocando la rottura dei frammenti delle pareti interstiziali ed esponendo una nuova superficie libera. Successivamente la differenza di pressione agirà sulle pareti delle bolle nel livello successivo di materiale. Questo esporrà un nuovo livello e il processo si ripeterà.

Le osservazioni effettuate sull'interfaccia di degassamento creata nel sistema GRA, le analogie nella risposta del mezzo sottoposto a lenta decompressione e del comportamento dello stesso in funzione della temperatura, confrontate con esperimenti presenti in letteratura svolti con l'utilizzo di materiali differenti (Mader et al. 1994; 1997, Phillips et al., 1995; Alidibirov e Panov, 1998; Alidibirov e Dingwell, 2000; Ichihara et al., 2002; Fowler, 2010), suggeriscono che la soluzione di Gum rosin – Acetone può essere utilizzata come analogo per lo studio dei processi vulcanici in laboratorio.

## **3.2. Gum Rosin – Acetone confinato**

### *3.2.1 Gum Rosin – Acetone e sabbia*

Gli esperimenti svolti, sono effettuati nell'intervallo di temperatura compreso tra 26.7°C e 38°C. È preparata una soluzione di GRA con una concentrazione del 15 % ed un volume totale di 140.95 cm<sup>3</sup>. La soluzione è inserita in un becker di pirex, dal diametro di 6.8 cm e altezza di 4 cm. Il sistema è opportunamente isolato, con l'utilizzo di un diaframma di alluminio, per limitare le perdite di acetone, e sottoposto ad un leggero riscaldamento allo scopo di facilitare ed accelerare il miscelamento dei materiali. Una volta che la soluzione Gum-Rosin – Acetone (GRA) è omogenea il sistema è fatto lentamente raffreddare fino a portarlo alla temperatura desiderata. Successivamente, il campione, è inserito nella campana a vuoto dove viene, prima, rimosso il diaframma di alluminio e, immediatamente dopo, è sottoposto al processo di decompressione fino a valori di pressione  $\sim -10^5$  Pa. I processi che si susseguono durante la fase sperimentale sono registrati col sistema di videoripresa ad alta definizione già mostrati in fig.3.1.1

#### *Fase sperimentale*

Sono stati effettuati quattro esperimenti utilizzando la soluzione di GRA al 15 % sulla cui superficie libera, prima di iniziare la decompressione, è posto uno strato di sabbia con spessore compreso tra 0.5 cm e 1 cm. Si è osservato che la variazione dello spessore della copertura sabbiosa non provoca significative modifiche al comportamento del fluido sottoposto a decompressione. Successivamente, il campione è posto all'interno della campana e sottoposto al processo di decompressione. Non sono state osservate variazioni significative nel sistema finché la decompressione non tocca valori compresi tra -70 a -80 kPa rispetto al valore normale. Al raggiungimento di tali valori, è evidente la formazione di vescicole di dimensioni millimetriche al contatto con la superficie sabbiosa (fig 3.2.1); successivamente è possibile osservare la formazione di diverse bolle a circa 2 cm dal fondo. Al raggiungimento di una decompressione di circa -90 kPa,

si osserva, in superficie l'insorgere di un leggero rigonfiamento della copertura sabbiosa, pochi secondi dopo sono evidenti sulla superficie libera piccole fratture semicircolari che si sviluppano lungo il bordo del becker. La caduta di pressione provoca un aumento del numero di vescicole e una sostanziale espansione delle stesse, propagando le fratture precedentemente formate e creando una serie di fratture secondarie trasversali che tagliano le prime. Ad una decompressione compresa tra -90 kPa e -92 kPa la copertura sabbiosa è completamente solcata da fratture e la soluzione di GRA comincia ad intrudersi nello strato di copertura per poi fuoriuscire (Fig.3.2.2).

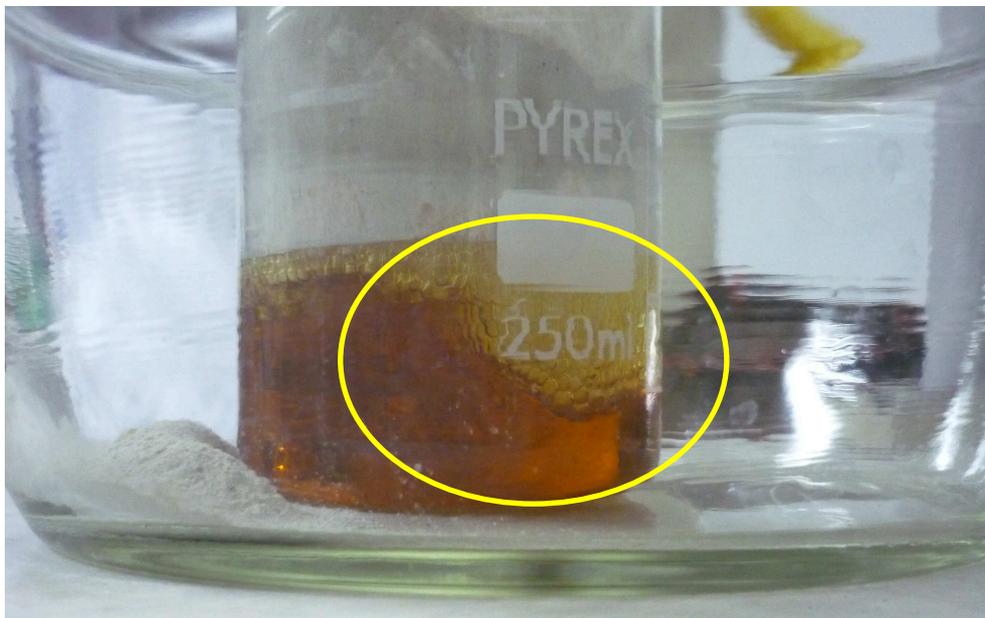


Fig 3.2.1 Immagine della soluzione di GRA, ricoperta dallo strato di sabbia nelle prime fasi della decompressione nel dettaglio sono visibili le vescicole formate



Fig.3.2.2 Nel particolare è mostrato un esempio di frattura superficiale

A questo punto si registra una rapida evoluzione del sistema, con il rigonfiamento della soluzione, che assume un aspetto filamentoso; in circa dieci secondi la soluzione si espande occupando l'intero diametro del becker, risalendo verso la superficie fino a superare il bordo del becker (Fig 3.2.3).



Fig.3.2.3 Espansione della soluzione di GRA fino al superamento del bordo del becker

Ad una caduta di pressione di circa -95 kPa il processo rallenta e il palloncino si espande lentamente fino a riempire l'intera campana. Durante le diverse esperienze di laboratorio, il tempo impiegato dalla soluzione ad espandersi varia da 2 ai 4 minuti.

La fase di espansione non coinvolge l'intero volume della soluzione, resta un residuo inattivo sia a causa dell'esaurimento del contenuto in acetone sia per l'inevitabile vincolo rappresentato delle pareti della campana che condizionano la forma e limitano l'espansione del corpo.

L'esperimento si ritiene concluso, quando si arresta l'espansione della soluzione. Le dimensioni massime raggiunte dal palloncino sono 25 cm di diametro e 20 cm di altezza (fig. 4.5).

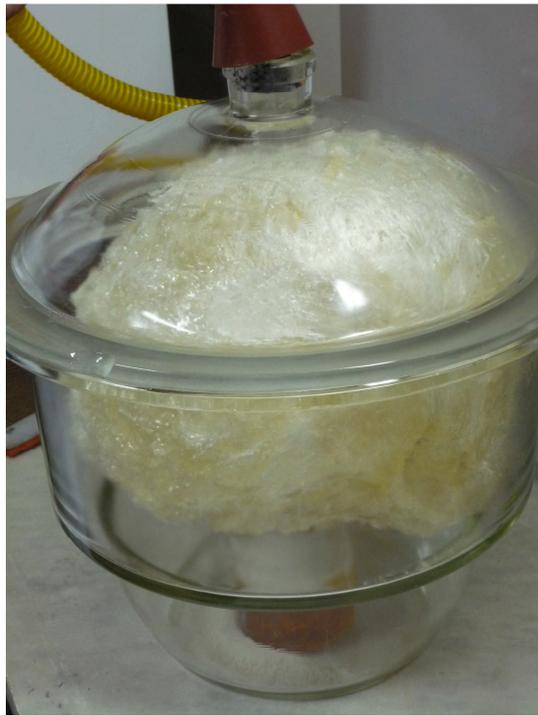


Fig. 3.2.4 Momento di massima espansione del campione. Cupola domiforme di GRA dal diametro di 25 cm e un'altezza di 20 cm.

Successivamente, il sistema è riportato a pressione atmosferica, la soluzione GRA ormai priva dell'acetone, non sostiene l'espansione raggiunta e si presenta come un ammasso vetroso dalla forma non definita e nel quale non sono osservabili vuoti (fig 3.2.5).

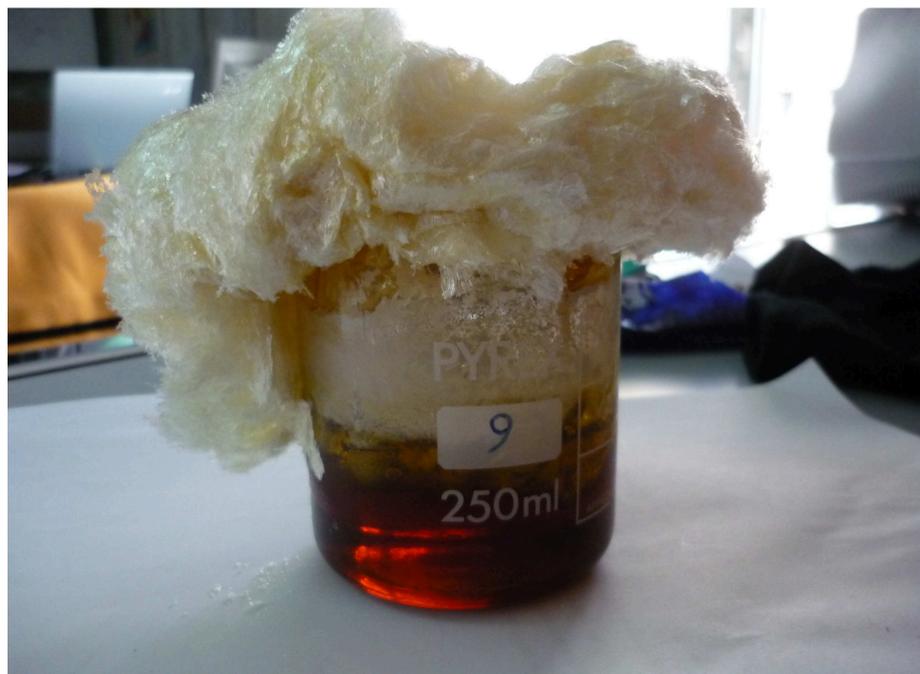


Fig. 3.2.5 Visione frontale della soluzione di GRA al termine della fase sperimentale.

Di seguito sono riportate le tabelle riguardanti l'evoluzione degli esperimenti, i valori di pressione sono riduzioni rispetto al valore normale di  $10^2$  kPa:

Esperimento	Concentrazione	Temperatura	Spessore della copertura
15	15%	38 °C	0,5 cm
16	15%	37 °C	1 cm
17	15%	30 °C	1 cm
18	15%	26,7 °C	1 cm

Esperimento 15			
Pressione	Tempo	Dinamiche interne	Manifestazioni superficiali
-85 kPa	5'45"	formazione di una bolla sotto la superficie sabbiosa	
-90 kPa		aumento di volume delle bolle	leggero rigonfiamento della superficie
-93 kPa	25"	aumento di volume delle bolle	leggero rigonfiamento della superficie - formazione di fratture
-94 kPa	30"		copertura completamente distrutta - fuoriuscita di materiale
	10"		il rigonfiamento arriva in superficie
	50"		crescita del palloncino
-95 kPa	1'		il palloncino non è più alimentato

Esperimento 16			
Pressione	Tempo	Dinamiche interne	Manifestazioni superficiali
-70 kPa	5'42"	formazione di bolle sotto la superficie sabbiosa	
-80 kPa	38"	aumento del numero di bolle	formazione di fratture
	39"	aumento di volume delle bolle	formazione di una seconda frattura diametralmente opposta alla precedente
-87 kPa	1'17"		rigonfiamento e formazione di fratture trasversali secondarie
-90 kPa	8'	aumento di volume delle bolle	copertura completamente distrutta - fuoriuscita di materiale
-92 kPa	50"	aumento di volume delle bolle	crescita del palloncino
-93 kPa	1'30"		il palloncino non è più alimentato

<b>Esperimento 17</b>			
<b>Pressione</b>	<b>Tempo</b>	<b>Dinamiche interne</b>	<b>Manifestazioni superficiali</b>
-80 kPa	6'42"	formazione di una bolla sotto la superficie sabbiosa	
-85 kPa	15"	aumento di volume delle bolle	frattura semicircolare
-8,8 kPa	20"		fuoriuscita di materiale lungo il bordo
-91 kPa	20"	aumento del numero di bolle	scollamento della copertura sabbia
-92 kPa	10"	approfondimento delle bolle	
	20"		espansione del materiale
-93 kPa	1'		il rigonfiamento arriva in superficie del becker
	50"		formazione di un palloncino lungo il bordo del becker
-95 kPa	7'48"		completa espansione del palloncino

<b>Esperimento 18</b>			
<b>Pressione</b>	<b>Tempo</b>	<b>Dinamiche interne</b>	<b>Manifestazioni superficiali</b>
-80 kPa	3'25"	formazione di bolle millimetriche sotto la superficie sabbiosa	
	30"		formazione di una frattura semicircolare
-90 kPa	12"	aumento di volume delle bolle	espansione delle fratture
	10"		fuoriuscita di materiale
-91 kPa	2"	Approfondimento delle bolle	copertura completamente distrutta - fuoriuscita di materiale - formazione di fratture
-94 kPa	40"		crescita del palloncino

### 3.1.2 Gum Rosin – Acetone e gelatina

Per modellare le deformazioni superficiali generate da un corpo in risalita si considera un campione di GRA, al 15%, spesso 4 cm e posto in un cilindro in pyrex, con volume di 43 cm<sup>3</sup>; sul cilindro è posto un recipiente di 23 cm di diametro, contenente una soluzione di gelatina al 2 % dello spessore di 2 cm per un volume di 1038 cm<sup>3</sup> (fig 3.2.6). In questa fase sono stati svolti 10 esperimenti mantenendo costante la concentrazione della soluzione del GRA e della gelatina al 15% e al 2%, rispettivamente, in tabella (3.2.7) sono riportate le temperature delle soluzioni per i diversi esperimenti :

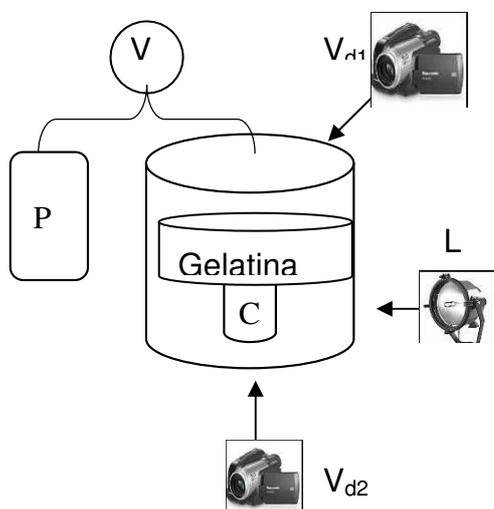


Fig 3.2.6 Schema dell'apparato strumentale.

P: pompa del vuoto;  
 V: vacuometro;  
 V<sub>d1</sub>: videocamera per visione dall'alto  
 V<sub>d2</sub>: videocamere visione frontale  
 C: campione  
 L: lampada

Esperimento	Temperatura GRA	Temperatura gel
20	34,7°C	5,8°C
21	35°C	7,2°C
22	30,8°C	6,3°C
23	34°C	5,1°C
26	34°C	5,4°C
27	34°C	5,8°C
28	36°C	5,8°C
29	40°C	5,8°C

Tab 3.2.7 Schema delle caratteristiche dei mezzi scelti per questa fase

Anche in questa fase sperimentale si è osservata la formazione delle prime vescicole all'interno della soluzione di GRA per valori di pressione di -80 kPa rispetto al valore normale; unica eccezione è rappresentata dall'esperimento n°29 dove la temperatura più elevata ha permesso di abbassare questa soglia a -60 kPa rispetto al valore normale. In superficie non sono apprezzabili deformazioni finché la formazione della schiuma, generata, come osservato nelle precedenti fasi sperimentali, da un'incipiente vescicolazione del sistema, non raggiunge la base del blocco di gelatina. I valori di pressione critici per il modello sono compresi tra -89 e -93 kPa rispetto al valore normale. Quando il plume, giunge alla base dello strato di gelatina c'è un'iniziale fase di stasi, durante la quale la soluzione GRA continua l'essoluzione della fase volatile aumentando la sua pressione interna. Quando questa supera quella del carico sovrastante, la spinta esercitata dal plume di GRA in risalita deforma la superficie libera dello strato di gelatina.

Sono state osservate, in questa fase, tre diverse manifestazioni superficiali:

- 1) l'intrusione presenta simmetria circolare;
- 2) l'intrusione avviene secondo una via preferenziale.
- 3) l'intrusione mostra prima una simmetria centrale ed in seguito si propaga secondo una direzione preferenziale.

Nel primo caso è osservata una leggera tumescenza, con la formazione di una piccola cupola del diametro pari a quello dell'intrusione (fig 3.2.8). Nel secondo caso, la tumescenza osservata mostra una forma leggermente allungata (fig 3.2.9). Nel terzo caso, diminuendo la pressione alcune delle intrusioni che inizialmente si presentano con simmetria centrale evolvono secondo una direzione preferenziale. Il fenomeno che avviene in un breve lasso di tempo, senza che la deformazione superficiale subisca variazioni rilevanti (fig 3.2.10)

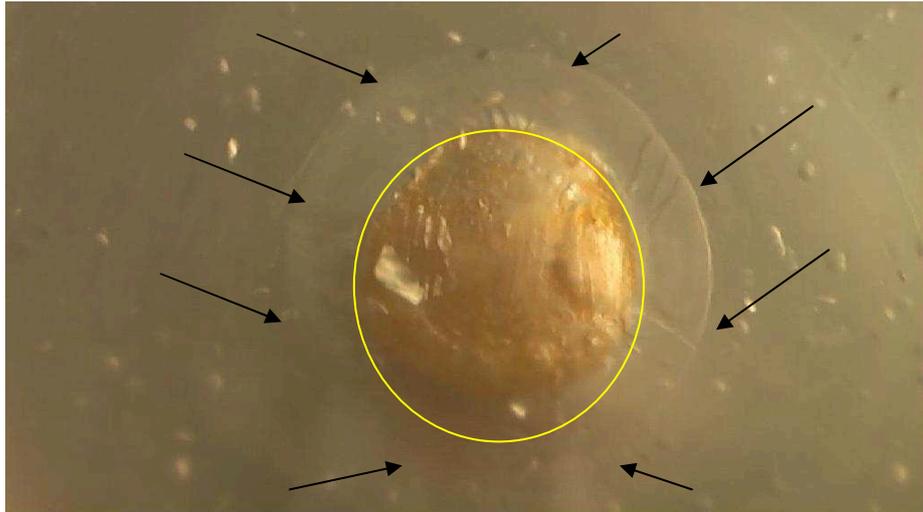


Fig 3.2.8 Caso 1: visione dall'alto dell'intrusione a simmetria centrale. Si osserva l'intrusione di GRA nello strato di gelatina (cerchio giallo) circondato da pieghe causate dalla tumescenza (freccie).



Fig 3.2.9 Caso 2: le linee nere mostrano la direzione preferenziale dell'intrusione della soluzione di GRA; le linee in giallo mostrano la deformazione del rigonfiamento secondo la direzione dell'intrusione.

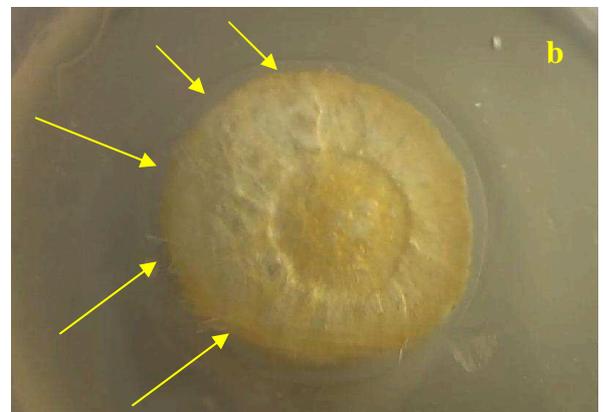


Fig 3.2.10 Caso 3: evoluzione della forma dell'intrusione di GRA da simmetria centrale (a) a leggermente allungata (b)

Nelle fasi successive dell'esperimento, per valori di pressione compresi tra -90 e -94 kPa rispetto al valore normale la massa in risalita esercita una pressione maggiore alla base della gelatina che si deforma fino alla formazione e propagazione di fratture.

A questo punto si osservano due diversi comportamenti:

- 1) scollamento alla base della tumescenza;
- 2) formazione di un sistema di fratture a tre rami.

Nel primo caso a seguito dell'intrusione del corpo in risalita nella gelatina, per una pressione di circa -90 kPa rispetto al valore normale, è osservata la formazione di una frattura ad emiciclo alla base della tumescenza formatasi precedentemente. Mantenendo la pressione costante con il passare del tempo l'espansione della soluzione GRA provoca un sollevamento della copertura con fuoriuscita di materiale (fig 3.2.11 a). Nel sollevarsi lo strato di copertura può fratturarsi in due blocchi oppure semplicemente ribaltarsi (fig 3.2.11 b, c), lasciando una depressione di dimensioni 11.5 x 7 x 2 cm. In questo caso è osservata sempre la risalita e la fuoriuscita della soluzione dal serbatoio sottostante che si espande riempiendo la campana.

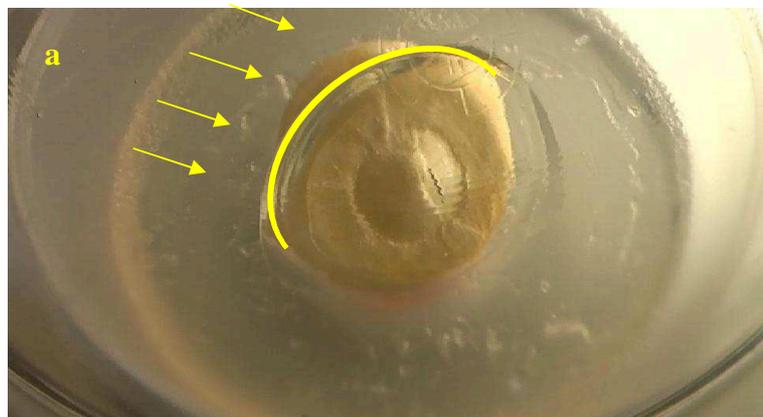


Fig 3.2.11 Evoluzione del primo caso: scollamento alla base della tumescenza

a) la linea nera rimarca il sollevamento del disco la cui impronta nel blocco di gelatina è sottolineata dalle frecce;

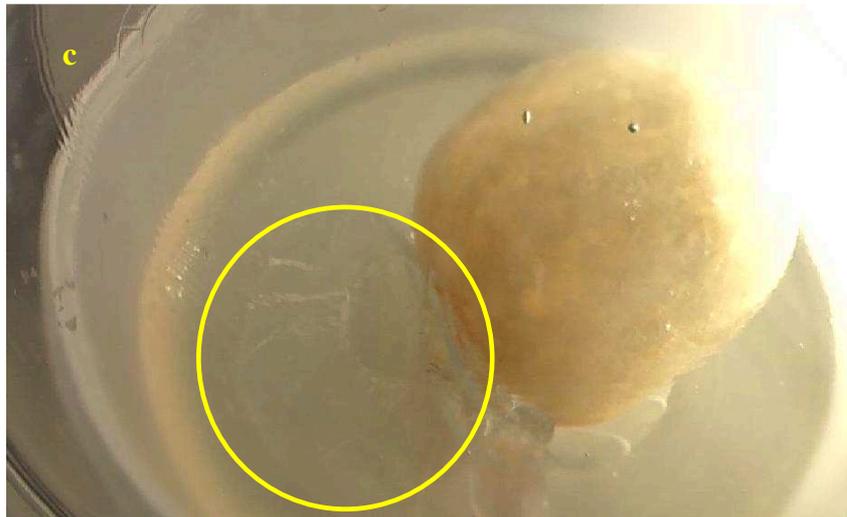


Fig 3.2.11 Evoluzione del primo caso: scollamento alla base della tumescenza  
b) il disco sollevato si frattura centralmente creando due blocchi (sottolineati in nero);  
c) il disco sollevato non fratturato si ribalta (nel cerchio) sotto la spinta della soluzione GRA

Nel secondo caso, ad una pressione costante di circa -93 kPa, è osservata la formazione di una frattura apicale che nasce a circa 10 cm dal bordo del contenitore e attraversa la parte centrale e termina in coincidenza della terminazione dell'intrusione. La frattura è lunga 8 cm larga 2 cm e profonda 2 cm (fig 3.2.12 a). Terminata la crescita della prima frattura, inizia la propagazione di una seconda frattura che si sviluppa propagandosi verso la frattura iniziale fino a congiungersi completamente a questa, si tratta di una frattura lunga 2 cm larga 0.5 cm (fig 3.2.12 b c)

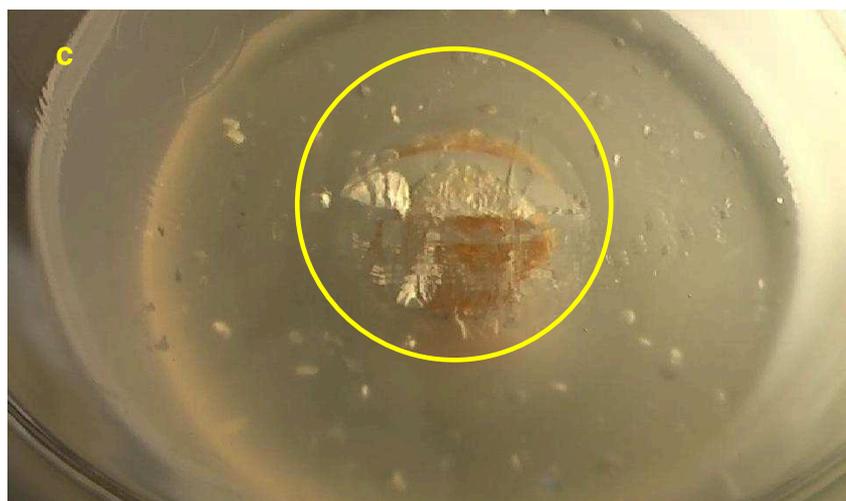
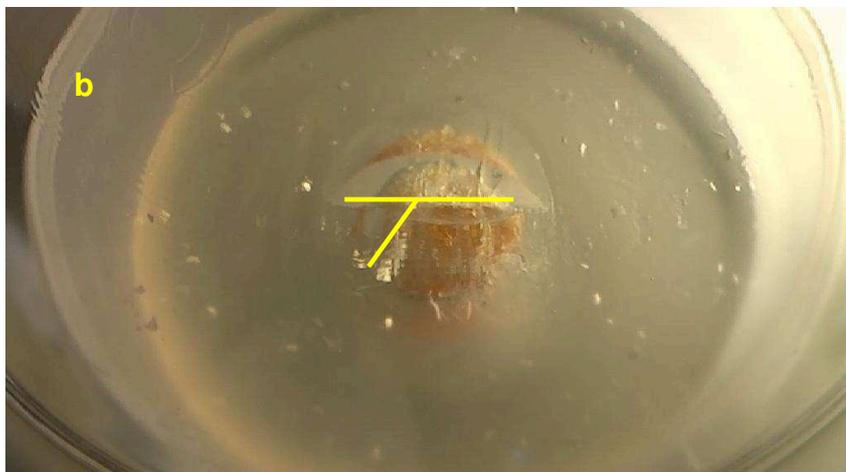
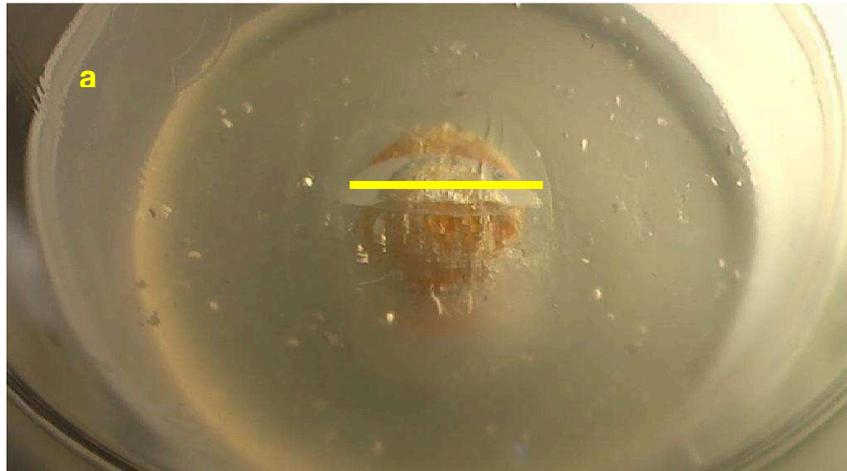


Fig 3.2.12: Secondo caso: formazione di un sistema di frattura a tre rami  
a: formazione della frattura apicale a circa 10 cm dal bordo del contenitore;  
la frattura è lunga 8 cm larga 2 cm e profonda 2 cm  
b: formazione di una seconda frattura che si propaga dal bordo verso la  
prima frattura fino a congiungersi a questa.  
c: massima espansione del sistema di frattura a tre rami

Il processo di formazione della frattura e tre rami è notevolmente più lento rispetto al processo descritto sopra. Infatti dall'intrusione e dalla conseguente tumescenza possono trascorrere anche diversi minuti perché abbia inizio la fratturazione; mentre tra la formazione del primo ramo della frattura e il secondo possono trascorrere anche pochi secondi. È da sottolineare, inoltre, che non in tutti gli esperimenti in cui si è osservata la formazione di tali fratture si è registrata la fuoriuscita di materiale, probabilmente a causa della lunga durata del processo che risulta maggiore del tempo di solidificazione della sostanza, pertanto quando il GRA giunge in superficie è troppo viscoso affinché ne sia osservabile la fuoriuscita di e la formazione di un corpo espanso.

Di seguito sono riportate le tabelle riassuntive dei singoli esperimenti i valori di pressione sono riduzioni rispetto al valore normale di  $10^2$  kPa:

<b>Esperimento 20</b>			
<b>Pressione</b>	<b>Tempo</b>	<b>Dinamiche interne</b>	<b>Manifestazioni superficiali</b>
-91 kPa	6'	formazione di schiuma	
-93 kPa	30''		intrusione a simmetria radiale
	56''		leggera frattura apicale
	20''		scollamento del disco
	58''		espansione della frattura - rottura del disco in due parti - formazione di un palloncino

<b>Esperimento 21</b>			
<b>Pressione</b>	<b>Tempo</b>	<b>Dinamiche interne</b>	<b>Manifestazioni superficiali</b>
-80 kPa	1'34''	formazione di prime bolle	
-85 kPa	17''	bolle arrivano in superficie	
-90 kPa	30''	aumento del numero di bolle	
-93 kPa	56''	schiuma raggiunge il livello di gelatina	
-94 kPa	2'17''		scollamento superficiale della gelatina
	8'12''		apertura di una frattura apicale 8x2x2
	10''		apertura di una frattura radiale 2x0.5x2

<b>Esperimento 22</b>			
<b>Pressione</b>	<b>Tempo</b>	<b>Dinamiche interne</b>	<b>Manifestazioni superficiali</b>
-80 kPa	1'22"	formazione di prime bolle	
-85 kPa	20"	aumento del numero di bolle	
-87 kPa	27"	schiuma raggiunge il livello di gelatina	
-89 kPa	14"		intrusione della soluzione secondo una direzione preferenziale
-91 kPa	1'29"		sollevamento del disco in gelatina
-92 kPa	1'14"		crescita del palloncino
	28"		leggero sgonfiamento (decompressione ancora in atto)
-93 kPa	2'32"		palloncino completamente sgonfio

<b>Esperimento 23</b>			
<b>Pressione</b>	<b>Tempo</b>	<b>Dinamiche interne</b>	<b>Manifestazioni superficiali</b>
-80 kPa	1'13"	formazione di prime bolle	
-85 kPa	20"	aumento del numero di bolle	
-88 kPa	36"	schiuma raggiunge il livello di gelatina	
	17"		intrusione della soluzione secondo una direzione radiale
-90 kPa	34"		espansione direzionale
	31"		rottura della superficie
-91 kPa	13"		palloncino raggiunge il top della scatola
-92 kPa	53"		leggero sgonfiamento (decompressione ancora in atto)
	42"		esaurimento del materiale con conseguente sgonfiamento del palloncino

<b>Esperimento 26</b>			
<b>Pressione</b>	<b>Tempo</b>	<b>Dinamiche interne</b>	<b>Manifestazioni superficiali</b>
-80 kPa	1'50"	formazione di prime bolle	
-85 kPa	26"	aumento del numero di bolle	
-90 kPa	1'21"	lenta risalita della schiuma	
-92 kPa	2"	schiuma raggiunge la base del blocco	
	26"		leggeri scollamenti
	10"		intrusione della soluzione secondo una direzione preferenziale
-93 kPa	40"		formazione di una frattura apicale
	50"		formazione di una seconda frattura e del palloncino

<b>Esperimento 27</b>			
<b>Pressione</b>	<b>Tempo</b>	<b>Dinamiche interne</b>	<b>Manifestazioni superficiali</b>
-85 kPa	2'	formazione di prime bolle	
-90 kPa	1'50"	aumento del numero di bolle	
-91 kPa	40"	formazione di schiuma	
-92 kPa	1'17"	deformazione della superficie	
	1'27"		arrivo alla base della gelatina
	40"		leggero scollamento a simmetria circolare
	2'30"		formazione di una frattura apicale

<b>Esperimento 28</b>			
<b>Pressione</b>	<b>Tempo</b>	<b>Dinamiche interne</b>	<b>Manifestazioni superficiali</b>
-80 kPa	1'14"	formazione di prime bolle	
-85 kPa	29"	aumento del numero di bolle	
-87 kPa	24"	formazione di schiuma e di una bolla a metà spessore	
-91 kPa	1'42"	arrivo alla superficie della gelatina	
-92 kPa	1'		leggero scollamento a simmetria circolare e rigonfiamento della superficie

<b>Esperimento 29</b>			
<b>Pressione</b>	<b>Tempo</b>	<b>Dinamiche interne</b>	<b>Manifestazioni superficiali</b>
-60 kPa	47"	formazione di prime bolle	
-70 kPa	13"	ribollimento in superficie	
-80 kPa	24"	espansione delle bolle e formazione della schiuma	
-88 kPa	1'15"	arrivo alla superficie della gelatina	
	21"		scollamenti a simmetria circolare
-90 kPa	33"		scelta di una direzione preferenziale
	30"		rottura a emiciclo (11.5x7x2 cm) sollevamento del disco e fuoriuscita del palloncino
	1'50"		ribaltamento della lente di gelatina

## *Osservazioni*

Gli esperimenti svolti utilizzando soluzioni di GRA confinate da sabbia e gelatina hanno permesso di constatare l'azione dei gas disciolti nel magma come forza trainante della maggior parte delle eruzioni esplosive, ma è noto che le eruzioni sia esplosive che effusive possono verificarsi in magmi con lo stesso contenuto iniziale in volatili (Holland, 2011). L'esplosività è, infatti, determinata dai processi di degassamento durante la risalita del magma dal serbatoio alla superficie (ad esempio Eichelberger et al, 1986; Newman et al, 1988; Jaupart e All'egre, 1991; Jaupart, 1998; Gonnermann e Manga, 2007; Castro e Gardner, 2008).

Durante la risalita la diminuzione della pressione dell'overburden riduce la solubilità volatili nella soluzione magmatica, causando l'essoluzione dei volatili. In questo processo, la viscosità del mezzo contrasta le forze di galleggiamento che agiscono sulle bolle in risalita intrappolandole nella soluzione (Sparks, 2003). Durante il degassamento, la crescita di bolle di gas in relazione alle diminuzione di pressione, incrementa il volume del flusso e la sua velocità di risalita con una progressione esponenziale, portando infine alla frammentazione della massa magmatica con un'eruzione esplosiva (Cashman et al., 2000). La formazione di duomi di lava richiede quindi lo sviluppo di un sistema di degassamento aperto, in cui il gas è in grado di sfuggire al magma riducendone la sovrappressione (Gonnermann e Manga, 2007). Tuttavia, i processi che portano al degassamento in un magma intermedio non sono ben compresi, e possono includere lo sviluppo di schiume (fig 3.1.3 a, b) (Eichelberger et al, 1986;.Eichelberger, 1995; Jaupart e All'egre, 1991; Jaupart, 1998) o reti di fratture attraverso deformazioni indotte da fratture di taglio (fig 3.2.2 – 3.2.12) (Tuffen et al, 2003; Gonnermann e Manga, 2003; Neuberg et al, 2006; Collier e Neuberg, 2006).

Wilson et al. (1980) identificarono tre condizioni reologiche del magma associate alla risalita nella crosta: zona inferiore, dove i volatili sono dissolti nel magma; zona intermedia, dove i volatili essolvono in fase liquida; zona superiore, dove i volatili sono la fase dominante, il magma risulta essere un continuo gassoso con frammenti solidi.

È da sottolineare che tali zone reologiche non coincidono con la suddivisione geometrica del sistema magmatico. Come il fluido risale dalla sorgente profonda o dal serbatoio, la sua velocità è inizialmente bassa perché la variazione di volume associata con la decompressione è piccola (il fluido è ancora compresso). Come giunge a livelli più alti nel sistema vulcanico il fluido comincia ad espandersi e due differenti processi termodinamici possono verificarsi: 1 trasformazione (boiling) da una fase liquida (bassa entropia) a una miscela di liquido e gas; 2. trasformazione (condensazione) di una fase gassosa (alta entropia) ad una vapore – liquido.

Kieffer et al. (1984), studiarono i jet vulcanici come chiave di lettura delle relazioni tra la struttura del jet stesso con le proprietà del magma e le geometrie del sistema vulcanico, dimostrando che le geometrie del sistema vulcanico abbiano una maggiore influenza sul jet rispetto alle proprietà termodinamiche del magma e delle condizioni iniziali di pressione considerando che la decompressione del fluido fino alla pressione ambientale esterna avviene tipicamente nell'ultima decina di metri dall'apparato vulcanico.

Alla luce degli studi sopraccitati, le differenti manifestazioni superficiali mostrate nei modelli GRA – Sabbia e GRA – Gelatina sono attribuibili alle differenti dimensioni (diametro e spessore) ed alle proprietà fisiche dei mezzi utilizzati come strato superficiale.

Il campo di stress agente sulla superficie del blocco di gelatina soggetto alla spinta della soluzione in espansione è simile a quello di una piastra vincolata soggetta a bending. La parte concava, della piastra, è caratterizzata in periferia da distensione e da compressione nella parte centrale; la parte convessa presenta, invece, distensione nella zona centrale e compressione ai bordi.

Nel modello analogico GRA – Gelatina la formazione di tre fratture separate da un angolo di circa  $120^\circ$  è un processo legato alla viscosità del mezzo, che condiziona la sua velocità di risalita. La formazione di un sistema di frattura a tre rami rappresenta l'evoluzione più probabile di una piastra omogenea e isotropa soggetta ad un carico verticale, secondo cui, una prima frattura apicale da origine a due ulteriori fratture. Queste sono una stretta conseguenza dello stress orizzontale tensile indotto dal bending della parte superiore della piastra.

La propagazione delle fratture è legata all'andamento di quella iniziale: se la prima frattura si propaga dall'orlo verso il centro, le altre due iniziano a svilupparsi solo quando essa ha raggiunto il centro. Il meccanismo di frattura è rappresentato da una rotazione rigida di tre settori delimitati da tre linee di frattura ed è mostrato in figura 3.2.13, dove sono evidenti le fratture, gli angoli tra esse e lo spostamento verticale del punto centrale della placca

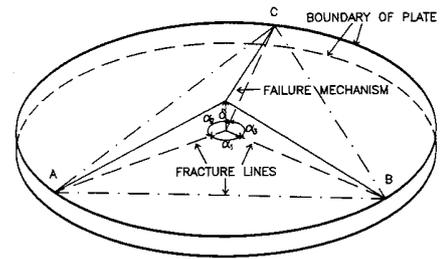


Fig. 3.2.13 Confronto tra la rappresentazione in tre dimensioni del meccanismo di fratturazione di una placca circolare (Luongo et al., 1991) e le fratture generate nel blocco di gelatina .

## DISCUSSIONI

Le osservazioni effettuate in laboratorio con i modelli analogici in gelatina con sorgente estesa e GRA – gelatina mostrano come un plume in risalita generi una tumescenza crostale, una frattura tripartita ed una detumescenza, queste sono coerenti con il modello realizzato da Luongo et al. (1991) per il vulcanismo dell'area napoletana secondo cui si ipotizza una massa magmatica in risalita sotto l'area flegrea che produrrebbe il bending (tumescenza) della placca litosferica e la fratturazione della stessa secondo un sistema di frattura tripartito, a seguito di grandi eventi eruttivi si ipotizza il recupero della deformazione della placca (detumescenza).

Inoltre, la differente velocità di risalita del magma che agisce come sorgente del campo di sforzi condiziona le deformazioni e la fratturazione dell'overburden.

Nel caso dei Campi Flegrei questo meccanismo può giustificare anche le crisi bradisismiche con notevoli sollevamenti del suolo senza che il fenomeno si sviluppi con un'eruzione.

I modelli ottenuti consentono di interpretare alcuni parametri fisici e geometrie della caldera flegrea formatasi in seguito all'eruzione dell'Ignimbrite Campana (circa 39 ka). A questi si possono aggiungere alcune valutazioni attraverso una ricostruzione concettuale degli eventi che portarono alla formazione della caldera, con cui trovano una collocazione razionale (attendibile) alcuni elementi strutturali che appaiono "anomali" in un processo di calderizzazione.

Tra questi si ricordano i più vistosi, quali: lo sviluppo di un'attività locale nella zona centrale ed orientale della città di Napoli associata alla formazione della caldera flegrea; l'assenza o lo scarso sviluppo del bordo meridionale della caldera.

In letteratura i limiti della caldera flegrea racchiudono anche l'attività rilevata nella città di Napoli sia con limiti a geometrie semplici determinati da un collasso a simmetria centrale, sia complessi con una forma circolare della struttura nella zona flegrea che si sviluppa come un cuneo verso la città di Napoli (Orsi et al., 1996). Un ulteriore punto debole di tali ricostruzioni risiede nella mancanza di elementi strutturali significativi per la ricostruzione del bordo calderico nel Golfo di

Pozzuoli come risultato dalle indagini di sismica attiva nei Golfi di Napoli e Pozzuoli (Zollo et al., 2003 -2006; Finetti e Morelli 1974)

Sulla base dei dati della letteratura relativi all'area flegrea e dei risultati delle esperienze effettuate in laboratorio con la modellazione analogica, si può ipotizzare la seguente successione degli eventi principali che hanno caratterizzato la formazione della caldera flegrea:

- risalita "veloce" di un magma a bassa viscosità (elevata temperatura) che genera una frattura semicircolare dell'overburden, attraverso la quale il magma emerge in superficie (fig.1, a; b; c). Questo processo interesserebbe la parte orientale della città di Napoli;

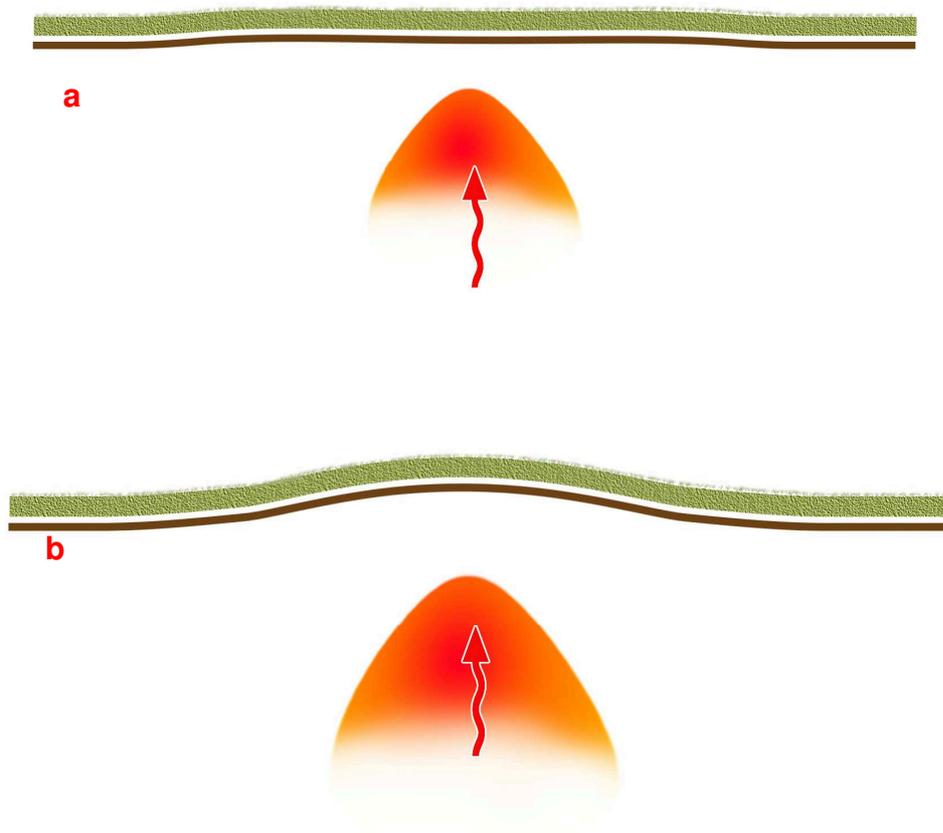


Fig. 1 Evoluzione del processo di risalita del magma.

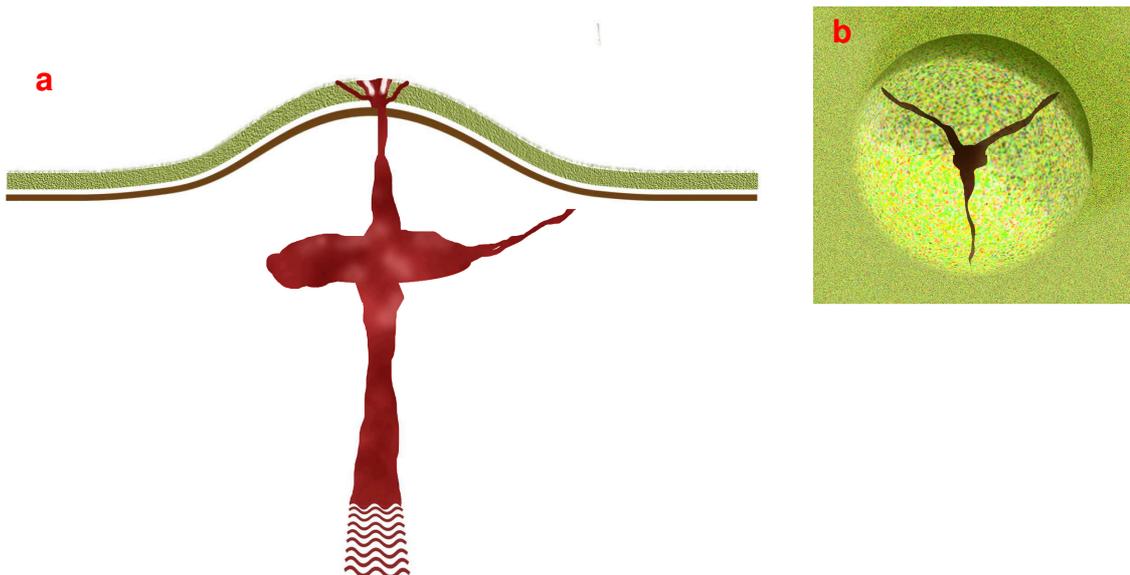
- Fase iniziale in cui l'overburden è indisturbato;
- la risalita del magma determina una deformazione dell'overburden, inarcandolo. Il campo di stress agente sulla superficie inarcata è simile a quello di una piastra vincolata soggetta a bending: la parte concava è caratterizzata in periferia da distensione e da compressione nella parte centrale; la parte convessa presenta, invece, distensione nella zona centrale e compressione ai bordi;



Fig. 1 Evoluzione del processo di risalita del magma.

c) la velocità di risalita del magma genera una frattura semicircolare dalla quale c'è fuoriuscita di materiale.

- continua la risalita del magma, ma a velocità più bassa per l'aumento della viscosità (a causa della diminuzione di temperatura) (fig 2 a). L'incremento della pressione della sorgente magmatica sull'overburden produce la formazione di un sistema di frattura a tre rami (fig. 2 b). Lo sviluppo della fratturazione procede dalla periferia (parte orientale della città di Napoli) verso il centro della caldera (area flegrea);



- a) il magma a viscosità maggiore risale con velocità più basse, incrementando la pressione esercitata dalla sorgente alla base dell'overburden, e portando alla formazione di un sistema di fessurazione a tre rami, che si sviluppa dalla periferia verso il centro;
- b) visione dall'alto del sistema di frattura a tre rami disposti a circa 120° l'uno dall'altro.

- la formazione del sistema di frattura tripartita crea una forte depressurizzazione del magma che esplode con la formazione di una colonna eruttiva ad elevato tasso di alimentazione e capacità erosiva dell'overburden (fig. 3a). Questo processo e la diminuzione di pressione nella sorgente magmatica determineranno la formazione della struttura calderica (fig. 3b).

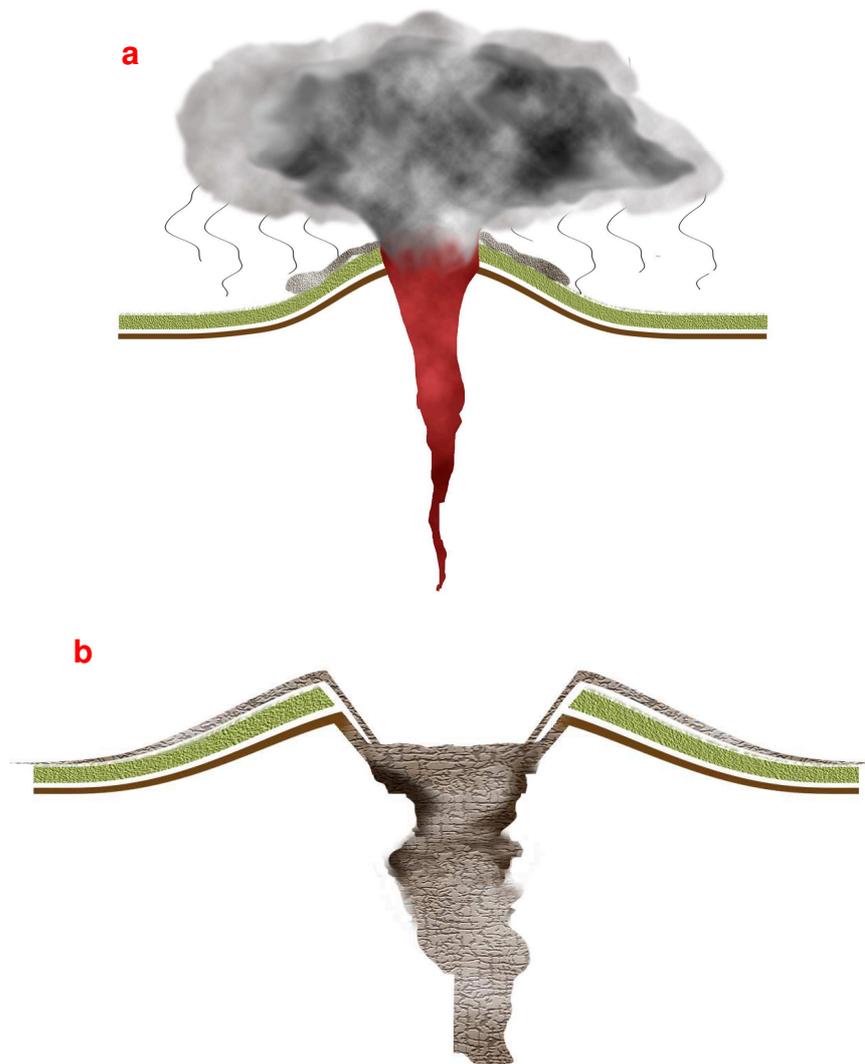


Fig. 3 Processo di formazione della struttura calderica.

- a) eruzione esplosiva di elevata energia e capacità erosiva, generata dalla forte depressurizzazione, in seguito all'apertura del sistema di frattura a tre rami;
- b) struttura calderica formatasi in seguito all'evento eruttivo e alla diminuzione di pressione nella sorgente magmatica.

## CONCLUSIONI

Lo studio delle eruzioni ad elevato grado di esplosività a cui sono associati collassi calderici, è stato affrontato con un'approfondita analisi dei dati bibliografici e dei risultati derivanti da analisi di campo delle successioni stratigrafiche relative ai depositi dei prodotti eruttati e di laboratorio.

Nel lavoro si è creato un quadro esplicativo completo della storia magmatica dalla sua formazione, alla risalita, ai processi deformativi dell'overburden, ai meccanismi eruttivi. A tale scopo è stata effettuata dapprima un'analisi dettagliata delle equazioni di conservazione dell'energia, della quantità di moto e dei principali processi termodinamici che rappresentano alcuni dei vincoli necessari per l'interpretazione della formazione del magma. In seguito, si sono analizzati in dettaglio le teorie interpretative sui processi che intervengono nella formazione di una caldera, nella determinazione dei parametri geometrici e delle strutture che caratterizzano l'area calderica.

Sono stati riportati esempi noti in letteratura di studi ed esperimenti di laboratorio, effettuati per la determinazione delle condizioni di formazione delle strutture calderiche, sottolineando quali siano i fattori che ne influenzano la forma e l'interazione con il campo regionale.

A tale scopo si è intrapreso un percorso in cui è stato utilizzato il modello analogico per osservare le diverse fasi di un processo che in situ non è facilmente interpretabile e per superare il problema della soluzione parziale ottenuta con i modelli analitici.

Un'attenzione particolare è stata conferita ai Campi Flegrei in quanto sono un sistema vulcanico caratterizzato dalla presenza di due caldere annidate, sulla cui formazione ed evoluzione il dibattito scientifico è ancora attivo, con lo scopo di apportare nuovi dati per la comprensione delle fasi evolutive del processo di calderizzazione.

L'utilizzo di modelli in gelatina, con sorgente puntiforme ed estesa, e modelli costituiti da soluzioni di Gum Rosin e acetone (GRA), GRA – Sabbia, e GRA – Gelatina, hanno permesso di modellare i processi di frammentazione e di risalita

del magma, le deformazioni superficiali, la formazione di fratture e apertura di bocche eruttive, e la formazione di flussi lenti e duomi.

I dati sperimentali acquisiti in laboratorio hanno mostrato quanto possa essere complesso il campo di deformazione in un'area vulcanica al variare del campo degli sforzi agenti, delle geometrie, degli spessori e delle caratteristiche fisiche dei mezzi interessati al processo deformativo.

In particolare, sono state osservate tipologie di rottura diverse utilizzando sorgenti puntiformi e sorgenti estese. Inoltre, a parità di sorgente la velocità di sviluppo delle fratture condiziona la loro forma; in particolare si osservano fratture semicircolari quando la propagazione è veloce, mentre prevalgono le fratture a tre rami quando la loro propagazione è lenta.

Questi risultati sono coerenti con quelli ottenuti dagli studi sulle proprietà fisiche delle rocce (Touloukian et al., 1981) dai quali emerge che la variazione del tasso di incremento dello sforzo applicato ai campioni di rocce influenza i valori dello strength compressivo. In particolare ad un rapido incremento del tasso dello sforzo corrisponde una riduzione del valore dello strength.

Nel caso di processi vulcanici lo strength dell'overburden varierà secondo una funzione inversa della velocità di risalita del magma che agisce come sorgente locale del campo degli sforzi. Quando la velocità di risalita del magma diminuisce per l'incremento della viscosità, a causa della diminuzione della temperatura, lo strength dell'overburden sarà più elevato e così diminuirà la probabilità della sua fratturazione, ne discende che le eruzioni hanno una maggiore probabilità di accadimento quanto più rapide sono le variazioni del campo degli sforzi associate alla risalita del magma.

I modelli a sorgente puntiforme sono costruiti con blocchi di gelatina, in cui sono stati iniettati diversi fluidi (aria, olio, acqua con gas) a pressione atmosferica ed in condizioni di sovrappressione, e hanno lo scopo di analizzare i meccanismi d'intrusione nelle aree vulcaniche. A questi modelli segue la realizzazione di modelli a sorgente estesa, in cui un palloncino (con diametro di 21 mm) è posizionato alla base di un blocco di gelatina e viene gonfiato allo scopo di simulare un plume in risalita (D'Albore, 2009). Successivamente, sono stati costruiti modelli per la valutazione dei processi di degassamento e

frammentazione del magma utilizzando diverse soluzioni di Gum Rosin – Acetone (GRA) sottoposte a lenta decompressione, descrivendo e monitorando la nucleazione e la crescita di bolle all'interno del campione, la formazione e l'accelerazione della schiuma dalla superficie del liquido che precede e causa la frammentazione. Un'evoluzione di questi modelli sono quelli costruiti in GRA – sabbia e in GRA – gelatina, che hanno permesso sia l'osservazione delle deformazioni superficiali causate da un plume in risalita che le fasi evolutive del processo di formazione della caldera e del vulcanismo intra – calderico. Tutti gli esperimenti sono videoregistrati mediante l'utilizzo di due videocamere disposte con diverso angolo di ripresa a seconda dell'obiettivo dell'esperimento condotto. La videoripresa è uno strumento indispensabile sia per l'analisi dettagliata di ogni modello sia per ricostruire l'evoluzione del sistema controllando il tempo.

Attraverso gli esperimenti analogici descritti è stato possibile analizzare un processo complesso le cui fasi salienti sono: le deformazioni iniziali dell'overburden in regime elastico prodotte dalla risalita del magma; l'apertura di fratture con geometrie variabili; la formazione di flussi lenti; il recupero della deformazione con l'azzeramento della sorgente dello sforzo.

In particolare gli esperimenti evidenziano:

1. il numero delle fratture dell'overburden varia in funzione della dimensione della sorgente dello sforzo: maggiore è il diametro della sorgente, più elevato è il numero dei fratture che si forma;
2. il passaggio da uno stato a rigidità maggiore ad uno a rigidità più bassa causa uno sdoppiamento di una frattura;
3. la formazione di "ring fracture" è stata osservata in un solo esperimento. Generalmente le fratture ad arco non evolvono in una frattura ad anello la risalita di nuovo materiale avviene di preferenza lungo le fratture pre – esistenti;

I risultati ottenuti dai modelli a sorgente estesa e in GRA – gelatina che simulano un plume in risalita, sono rilevanti per l'interpretazione dei processi di calderizzazione, permettendo di osservare le deformazioni dell'overburden sottoposto a diversi cicli di incremento e decremento della pressione nella

sorgente dello sforzo. Il campo di stress agente sulla superficie inarcata è approssimabile a quello di una piastra vincolata soggetta a bending

Tali osservazioni possono sintetizzarsi nei seguenti punti:

1. vescicolazione della soluzione GRA;
2. intrusione della soluzione nel materiale ospite;
3. tumescenza della superficie;
4. formazione di due sistemi di fratture: frattura ad emiciclo; sistema di frattura a tre rami
5. sollevamento e sprofondamento dei blocchi delimitati da sistemi di pieghe e di fratture;
6. fuoriuscita di materiale
7. sprofondamento di un'area localizzata al centro del sistema di fratture;
8. formazione di un cono di deformazione.

Gli esperimenti mostrano, inoltre, che a parità di composizione del mezzo i valori di viscosità sono funzione della temperatura

La risalita verso la superficie del GRA, causa un'iniziale tumescenza del blocco in gelatina, l'entità del sollevamento è compresa tra 1 e 1.5 cm.

La frattura ad emiciclo ed il sistema di fratture a tre rami si presentano, a parità di parametri, in condizioni di temperatura diversa.

La soluzione di GRA a temperature maggiori è meno viscosa, il processo di risalita è molto rapido e l'espansione del materiale è notevole. In questo caso la fratturazione dell'overburden avviene seguendo un andamento semicircolare, dove il continuo apporto di materiale dalla sorgente provoca lo scollamento del disco e la successiva fuoriuscita ed espansione della soluzione.

Al contrario il processo che porta alla formazione del sistema di fratturazione a tre rami è notevolmente più lento ed è associato ad un fluido a viscosità più elevata. I modelli mostrano, inoltre, che il processo di formazione e lo sviluppo del sistema di frattura a tre rami provoca una diminuzione della pressione del sistema.

Pertanto, il processo eruttivo delle grandi eruzioni esplosive si svilupperebbe lungo fratture lineari con zone di concentrazione di tale attività, dove si registrerebbe sia

attività costruttiva con la formazione di apparati monogenici sia attività distruttiva con forti eruzioni esplosive e collassi.

Infine, le zone con maggiore concentrazione della deformazione sono caratterizzate dalla formazione di giunzioni triple, al centro delle quali si sviluppa maggiore attività eruttiva.

## Bibliografia

A dynamic review electronic Earth Science journal publishing material from all continents <http://virtualexplorer.com.au>

**Acocella, V., Spinks, K.D., Cole, J.W., Nicol, A.**, 2003: "Oblique back arc rifting of Taupo Volcanic Zone, New Zealand", *Tectonics* 22 (4), 1045.

**Alidibirov M., Dingwell D. B.**, 1996: "An experimental facility for the investigation of magma fragmentation by rapid decompression". *Bull. Volcanol.* 58: 411 – 416;

**Alidibirov M., Dingwell D. B.**, 1996: "Magma fragmentation by rapid decompression". *Nature*, vol 380, 146 – 148;

**Alidibirov M., Dingwell D. B.**, 2000: "Three fragmentation mechanisms for highly viscous magma under rapid decompression". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 100, 413 – 421;

**Alidibirov M., Panov V.**, 1998: "Magma fragmentation dynamics: experiments with analogue porous low – strength material". *Bull. Volcanol.* 59: 481 – 489;

**Anderson H., Jackson J.** 1987: "The deep seismicity of the Tyrrhenian Sea". *Geophys. J. R. astr. Soc.* 91, 613 – 637.

**Andronico D.**, 1997 "La stratigrafia dei prodotti dell'eruzione di Lagno Amendolare (Campi Flegrei, Napoli)". *Atti Soc. tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A*, 104, 165 – 178

**Aramaki S.**, 1984: "Formation of the Aira caldera, southern Kyushu, 22000 yers ago". *J. Geophys. Res.* 89: 8485 – 8501

**Barberi F., Gasparini P., Innocenti F., Villari L.** 1973: "Volcanism of the Southern Tyrrhenian Sea and its Geodynamics implications". *Journal of Geophysical Research*, vol. 78, 5221 – 5232.

**Barberi, F., Corrado, G., Innocenti, F., Luongo, G.**, 1984: "Phlegraean Fields 1982–1984: brief chronicle of a volcano emergency in a densely populated area". *Bull. Volcanol.* 47 \_2., 175–185.

**Barberi, F., Cassano, E., La Torre, P., Sbrana, A.**, 1991:"Structural evolution of Campi Flegrei caldera in light of volcanological and geophysical data". *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 48\_1r2., 33–49.

**Bertagnini A., Landi P., Rosi M., Vigliargio A.**, 1998: "The Pomici di Base plinian eruption of Somma-Vesuvius". *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 83, 219–239

**Bianco, F, Castellano, M., Milano, G., Ventura, G., Vilardo, G.,** 1998: "The Somma – Vesuvius stress field induced by tectonics: evidence from seismological and mesostructural data". *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 82, 199 – 218.

**Biot M.A. 1961:** "Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis". *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 72, 1595 – 1620.

**Boccaletti M., Nicolich R., Tortorici L.** 1990: "New data and hypothesis on the development of the Tyrrhenian basin". *Paleogeogr., Paleoclimatol., Palaeco.*, 77, 15 – 40.

**Borgia A., Ferrari L., Pasquarè G.,** 1992: "Importance of gravitational spreading in the tectonic and volcanic evolution of Mount Etna". *Nature* 357, 231 – 235

**Branney M.J., Kokelaar P.,** 1994: "Volcanotectonic faulting, soft-state deformation, and reformation of tuffs during development of piecemeal caldera, English Lake District". *Geol. Soc. Am. Bull.* 106, 507 – 530

**Brun J.P., Choukroune P., Faugeres E.,** 1985. "Les discontinuités significatives de l'aminicissement crustal, application aux merges passives ". *Bull. Soc. France* 8 (1), 139 – 144.

**Caputo M., Panza G.F., Postpischl D.,** 1970: "Deep structure of the Mediterranean basin". *Journal of Geophysical Research*, vol. 75, 4919 – 4923.

**Cadell H. M.,** 1888: "Experimental researches in mountain building". *Royal Society of Edimburgh Transactions*, 35, 337 – 360

**Carey S., Sigurdsson H.,** 1989: "the intensity of plinian eruptions". *Bull. Volcanol.* 51, 28 – 40;

**Carey S., Sigurdsson H., Sparks R. S. J.,** 1988: "Experimental studies of particles laden plumes". *Journal of Geophysical Research*, vol 93, B12, 15.314 – 15.328;

**Carey, S.N., Sparks, R.S.J.,** 1986: "Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns" *Bull. Volcanol.*, 48: 109-125.

**Carn S.A., Watts R.B., Thompson G., Norton G.E.,** 2004: "Anatomy of a lava dome collapse: the 20 march 2000 event at Soufriere Hills Volcano, Montserrat". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 131, 241 – 264;

**Casertano, L., Oliveri, A. and Quagliariello, M.T.,** 1977: "Hydrodynamics and Geodynamics in the Phlegraean Fields area of Italy". *Nature*. 264: 161-164.

- Cashman, K., Sturtevant, B., Papale, P., Navon, O.,** 2000. "Magmatic fragmentation". In: Sigurdsson, H. (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, pp. 421–430
- Cas R. & Wright J. V.,**1987: "Volcanic successions: modern and ancient". Allen and Unwin, London, pp 469-570
- Castro, J., Gardner, J.,** 2008. "Did magma ascent rate control the explosive effusive transition at the Inyo volcanic chain, California?" *Geology* 36,279–282.
- Cioni, R., Santacroce, R., Sbrana, A.,** 1999: "Pyroclastic deposits as a guide for reconstruction of the multi – stage evolution of the somma – Vesuvius Caldera". *Bulletin of Volcanology* 61, 207 – 222.
- Cloos E.,** 1955: " Experimental analysis of fracture patterns". *Geol. Soc. Bull.*, 66, 241 - 256
- Cobbold P. R., Jackson M. P. A.,** 1992: "Gum rosin (colophony): a suitable material for thermomechanical modelling of lithosphere". *Tectonophysics*, 210, 255 – 271;
- Cole P.D. & Scarpati C.,** 1992: "A facies interpretation of the eruption and emplacement mechanism of the upper part of the Neapolitan Yellow Tuff, Campi Flegrei, southern of Italy". *Journal of volcanology* 311-326
- Collier, L., Neuberg, J.,** 2006. "Incorporating seismic observations into 2D conduit flow modelling". *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 152, 331–346.
- Corrado, G., Guerra, I., Lo Bascio, A., Luongo, G., Rampoldi, F.,** 1977: "Inflation and microearthquake activity of Phlegraean Fields, Italy". *Bull. Volcanol.* 40\_3., 169–188.
- D'Albore F.,** 2009 "Campi di strain in aree vulcaniche: modelli analogici con applicazione ai campi flegrei". PhD Tesi
- Daudree A.** 1879: "Etudes Synthétiques de Geologie experimentale". Paris
- Davy P., Cobbold P. R.,** 1988: "Indentation tectonics in nature and experiment. 1 Experiments scale for gravity". *Bull. Geol. Inst. Univ. of Uppsala, N.S.*, 14, 129 – 141
- Davy P., Cobbold P. R.,** 1991: "Experiments on shortening of a 4 layer model of the continental lithosphere". *Tectonophysics* 188 1 – 25
- De' Gennaro M., Cappelletti P., Langella A., Perrotta A. & Scarpati C.,** 2000: "Genesis of zeolites in the Neapolitan Yellow Tuff: geological, volcanological and mineralogical evidences". *Contribution to mineralogy and petrology*, 139, 17-35

**Deino AL, Orsi G, de Vita S, Piochi M.**, 2004: “The age of the Neapolitan Yellow Tuff caldera-forming eruption (Campi Flegrei caldera Italy) assessed by Ar-41/Ar-39 dating method”. *J Volcanol Geotherm Res* 133(1–4):137–170

**De Natale G., Pingue F.**, 1993: “Ground deformation in collapsed calderas structures”. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 57, 19 – 38

**De Saussure H.B.** 1796: “Voyages dans les Alpes“, Vol. IV. Fauche-Borel, Neuchatel.

**Di Crescenzo G., Rotella M., Santo A.**, 2007: “Il contributo della geologia per lo studio dei meccanismi di innesco di colate rapide di fango al campo sperimentale di Monteforte Irpino (primi risultati)” *PETIT – OSA*, 263 – 272.

**Di Girolamo P.**, 1972: “Correlazioni stratigrafiche fra le principali formazioni piroclastiche della Campania. (Rocca Monfina, Campi Flegrei, Somma-Vesuvio) “. *Boll. Soc. Geol.*

**Di Girolamo P., Ghiara M. R., Lirer L., Munno R., Rolandi G., & Stanzione D.**, 1984: “Vulcanologia e petrologia dei Campi Flegrei”. *Boll. Soc. Geol. It.* 103, 349-413

**Di Nisco B.**, 1955: “ Stratigrafia del Monte di Coroglio (Napoli)”. *Boll. Soc. Nat., Napoli* 110 - 120

**Di Vito M. A. Isaia R, Orsi G, Southon J, de Vita S, D’Antonio M, Pappalardo L, Piochi M**, 1999: “Volcanism and deformation since 12.000 years at the Campi Flegrei caldera (Italy)” *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 91, 221–246

**Dixon J.M.**, 1974: “A new method of determining finite strain in models of geological structures“. *Tectonophysics*, 28, 89 – 124.

**Eichelberger J.C.**, 1980: “Vesiculation of mafic magma during replenishment of silicic magma resevoirs“. *Nature* vol 288 pg 446 –450

**Eichelberger, J., Carrigan, C., Westrich, H., Price, R.**, 1986. “Non-explosive silic volcanism”. *Nature* 323, 598–602

**Eichelberger, J.**, 1995. Silicic volcanism: Ascent of viscous magmas from crustal reservoirs. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 23, 41– 63.

**Escher B. G. Kuenen, Ph.H.**, 1929: “Experiments in connection with salt domes“. *Leidesche Geologische Mededeelingen*, 3, Aflevering 3, 151 – 182

**Economidou M., Hunt G.R.**, 2009: “Density stratified environments: the double – tank method“. *Exp Fluids* 46, 453 – 466

**Faugere E., Brun J. P.**, 1984: "Modelisation experimentale de la distension continentale". C.R. Acad. Sci. Paris, 299 (II), 365 – 370

**Favre A.**, 1878, "Archives des Sciences Physiques et Naturelles", No. 246

**Ferrucci F., Gaudiosi G., Hirn A., Luongo G., Mirabile L., Zullo G.** 1986: "Primi risultati di indagini DSS nell'area vulcanica campana". Atti del V Convegno Nazionale di Geofisica della Terra Solida, CNR – Roma, 1; 639 – 646.

**Ferrucci F., Gaudiosi G., Pino N.A., Hirn A., Luongo G., Mirabile L.** 1989: "Seismic detection of a major Moho upheaval beneath the Campania volcanic area (Naples, Southern Italy)". Geophys. Res. Lett., 16 (11); 1317 – 1320.

**Fedele L. Scarpati C, Lanphere M, Melluso L, Morra V, Perrotta A, Ricci G,** 2008: "The Breccia Museo formation, Campi Flegrei, southern Italy: geochronology, chemostratigraphy and relationship with the Campanian Ignimbrite eruption". Bull Volcanol 70:1189–1219

**Fink J.H., Griffiths R.W.**, 1998: "Morphology, eruption rate, and rheology of lava domes: Insight from laboratory models". Journal of Geophysical research 103, B1,527 – 545

**Finetti L, Morelli C.**, 1974: " Esplorazione sismica a riflessione dei Golfi di Napoli e Pozzuoli" Boll. Geofis. Teor. Appl., 16, pg 175 - 222

**Folk R. L.**, 1966: "A Review of grain – size parameters". Sedimentology 6, 73 – 93.

**Folk, R.L. and W.C. Ward**, 1957: "Brazos River BAR: A study of the significance of grain size parameters". J. Sed. Petrol. 27, 3-26

**Franco Ricci Lucchi** "Sedimentologia parte 1. Materiali e tessiture dei sedimenti". Clueb

**Fowler A. C. Scheu B., Lee W.T., McGuinness M.J.**, 2010: A theoretical model of explosive fragmentation of vesicular magma. Proc. R. Soc. A 466, 731- 752;

**Galindo,I, Soriano, C, Martí, J, Pérez, N**, 2005: "Graben structure in the Las Canadas edifice (Tenerife, Canary Islands): implications for active degassing and insights on the caldera formation" Journal of Volcanology and Geothermal Research 144 73– 87

**Gasparini C., Iannacone G., Scandone P., Scarpa R.** 1982: "Seismotectonics of the Calabrian Arc. Tectonophysics", vol. 83, 267 – 286.

**Gaudiosi G., Luongo G., Ricciardi G.P.**, 1984: "A bending model for the calabrian arc. From: Problems and methods for lithospheric exploration". Edited by Roberto Cassinis (Plenum Publishing Corporation).

**Girard, G, van Wyk de Vries, B,** 2005 “The Managua Graben and Las Sierras-Masaya volcanic complex (Nicaragua); pull-apart localization by an intrusive complex: results from analogue modelling”. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 144 (2005) 37– 57

**Gonnermann, H., Manga, M.,** 2003. “Explosive volcanism may not be an inevitable consequence of magma fragmentation”. *Nature* 426, 432–435.

**Gonnermann, H., Manga, M.,** 2007. “The fluid mechanics inside a volcano”. *Annual Review of Fluid Mechanics* 39, 321–356.

**Gudmundsson A.,** 1988: “Formation of collapse calderas” *Geology* 16;808-810

**Gudmundsson A.,** 1998: “Formation and development of normal-fault calderas and the initiation of large explosive eruptions” *Bull Volcanol* 60:160–170

**Gudmundsson A.,** 2002: “Emplacement and arrest of dykes and sheet in central volcanoes”. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 116, 279 – 298

**Gudmundsson A, Acocella, V., de Natale, G.,** 2005: “The tectonics and physics of volcanoes”. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 144 1 – 5

**Gudmundsson A, Loetveit, I., F.,** 2005: “Dyke emplacement in a layered and faulted rift zone”. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 144 311 – 327

**Hale A.J., Calder E.S., Wadge G., Luonghlin S.C., Ryan G.A.,** 2009: “Modelling the lava dome extruded at Soufriere Hills Volcano, Montserrat, august 2005 – may 2006. Part I: Dome shape and internal structure”. *Journal of volcanology and geothermal research*, 187, 53 – 68

**Hale A.J., Wadge G.,** 2008: “The transition from endogenous to exogenous growth of lava domes with the development of shear bands”. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 171, 237 – 257;

**Hall Sir J.,** 1815: “On the vertical position and convolution of certain strata, and their relation with granite”. *Trans. R. Soc. Edin.* 7, 79-108.

**Hill L.G., Sturtevant B.,** 1990 In: Meier GEA, Thimpson PA (eds) *Adiabatic waves in liquid – vapour systems*. Springer, Berlin Heidelberg New York, pp 25 – 37

**Holasek R. E., Woods A. W., Self S.,** 1996: “Experiments on gas – ash separation processes in volcanic umbrella plumes”. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 70, 169 – 181;

**Holland, A.S. Peter, Watson, I. Matthew, Phillips, Jeremy C., Caricchi, Luca, Dalton, Marika P.,** 2011: “Degassing processes during lava dome growth: Insights from Santiaguito lava dome, Guatemala”, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* , doi: 10.1016/j.jvolgeores.2011.02.004

**Holohan, E.P., Troll, V.R., Walterb, T.R., Munn, S., McDonnells, S., Shipton, Z.K.**, 2005: "Elliptical calderas in active tectonic settings: an experimental approach". *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 144 119– 136

**Hubbert M.K.** 1937: "Theory of scale models as applied to the study of geologic structure"s. *Bull. Geol. Soc. Am.* 48, 1459-1520.

**Hubbert M.K.**, 1951: "Mechanical basis for certain familiar geological structures". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 62, 355 . 372.

**Huppert H. E., Turner J.S., Carey S.N., Sparrks R.S.J., Hallworth M.A.**, 1986: "A laboratory simulation of pyroclastic flows down slopes". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 30, 179 – 199;

**Ichihara M., Rittel D., Sturtevant B.**, 2002: "Fragmentation of a porous viscoelastic material: Implication to a magma fragmentation". *Journal of Geophysical Research*, vol 107, B10, 2229;

**Inman, D.L.**, 1952: "Measure for describing the size distribution of sediments". *J. Sed. Petrol.* 22, 125-45

**Insinga, D., Calvert, A., D'Argenio, B., Fedele, L., Lanphere, M., Morra, V., Perrotta, A., Sacchi, M., and Scarpati, C.**, 2004:"  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of the Neapolitan Yellow Tuff eruption (Campi Flegrei, southern Italy) [abs.]". Volcanological and chronostratigraphic implications, *in* European Geophysical Union (EGU) 1st General Assembly, Nice.

**Insinga D Calvert, A., Lanphere, M., Morra, V., Perrotta, A., Sacchi, M., Scarpati, C., Saburomaru, J., Fedele, L.**, 2006: "The late-holocene evolution of the miseno area (south-western Campi Flegrei) as inferred by stratigraphy petrochemistry and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ". *geochronology* 97-124

**Iorio A., Luongo G., Giordano F.** (2009): "Definizione della struttura sommersa della caldera flegrea attraverso indagini di sismica a riflessione." Tesi di Laurea in Geofisica Applicata, Università di Napoli Federico II.

**Jonsson, S, Zebker, H, Amelung, F**, 2005: "On trapdoor faulting at Sierra Negra volcano, Galàpagos". *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 144 59– 71

**Jaupart, C.**, 1998. "Gas loss from magmas through conduit walls during eruption". Geological Society, London, Special Publications 145, 73–90.

**Jaupart, C., Allègre, C.**, 1991. "Gas content, eruption rate and instabilities of eruption regime in silicic volcanoes". *Earth and Planetary Science Letters* 102, 413–429.

**Judenherc S., Zollo A.** 2004: "The Bay of Naples (Southern Italy): constraints on the volcanic structures inferred from a dense seismic survey". Journal of Geophysical Research, vol. 109, B10312

**Kedrinskii V. K., Makarov A.I., Stebnovskii S.V., Takayama K.,** 2005: "Explosive eruption of Volcanoes: Some approaches to simulation". Combustion, Explosion, and Shock Waves, vol 41, no 6, pp 777 – 784;

**Kieffer S.,** 1984: "Factors governing the structure of volcanic jets". National Accademy Press Washington D.C.

**Kieffer S. W., Sturtevant B.,** 1984: "Laboratory studies of volcanic jets". Journal of Geophysical Research, vol 89, B10, 8253 – 8268;

**Koyi H.,** 1997: "Analogue modelling: from a qualitative a historical outline to a quantitative technique". Journal of Petroleum Geology, vol. 20(2),. 223-238

**Koyaguchi T., Mitani N. K.,** 2005: "A theoretical model for fragmentation of viscous bubbly magmas in shock tube". Journal of Geophysical Research, vol 110, B10202;

**Koyaguchi T., Scheu B., Mitani N.K., Melnik O.,** 2008: "A fragmentation for highly viscous bubbly magmas estimated from shock tube experiments". Journal of Volcanology and Geothermal Research, 178, 58 – 71;

**Kuenen Ph.H.,** 1965: "Dimensional analysis and theory of models". Wiley, New York.

**Lagmay, A. M. F., Tengonciang, A. M. P., Uy, H. S.,** 2005: " Structural etting of the Bico Basin and fault kinematics of newly identified fault on Mayon Volcano, Philippines". Journal of Volcanology and Geothermal Research 144 23 – 36

**Link T.A.,** 1930:" Experiments relating to salt dome structures". AAPG Bull., 14, 483 – 508

**Lipman P. W., Self., S, Heiken, G.,** 1984: " Introduction to Caldera Special Issue". Journal of Geophysical Research, vol 89. No B10, pg 8219- 8221.

**Lipman P. W.,** 1997: "Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma chamber geometry". Bull Volcanol 59 :198–218

**Lirer, L., Mastrolorenzo, G. Rolandi, G.,** 1987: "Un'eruzione. pliniana nell'attività recente dei Campi Flegrei". Boll. Sot. Volcanol., 49: 608-615. Geol. Ital., 106: 461-473.

**Lirer L., Petrosino P., Alberico I.,** 2001: "Hazard assesmentat volcanic fields: the Campi Flegrei case history". Journal of Volcanology and Geothermal Research, 112, 53 -73.

**Locardi E.** 1986: "Tyrrhenian volcanic arcs: volcano – tectonics, petrogenesis and economic aspects. From: The origin of arcs". Edited by F.C. Wezel. Elsevier Amsterdam.

**Luongo G.** 1979: "Problemi di geodinamica del Tirreno". Rdc. Soc. Miner. Petrol., vol.35, 32 -38.

**Luongo G.** 1988: "Tettonica globale dell'Italia Meridionale: subduzione o bending?" In: L'Appennino Campano Lucano nel quadro geologico dell'Italia Meridionale. Atti 74° Congresso Nazionale della Società Geologica Italiana, Sorrento, 157 – 161.

**Luongo G., Cubellis E., Obrizzo F., Petrazzuoli S.M.** 1991: "The mechanics of Campi Flegrei resurgent caldera – a model" . Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 45, 161 – 172.

**Luongo G., Cubellis E., Obrizzo F., Petrazzuoli S.M.** 1991: "A physical model for the origin of volcanism of the Tyrrhenian margin: the case of Neapolitan area". Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 48, 173 – 185.

**Mader H. M. Zhang Y., Phillips J:C., Sparks R.S.J., Sturtevant B., Stolper E.,** 1994: "Experimental simulation of explosive degassing of magma". Nature vol 372, 85 – 88;

**Mader H. M. Brodsky E.E, Howard D., Sturtevant B.,** 1997: "Laboratory simulations of sustained volcanic eruptions". Nature vol 388, 462 – 464;

**Marsh B.D.** 1982: "On the mechanics of igneous diapirism, stoping, and zone melting". Am. J. Sci., vol. 282, 808 – 855.

**Marsh B.D.** 1984: "Mechanics and energetics of magma formation and ascension". National Accademy Press Washington D.C.

**Marsh B.D.** 1984: "On the mechanics of caldera resurgence". Journal of Geophysical Research, vol. 89, 8245 – 8251

**McBirney A. R.,** 1963: "Factors governing the intensity of explosive andesitic eruption". Bull. Volcanol., 37 (3), 443 – 453;

**McBriney A. R., Murase T.,** 1970: "Factor governing the formation of pyroclastic rocks". Bull. Volcanol., 34, 372 – 384;

**Mead W. J.**1920: "Notes on the mechanics of geologic structures". Jour. Geol., 28, 505 – 523

**Melnik O. E,** 1999: "Fragmenting magma". Nature, vol 397, 394 – 395

**Miura, D.**, 2005: "Effect of changing stress states on the development of caldera – bounding faults. Geological evidence from Kumano caldera, Japan". *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 144 89 – 103.

**Mori J., McKee C.**, 1987: "Out – dipping ring – fault structure at Rabaul Caldera as shown by earthquake locations". *Science* 235, 193 – 195

**Morelli C.** 1970: "Physiography gravity and magnetism of the Tyrrhenian Sea". *Boll. Geof. Teor. Appl.*, vol. 12, 275 – 308.

**Morris S.**, 1980: "An asymptotic method for determining the transport of heat and matter by creeping flows with strongly variable viscosity: Fluid dynamics problems motivated by island arc volcanism". PhD dissertation. The John Hopkins U., Baltimore, Md., 124, 1 – 26

**Morris S.J.**, 1982: "The effect of a strongly temperature – dependent viscosity on flow past a hot sphere. *J. Fluid Mech.*, 124, 1 – 26

**Mueller S. Scheu B., Spieler O., Dingwell D.B.**, 2010: "Permeability control on magma fragmentation". *Geology*, 36, 399 – 402;

**Navon O., Chekhir A., Lyakhovsky V.**, 1998: "Bubble growth in highly viscous melts: theory, experiments, and autoexplosivity of dome lavas". *Earth and Planetary Science Letters* 160, 763 – 776

**Nettleton L.L., Elkins T.A.**, 1947: "Geological models made from granular materials". *EOS, Trans. Am Geophys. Union*, 28, 451 – 466.

**Newhall C.G., Self S.**, 1982: "The volcanic explosivity index: an estimate of the explosive magnitude for historical volcanism". *J. Geophys. Res.*, 87 (C), 1231 – 1238.

**Newhall C.G., Dzurisin D.**, 1988: "Historical unrest at large calderas of the world". *United States Geological Survey Bulletin* 1108

**Newhall C.G., Melson W.G.**, 1983: "Explosive activity associated with the growth of volcanic domes". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17, 111 – 131;

**Newman, S., Epstein, S., Stolper, E.**, 1988. "Water, carbon dioxide, and hydrogen isotopes in glasses from the ca. 1340 A.D. Eruption of the Mono Craters, California: Constraints on degassing phenomena and initial volatile content". *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 35, 75–96

**Neuberg, J., Tuffen, H., Collier, L., Green., Powell, T., Dingwell, D.**, 2006: "The trigger mechanism of low-frequency earthquakes on Montserrat". *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 153, 37–50.

**Oehler, J. F., van Wyk de Vries, B., Labazuy, P.,** 2005 : “Landslide and spreading of oceanic hot – spot and arc shield volcanoes on Low Strength Layers (LSLs) an analogue modelling approach”. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 144 169 – 189

**Oertel,** 1962: “Stress, strain and fracture in clay models of geologic deformation”. *Geotimes*, 6, 26 – 31

**Ort H., Rosi M., Anderson C. D.,** 1999: “Correlation of deposits and vent locations of the proximal Campanian Ignimbrite deposits, Campi Flegrei, Italy, based on natural remanent magnetization and anisotropy of magnetic susceptibility characteristics”. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 91,.167–178

**Orsi G., De Vita S., Di Vito M.,** 1996: “The restless, resurgent Campi Flegrei nested caldera (Italy):constraints on its evolution and configuration”. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 74, 179-214

**Ozerov A. Y.,** 2009: “Experimental modelling of the explosion mechanism of basaltic magmas”. *Petrology*, vol 17, No 7, 653 – 668;

**Pappalardo L., Civetta L., D’Antonio M., Deino A , Di Vito M., Orsi G., Carandente A., de Vita S, Isaia R., Piochi M.,** 1999: “Chemical and Sr-isotopical evolution of the Phlegraean magmatic system before the Campanian Ignimbrite and the Neapolitan Yellow Tuff eruptions”. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 91\_1999.141–166

**Papale P.,** 1999: “Strain – induced magma explosive eruptions”. *Nature* vol 397, 425 – 428;

**Parker T.J. McDowell, A.N.,** 1955: “Model studies of salt dome tectonics”. *AAPG. Bull.*,39, 2384 – 2470

**Perrotta A., Scarpati C.,** 1994: “The dynamics of the Breccia museo eruption (Campi Flegrei Italy) and the significance of spatter clasts associated with lithic breccias”. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 54 (4), 335-355

**Perrotta A., Scarpati C., Luongo G., Morra V.,** 2006: “The Campi Flegrei caldera boundary in the city of Naples”. *Journal of volcanogy* 5, 85-96

**Phillips J. C., Lane S.J., Lejeune A.M., Hilton M.,** 1995: “Gum Rosin – Acetone system as an analogue to the degassing behaviour of hydrated magmas”. *Bull. Volcanol.* 57, 263 – 368;

**Pollard D.D., Deianey P.T., Duffield W.A., Endo E.T., Okamura A.T.,** 1983: “Surface deformation in volcanic rift zones”. *Tectonophysics* 94, 541 – 584

**Ramberg H.,** 1955: “Natural and experimental boudinage and pinch – and – swell structures”. *Journal of Geology*, 61, 512

**Ramberg H.**, 1981: "Gravity, deformation and Earth's crust". Academic Press. New York. 2nd edition, pp 452

**Richard P.**, 1991: "Experiments of faulting in two – layer cover sequence overlying a reactivated basement fault with oblique slip". Journ. Struct. Geol., 13, 459 – 469

**Rittmann, A.**, 1950: "Sintesi geologica dei Campi Flegrei". Boll. Soc. Geol. Ital. 69, 117–128.

**Roche O., Druitt T.H., Merle O.**, 2000: "Experimental study of caldera formation". J. Geophys. Res. 105, 395 – 416

**Rolandi G., Maraffi S., Petrosino P., Lirer L.**, 1993: "The Ottaviano eruption of Somma-Vesuvius (8000 y B.P.): a magmatic alternating fall and flow-forming eruption". J. Volcanol Geotherm Res. 58: 43-65.

**Rolandi G., Munno R., Postiglione I.**, 2004: "The A.D. 472 eruption of the Somma volcano" Journal of Volcanology and Geothermal Research 129 (2004) 291^319

**Rosi, M., Sbrana, A., Principe, C.**, 1983: "The Phlegrean Fields: structural evolution, volcanic history and eruptive mechanisms". J. Volcanol. Geotherm. Res. 17, 273–288.

**Rosi, M., Santacroce, R.**, 1984: "Volcanic hazard assessment in the Phlegeran Fields: a contribution based on stratigraphic and historical data". Bull. Volcanol. 47\_2, 359–370.

**Rosi M., Sbrana, A.**, 1987: "The Phlegraeen fields". CNR, Quad. Ric. Sci. 114, 1–175.

**Rosi, M., Vezzoli, L., Aleotti, P., De Censi, M.**, 1996: "Interaction between caldera collapse and eruptive dynamics during the Campanian Ignimbrite eruption, Phlegraeen Fields, Italy". Bull. Volcanol. 57, 541–554

**Rosi M., Vezzoli L., Castelmignano A., Grieco G.**, 1999: "Plinian pumice fall deposit of the Campanian Ignimbrite eruption\_Phlegraeen Fields, Italy". Journal of Volcanology and Geothermal Research 91, 179–198

**Rubin A.M.**, 1995: "Propagation of magma – filled cracks". Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 23. 287 – 336

**Rust, D., Behincke, B., Neri, M., Ciocanel, A.**, 2005: "Nested zones of instability in the Mount Etna volcano edifice, Italy". Journal of Volcanology and Geothermal Research 144 137 – 153

**Scandone R.**, 1990: "Chaotic collapse of calderas". J. Volcanol. Geotherm. Res. 42, 285 – 302

- Scandone R., Giacomelli L., Fattori Speranza F.**, 2008: "Persistent activity and violent strombolian eruptions at Vesuvius between 1631 and 1944". *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 170, 167–180
- Scarpati C., Cole P.D., Perrotta A.**, 1993: "In the neapolitan yellow tuff. A large volume multiphase eruption from Campi Flegrei, souther of Italy". *Bull. Volcanol.* 55, 343-356
- Scherillo, A.**, 1953: "Nuove osservazioni sulla stratigrafia della citta` di Napoli \_via Roma, via Pessina, via S. Teresa degli Scalzi". *Boll. Soc. Nat., Napoli* LXIV, 93–101.
- Scherillo, A., Franco, E.**, 1960: "Rilevamento stratigrafico del territorio comunale di Napoli". *Boll. Soc. Nat., Napoli* LXIX, 255–262.
- Scherillo A., Franco E.**, 1967: "Introduzione alla carta stratigrafica del suolo di Napoli". *Atti Acc. Pont. Napoli* 16, 22-37
- Shemenda A.I., Grocholsky, A.L.**, 1992: Physical modelling of lithosphere subduction in collision zones. *Tectonophysics*, 50, 13 – 28
- Sigurdsson, H., Carey, S., Cornell, W., Pescatore, T.**, 1985: "The Eruption of Vesuvius in A.D 79" *Nat. Geogr. Res.*, 1: 332-387.
- Sigurdsson** (editor), 2000: "Encyclopedia of Volcanoes". Academic press. Pag 1417
- Sleep N.H.**, 1974: "Segregation of magma from a mostly crystalline mush". *Geol. Soc. Am. Bull.* 85, 1225 – 1232
- Smith R.L., Bailey R.A.**, 1968: "Resurgent cauldrons". *Geol. Soc. Am. Mem.* 116, 83 – 104
- Solaro G.**, 2005: "Analisi del campo di stress in aree di vulcanismo attivo: il caso del somma – vesuvio". PhD Tesi
- Sparks R. S. J.**, 1978: "The dynamics of bubble formation and growth in magmas: A reiew and analysis". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 3, 1 – 37;
- Sparks, R.S.J.**, 1986: "The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns" *Bull.Of Volcanol.*, 48: 3-15.
- Sparks R.S.J.**, 1997: "Causes and consequences of pressurisation in lava dome eruptions". *Earth and Planetary Science Letters*, 150, 177 – 189

**Sparks, R.**, 2003. "Dynamics of magma degassing". In: Oppenheimer, C., Pyle, D., Barclay, J. (Eds.), Geological Society Special Publication 213: Volcanic Degassing. The Geological Society, pp. 5–22.

**Spieler O., Dingwell D. B., Alidibirov M.**, 2004: Magma fragmentation speed an experimental determination. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 129, 109 – 123;

**Spinks, K.D., Acocella, V, Cole, J.W., Bassett K.N.**, 2005: "Structural control of volcanism and caldera development in the transtensional Taupo Volcanic Zone, New Zealand", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 144 7– 22

**Sugioka I., Bursik M.**, 1995: Explosive fragmentation of erupting magma. *Nature*, vol 373, 689 – 692;

**Talbot C.J.**, 1977: Inclined and asymmetric upward – moving gravity structures. *Tectonophysics*, 42, 159 – 181

**Tuffen, H., Dingwell, D., Pinkerton, H.**, 2003. "Repeated fracture and healing of silicic magma generates flow banding and earthquakes?" *Geology* 31, 1089–1092

**Touloukian Y.S., Judd W.R., Roy R.F.**, 1981: "Physical properties of rocks and minerals"., vol 1 McGraw Hill, New York

**Trasatti, E., Giunchi, C., Bonafede, M.**, 2005: "Structural and rheological constrain on source depth and overpressure estimates at the Campi Flegrei calderas, Italy." *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 144 105 – 118

**Turcotte D.L., Schubert G.**, 2001: "Geodynamics". Cambridge University Press, New York.

**Turner J. S.**, 1966: "Jet and plumes with negative or reversing buoyancy". *J. Fluid Mech.* Vol 20 , part 4, 779 – 792;

**Turner J.S., Yang L.K.**, 1963: "Turbolnt mixing at the top of stratocumulus clouds". *J. Fluid Mech.* Vol 17 , part 2, 212 – 224;

**van Wyk de Vries B., Francis P.W.**, 1997: "Catasrophic collapses at stratovolcanoes induced by gradual volcano spreading". *Nature*, 387, 387 – 390

**Vezzoli L.**, 1988: "Island of Ischia". *Quaderni de La ricerca Scientifica – CNR*, 114, 10

**Walker D., Stolper E.M., Hays J.F.**, 1978: "A numerical treatment of melt – solid segregation: Size of eucrite parent body and stability of terrestrial low – velocity zone", *J. Geophys. Res.* 83, 6005 – 6013

**Walker G.P.L.**, 1984: "Downsag calderas, ring fault, caldera sizes and incremental calder growth". J. Geophys. Res. 89, 8407 – 8416

**Williams H.**, 1941: "Calderas and their origin". Univ. California Publ. Depart. Geol. Sci. 25, 239 – 246

**Willis B.** 1893: The mechanism of Appalachian structure. U:S: Surv. Rep. 13 (2), 211-282

**Wilson L., Parfitt E.A.**, 2008: Fundamentals of physical volcanology. Blackwell Publishing.

**Wilson L., Sparks R.S.J., Huang T.C., Watkins N.D.**, 1978: "The control of volcanic column heights by eruption energetics and dynamics". Journal of geophysical research 83, b4, 1829 – 1836

**Wilson L., Sparks R.S.J., Walker G.P.L.**, 1980: "Explosive volcanic eruption – IV. The control of magma properties and conduit geometry on eruption column behaviour". Geophys. J. R. Astron. Soc. 63, 117 – 148

**Wohletz k.H., McQueen R.G.**, 1992: „Experimental studies of hydromagmatic volcanism“. National Accademy Press Washington D.C;

**Wohletz K., Orsi G., De Vita S.** 1995: "Eruptive mechanisms of the Neapolitan Yellow Tuff interpreted from stratigraphie, chemical, and granulometric data". Journal of Volcanology and Geothermal Research, Volume 67, Issue 4, September, Pages 263-290

**Wohletz K., Sheridan M.F.**, 1981: "Rampart cratr ejecta: Experiments and analysis of melt – water interaction". NASA Tech. Memo. 82325, 134 – 135

**Wohletz K., Sheridan M.F.**, 1982: "Melt – water interactions, series II, experimental design". NASA Tech. Memo. 84211, 168 – 171

**Woods A.W.** 1988: "The fluid dynamics and thermodynamics of eruption columns". Bull. Vol. 50 169 – 193

**Woods A. W., Colm – Cille P., Caulfield P.**, 1992: "A laboratory study of explosive volcanic eruptions". Journal of Geophysical Research, vol 97, B5; 6699 – 6712;

**Yamamoto H., Takayama K.**, 2008: "An analog experiment of magma fragmentation: behaviour of rapidly decompressed starch sirup". Shock Wave 17: 371 – 385

**Zhang Y., Sturtevant B., Stolper E.M.**, 1997: "Dyamics of gas – drien eruption: experimental simulation using CO<sub>2</sub> – H<sub>2</sub>O – polymer system". J. Geophys. Res. 102, 3077 – 3096

**Zollo A., Judenherc S., Auger E., D’Auria L., Virieux J., Capuano P., Chiarabba C., de Franco R., Makris J., Michelini A., Musacchio G. (2003):** “Evidence for the buried rim of Campi Flegrei caldera from 3-D active seismic imaging”. *Geophysical Research Letters*, vol. 30, NO.19.

**Zollo A., Capuano, P., Corciulo, M., 2006:** “Geophysical Exploration of the Campi flegrei (Southern Italy) Caldera Interiors: Data, Methods and Results.” Edito Doppiavoce