

DOTTORATO DI RICERCA IN INGEGNERIA GEOTECNICA - III CICLO  
Consorzio tra le Università di Bari, Napoli *Federico II*, Palermo e Roma *La Sapienza*

---

TESI PER IL CONSEGUIMENTO DEL TITOLO

TATIANA ROTONDA

**INFLUENZA DELLA MICROFESSURAZIONE TERMICA  
SULLE CARATTERISTICHE  
DI DEFORMABILITÀ E RESISTENZA DELLE ROCCE**

RELATORE: PROF. ING. RENATO RIBACCHI

DIPARTIMENTO DI INGEGNERIA STRUTTURALE E GEOTECNICA  
UNIVERSITÀ DI ROMA *LA SAPIENZA*

---

1991



# INDICE

<b>1.</b>	<b>INTRODUZIONE</b>	<b>1</b>
<b>2.</b>	<b>CARATTERISTICHE DELLE MICROFESSURE</b>	<b>6</b>
2.1	Metodi per evidenziare le microfessure	6
2.2	Caratteristiche delle microfessure	7
2.3	Analisi tessiturale	15
2.4	Origine delle microfessure	18
<b>3.</b>	<b>ANALISI DELLA INFLUENZA DELLE MICROFESSURE SULLA DEFORMABILITÀ DELLE ROCCE</b>	<b>27</b>
3.1	Evoluzione degli studi sulla influenza delle microfessure	27
3.2	Schemi generali dei vari metodi di calcolo	28
3.3	Valutazione delle caratteristiche della matrice rocciosa	32
3.4	Parametri elastici equivalenti di un mezzo contenente inclusioni ellissoidiche	35
3.5	Parametri elastici di una roccia contenente microfessure asciutte	38
3.6	Influenza della forma delle microfessure	43
3.7	Microfessure sature	43
3.8	Variazione delle costanti elastiche con lo stato di sforzo	53
<b>4.</b>	<b>INFLUENZA DEL RISCALDAMENTO SULLA FORMAZIONE DELLE MICROFESSURE</b>	<b>58</b>
4.1	Osservazioni generali	58
4.2	Valutazione dello stato di sforzo	68
4.3	Influenza della microfessurazione termica sulle caratteristiche fisiche e meccaniche delle rocce	81
4.3.1	Dilatazione termica	81
4.3.2	Conducibilità termica	85
4.3.3	Resistenza	85
4.3.4	Deformabilità	87

4.3.5	Caratteristiche dinamiche	94
4.3.6	Permeabilità	96
<b>5.</b>	<b>METODOLOGIA SPERIMENTALE</b>	<b>100</b>
5.1	Densità e porosità	100
5.2	Procedure di riscaldamento dei provini	101
5.3	Misura della deformazione termica	105
5.4	Resistenza e caratteristiche elastiche	106
5.4.1	Prove di trazione	106
5.4.2	Prove di compressione uniassiale	106
5.4.3	Prove di compressione triassiale	107
5.5	Caratteristiche dinamiche	110
<b>6.</b>	<b>RISULTATI SPERIMENTALI</b>	<b>117</b>
6.1	Caratteristiche petrografiche	117
6.2	Caratteristiche fisiche	119
6.3	Caratteristiche di resistenza	124
6.3.1	Resistenza a trazione	124
6.3.2	Resistenza a compressione uniassiale	126
6.3.3	Resistenza a compressione triassiale	128
6.4	Deformabilità	132
6.5	Caratteristiche dinamiche	145
6.5.1	Caratteristiche del marmo in condizioni naturali	145
6.5.2	Caratteristiche della roccia microfessurata	152
<b>7.</b>	<b>CONCLUSIONI</b>	<b>163</b>
	<b>BIBLIOGRAFIA</b>	<b>168</b>

## 1. INTRODUZIONE

La porosità e la struttura dei pori influenzano in misura determinante il comportamento meccanico di molte rocce (Chayé D'Albissin e Tourenq, 1976; Duffaut et al., 1979; Walsh, 1980; Kranz, 1983; Fourmaintraux, 1975). In particolare, per tutte le rocce "cristalline", ignee o metamorfiche, e molte rocce sedimentarie, tra cui le rocce carbonatiche a bassa porosità, è soprattutto rilevante l'effetto delle microfessure, mentre la porosità complessiva, in gran parte da attribuire a pori equidimensionali, condiziona il comportamento di molti tipi di "rocce tenere".

La microfessurazione diffusa ha una notevolissima influenza sulle caratteristiche elastiche delle rocce cristalline, le quali, nonostante valori molto bassi della porosità, possono presentare valori della deformabilità anche di un ordine di grandezza maggiori rispetto a quelli del materiale solido costituente la roccia. La progressiva chiusura delle microfessure e lo scorrimento dei labbri delle microfessure chiuse determinano un andamento delle curve sforzi-deformazioni fortemente non lineare. Nonostante tale non linearità il comportamento appare quasi reversibile sotto l'azione di sollecitazioni quasi isotrope, mentre è caratterizzato da una sensibile isteresi nel caso di sollecitazioni deviatoriche (Brady, 1969; Walsh, 1980).

Anche l'anisotropia esistente nelle caratteristiche elastiche di molti materiali rocciosi naturali è per lo più legata alla presenza di sistemi di microfessure orientate, mentre l'influenza sulla anisotropia della orientazione dei minerali costituenti, anche quando appare ad un esame a vista molto evidente, risulta spesso del tutto subordinata o trascurabile (Brace, 1965b; Brace, 1969; Berry et al., 1974; Crea et al., 1981; Babuska e Pros, 1984; Ribacchi, 1985). La differente chiusura delle microfessure diversamente orientate, sotto l'azione di uno stato di sforzo non isotropo, dà origine ad una anisotropia indotta, che si manifesta anche in rocce con un quadro microfessurativo originario statisticamente isotropo (Nur e Simmons, 1969b; Piau, 1980).

Anche il tensore della permeabilità risulta condizionato dalla presenza di sistemi di microfessure orientate (Oda, 1985); le variazioni di apertura delle microfessure, sotto l'azione delle sollecitazioni applicate, determinano variazioni di più ordini di grandezza della permeabilità ed inducono una anisotropia che si sovrappone a quella eventualmente preesistente.

Il fenomeno della rottura dei materiali rocciosi è stato analizzato in termini di propagazione delle microfessure preesistenti già a partire dai classici lavori di Griffith e un gran numero di ricerche hanno mirato a ricavare criteri di resistenza di rocce isotrope ed anisotrope sulla base delle caratteristiche dei sistemi di microfessure (Barron, 1971; Brady, 1973; Attewell e Sandford, 1974). Anche se tali ricerche non hanno fornito risultati pienamente soddisfacenti, ed i criteri di rottura attualmente più utilizzati sono di tipo essenzialmente empirico (Hoek e Brown, 1980a), esse hanno permesso di chiarire vari aspetti del fenomeno della rottura e, in particolare, le diverse condizioni di stabilità o instabilità della propagazione delle fratture in funzione delle condizioni al contorno applicate (Kemeny e Cook, 1986 e 1987). Ad esempio, il fenomeno della dilatanza che precede la rottura nei materiali rocciosi è da attribuire a modifiche della popolazione di microfessure, con aumento di quelle allineate secondo la direzione dello sforzo principale maggiore (Scholz, 1970; Kranz e Scholz, 1977; Soga et al., 1978). Ed anche i fenomeni di *creep*, che si verificano nelle rocce cristalline, appaiono essenzialmente legati a modifiche della popolazione delle microfessure (Holcomb, 1978; Kranz, 1979b; Atkinson, 1984).

Lo studio del comportamento meccanico ed idraulico delle microfessure alla scala del campione di laboratorio fornisce preziose indicazioni sul comportamento di ammassi rocciosi a grande scala, interessati da sistemi di giunti. In effetti, è stato mostrato che esiste uno stretto parallelismo, ad esempio, tra le caratteristiche dinamiche di un ammasso roccioso e quello di un materiale roccioso microfessurato, nel senso che sono dello stesso tipo le condizioni di anisotropia indotta dai sistemi di (micro) fessure o da stati di sforzo anisotropi, l'influenza delle condizioni di saturazione, l'effetto delle variazioni degli sforzi medi applicati (Sjogren et al., 1979; Oda et al., 1986; Schoenberg e Douma, 1988). La sperimentazione di laboratorio è, quindi, preziosa per una migliore comprensione della validità e dei limiti dei metodi di caratterizzazione degli ammassi rocciosi tramite le indagini geofisiche.

Un analogo parallelismo tra il comportamento dei materiali rocciosi microfessurati e gli ammassi rocciosi fratturati esiste anche per quanto riguarda i problemi di flusso.

L'origine delle microfessure e la eventuale presenza di microfessure nelle rocce profonde rappresentano un problema più volte dibattuto. Nelle condizioni in prossimità della superficie, rilevanti per tutti i problemi di ingegneria civile, la formazione di microfessure è usualmente attribuita agli effetti dello scarico tensionale e del raffreddamento che avviene su materiali intrinsecamente disomogenei (Nur e Simmons, 1970; Bruner, 1984), ma potrebbero essere state determinanti anche le elevate sollecitazioni tettoniche. Anche nelle rocce cristalline.

sono verosimilmente presenti sistemi di microfessure collegati alle sollecitazioni tettoniche in atto (Crampin, 1985b). L'interazione tra le deformazioni della roccia e le variazioni di pressione del fluido interstiziale è stata ipotizzata come una valida spiegazione di vari fenomeni associati a meccanismi focali di sismi (Nur, 1972; Crampin e Atkinson, 1985); ad esempio, molti terremoti indotti da invasi appaiono causati da variazione della pressione interstiziale in profondità.

Negli ultimi anni sono apparsi i risultati di varie ricerche condotte sulle modifiche del quadro microfessurativo provocato da lento riscaldamento della roccia. Lo sviluppo di questo tipo di ricerche è stato promosso soprattutto nell'ambito della progettazione di depositi di scorie radioattive, per i quali si deve poter prevedere a lungo termine l'evoluzione degli stati termico, di sforzo e di flusso in condizioni strettamente accoppiate.

Allo stesso tempo, però, con queste ricerche si è messa in evidenza la possibilità di ottenere mediante trattamento termico materiali artificialmente microfessurati, in condizioni ripetibili e con una prescelta intensità di microfessurazione. Questi materiali appaiono particolarmente adatti per indagare in modo quantitativo sulla influenza della microfessurazione nei riguardi delle caratteristiche meccaniche delle rocce e per poter simulare il comportamento di alcuni tipi di ammassi rocciosi intensamente fratturati ma con fratture ben serrate, costituiti da poliedri ben giustapposti tra loro. Tale tipo di simulazione è stata, ad esempio, adottata nelle ricerche di Rosengren e Jaeger (1968) e di Gerogiannopoulos e Brown (1978), ed è discussa ampiamente da Hoek e Brown (1980b).

Infine, gli studi sulla microfessurazione termica assumono importanza anche per tutti i problemi legati al deterioramento delle pietre ornamentali, in quanto l'aumento della permeabilità e della superficie specifica nella fascia esterna della pietra facilita il progredire dei processi di alterazione e corrosione (Marchesini et al., 1972; Bertagnini et al., 1984; Franzini et al., 1984; Zezza et al., 1985).

Nell'ambito di questa tesi di dottorato vengono sviluppati, ovviamente, solo alcuni dei temi di ricerca relativi alla microfessurazione delle rocce. Prima di tutto, viene fornito un quadro delle attuali conoscenze sulle caratteristiche geometriche più tipiche delle microfessure, sui metodi per il loro rilievo e sulla rappresentazione sintetica, mediante vari "tensori di tessitura", del quadro microfessurativo, rilevante per i problemi meccanici (cap. 2).

Vengono poi discussi (cap. 3) i vari metodi di "omogeneizzazione", proposti da vari Autori, per determinare le caratteristiche elastiche e, conseguentemente, le velocità sismiche in funzione del grado di microfessurazione, mettendo in evidenza che l'"efficacia" di un sistema di microfessure non è direttamente legata alla porosità. Si fa particolare riferimento al

modello di microfessure a sezione ellittica, pur osservando che esso ha in parte un significato convenzionale e che altri modelli potrebbero essere utilizzati (ad esempio, *bed of nails* o fessure affilate). Viene discussa, in dettaglio, l'influenza delle condizioni di saturazione sulla velocità delle onde P ed S; influenza che risulta più complessa rispetto a quanto si verifica nei terreni granulari, in quanto essa dipende dalle condizioni di equilibrio locale, entro l'elemento di volume, della pressione dell'acqua. Infine, viene illustrata la dipendenza dei parametri elastici dalle condizioni di sforzo e proposti diversi metodi per ricavare dai dati di velocità o di deformabilità le caratteristiche del quadro microfessurativo.

Il fenomeno della microfessurazione provocata da variazione della temperatura è sviluppato nel capitolo 4; in esso sono esaminate le condizioni di sforzo indotte dal riscaldamento in un mezzo disomogeneo o costituito da granuli anisotropi orientati diversamente. I principi della meccanica della frattura consentono di prevedere la soglia termica di microfessurazione, in modo soddisfacente da un punto di vista concettuale e in un certo accordo con i dati sperimentali. Vengono poi discusse le deformazioni irreversibili provocate dalla microfessurazione termica e la loro relazione con la variazione dei coefficienti di dilatazione termica e di compressibilità. Viene, infine, fornito un quadro dei risultati sperimentali ottenuti da vari Autori sulla influenza della microfessurazione termica nei riguardi delle caratteristiche di trasporto, deformabilità e resistenza delle rocce termicamente microfessurate.

I capitoli successivi sono dedicati alla descrizione della ricerca sperimentale, condotta su un marmo bianco di Carrara microfessurato termicamente a temperature variabili da 50 a 300 °C. Dopo aver caratterizzato da un punto di vista petrografico e meccanico il materiale naturale, mettendone in vista la omogeneità, l'isotropia e la bassissima porosità, sono state studiate le variazioni irreversibili di porosità indotta dal riscaldamento e le conseguenti variazioni delle resistenze a compressione uniassiale e triassiale, della resistenza a trazione, della deformabilità sia statica che dinamica, quest'ultima su campioni in condizioni secche o completamente saturi.

Nel capitolo 5 vengono illustrate le procedure di riscaldamento dei provini e le metodologie di prova adottate. Viene anche esposta la tecnica del *continuous failure state test*, utilizzata per le prove di resistenza confinata sul marmo in condizioni naturali e microfessurato nel corso di un soggiorno presso il Politecnico di Zurigo. Un notevole impegno sperimentale è stato richiesto per la messa a punto di tecniche di misura delle velocità sismiche in condizioni di sollecitazione sia uniassiale che triassiale, tali da fornire risultati affidabili e ripetibili.

I principali risultati ottenuti dalla sperimentazione vengono riportati nel capitolo 6. Viene messo in evidenza che l'incremento irreversibile di porosità



causata dal riscaldamento varia con legge quadratica in funzione della temperatura di trattamento, conformemente ai modelli teorici, e che tale porosità è legata a microfessure formanti un reticolo idraulicamente connesso, a differenza della porosità iniziale del materiale integro, che risulta prevalentemente isolata.

La microfessurazione termica influenza in misura nettamente più marcata le caratteristiche di deformabilità statiche e dinamiche che quelle di resistenza; nell'ambito di queste ultime risulta più sensibile la resistenza a trazione, in misura minore la resistenza a compressione uniassiale ed ancora minore la resistenza a compressione triassiale.

La velocità sismica delle onde P su campioni asciutti, ed ancora di più la differenza tra la velocità dei campioni saturi e di quelli asciutti, è un indice molto sensibile delle condizioni di microfessurazione. La velocità delle onde S risulta anch'essa, ma con intensità decisamente minore, influenzata dalle condizioni di saturazione, il che indica che le condizioni idrauliche nel marmo microfessurato sono intermedie tra quelle di "microfessure isolate" e quelle di "equilibrio locale di pressione". Il coefficiente di Poisson dinamico cresce all'aumentare del grado di microfessurazione nei provini saturi e decresce nei provini asciutti, in conformità a quanto previsto dai modelli teorici di mezzi microfessurati.

Viene, infine, discussa l'influenza delle sollecitazioni applicate sulle velocità sismiche, mettendo in evidenza che le velocità aumentano al crescere dello sforzo applicato; sia in condizioni di carico uniassiale (sino in prossimità della rottura) che in condizioni di carico triassiale. Tali andamenti consentono di ricavare indicazioni sulle caratteristiche geometriche della popolazione di microfessure e, infatti, sono illustrati alcuni esempi applicativi.

## 2. CARATTERISTICHE DELLE MICROFESSURE

### 2.1 Metodi per evidenziare le microfessure

La tecnica più semplice correntemente utilizzata per il rilievo delle microfessure è l'esame petrografico in sezioni sottili. I principali inconvenienti che si riscontrano in tale prova sono i seguenti:

1. i limiti della osservazione ottica, che impediscono di rilevare le microfessure o i pori molto piccoli (inferiori ad  $1\ \mu\text{m}$ ) o, nel caso delle microfessure più estese, la loro apertura (spesso inferiore a  $0.1\ \mu\text{m}$ );
2. la difficoltà di distinguere le microfessure originarie da quelle eventualmente provocate dalle operazioni di taglio e levigazione.

Per risolvere il secondo di tali problemi sono state proposte varie tecniche di decorazione preventiva delle microfessure, da effettuarsi prima di procedere alla preparazione delle sezioni sottili.

Una tecnica di decorazione, proposta da Simmons et al. (1975), consiste nel saturare il campione di roccia disareata con alcool furilico, al quale viene aggiunta una piccola percentuale di acido cloridrico. Dopo alcune ore l'alcool furilico polverizza e la roccia viene sottoposta a riscaldamento per 15 minuti a  $500^\circ\text{C}$ . La decomposizione del polimero che ne consegue lascia un residuo di carbone nei pori e nelle microfessure, che può essere rilevato dall'esame in sezione sottile. Questa tecnica presenta l'inconveniente di non essere applicabile a rocce contenenti minerali scuri; inoltre, in alcune rocce, il riscaldamento a  $500^\circ\text{C}$  può provocare intensa microfessurazione.

Tali inconvenienti sono stati superati da Molina e Wack (1982), sostituendo l'alcool con un monomero liquido (metil-metacrilato) cui viene aggiunto un pigmento fluorescente. La saturazione viene effettuata alla pressione di 1 MPa e la polimerizzazione si ottiene riscaldando la roccia per 48 ore a  $65^\circ\text{C}$ . Una tecnica analoga è stata utilizzata anche in Italia da Armari et al. (1988), con la variante che il monomero viene iniettato a pressione atmosferica nel campione preventivamente disareato sotto vuoto, e che la messa in evidenza delle fessure si realizza con un pigmento colorato. Tale tecnica presenta però l'inconveniente di un forte ritiro del metil-metacrilato subito durante la polimerizzazione, per cui la messa in evidenza dei vuoti può essere solo parziale.

Infine, una tecnica recentemente utilizzata da Pyrac-Nolte et al. (1987) e Zheng et al. (1989) consiste nell'iniettare alla pressione di 10 MPa una lega metallica a basso punto di fusione (viene proposto il *Cerrosafe*). Il reticolo di microfessure viene fissato per raffreddamento e può essere osservato su una sezione lucida. Questa tecnica risulta più conveniente delle precedenti nel caso si voglia saturare un campione sotto sforzo, così da poter seguire le modifiche del campo di microfessure indotto dalla applicazione del carico.

Per superare i limiti della osservazione ottica nello studio delle microfessure Brace et al. (1972) e Sprunt e Brace (1974) hanno introdotto la tecnica della osservazione al microscopio a scansione elettronica (SEM), più tardi utilizzata anche da Montoto et al. (1978), Kranz (1979a e b), Fonseka et al. (1985) e Frederich e Wong (1986). La tecnica correntemente adottata consiste nella preparazione di una sezione sottile spessa (0.05+0.1 mm), per un esame preliminare con il microscopio ottico, seguita da una deposizione di oro o di lega oro-palladio di uno spessore di circa 200 Å. Mentre alcuni autori (Montoto et al., 1978) ritengono che il disturbo prodotto dalla preparazione della sezione sia relativamente modesto (almeno per osservazioni sino a 100+300 ingrandimenti), la maggior parte degli studiosi ritiene preferibile effettuare l'asportazione dello strato superficiale mediante erosione ionica (*ion thinning*). Tale tecnica, discussa in dettaglio da Fonseka et al. (1985), prevede l'impiego di catodi freddi, densità di corrente inferiore a 200  $\mu\text{A}/\text{cm}^2$  e tempi di trattamento di 7+10 ore.

## 2.2 Caratteristiche delle microfessure

L'esame a forti ingrandimenti di rocce naturali mostra che in tali materiali sono presenti sia pori equidimensionali che microfessure. Con il termine microfessure si indicano i vuoti con una delle dimensioni (apertura) nettamente minore rispetto alle altre due; il rapporto tra la dimensione minima e quella media tra le altre due si definisce rapporto di forma. Il confine tra microfessure e pori viene usualmente fissato per un valore del rapporto di forma,  $\alpha$ , pari a 0.1 (talora 0.05). Nelle tecniche di rilevamento viene rispettata la convenzione di considerare microfessura aperta solo quella microfessura con fattore di forma inferiore a 0.1, e la cui orientazione non cambi per più di 20° su ogni porzione significativa della sua lunghezza (Hadley, 1976).

Numerose ricerche sono state devolute allo studio delle caratteristiche della popolazione di microfessure, le quali condizionano le proprietà meccaniche e di trasporto del materiale roccioso. Le caratteristiche più importanti sono le seguenti:

- relazione tra individui cristallini e microfessure

- lunghezza
- apertura
- rapporto di forma
- porosità
- connettività
- orientazione

E' da tener presente che le distribuzioni di alcune di tali caratteristiche non sono usualmente indipendenti tra loro.

Le osservazioni al microscopio condotte da molti ricercatori hanno consentito di distinguere le microfessure nei seguenti tipi: a) microfessure al contatto tra i grani; b) microfessure intragranulari o intracristalline contenute interamente entro un grano (spesso associate alla sfaldatura dei minerali costituenti); c) microfessure intergranulari estendenti su più grani.

Si ritiene che le microfessure naturali traggano la loro origine prevalentemente da variazioni dello stato di sforzo. Le microfessure a contatto tra i granuli che si osservano in tali rocce sono spesso parzialmente ricementate, con terminazioni tozze (Sprunt e Brace, 1974). Viceversa, nelle rocce sottoposte a sforzi termici o meccanici in laboratorio tali microfessure sono spesso nettamente aperte e talvolta interessano il contorno di più granuli. Le microfessure intracristalline hanno usualmente minori dimensioni delle precedenti e larghezza tipica di 1  $\mu\text{m}$  o meno. Nelle rocce naturali queste microfessure possono avere pareti irregolari e ponti di materiale di saldatura, mentre nelle rocce trattate meccanicamente o termicamente le microfessure indotte presentano pareti piane e sono generalmente strette con punte affilate. Le microfessure intercristalline sono più lunghe e spesso più larghe delle precedenti, ma per il resto morfologicamente simili. E' stato anche osservato che la direzione di una microfessura può variare avvicinandosi al contorno del granulo o essere deflessa da altre microfessure o pori.

La lunghezza delle microfessure varia tipicamente da 100  $\mu\text{m}$  sino al decimo di  $\mu\text{m}$  ed è spesso correlata alle dimensioni medie degli individui cristallini, come risulta ad esempio dalla fig. 2.1 in cui sono rappresentate tre distribuzioni rilevate su graniti a grana diversa.

L'apertura delle microfessure è in genere molto bassa, spesso inferiore al  $\mu\text{m}$ , ed il suo rilievo può risultare difficile anche con esami a forti ingrandimenti al microscopio a scansione elettronica. Nella fig. 2.2 è riportata una tipica distribuzione per un granito; per la difficoltà di osservare aperture molto basse questa risulta aperta all'estremo inferiore, ma è verosimile che si estenda in maniera simmetrica anche al di sotto di 0.1  $\mu\text{m}$ .

Le microfessure sono usualmente caratterizzate da rapporti di forma molto

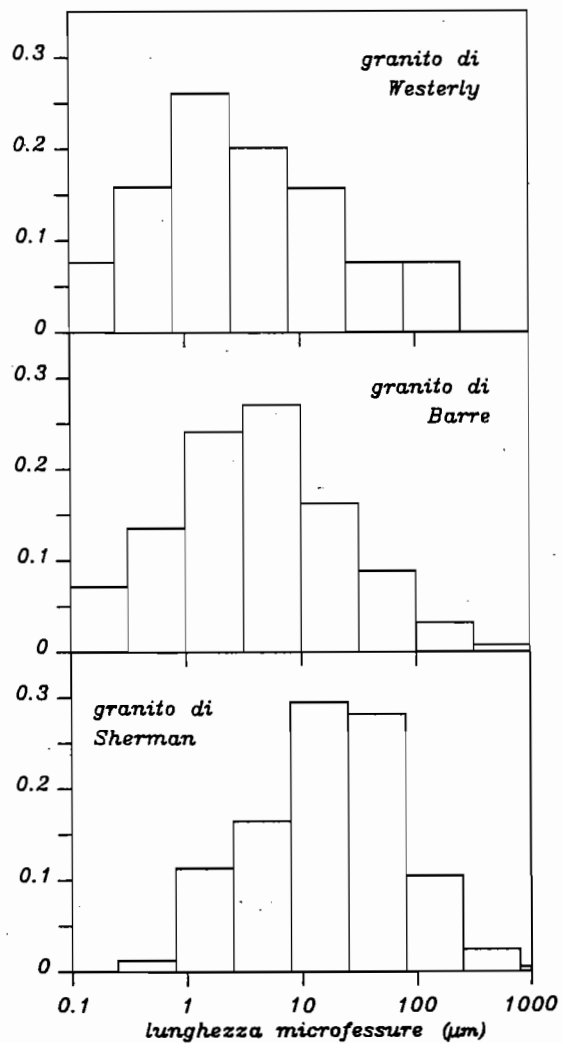


Fig. 2.1 - Distribuzioni di frequenza della lunghezza delle microfessure intracristalline in tre graniti: a grana fine (Westerly), media (Barre) e grossolana (Sherman) (Kranz, 1983)

bassi, tipicamente dell'ordine di  $10^{-2}$ - $10^{-4}$ . Una tipica distribuzione (fig. 2.3) rilevata sperimentalmente sullo stesso granito della figura precedente mostra un andamento bimodale, che separa nettamente i pori mediamente equidimensionali dalle microfessure, in dipendenza delle loro diverse modalità genetiche.

Per quanto riguarda la porosità di microfessurazione, questa può essere valutata in base alle distribuzioni di lunghezza ed apertura delle microfessure, una volta assunti modelli idealizzati per la forma delle fessure stesse (ad esempio ellissoidale o discoidale). D'altronde, la porosità può essere determinata direttamente in base al confronto tra la densità della roccia e quella della matrice solida, anche se tale procedimento può portare a forti incertezze nei risultati, soprattutto per porosità molto basse. Un metodo alternativo si basa su misure

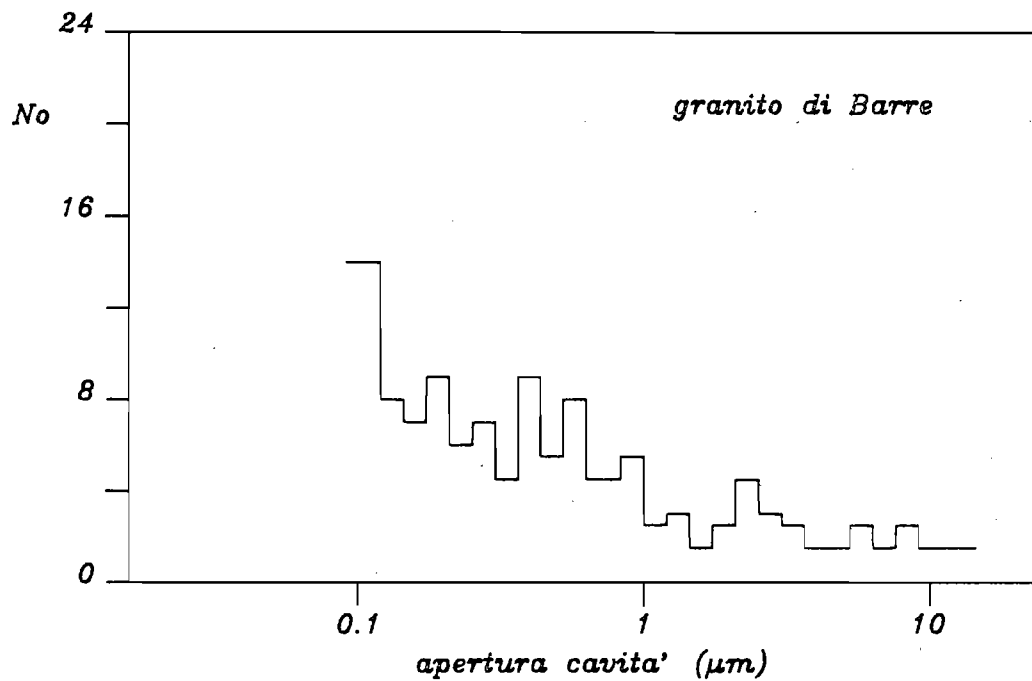


Fig. 2.2 - Distribuzione di frequenza della apertura di cavità per un granito (in ordinata si riporta il numero delle osservazioni) (Kranz, 1979b)

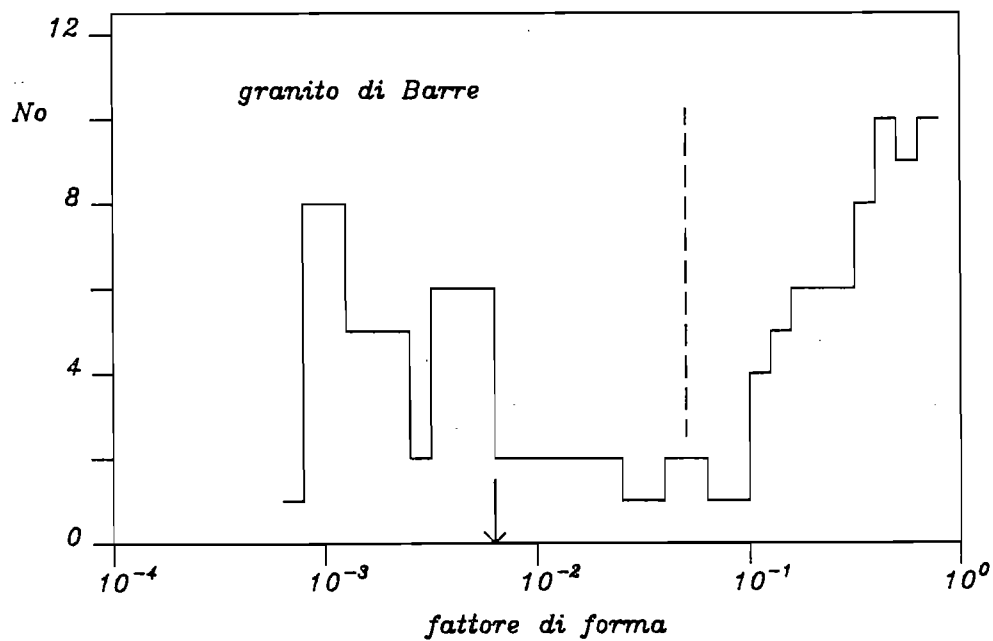


Fig. 2.3 - Distribuzione di frequenza del fattore di forma per un granito (in ordinata si riporta il numero delle osservazioni). La linea tratteggiata divide le fessure dai pori (Kranz, 1979b)

effettuate con porosimetri ad alta pressione, tipo Carlo Erba. Inoltre, la porosità complessiva di microfessurazione può essere ricavata da misure di variazioni volumetriche della roccia in conseguenza all'applicazione di pressioni tali da chiudere le microfessure, come verrà discusso più ampiamente in seguito. In genere questi diversi tipi di misura forniscono risultati non sempre congruenti; ad esempio, per un calcare micritico Duffaut et al. (1979) hanno ottenuto i seguenti valori della porosità complessiva:

- $15 \cdot 10^{-3}$  in base alla densità della matrice solida;
- $4+7 \cdot 10^{-3}$  in base al tenore in acqua a saturazione;
- $4+5 \cdot 10^{-3}$  mediante porosimetro a mercurio.

La divergenza dei risultati può essere in parte spiegata in questo caso ammettendo una non completa connettività del reticolato di fessure.

In realtà, molte osservazioni sperimentali indicano che le microfessure formano nella maggior parte delle rocce un reticolo più o meno continuo, non solo quando la roccia non è sollecitata ma anche ad elevate pressioni di confinamento. Ciò è confermato da misure di resistività di rocce sature, per cui anche a pressioni di 1 GPa la resistività risulta di vari ordini di grandezza inferiore a quella della matrice solida (Brace, 1969).

Naturalmente le osservazioni su una sezione piana non consentono di visualizzare completamente le interazioni tridimensionali delle fessure, ma alcune osservazioni al microscopio indicano che il numero di cavità che si intersecano può variare da 2 a 6. In molte rocce ignee intrusive la porosità misurata per immersione è molto prossima a quella determinata sulla base della costituzione mineralogica, il che indicherebbe una connettività praticamente completa; tuttavia, osservazioni effettuate al SEM da Brace et al. (1972) hanno mostrato che nei graniti, in particolare negli individui di feldspato, sono presenti micropori con dimensioni di pochi  $\mu\text{m}$ , i quali possono contribuire alla porosità isolata ma che non sono messi in evidenza con le tecniche di saturazione. La distribuzione della porosità complessiva tra pori e microfessure varia a seconda della natura della roccia e degli eventi geologici a cui essa è stata sottoposta; nelle rocce ignee intrusive non alterate la porosità legata alle microfessure è dello stesso ordine di grandezza di quella legata ai pori equidimensionali, mentre in molte rocce sedimentarie è talora di un ordine di grandezza più basso. E' però da tener presente che, come verrà illustrato in seguito, l'influenza della porosità di microfessurazione è molto più rilevante nella descrizione del comportamento deformativo.

Per la descrizione della intensità di microfessurazione, nel caso in cui essa sia caratterizzata da una orientazione casuale, sono stati utilizzati alcuni parametri fondamentali:

- il numero di microfessure per unità di volume,  $n$ ;
- la superficie delle microfessure per unità di volume,  $S_V$  (ipotizzando che ciascuna microfessura possa essere assimilata ad un elemento di superficie);
- la lunghezza complessiva delle tracce delle microfessure per unità di superficie osservata,  $L_A$ .

Assumendo un modello di fessure discoidali questi ultimi due parametri possono essere collegati tra loro dalla relazione (Simmons et al., 1975)

$$L_A = \frac{\pi}{4} S_V \quad (2.1)$$

Un parametro supplementare,  $P_L$ , è il numero di fessure intercettate da una linea per unità di lunghezza, per cui vale la relazione

$$S_V = 2 P_L \quad (2.2)$$

Per descrivere in maniera sintetica ed efficace la distribuzione di orientazione delle microfessure sono stati introdotti vari tipi di "tensori di tessitura" (Oda, 1982, 1983; Oda et al., 1984; Oda e Maeshibu, 1985; Oda et al., 1986; Kanatani 1984 a e b). Consideriamo fessure planari senza spessore e sia  $\mathbf{n}$  il vettore unitario normale alla superficie individuata da ciascuna microfessura. La distribuzione del numero di microfessure in funzione della orientazione è descritta da una funzione indicata con  $E(\mathbf{n})$ , tale che  $dn$  è il numero di microfessure per unità di volume la cui normale è compresa nell'angolo solido  $d\Omega$ . Si ha

$$\int_{\Omega} E(\mathbf{n}) d\Omega = n \quad (2.3)$$

La distribuzione  $E(\mathbf{n})$  ha ovviamente simmetria polare per cui viene nel seguito adottata la convenzione di ripartire le microfessure in parti eguali tra i due versi della normale alla superficie.

Da alcuni autori (ad esempio Oda) la funzione  $E(\mathbf{n})$  viene scalata rispetto al numero complessivo di microfessure per unità di volume, ottenendo una distribuzione di probabilità.

In generale le microfessure presentano ampiezza variabile, espressa dal raggio  $a$  nel caso di microfessure discoidali, o dal raggio equivalente  $2S/P$ , nel caso di microfessure di forma ellittica, con  $S$  e  $P$  rispettivamente l'area e il perimetro dell'elemento di superficie che schematizza la microfessura. Una descrizione più completa è fornita quindi dalla distribuzione multipla  $E_n(\mathbf{n}, a)$ , che, nel caso in cui le dimensioni delle microfessure non siano correlate alla



orientazione, si può scomporre come

$$E_n(\mathbf{n}, a) = E(\mathbf{n}) f(a) \quad (2.4)$$

In modo analogo possono essere definite le distribuzioni degli altri parametri interessanti utilizzati per descrivere le microfessure. Ad esempio sia  $E_S(\mathbf{n})$  la distribuzione della superficie complessiva delle microfessure per unità di volume, tale che  $E_S(\mathbf{n})d\Omega$  rappresenti la superficie delle microfessure avente normale compresa nell'angolo solido  $d\Omega$ . Si ha

$$\int_{\Omega} E_S(\mathbf{n}) d\Omega = S_V \quad (2.5)$$

Le distribuzioni così definite sono legate dalla espressione

$$E_S(\mathbf{n}) = \int_a \pi a^2 E_n(\mathbf{n}, a) da \quad (2.6)$$

Se  $\mathbf{n}$  ed  $a$  non sono correlati si può scrivere

$$E_S(\mathbf{n}) = \pi \langle a^2 \rangle E_n(\mathbf{n}) \quad (2.7)$$

in cui il simbolo  $\langle \rangle$  indica il valore medio della distribuzione.

Si è visto sperimentalmente che per alcune grandezze, come deformabilità e resistenza, l'effetto delle microfessure è proporzionale al cubo della dimensione lineare delle microfessure stesse. Risulta quindi utile, nel caso di microfessurazione con distribuzione statisticamente isotropa, definire un parametro,  $e$ , detto efficacia delle microfessure, pari ad  $n\langle a^3 \rangle$ . E' conveniente considerare la distribuzione,  $E_e(\mathbf{n})$ , della efficacia delle microfessure, tale che  $E_e(\mathbf{n})d\Omega$  rappresenti la somma dei cubi delle dimensioni lineari delle microfessure la cui normale è compresa nell'angolo solido  $d\Omega$ . Si ha

$$E_e(\mathbf{n}) = \int_a a^3 E_n(\mathbf{n}, a) da \quad (2.8)$$

e, nel caso in cui  $a$  ed  $\mathbf{n}$  non sono correlati,

$$E_e(\mathbf{n}) = \langle a^3 \rangle E_n(\mathbf{n}) \quad (2.9)$$

Per ciascuna delle funzioni di distribuzione considerate è possibile definire un tensore di tessitura dell' $m$ -esimo ordine (o tensore momento). Indicando con  $n_{ij}$  i

coseni direttori di  $\mathbf{n}$ , per la distribuzione  $E(\mathbf{n})$  si ha, ad esempio,

$$N_{i_1 \dots i_m} = \frac{1}{n} \int_{\Omega} n_{i_1} \dots n_{i_m} E(\mathbf{n}) d\Omega = \langle n_{i_1} \dots n_{i_m} \rangle \quad (2.10)$$

In modo analogo possono essere definiti i tensori di tessitura per la distribuzione delle aree e della efficacia delle microfessure.

I tensori di tessitura possono essere agevolmente determinati anche a partire da una distribuzione discreta di orientazione delle microfessure

$$N_{i_1 \dots i_m} = \frac{1}{n} \sum_{\theta} n_{i_1}(\theta) \dots n_{i_m}(\theta) = \langle n_{i_1} \dots n_{i_m} \rangle \quad (2.11)$$

E' da rilevare che, data la simmetria della distribuzione  $E(\mathbf{n})$ , solo i tensori di ordine pari sono diversi da zero. In pratica, vengono usualmente presi in considerazione solo i tensori di ordine 0, 2 e 4 ( $N_0 (=1)$ ,  $N_{ij}$ ,  $N_{ijkl}$ ). Per la stretta connessione con la deformabilità di un mezzo fessurato risulta particolarmente importante il tensore momento del secondo ordine della efficacia delle microfessure. Ad esempio, il tensore del secondo ordine risulta pari a

$$N_{ij}^{(e)} = \frac{1}{n \langle a^3 \rangle} \int_{\Omega} n_i n_j E_{\theta}(\mathbf{n}) d\Omega = \frac{1}{n} \int_{\Omega} \int_a n_i n_j E_n(\mathbf{n}, a) da d\Omega \quad (2.12)$$

Oda ha utilizzato un tensore  $F_{ij}$ , proporzionale al precedente, e pari a

$$F_{ij} = 2\pi n \langle a^3 \rangle N_{ij}^{(e)} \quad (2.13)$$

Poiché i tensori  $\mathbf{N}$  ed  $\mathbf{F}$  sono simmetrici è possibile determinare tre assi principali di simmetria per essi. Nell'ipotesi di microfessure di forma ellissoidica con uguale fattore di forma si ha

$$F_0 = F_{11} + F_{22} + F_{33} = 2\pi n \langle a^3 \rangle = \frac{3\phi}{2\alpha} \quad (2.14)$$

in cui  $\phi$  indica la porosità complessiva della roccia.

Un terzo tipo di tensori di tessitura, indicato con  $\mathbf{D}$ , è stato introdotto da Kanatani (1984 a e b, 1985 a e b). Mediante tali tensori la distribuzione del numero di microfessure può essere sviluppata in una serie del tipo

$$E(\mathbf{n}) = \frac{n}{4\pi} (1 + n_i n_j D_{ij} + n_i n_j n_k n_l D_{ijkl} + \dots) \quad (2.15)$$

Analoghi tensori possono essere definiti per le distribuzioni della superficie e della efficacia delle microfessure,  $E_S$  ed  $E_\theta$ .

I termini dei tensori  $\mathbf{D}$  della relazione (2.15) sono collegati ai coefficienti della espansione della funzione distribuzione in termini di armoniche sferiche (o in serie di Fourier nel modello piano), come è illustrato in dettaglio da Kanatani (1984a). Inoltre i tensori di Kanatani possono essere espressi in funzione dei tensori momento  $\mathbf{N}$ . Si ha per esempio nel modello tridimensionale

$$D_{i_1 \dots i_m} = \frac{2m+1}{2^m} \binom{2m}{m} N_{\{i_1 \dots i_m\}} \quad (2.16)$$

in cui  $N_{i_1 \dots i_m}$  è il tensore momento definito dalla (2.10), mentre il simbolo  $\{ \}$  indica la componente deviatorica del tensore. Da tale relazione si ricava, ad esempio, l'espressione del tensore del secondo ordine, che è pari a

$$D_{ij} = \frac{15}{2} \left( N_{ij} - \frac{3}{2} \delta_{ij} \right) \quad (2.17)$$

in cui  $\delta_{ij}$  è il delta di Kronecker.

### 2.3 Analisi tessiturale

Nei paragrafi precedenti sono state individuate le tecniche utilizzate per la osservazione delle microfessure e i principali parametri utili a descrivere le caratteristiche delle famiglie di microfessure. Ci si pone il problema di come determinare i parametri descritti a partire dalle osservazioni sulla roccia.

Nel caso di ammassi rocciosi la distribuzione della orientazione,  $E(\mathbf{n})$ , è facilmente determinabile a partire dai rilievi di giaciture in affioramenti o fronti di scavo (anche se è necessario curare un campionamento per quanto più possibile casuale). La consueta rappresentazione equiareale di Schmidt della densità dei poli fornisce già valori proporzionali alla distribuzione  $E(\mathbf{n})$ , scalata rispetto al numero totale di fratture.

Nelle osservazioni su sezione sottile il rilievo delle giaciture delle microfessure è notevolmente più difficile. La determinazione è possibile quando le microfessure appartengono a varie famiglie, ciascuna con giacitura media poco dispersa. Il rilievo delle giaciture può essere effettuato al tavolino universale su sezioni orientate perpendicolarmente alla giacitura media della famiglia. Un esempio di questo tipo di rilievo è rappresentato nella fig. 2.4, riportata da Thill et al. (1969) (vedi

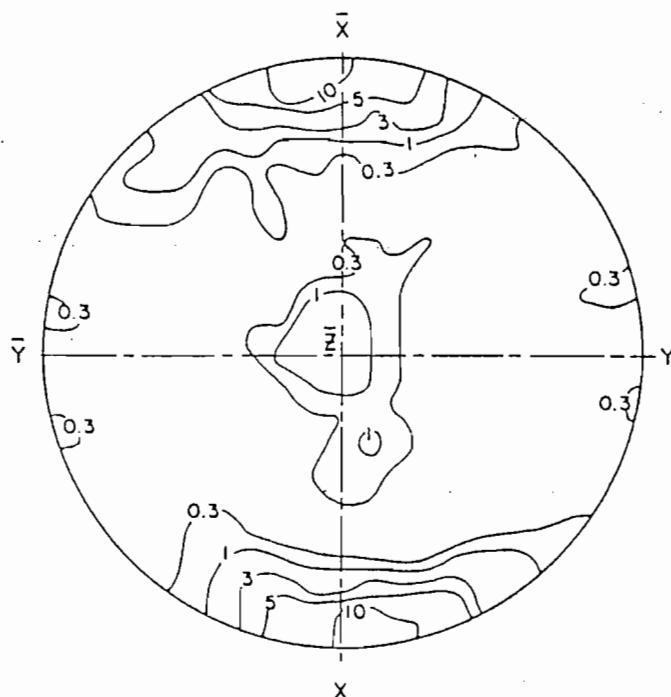


Fig. 2.4 - Rilievo dei poli dei piani delle microfessure presenti nel quarzo del granito di Salisbury (Thill et al., 1969)

anche Douglass e Voight, 1969). In molti casi, tuttavia, è possibile esaminare solo le intersezioni delle microfessure su una sezione piana della roccia opportunamente orientata. In tali condizioni risulta particolarmente utile ricorrere alla teoria della trasformata di Buffon, la quale consente, a partire dalle osservazioni su un piano, di definire le distribuzioni di interesse (Kanatani, 1984b).

Se in un materiale, con distribuzione di area di microfessure  $E_S(\mathbf{n})$ , viene tracciata una retta di orientazione  $\mathbf{m}$ , la distribuzione  $N(\mathbf{m})$  del numero di intersezioni per unità di lunghezza è data da

$$N(\mathbf{m}) = \int_{\Omega} |\mathbf{m} \cdot \mathbf{n}| E_S(\mathbf{n}) d\Omega \quad (2.18)$$

Se le distribuzioni  $E_S$  ed  $N$  vengono rappresentate in termini di tensori di tessitura si ha

$$E_S(\mathbf{n}) = \frac{S_V}{4\pi} (1 + n_i n_j D_{ij} + n_i n_j n_k n_l D_{ijkl} + \dots) \quad (2.19)$$

$$N(\mathbf{m}) = \frac{S_V}{4\pi} (1 + m_i m_j D'_{ij} + m_i m_j m_k m_l D'_{ijkl} + \dots)$$

in cui  $S_V$  indica sempre la superficie di microfessure per unità di volume. Si dimostra che valgono le

$$S_V = \frac{S'_V}{2\pi} ; \quad D_{ij} = 4 D'_{ij} ; \quad D_{ijkl} = -24 D'_{ijkl} \quad (2.20)$$

In maniera analoga, se viene tracciato un piano avente normale di orientazione  $\mathbf{m}$ , la distribuzione  $N(\mathbf{m})$  delle lunghezze delle tracce delle microfessure sul piano per unità di superficie è sempre data dalla relazione (2.18) e tra le distribuzioni  $E(\mathbf{n})$  ed  $N(\mathbf{m})$  sussistono ancora le relazioni (2.19) e (2.20), a condizione di sostituire  $S_V$  con  $L_A$ , lunghezza delle microfessure per unità di superficie.

Le procedure dettagliate per ricavare i tensori di tessitura della distribuzione  $E_S(\mathbf{n})$ , a partire dalle osservazioni su un piano, sono illustrate da Kanatani (1985a e b). Sfortunatamente il procedimento è applicabile solo alla distribuzione  $E_S(\mathbf{n})$ , mentre in molti casi è richiesta anche la distribuzione  $E_e(\mathbf{n})$  (o i tensori di tale distribuzione). A tale scopo sarebbe necessario determinare la distribuzione completa  $E(\mathbf{n}, a)$ , anche se in molti casi si può ipotizzare che dimensioni ed orientazione delle microfessure non siano correlati tra loro (relazione (2.4)).

Anche quando ciò non è vero in generale, è spesso possibile suddividere le microfessure in famiglie, per ciascuna delle quali sussiste tale indipendenza. Ad esempio, in molte rocce scistose le microfessure possono essere suddivise in una famiglia con giacitura circa parallela alla scistosità ed in una o più famiglie con giacitura perpendicolare. In tali condizioni, assumendo per le microfessure una forma discoidale, la distribuzione  $\psi(t)$  della lunghezza delle tracce  $t$  su una qualunque sezione attraverso la roccia è indipendente dalla orientazione della sezione e i momenti di  $t$  sono collegati ai momenti di  $a$  tramite le relazioni (Oda, 1983)

$$\langle a \rangle = \frac{\pi}{4 \langle t^{-1} \rangle} ; \quad \langle a^2 \rangle = \frac{\langle t \rangle}{2 \langle t^{-1} \rangle} ; \quad \langle a^3 \rangle = \frac{3\pi \langle t^2 \rangle}{32 \langle t^{-1} \rangle} \quad (2.21)$$

E' quindi possibile determinare i tensori di tessitura di tutte le distribuzioni interessanti.

La situazione diventa particolarmente semplice se la distribuzione delle microfessure risulta statisticamente isotropa. In questo caso, dalle relazioni (2.21) si ricavano alcune espressioni che consentono di risalire dalle osservazioni su una sezione piana alle distribuzioni globali. Si ha

$$S_V = \frac{4 LA}{\pi} = 2 P_L$$

$$n = \frac{4 LA}{\pi^2 \langle a^2 \rangle} = \frac{8 LA \langle t^{-1} \rangle}{\pi^2 \langle t \rangle} = \frac{4 P_L \langle t^{-1} \rangle}{\pi \langle t \rangle} \quad (2.22)$$

$$e = n \langle a^3 \rangle = \frac{3 LA \langle t^2 \rangle}{4 \pi \langle t \rangle} = \frac{3 P_L \langle t^2 \rangle}{8 \langle t \rangle}$$

Per eseguire in modo rapido le analisi descritte è conveniente ricorrere ad analizzatori di immagini, che consentono la digitalizzazione delle informazioni contenute in una riproduzione fotografica di una sezione piana del materiale (vedi ad esempio Montoto et al., 1978).

## 2.4 Origine delle microfessure

Le ricerche condotte al microscopio a scansione elettronica su rocce ignee indicano la presenza di micropori, corrispondenti probabilmente ad inclusioni fluide rimaste in seguito alla cristallizzazione di queste rocce, ed anche di microfessure. L'origine delle microfessure con basso rapporto di forma viene attribuita agli sforzi interni verificatisi durante la storia della roccia. I ponti e le terminazioni tozze, che talora si osservano, sono probabilmente collegati a processi di cementazione posteriore, detti *healing* nella letteratura anglofona (Sprunt e Brace, 1974).

Per molte rocce ignee la microfessurazione può essere stata indotta dalle variazioni di pressione e temperatura tra la zona in cui la roccia si è formata e la zona prossima alla superficie in cui oggi si trova, tali variazioni possono essere state dell'ordine del centinaio di MPa e varie centinaia di °C. Una analisi semplificata di tale fenomeno è stata condotta da Nur e Simmons (1970), i quali hanno individuato nella disomogeneità di modulo volumico dei minerali costituenti la roccia un primo importante fattore da portare in conto nella descrizione di un modello di comportamento. Se la roccia contiene un individuo cristallino più compressibile della matrice che lo circonda e se la riduzione della pressione di confinamento è sufficientemente elevata, si verifica la fessurazione della matrice. Al contatto grano-matrice il massimo sforzo di taglio è dell'ordine di

$$\tau_{\max} \equiv \frac{\Delta p}{2} \left(1 - \frac{K^{\text{in}}}{K}\right) \quad (2.23)$$

in cui  $\Delta p$  indica la diminuzione di pressione e  $K^{\text{in}}$  e  $K$  i moduli volumici della

inclusione e della matrice. Viceversa, se la inclusione è meno compressibile della matrice tenderà a verificarsi la separazione della inclusione dalla matrice e, in condizioni di completa separazione, l'incremento di porosità è pari a

$$\Delta\phi = C \frac{\Delta p}{K} \left( \frac{K}{K^{in}} - 1 \right) \quad (2.24)$$

in cui C indica la concentrazione della inclusione. In tab. 2.1 sono riportati dati di confronto per varie coppie di minerali tipici delle rocce ignee. E' da mettere in evidenza la notevole differenza tra il modulo volumico del quarzo e quello degli altri minerali, per cui è da prevedere che le rocce ignee contenenti quarzo presentino una intensità di microfessurazione più spiccata, come in effetti si osserva sperimentalmente.

**Tabella 2.1**

Sforzo di taglio e porosità indotta dovuti al modulo volumico differenziale  
(Nur e Simmons, 1970)

Minerali	$K^{in}/K$	$\tau_{max}(MPa)$	$\Delta\phi(\cdot 10^{-3})$
Olivina-Augite	0.77	100	0.4
Augite-Oligoclasio	0.75	100	0.3
Oligoclasio-Quarzo	0.38	300	1.2
Augite-Quarzo	0.54	200	1.5

Anche le variazioni di temperatura possono determinare sforzi interni tali da provocare microfessurazione. Quando l'inclusione ha un coefficiente di dilatazione più elevato della matrice si ha tendenza alla separazione della inclusione stessa, con aumento di porosità dell'ordine di

$$\Delta\phi = C \Delta T \Delta\alpha_v \quad (2.25)$$

in cui si indica con  $\alpha_v$  il coefficiente di dilatazione termico volumico.

Viceversa, se la inclusione ha un coefficiente di dilatazione termico inferiore a quello della matrice lo sforzo di taglio indotto al contorno è dell'ordine di

$$\tau = \Delta T \Delta\alpha_v E \quad (2.26)$$

In tab. 2.2 sono riportati dati di confronto dello sforzo di taglio e della porosità aggiunta per varie coppie di minerali. Anche in questo caso risulta evidente come

nelle rocce ignee il quarzo presenti il maggior contrasto di proprietà con gli altri minerali.

**Tabella 2.2**

Sforzo di taglio e porosità indotta dovuti alla espansione differenziale termica  
(Nur e Simmons, 1970)

Minerali	$\Delta\alpha_v(\cdot 10^{-6} \text{ } ^\circ\text{C})$	$\tau_{\text{max}}(\text{MPa})$	$\Delta\phi(\cdot 10^{-3})$
Olivina-Augite	0.10	300	0.3
Augite-Oligoclasio	0.07	200	0.2
Oligoclasio-Quarzo	0.30	900	0.9
Augite-Quarzo	0.40	1200	1.2

Anche in rocce monominerali, come quarzite, calcare o dolomia, l'anisotropia delle caratteristiche di deformabilità o di dilatazione termica può essere sufficiente a determinare elevate tensioni interne e conseguente microfessurazione.

E' da rilevare che la presenza di sforzi interni elevati, anche in campioni di roccia apparentemente scarichi, è stata messa in evidenza sia con prove di liberazione delle tensioni a scale sempre più piccole (Engelder et al., 1977; Friedman, 1972) che con analisi a raggi X. Ad esempio, nel granito di Barre sono stati misurati sforzi interni differenziali dell'ordine di 34 MPa (Friedman, 1972; Friedman e Bur, 1974).

A questo proposito restano da risolvere alcuni problemi su cui vari ricercatori hanno espresso opinioni contrastanti. In primo luogo, è da stabilire se anche in profondità siano presenti microfessure nelle rocce, analogamente a ciò che si osserva negli affioramenti. Inoltre, è da ricercare qual è l'influenza, sul quadro microfessurativo, del prelievo di un campione in una roccia soggetta ad uno stato di sollecitazione naturale. Infine, se si verifica una evoluzione nel tempo delle condizioni di microfessurazione dopo il prelievo.

Per quanto riguarda l'effetto del prelievo di campioni sullo stato microfessurativo si possono citare i risultati ottenuti da Nur e Simmons (1970), che hanno prodotto carote da blocchi sottoposti a diverse pressioni di confinamento. La fig. 2.5 mette in evidenza come la velocità sismica dei campioni carotati, la quale come si vedrà è un indicatore molto sensibile delle condizioni di microfessurazione, decresce sensibilmente all'aumentare della pressione cui è sottoposto il blocco durante il carotaggio. E' da aspettarsi quindi che il disturbo prodotto dagli sforzi differenziali tenda a crescere con la profondità di prelievo.



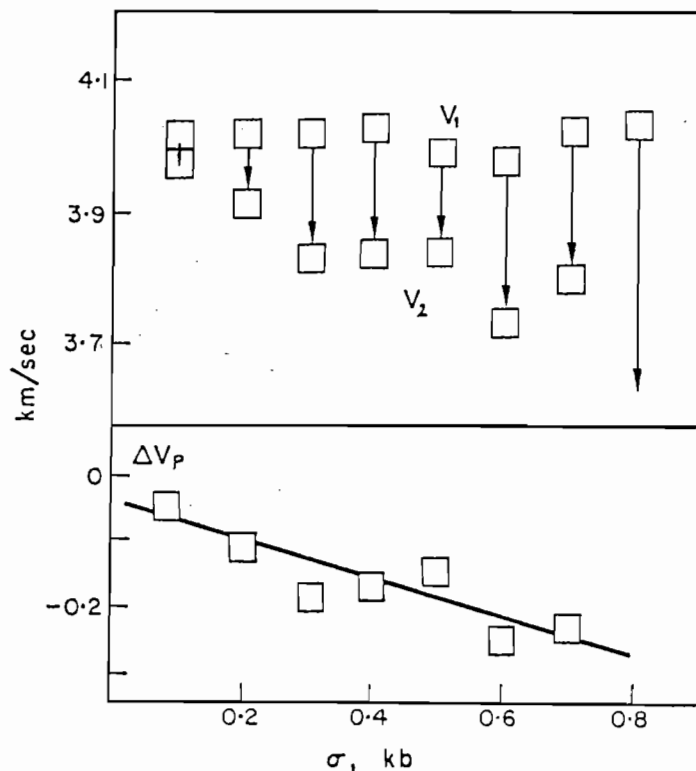


Fig. 2.5 - Velocità longitudinale su campioni carotati in blocchi sottoposti a diversi carichi ( $V_2$ ) e confronto con la velocità del blocco ( $V_1$ ) (Nur e Simmons, 1970)

Anche gli studi condotti da Wang e Simmons (1978), da Kowallis e Wang (1983) e da Carlson e Wang (1986) hanno messo in evidenza che un'alta densità di microfessure può essere prodotta dall'estrazione di campioni di roccia da grande profondità. Si è infatti osservato che la porosità di microfessurazione tende a crescere all'aumentare della profondità di prelievo, e in particolare all'aumentare della sollecitazione in situ (fig. 2.6); ed anche la velocità sismica misurata ad alta pressione di confinamento decresce con la profondità di prelievo del campione, mentre in situ rimane circa costante. E' molto interessante notare che nelle zone macroscopicamente più fratturate la porosità di microfessurazione osservata nei campioni risulta mediamente minore (fig. 2.7). Ciò si può spiegare ipotizzando che il graduale rilascio delle tensioni prodotto dai processi tettonici è meno efficace nella formazione di microfessure rispetto alle brusche variazioni di sforzo indotte dal carotaggio.

Una osservazione analoga è stata effettuata da Ribacchi (1985), secondo il quale i campioni di gneiss "serizzo", prelevati con sondaggi in profondità nel sito della centrale di Piedilago, risultano più intensamente microfessurati di quelli prelevati da cave in superficie situate nelle vicinanze.

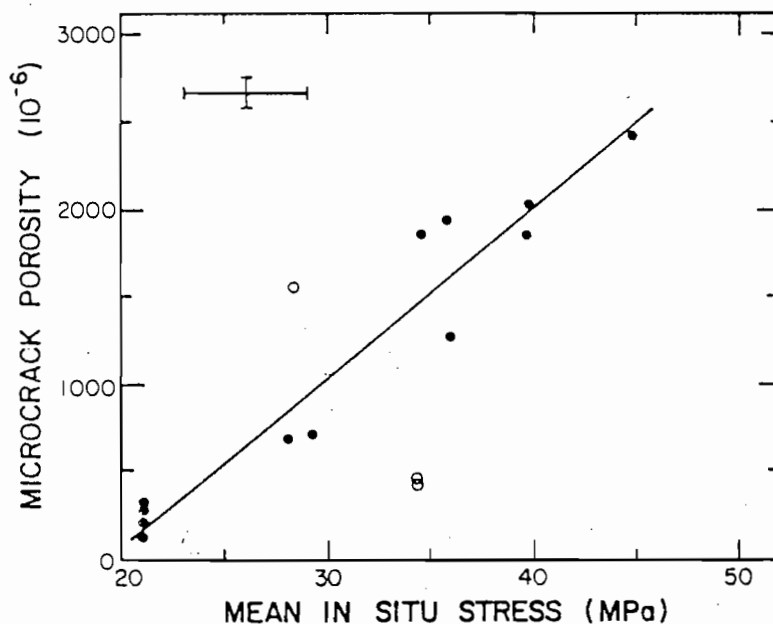


Fig. 2.6 - Confronto tra la porosità di microfessurazione e lo sforzo medio in situ nel granito dell'Illinois. I punti individuati da cerchi aperti corrispondono a campioni presi vicino a zone con fratture aperte (non sono stati utilizzati per la regressione lineare) (Carlson e Wang, 1986)

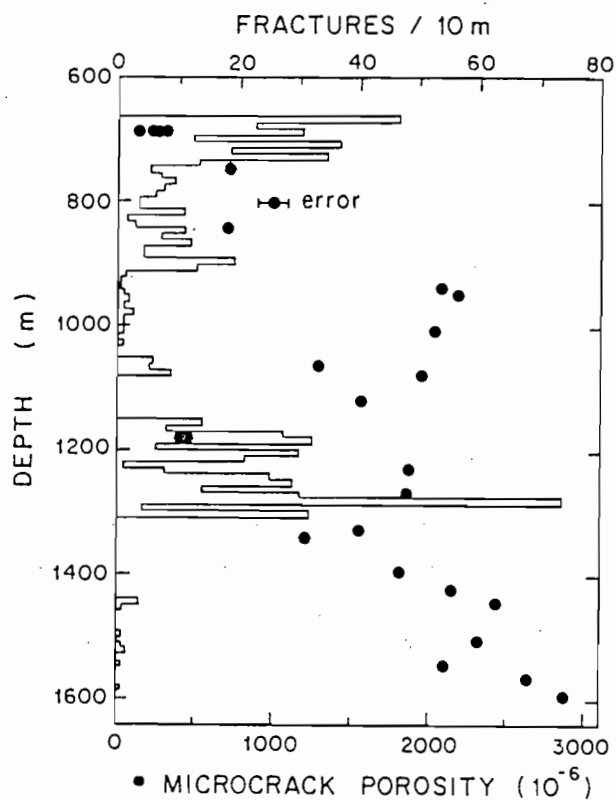


Fig. 2.7 - Confronto tra la porosità di microfessurazione (cerchi pieni) e il numero di fratture per ogni 10 m di intervallo al variare della profondità nel granito dell'Illinois (Carlson e Wang, 1986)

A questo proposito una interessante sperimentazione è stata condotta in alcune cave di granito dell'America del Nord. Effettuando una liberazione delle tensioni con *overcoring* è stata rilevata una espansione istantanea, corrispondente al rilascio delle sollecitazioni orizzontali tettoniche preesistenti, e poi una ulteriore deformazione ritardata, in direzione non coincidente con la precedente, ma con espansione massima circa perpendicolare alla giacitura di un sistema di microfessure principali parzialmente cementate (Engelder, 1984).

Anche se la presenza di microfessure in campioni di roccia prelevati fino alle massime profondità indagabili può essere ricondotta in parte all'effetto di scarico delle tensioni, sembra indubbio che microfessure siano presenti in sito fino a notevole profondità. A conferma di quanto detto depongono le misure di assorbimento interno,  $Q$ , che risultano dell'ordine del centinaio, fino a profondità di circa 15 km, per salire ad oltre 2000 a profondità maggiori (Housley et al., 1974). Anche la conduttività della roccia nella parte più alta della crosta (15-20 km) risulta di gran lunga più elevata rispetto a quella della corrispondente roccia asciutta (Shankland e Ander, 1983). Un'altra conferma deriva dalla anisotropia polare, con asse di simmetria orizzontale, osservata in molte zone della crosta terrestre, che sembra indicare la presenza di sistemi di microfessure subverticali isoorientate (Crampin et al., 1984).

Si può prevedere, ed in alcuni casi è stato constatato sperimentalmente, che questo tipo di microfessure sia orientato parallelamente alla direzione dello sforzo principale maggiore. Il sistema di microfessure può anche seguire gradualmente le modifiche di direzione delle sollecitazioni, attraverso un processo di ricementazione e riapertura delle stesse, come è stato rilevato da Crampin e Atkinson (1985).

Infine, le caratteristiche di molti dei terremoti indotti dal riempimento di bacini artificiali, con profondità ipocentrali da alcuni km fino a 10-15 km, possono essere giustificate solo ammettendo che la variazione di pressione dell'acqua interstiziale possa raggiungere tali profondità.

Il sistema di microfessure presente in una roccia può essere sostanzialmente modificato mediante applicazione di sollecitazioni meccaniche o termiche. L'effetto della temperatura verrà esaminato in dettaglio nel cap. 4, per cui si accennerà qui brevemente solo all'effetto di sollecitazioni meccaniche.

L'applicazione o la riduzione di pressioni isotrope potrebbe in teoria provocare uno stato di microfessurazione in una roccia costituita da minerali di diversa compressibilità; le osservazioni sperimentali indicano però che tali fenomeni sono di importanza molto subordinata.

Invece, l'applicazione di un carico deviatorico sufficientemente elevato modifica sostanzialmente la popolazione delle microfessure (Sprunt e Brace, 1974;

Feves e Simmons, 1976). Si verifica infatti un allungamento delle microfessure preesistenti e, quindi, il fattore di forma si sposta verso valori più bassi; si formano inoltre nuove microfessure, che tendono ad orientarsi circa parallelamente alla direzione della sollecitazione maggiore, come è illustrato nella fig. 2.8.

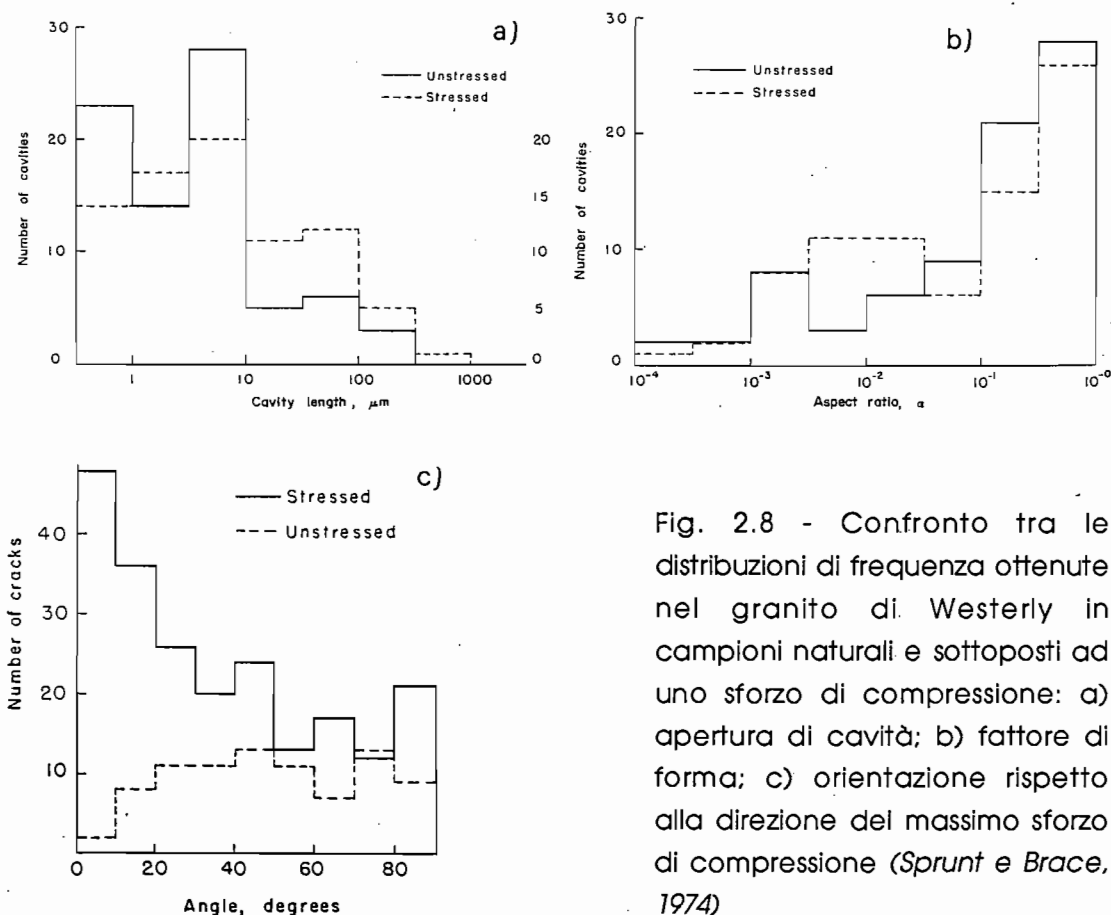


Fig. 2.8 - Confronto tra le distribuzioni di frequenza ottenute nel granito di Westerly in campioni naturali e sottoposti ad uno sforzo di compressione: a) apertura di cavità; b) fattore di forma; c) orientazione rispetto alla direzione del massimo sforzo di compressione (Sprunt e Brace, 1974)

Le nuove microfessure cominciano a svilupparsi per sollecitazioni dell'ordine del 70+80% del carico di rottura e la loro formazione è accompagnata da eventi microsismici (fig. 2.9) e da un rapido incremento della deformazione trasversale. La fig. 2.10 illustra alcuni possibili meccanismi di formazione di queste fessure aperte (Holcomb, 1978).

Anche le deformazioni reologiche delle rocce fragili in prossimità della rottura (*creep*) sono legate allo sviluppo delle microfessure (Kranz, 1979b). L'osservazione al SEM di campioni di granito assoggettati a sforzo uniaxiale costante, pari all'87% della resistenza, ha messo in evidenza che si generano continuamente nuove microfessure e la loro lunghezza cresce progressivamente

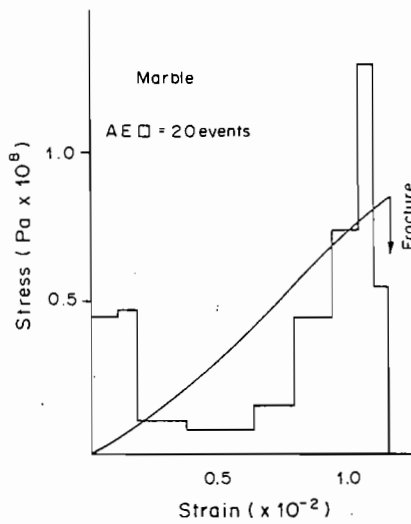
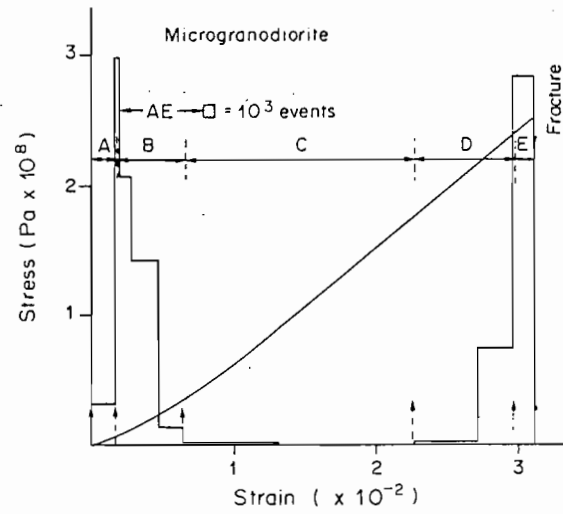
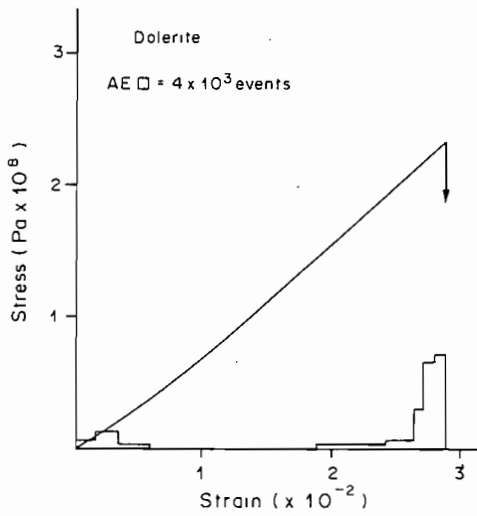


Fig. 2.9 - Esempi di misure di emissioni acustiche effettuate durante prove di compressione uniaxiale in una microgranodiorite, in una dolerite e in un marmo. Le linee continue indicano curve di deformabilità assiale mentre gli istogrammi si riferiscono al numero di eventi microsismici. Le scale adottate sono diverse per le tre figure (Fonseka et al., 1985)

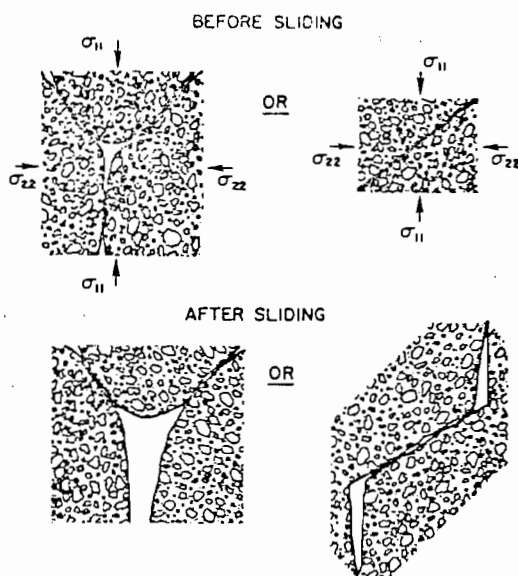


Fig. 2.10 - Possibili meccanismi di apertura di microfessure provocati da scorrimento al contorno tra i grani che danno origine ad una deformazione volumetrica non elastica (Holcomb, 1978)

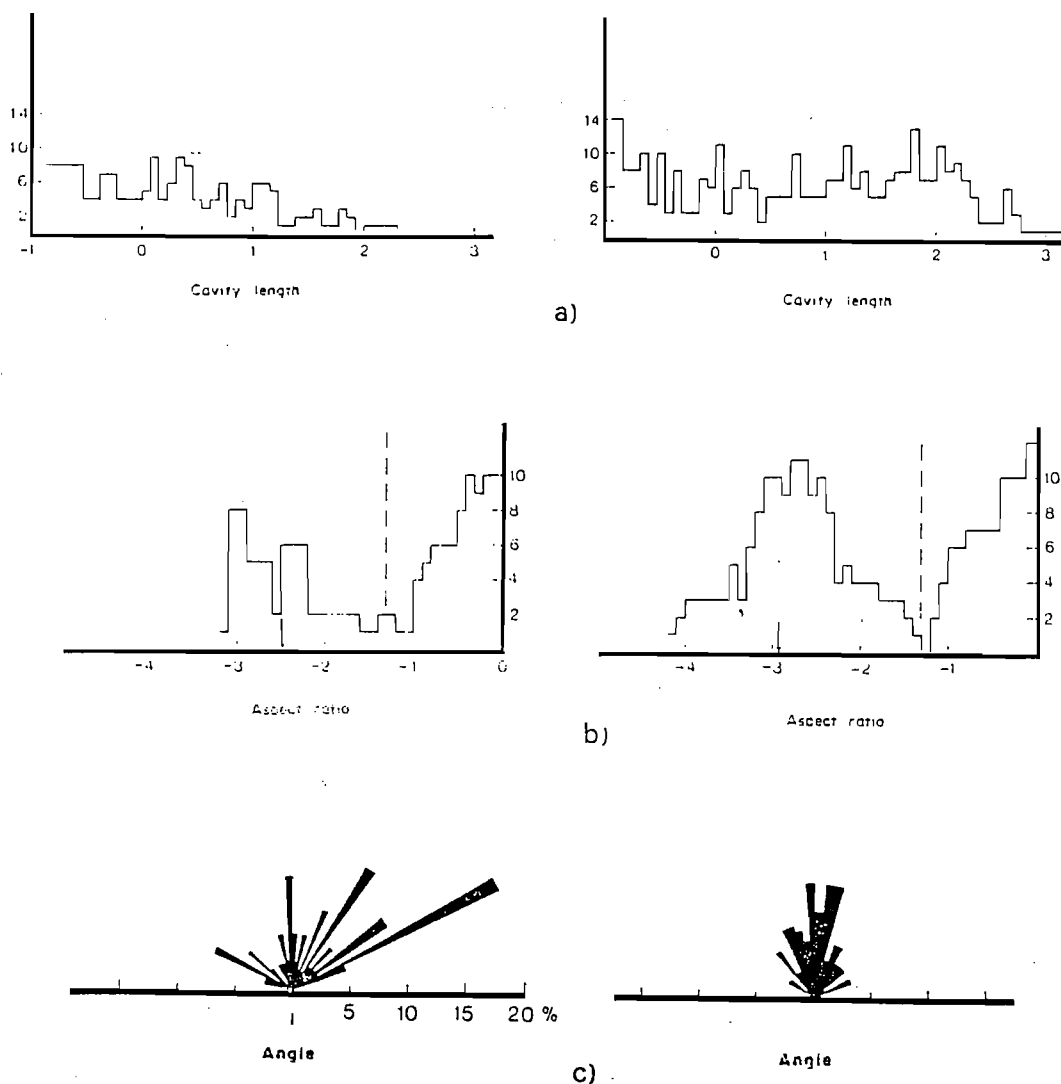


Fig. 2.11 - Confronto tra le distribuzioni di frequenza ottenute in campioni di granito in condizioni naturali (in sinistra) e sottoposti ad una prova reologica dopo 120 sec dalla applicazione di un carico prossimo a quello di rottura (in destra): a) apertura delle microfessure; b) fattore di forma; c) orientazione rispetto alla direzione del massimo sforzo di compressione (per a e b in ordinata si riporta il numero delle osservazioni) (Kranz, 1979b)

(fig. 2.11). La propagazione a carico costante delle microfessure in queste rocce ignee avviene probabilmente per fenomeni di corrosione sotto sforzo (idratazione dei legami silicio-ossigeno) ed è probabilmente controllata dalla velocità con cui le molecole di acqua possono raggiungere la punta delle microfessure (Martin, 1972).

### 3. ANALISI DELLA INFLUENZA DELLE MICROFESSURE SULLA DEFORMABILITÀ DELLE ROCCE

#### 3.1 Evoluzione degli studi sulla influenza delle microfessure

La valutazione teorica della deformabilità di una roccia interessata da microfessure è stata affrontata da numerosi studiosi, ispirati spesso a ricerche teoriche di Meccanica dei Materiali. Tali studi si basano essenzialmente sulla analisi dello stato di sforzo e deformazione in corrispondenza di inclusioni, o più in generale sulla analisi del comportamento elastico di materiali compositi.

I primi ampi lavori sull'argomento sono dovuti a Walsh, il quale, da un modello semplificato piano di microfessure ellittiche (Walsh, 1965a, b, c) ha poi sviluppato, sulla base dei risultati di Wu (1966), un modello di fessure ellissoidiche molto schiacciate (Walsh e Brace, 1972).

L'argomento è stato in seguito ripreso da Budiansky e O'Connell, per i quali lo studio della influenza di un sistema di microfessure statisticamente isotropo può essere affrontato sulla base dei principi della meccanica della frattura. Secondo la loro analisi la variazione di deformabilità causata dalle microfessure può essere valutata a partire dalla energia necessaria alla propagazione di una microfessura. Lo studio è stato applicato ai materiali rocciosi in due articoli (O'Connell e Budiansky, 1974; Budiansky e O'Connell, 1976).

Più o meno nello stesso periodo la modifica delle caratteristiche elastiche per effetto delle microfessure è stato affrontata da Kuster e Toksoz (1974) e da Toksoz et al. (1976) sulla base della teoria dello *scattering* delle onde elastiche da parte di inclusioni ellissoidiche. Analogamente a quanto proposto da Wu, i risultati sono applicabili al caso di inclusioni ellissoidiche di qualsiasi rapporto di forma (da microfessure schiacciate molto sottili ad inclusioni sferiche).

Un dettagliato confronto dei modelli di Wu, Toksoz ed O'Connell e Budiansky è stato effettuato da Korringa e Thompson (1977) e da Korringa et al. (1979), secondo i quali le differenze tra i risultati ottenuti dai vari autori derivano dalle approssimazioni analitiche introdotte nelle analisi.

L'influenza di microfessure con basso rapporto di forma, sia vuote che sature, è stata analizzata sulla base dei principi dello *scattering* delle onde elastiche anche da Garbin e Knopoff (1973, 1975a,b). I loro risultati sono stati

successivamente applicati al calcolo della velocità delle onde elastiche da Hudson (1981 e 1986) e da Crampin (1984a,b).

Una particolare attenzione all'anisotropia elastica indotta da sistemi orientati di fessure è stata rivolta da diversi autori, tra i quali Nur e Simmons (1969b), Nur (1971), Anderson et al. (1974), Kachanov (1980), Piau (1980), Hudson (1981), Oda et al. (1984) e infine Douma (1988); tutti hanno trattato unicamente il caso in cui la matrice del mezzo microfessurato è isotropa e l'anisotropia deriva da sistemi di microfessure. L'analisi del caso più generale di matrice anisotropa è dovuta a Hoenig (1978 e 1979), il quale, sulla base di precedenti ricerche di Laws (1977), ha sviluppato un modello che permette di introdurre metodi autoconsistenti anche nel caso di sistemi orientati di microfessure.

Infine vari ricercatori di Meccanica dei Materiali hanno studiato il caso di mezzi interessati da sistemi regolari di microfessure determinanti una anisotropia globale; generalmente le analisi sono però limitate a modelli piani (Delameter et al., 1975; Nemat-Nasser e Taya, 1981; Nemat-Nasser et al., 1982; Aboudi, 1987a e b; Aboudi e Benveniste, 1987). Questi risultati sono interessanti da un punto di vista teorico per una valutazione dell'effetto delle microfessure ad elevata concentrazione, ma gli schemi geometrici adottati in questi studi sono spesso poco realistici per le rocce.

L'effetto delle microfessure è stato analizzato da vari ricercatori anche allo scopo di individuare i meccanismi e l'entità dei fenomeni di attenuazione delle onde elastiche (Savage, 1966; Walsh, 1966; Johnston et al., 1979; Mavko, 1979; Piau, 1979; Toksoz et al., 1979; Johnston e Toksoz, 1980 a, b; Hudson, 1981; Molina e Wack, 1982).

### 3.2 Schemi generali dei vari metodi di calcolo

In linea di principio la deformabilità di un materiale interessato da microfessure (o più in generale da inclusioni di materiali diversi) può essere derivata dalle deformabilità della matrice intatta e delle diverse inclusioni, quest'ultima calcolata con varie tecniche in funzione della forma delle inclusioni, della loro orientazione e delle caratteristiche elastiche della matrice e delle inclusioni stesse.

Nel primo tra i metodi proposti (DCM, *Dilute Crack Model*) ciascuna inclusione viene considerata come isolata in un mezzo avente le caratteristiche della matrice intatta; è evidente che la soluzione così ottenuta è accettabile solo per basse concentrazioni delle inclusioni ed è stato dimostrato (Walsh, 1980) che i valori di deformabilità ottenuti sono inferiori al *lower bound* teorico. Tuttavia il



procedimento è largamente utilizzato in quanto la possibilità di una sovrapposizione "lineare" dell'effetto delle varie microfessure consente una più agevole analisi dei casi in cui non si abbia una distribuzione di orientazione delle microfessure statisticamente isotropa.

Un metodo largamente utilizzato è il cosiddetto metodo autoconsistente (SCM, *Self Consistent Model*) nel quale l'interazione (debole) tra le inclusioni viene simulata ipotizzando che la deformazione di ciascuna di esse corrisponde a quella di una inclusione isolata in un mezzo avente le caratteristiche finali del materiale composito.

Benché il metodo autoconsistente fornisca in molte applicazioni eccellenti risultati, nel caso di materiali con porosità molto alta (inclusi i materiali microfessurati) porta a risultati anormali, cioè all'annullamento dei moduli per un particolare valore della porosità (o del numero di microfessure per unità di volume). Per superare tali difficoltà, ed altre ambiguità concettuali del metodo, sono stati sviluppati da diversi autori metodi "differenziali" o "incrementali" (Bruner, 1976; Mc Laughlin, 1977; Cleary, 1978). Una dettagliata trattazione generale di questi metodi (indicati nel seguito con DSCM), i quali rappresentano una razionalizzazione del metodo autoconsistente, è stata successivamente sviluppata da Cleary et al. (1980).

Nel metodo DSCM la concentrazione delle inclusioni viene fatta crescere da zero al valore finale, e ciascuna inclusione addizionale viene immaginata inserita in un mezzo equivalente omogeneo con caratteristiche derivanti dalle inclusioni precedentemente inserite.

Il processo incrementale può essere anche immaginato come una progressiva espansione delle inclusioni dal volume nullo al volume finale, mantenendo costanti dimensioni ed orientazione delle stesse.

Alcuni dati sperimentali (fig. 3.1) relativi a mezzi porosi artificiali di elevata porosità mettono in evidenza la validità delle previsioni del metodo DSCM (Walsh, 1980; Cleary et al., 1980). Una verifica di questo tipo risulta meno praticabile per i mezzi microfessurati, data la difficoltà di valutare il grado di microfessurazione. Tuttavia alcune prove eseguite da Oda et al. (1984) in base ad un modello piano in cui sono stati introdotti artificialmente dischetti di carta per simulare la presenza di microfessure, sembrano confermare anche in questo caso la validità del modello differenziale (fig. 3.2).

I concetti sinora esposti in modo qualitativo possono essere rappresentati in maniera formale nel modo seguente. Siano  $\mathbf{M}^m$  il tensore di quarto ordine della deformabilità della matrice solida,  $\mathbf{M}^{in}$  quello della inclusione (assimilata ad uno sferoide oblato con semiassi maggiore e minore  $a$  e  $c$  e rapporto di forma  $\alpha = c/a$ ) e si indichi con  $\mathbf{M}$  il modulo globale equivalente del mezzo contenente le

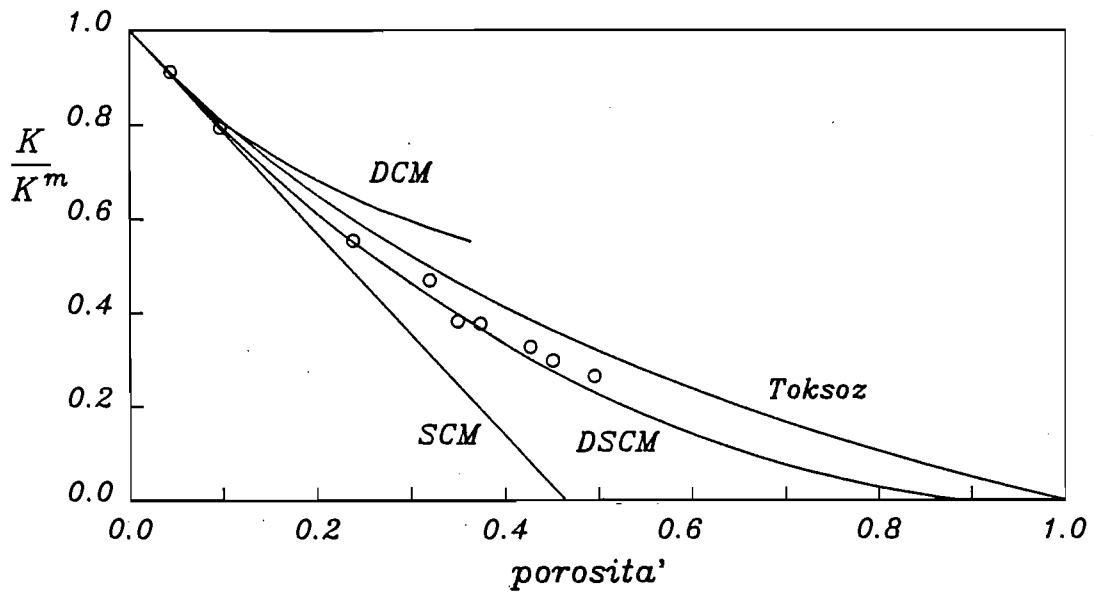


Fig. 3.1 - Confronto tra vari modelli teorici e i risultati sperimentali ottenuti su materiali porosi artificiali (Walsh, 1980)

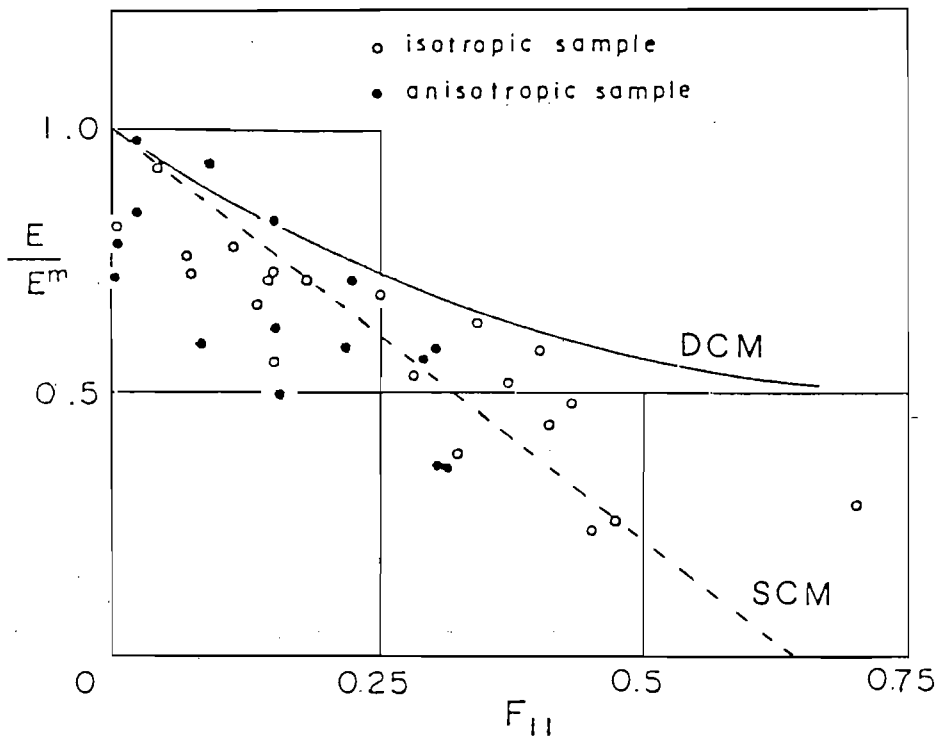


Fig. 3.2 - Variazione del modulo elastico in un mezzo artificialmente microfessurato in funzione della intensità della fratturazione (espressa dal tensore di Oda) (Oda et al., 1984)

inclusioni.

La soluzione del problema è basata sui fondamentali risultati di Eshelby, il quale ha dimostrato che se una inclusione ellissoidica è contenuta in un mezzo omogeneo indefinito soggetto ad uno sforzo uniforme a distanza, la deformazione nell'ellissoide è uniforme.

Eshelby ha anche fornito (per un mezzo isotropo) le relazioni, espresse da un tensore del quarto ordine, tra lo sforzo a distanza  $\sigma_A$  e la deformazione nell'ellissoide; analoghe relazioni sono state determinate da Laws (1977) nel caso di mezzo anisotropo.

Un metodo per calcolare il modulo globale del mezzo contenente le inclusioni consiste nell'eguagliare la differenza di energia elastica  $\Delta J$  prodotta dalla modifica del modulo equivalente del mezzo composito, rispetto al mezzo originario, con la somma delle variazioni di energia dovute a ciascuna inclusione  $\Delta J_k$ . Il primo termine è dato da

$$\Delta J = \frac{1}{2} (\sigma_A : (M - M^m) : \sigma_A) \quad (3.1)$$

La variazione di energia dovuta ad una singola inclusione di volume  $V_k$  è pari a

$$\Delta J_k = \sigma_A : \varepsilon_k^T V_k \quad (3.2)$$

in cui  $\varepsilon^T$  è la deformazione di trasformazione, cioè quella deformazione che deve subire l'ellissoide per compensare il *misfit* dovuto alle differenti caratteristiche elastiche. Supponendo che le microfessure siano tutte eguali ed isorientate si ha

$$\varepsilon^T = \varepsilon^{in} - M' : \sigma^{in} = (M^{in} - M') : \sigma^{in} = (M^{in} - M') : B^{in} : \sigma_A \quad (3.3)$$

in cui  $M'$  indica il tensore di deformabilità che viene considerato rappresentativo del mezzo che circonda la inclusione, mentre  $B^{in}$  indica un tensore del quarto ordine (funzione di  $M'$ ,  $M^{in}$ ,  $\alpha$ ) che collega lo stato di sforzo "a distanza" a quello presente nella inclusione e che può essere calcolato con i metodi descritti da Eshelby.

Indicando con  $C^{in}$  la concentrazione in volume delle inclusioni dalle (3.1), (3.2) e (3.3) si ricava

$$M = M^m + C^{in} (M^{in} - M') : B^{in} \quad (3.4)$$

Il risultato può essere facilmente generalizzato al caso di inclusioni con

diversa forma ed orientazione.

E' evidente che la differenza tra lo schema di inclusioni diluite e il metodo autoconsistente consiste nell'assumere per  $\mathbf{M}$  rispettivamente i valori  $\mathbf{M}^m$  o  $\mathbf{M}$  sia nella (3.4) che nella valutazione di  $\mathbf{B}^{in}$ .

Nel metodo differenziale si ha invece

$$d\mathbf{M} = (\mathbf{M}^{in} - \mathbf{M}) : \mathbf{B}^{in} d\mathbf{C}^{in} \quad (3.5)$$

### 3.3 Valutazione delle caratteristiche della matrice rocciosa

Le caratteristiche della matrice rocciosa possono essere calcolate con vari metodi a partire dalle caratteristiche elastiche dei minerali costituenti (Woeber et al., 1963; Simmons e Wang, 1971; Domany et al., 1975) e dalla distribuzione di orientazione del loro reticolo cristallino. Nella maggior parte dei casi viene ignorata la "orientazione di abito" dei minerali (salvo in quanto costituisca un indizio della orientazione del reticolo cristallino), anche se in alcuni casi essa può giocare un ruolo non trascurabile.

I metodi più semplici (noti rispettivamente come metodo di Voigt e di Reuss) sono basati sul calcolo dei coefficienti di deformabilità  $M_{ij}$  e di rigidità  $L_{ij}$ , effettuato sulla base della media dei coefficienti dei minerali costituenti,

$$L_{ij} = \sum_k C_k \langle L_{ij}^k \rangle \quad \text{media di Voigt} \quad (3.6)$$

$$M_{ij} = \sum_k C_k \langle M_{ij}^k \rangle \quad \text{media di Reuss} \quad (3.7)$$

in cui  $C_k$  rappresenta la concentrazione in volume delle varie specie mineralogiche mentre il simbolo  $\langle \rangle$  indica il valore medio rispetto alla distribuzione di orientazione della singola specie.

Nel caso di un aggregato monominerale con distribuzione isotropa di orientazione si ha, rispettivamente secondo Voigt e Reuss,

$$K = \frac{A+2B}{3} ; \quad G = \frac{A-B+3C}{5} \quad (3.8)$$

$$3A = L_{11} + L_{22} + L_{33} ; \quad 3B = L_{23} + L_{31} + L_{12} ; \quad 3C = L_{44} + L_{55} + L_{66}$$

$$K = \frac{1}{3a+6b} ; \quad G = \frac{5}{4a-4b+3c} \quad (3.9)$$

$$3a = M_{11} + M_{22} + M_{33} ; \quad 3b = M_{23} + M_{31} + M_{12} ; \quad 3c = M_{44} + M_{55} + M_{66}$$

Hill ha mostrato che tali valori costituiscono i limiti estremi del campo dei possibili valori delle costanti elastiche, quando l'unica informazione riguarda la percentuale in volume delle varie specie, ed ha suggerito di utilizzare in pratica il valor medio (media di Hill o anche detta VRH) dei valori forniti dai due criteri limite.

Limiti più stretti sono stati ottenuti da Hashin (1962) e da Hashin e Shtrikman (1962a, b) e sono noti come limiti del secondo ordine (abbreviati in limiti HS). Inoltre, limiti del terzo ordine sono stati forniti da Kroner (1980), il quale ha anche mostrato che i valori delle costanti elastiche ottenuti con un approccio autoconsistente corrispondono a quelli di un mezzo perfettamente disordinato.

Alcuni esperimenti numerici con il metodo degli elementi finiti (Heinze e Goetze, 1974) hanno mostrato che diverse distribuzioni di orientazione dei minerali in una roccia possono portare a valori delle costanti elastiche che ricoprono tutto il campo di valori di Hashin-Shtrikman. In particolare, valori elevati della rigidità si ottengono quando il materiale più deformabile tende ad essere circondato da materiali più rigidi e viceversa.

Un'analisi dei dati numerici relativi a vari aggregati monominerali mostra che la media VRH corrisponde con buona approssimazione sia alla media dei limiti HS che ai valori autoconsistenti, il cui calcolo risulta notevolmente più complesso (tab. 3.1).

**Tabella 3.1**

Moduli elastici calcolati (GPa)

(Watt e Peselnick, 1980)

Minerale	Modulo volumico K					Modulo di taglio G				
	R	HS <sup>-</sup>	HS <sup>+</sup>	V	VRH	R	HS <sup>-</sup>	HS <sup>+</sup>	V	VRH
Calcite	71.7	74.4	75.9	77.8	74.7	25.8	29.1	31.7	35.7	30.7
Quarzo	37.4	37.6	37.7	37.9	37.7	41.0	43.5	44.9	47.8	44.4

Inoltre si è constatato che tali relazioni teoriche, ed anche le più semplici (ad esempio VRH), sono in grado di predire con ottima approssimazione i valori sperimentali ottenuti su materiali rocciosi, in condizioni di pressione di confinamento tali da eliminare o ridurre sostanzialmente l'influenza delle microfessure. Confronti di questo tipo sono riportati da Brace (1965a), il quale ha

riscontrato per varie rocce differenze tra le compressibilità teoriche (media VRH) e quelle misurate per lo più inferiori all'1%. Analoghi risultati sono stati ottenuti da Christensen (1965 e 1966) misurando ad elevate pressioni di confinamento le velocità di propagazione delle onde longitudinali e di taglio in rocce anisotrope.

Si può concludere che già i valori stimati con il metodo VRH sono idonei a rappresentare le caratteristiche elastiche della matrice intatta e che un raffinamento dell'analisi teorica è poco giustificato se si tiene conto delle incertezze sui valori delle costanti elastiche dei costituenti mineralogici, particolarmente nel caso di minerali a composizione variabile (quale la serie dei feldspati albite-anortite).

Merita tuttavia attenzione una condizione tessiturale in cui l'orientazione di abito assume una particolare importanza. Molte rocce scistose risultano costituite da alternanze di sottili letti di fillosilicati, con reticolo cristallino orientato secondo la giacitura dei letti, e di letti di granuli quarzosi o feldspatici con orientazione preferenziale meno marcata o assente. Per calcolare le costanti elastiche della roccia, che nelle ipotesi fatte può essere considerata trasversalmente isotropa, è conveniente ricorrere alle relazioni ricavate da Salamon (1968) per un mezzo stratificato

$$\begin{aligned}
 v_{12}^{ef} &= \frac{\sum f_i v_{12} E_1}{1 - v_{12}^2} \left[ \sum \frac{f_i E_1}{1 - v_{12}^2} \right]^{-1} ; & v_{13}^{ef} &= (1 - v_{12}^{ef}) \sum \frac{f_i v_{13}}{1 - v_{12}^2} \\
 E_1^{ef} &= (1 - (v_{12}^{ef})^2) \sum \frac{f_i E_1}{1 - v_{12}^2} \\
 E_3^{ef} &= \left[ \sum \frac{f_i}{E_1} \left( \frac{E_1}{E_3} - \frac{2v_{13}^2}{1 - v_{12}^2} \right) + \frac{2(v_{13}^{ef})^2}{(1 - v_{12}^{ef}) E_1^{ef}} \right]^{-1} \\
 G_{21}^{ef} &= \sum f_i G_{12} ; & G_{31}^{ef} &= \left[ \sum \frac{f_i}{G_{31}} \right]^{-1}
 \end{aligned} \tag{3.10}$$

Nelle precedenti espressioni l'asse 3 è l'asse di isotropia, normale alla giacitura dei letti; le costanti elastiche effettive sono indicate come  $^{ef}$ , mentre le altre si riferiscono a quelle dei singoli letti, il cui spessore relativo è indicato da  $f_i$ .

Dalle relazioni risulta che, in pratica, già una alternanza di letti di materiale isotropo con moduli diversi dà origine ad un mezzo anisotropo.

### 3.4 Parametri elastici equivalenti di un mezzo contenente inclusioni ellissoidiche

Il problema della valutazione dei parametri elastici equivalenti di un mezzo composito è stato discusso in dettaglio da Korrington et al. nell'articolo del 1979. Gli autori hanno messo anche in evidenza che le differenze tra i risultati ottenuti da vari studiosi precedenti (Wu, 1966; Walsh, 1969; Kuster e Toksoz, 1974; Cheng e Toksoz, 1979) dipendono dai diversi schemi di approssimazione introdotti nell'analisi.

Nello stesso articolo viene affrontata la trattazione del problema relativa al caso più generale, valida per qualsiasi rapporto di forma delle inclusioni (fino a equidimensionali) e con valori arbitrari sia della rigidità volumica che di taglio.

In modo analogo a quanto fatto da Wu e Walsh secondo la teoria di Eshelby, indichiamo con  $\Lambda$  il tensore che collega la deformazione "a distanza",  $\varepsilon^T$ , alla deformazione nell'inclusione (analogo al tensore  $\mathbf{B}$  utilizzato da Wu e Walsh)

$$\varepsilon_{ij}^{in} = \Lambda_{ijkl} \varepsilon_{lk}^T \quad (3.11)$$

Per un materiale globalmente isotropo (con matrice isotropa e microfessure distribuite con orientazione casuale) è possibile considerare solo due invarianti del tensore  $\Lambda$ , definiti come

$$\Lambda_1 = \frac{1}{3} \Lambda_{iikk} \quad (3.12)$$

$$\Lambda_2 = \frac{1}{5} \left( \Lambda_{ikik} - \frac{1}{3} \Lambda_{iikk} \right)$$

I due termini dipendono dalle caratteristiche elastiche della inclusione ( $G^{in}$ ,  $K^{in}$ ) e del mezzo circostante ( $K'$  e  $G'$ ), ed anche dal rapporto di forma  $\alpha$

$$\Lambda_{1,2} = \Lambda_{1,2} (K^{in}, G^{in}, K', G', \alpha) \quad (3.13)$$

L'espressione completa dei due termini è fornita da Korrington et al. (1979) ed i valori semplificati approssimati, validi per microfessure schiacciate (in pratica per  $\alpha < 0.05$ ), da Walsh (1969) e da Cleary et al. (1980).

Le relazioni proposte da Walsh e Wu per il calcolo delle caratteristiche elastiche globali sono

$$K = K^m - C^{in} (K^m - K^{in}) \Lambda_1 \quad (3.14)$$

$$G = G^m - C^{in} (G^m - G^{in}) \Lambda_2$$

In particolare Walsh ha adottato un approccio con microfessure diluite (DCM), cioè

$$\Lambda_{1,2} = \Lambda_{1,2} (K^{in}, G^{in}, K^m, G^m, \alpha) \quad (3.15)$$

e Wu un approccio autoconsistente

$$\Lambda_{1,2} = \Lambda_{1,2} (K^{in}, G^{in}, K, G, \alpha) \quad (3.16)$$

Anche in queste condizioni può essere applicato lo schema differenziale autoconsistente.

Espressioni alquanto diverse (valide però solo per elevate concentrazioni di microfessure) sono state proposte da Kuster e Toksoz (1974) e da Korringa et al. (1979), i quali hanno supposto che il materiale roccioso possa essere considerato costituito da inclusioni ellissoidiche, con rapporto di forma  $\alpha$ , e da elementi sferici rappresentanti la matrice. La relazione proposta da Korringa et al. è

$$K = K^m - \frac{C^{in} (K^m - K^{in}) \Lambda_1 (K^{in}, G^{in}, K, G, \alpha)}{(1 - C^{in}) \Lambda_1 (K^m, G^m, K, G, 1)} \quad (3.17)$$

ed analoga per il modulo di taglio sostituendo  $\Lambda_2$  a  $\Lambda_1$ .

Si tratta di un tipico approccio autoconsistente nel quale sia le inclusioni che gli elementi sferici che simulano la matrice si vedono immersi in un mezzo avente le caratteristiche finali del composito. I risultati sono prossimi a quelli forniti dalla relazione (3.16) di Wu; è immediata la trasformazione delle relazioni per adattarle ad uno schema differenziale autoconsistente.

La relazione proposta da Kuster e Toksoz (1974) è invece del tipo

$$K = K^m - \frac{C^{in} (K^m - K^{in}) \Lambda_1 (K^{in}, G^{in}, K^m, G^m, \alpha)}{\Lambda_1 (K, G, K^m, G^m, 1)} \quad (3.18)$$

Secondo Korringa et al. la relazione (3.18) fornisce valori più realistici quando le posizioni delle inclusioni sono fortemente correlate tra loro (per cui le inclusioni tendono ad essere lontane le une dalle altre), mentre la (3.17) è più idonea a trattare il caso in cui la distribuzione geometrica delle inclusioni è casuale.

Nella fig. 3.3 sono riportati gli andamenti, calcolati con il modello di Toksoz, delle velocità sismiche in rocce contenenti vuoti con vario rapporto di forma, in condizioni sia asciutte ( $K^{in} = G^{in} = 0$ ) che saturate in acqua ( $G^{in} = 0$ ). È evidente che a parità di porosità le microfessure sono di gran lunga più efficaci rispetto ai vuoti



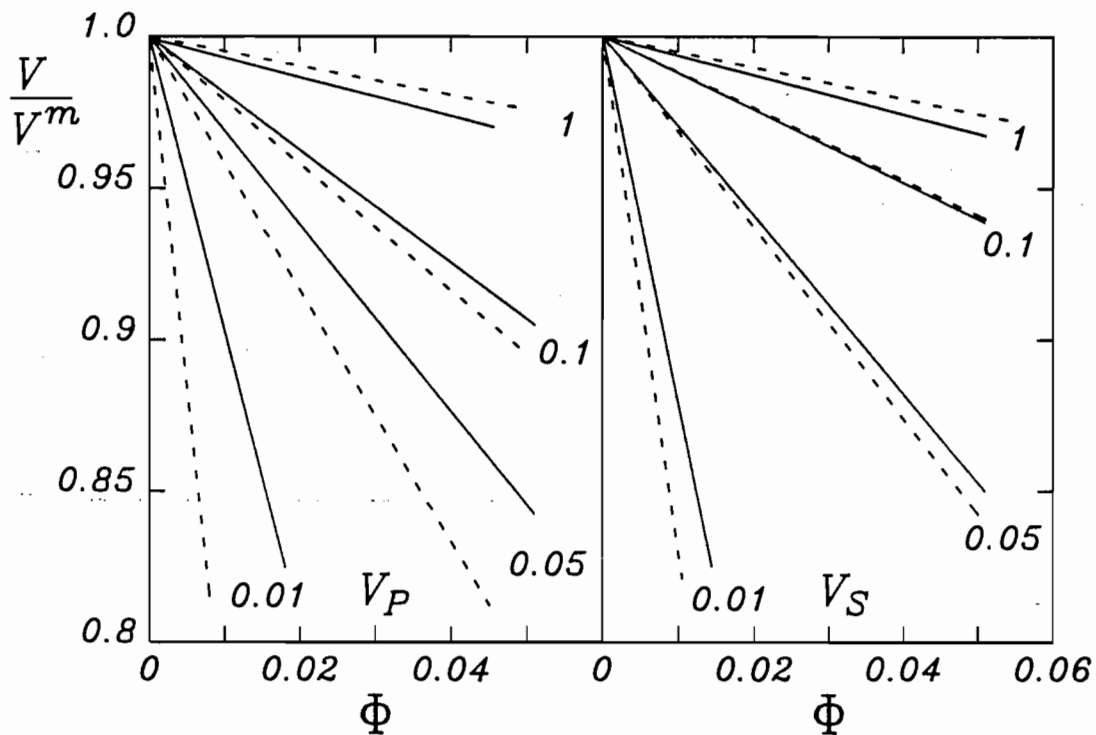


Fig. 3.3 - Andamenti delle velocità delle onde P ed S in funzione della porosità e del rapporto di forma dei vuoti secondo il modello di Toksoz (condizioni sature a tratto continuo ed asciutte a tratteggio) (Toksoz et al., 1976)

equidimensionali nel provocare il decadimento dei valori delle caratteristiche elastiche.

Un esame più dettagliato della struttura delle (3.17) e (3.18) mostra che il parametro porosità non è in realtà realmente significativo nei riguardi del comportamento di rocce interessate da microfessure molto schiacciate ( $\alpha < 0.05$ ). In effetti, per una microfessura riempita di fluido  $\Lambda_2$  è proporzionale a  $1/\alpha$ , e per una microfessura vuota sia  $\Lambda_1$  che  $\Lambda_2$  sono proporzionali ad  $1/\alpha$ . Se le microfessure hanno tutte la stessa dimensione,  $a$ , e rapporto di forma,  $\alpha$ , il parametro  $C^{in}$  è pari a  $4/3\pi n a^3 \alpha$  e si ha quindi

$$C^{in} \Lambda_{1,2} \propto n a^3 \quad (3.19)$$

Nella descrizione degli effetti delle microfessure sul comportamento dei materiali porosi risulta quindi fondamentale il parametro  $e = n \langle a^3 \rangle$ , definito in letteratura come efficacia del sistema di microfessure, o grado di fessurazione.

### 3.5 Parametri elastici di una roccia contenente microfessure asciutte

Come si è visto le relazioni valide per microfessure schiacciate possono essere ricavate, come caso limite per  $\alpha \ll 1$ , dalle relazioni generali formulate per inclusioni ellissoidiche. Data l'importanza del caso specifico risulta però più intuitivo ricavarle direttamente, come è stato effettuato da O'Connell e Budiansky in base alla teoria della propagazione delle fratture.

Sulla base di tale procedimento si giunge, per il caso di microfessure asciutte, alle relazioni seguenti

$$\frac{1}{K} = \frac{1}{K^m} + \frac{1}{K'} \frac{16}{9} \frac{1 - \nu'^2}{1 - 2\nu'} e \quad (3.20)$$

$$\frac{1}{G} = \frac{1}{G^m} + \frac{1}{G'} \frac{16}{9} \frac{(1 - \nu')(1 - 0.2\nu')}{(1 - 0.5\nu')} e$$

Nel metodo DCM il valore dei parametri  $K'$ ,  $G'$  e  $\nu'$  viene assunto corrispondente a quello della matrice ( $K^m$ ,  $G^m$ , e  $\nu^m$ ), mentre nel metodo autoconsistente a quello finale della roccia ( $K$ ,  $G$ , e  $\nu$ ). In questo ultimo caso si ha quindi

$$K = K^m \left( 1 - \frac{16}{9} \frac{1 - \nu^2}{1 - 2\nu} e \right) \quad (3.21)$$

$$G = G^m \left( 1 - \frac{16}{9} \frac{(1 - \nu)(1 - 0.2\nu)}{(1 - 0.5\nu)} e \right)$$

Se invece si adotta il metodo DSCM si ha

$$\frac{dK}{K} = - \frac{16}{9} \frac{1 - \nu^2}{1 - 2\nu} d e \quad (3.22)$$

$$\frac{dG}{G} = - \frac{16}{9} \frac{(1 - \nu)(1 - 0.2\nu)}{(1 - 0.5\nu)} d e$$

Dai moduli volumici e di taglio possono essere ricavati sia i valori di  $E$  e  $\nu$ , che le velocità delle onde elastiche longitudinali e trasversali.

L'esame delle precedenti relazioni conferma quanto detto a proposito della relazione (3.19), che cioè l'influenza delle microfessure è legata solo alla lunghezza delle fessure, tramite il parametro efficacia delle microfessure, e non dipende nè dal rapporto di forma, nè (se non indirettamente) dalla porosità della roccia.

Nella espressione DSCM compare anche il coefficiente di Poisson finale

della roccia microfessurata, inizialmente incognito; la soluzione può procedere per via iterativa, partendo dal valore di prima approssimazione

$$v = v^m \left(1 - \frac{16}{9} e\right) \quad (3.23)$$

Nel metodo DSCM le caratteristiche elastiche possono essere convenientemente calcolate con un procedimento numerico passo-passo (ad esempio di tipo Eulero modificato), anche se soluzioni in forma chiusa possono essere ottenute introducendo varie approssimazioni (Bruner, 1976; Cleary et al., 1980).

Tra gli altri modelli proposti per la valutazione dell'effetto delle microfessure sono da ricordare, in particolare, i due modelli utilizzati da Hudson (1981 e 1986), sviluppati sulla base degli studi di Garbin e Knopoff (1973).

Il primo di questi modelli, poi largamente utilizzato anche da Crampin, si basa sulla perturbazione della matrice di rigidezza del mezzo causata dalla presenza di microfessure (ipotizzate con modesta concentrazione); si giunge a relazioni del tutto identiche alle (3.21) ma con un valore di  $v$  nel secondo membro pari a quello della matrice intatta (1981). Il secondo modello, che vorrebbe rappresentare una approssimazione del secondo ordine, porta a relazioni del tutto identiche alle (3.20) (1986).

Nelle figg. 3.4 e 3.5 sono riportati gli andamenti dei parametri elastici e delle velocità sismiche, calcolati secondo i tre modelli in funzione della efficacia delle microfessure.

Le figure mettono in evidenza la rapida diminuzione dei moduli elastici della roccia all'aumentare del parametro  $e$ ; si nota anche come tale riduzione sia accompagnata da una analoga diminuzione, in modo approssimativamente proporzionale, del coefficiente di Poisson.

Si può rilevare che i risultati dei vari modelli sono molto diversi tra loro; tuttavia, le variazioni con l'intensità di microfessurazione sono dello stesso tipo per le varie grandezze, per cui non è possibile in pratica ricavare indicazioni sui meriti comparati dei tre modelli a partire dai dati sperimentali delle caratteristiche elastiche, senza una misura diretta dei parametri geometrici delle microfessure.

Quanto detto viene evidenziato dalle figg. 3.6 e 3.7 in cui sono correlati tra loro, rispettivamente, il modulo di Young con il coefficiente di Poisson e due rapporti interessanti delle velocità, per i quattro modelli indicati. Si nota come, a parte il modello di Toksoz, gli altri modelli presentano andamenti quasi coincidenti ma caratterizzati da efficacia delle microfessure differenti, per cui non è possibile individuare questo parametro dal confronto delle grandezze suddette.

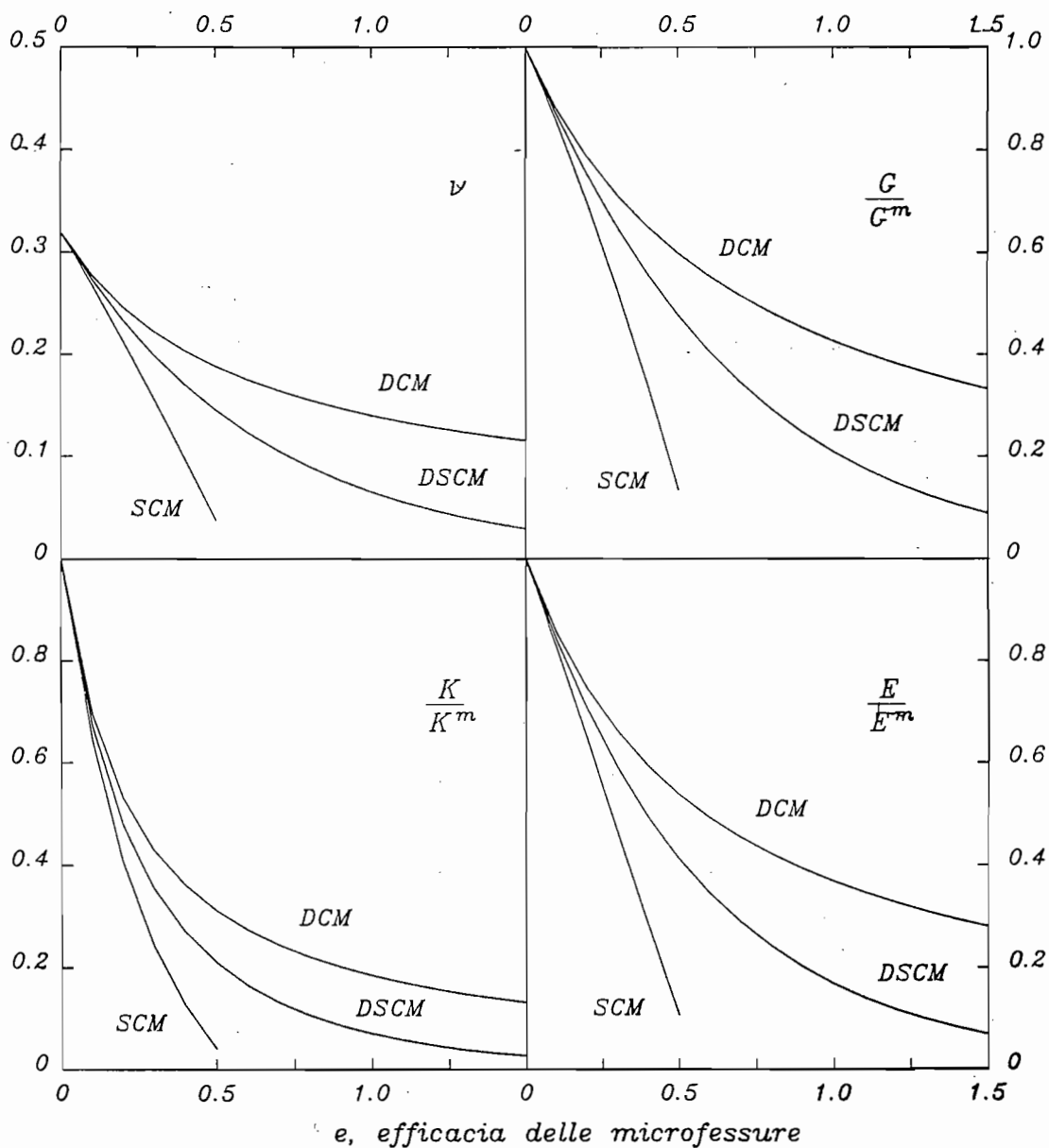


Fig. 3.4 - Parametri elastici in funzione della efficacia delle microfessure per una roccia asciutta sulla base di vari modelli teorici

E' infine da ricordare anche il semplice modello bidimensionale, inizialmente proposto da Walsh (1969), in cui le microfessure vengono simulate da cavità cilindriche a sezione ellittica. Le relazioni corrispondenti alle (3.20) risultano

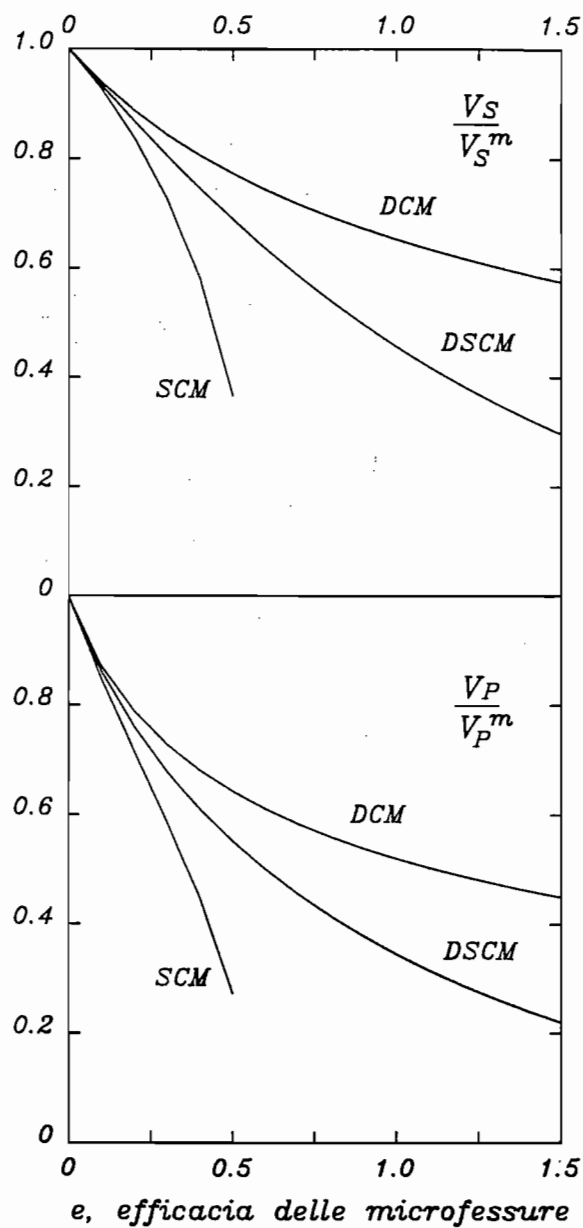


Fig. 3.5 - Velocità delle onde P ed S in funzione della efficacia delle microfessure per una roccia asciutta sulla base di vari modelli teorici

$$\frac{1}{K} = \frac{1}{K^m} + \frac{1}{K'} \pi \frac{1 - \nu'^2}{1 - 2\nu'} e_b$$

(3.24)

$$\frac{1}{G} = \frac{1}{G^m} + \frac{1}{G'} \pi \frac{1 - \nu'^2}{1 + \nu'} e_b$$

in cui  $e_b$  rappresenta un equivalente nel caso piano della efficacia delle microfessure, pari a  $N\langle a^2 \rangle$ , con N numero di microfessure per unità di area.

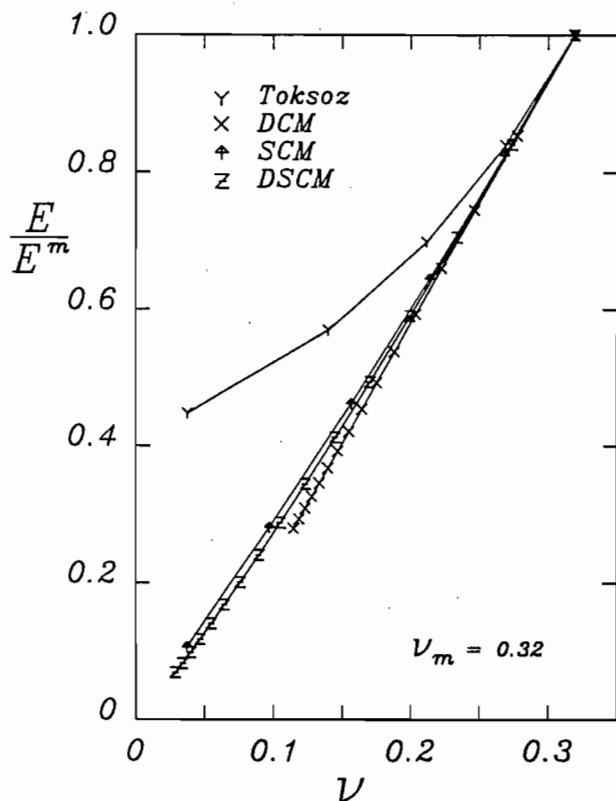


Fig. 3.6 - Relazioni tra modulo elastico e coefficiente di Poisson previsti da vari modelli teorici per un mezzo microfessurato asciutto. Le diverse curve sono state costruite per tratti, corrispondenti a variazioni della efficacia delle microfessure pari a 0.1

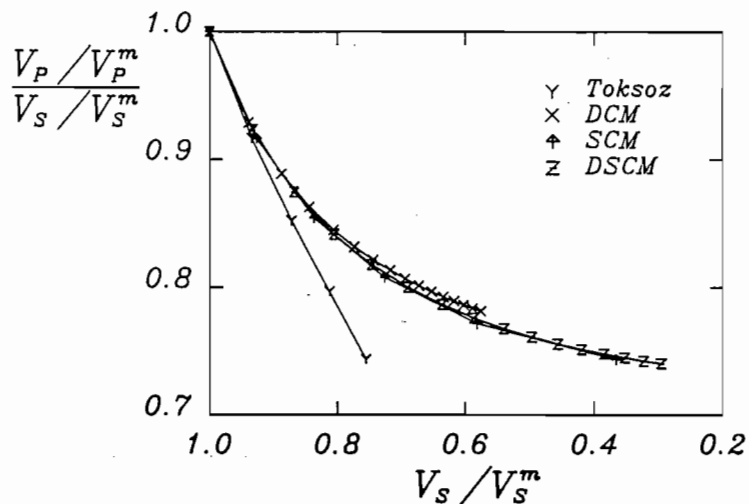


Fig. 3.7 - Relazioni tra rapporti tra le velocità delle onde elastiche previste da vari modelli teorici per un mezzo microfessurato asciutto. Le diverse curve sono state costruite per tratti, corrispondenti a variazioni della efficacia delle microfessure pari a 0.1

Il modello piano risulta particolarmente comodo quando si voglia studiare l'influenza di microfessure in un mezzo anisotropo, dato che in questo caso le soluzioni tridimensionali sono notevolmente complesse.

E' da notare che nel modello piano tra le costanti elastiche sussiste la relazione  $\nu/\nu^m = E/E^m$ , la quale è verificata solo in modo approssimato nei modelli tridimensionali.

### 3.6 Influenza della forma delle microfessure

Il modello di microfessura discoidale a sezione ellittica, utilizzato per la semplicità delle relazioni a cui conduce, può essere in molti casi lontano dalla reale forma della microfessura.

L'influenza di tale approssimazione è stata studiata da O'Connell e Budiansky (1974) e da Mavko e Nur (1978). E' stato dimostrato che una microfessura di forma ellissoidica, ovvero forma ellittica in pianta, risulta in pratica equivalente ad una microfessura discoidale avente raggio medio

$$\langle a \rangle = \left( \frac{2S^2}{\pi P} \right)^{1/3} \quad (3.25)$$

in cui  $S$  è l'area e  $P$  il perimetro della microfessura.

Anche nel caso di microfessure "affilate", cioè tali che le due facce opposte abbiano lo stesso piano tangente diametrale nel punto di contatto, l'effetto nei riguardi della deformabilità è del tutto identico a quello di microfessure ellissoidiche con le stesse dimensioni. La deformazione sotto carico delle microfessure è invece molto influenzata dalla loro forma, come verrà discusso in seguito.

### 3.7 Microfessure sature

Lo schema di un generico elemento di volume di una roccia isotropicamente microfessurata, e in cui sono presenti microfessure di varia orientazione collegate idraulicamente tra loro, viene illustrato nella fig. 3.8. Se nelle fessure è contenuto un fluido di rigidità normale non trascurabile, a seguito dell'applicazione di uno stato di sforzo non isotropo, la pressione del fluido risulta più elevata nelle microfessure orientate perpendicolarmente alla direzione della sollecitazione principale maggiore ( $C_1$  in figura); la pressione nei pori

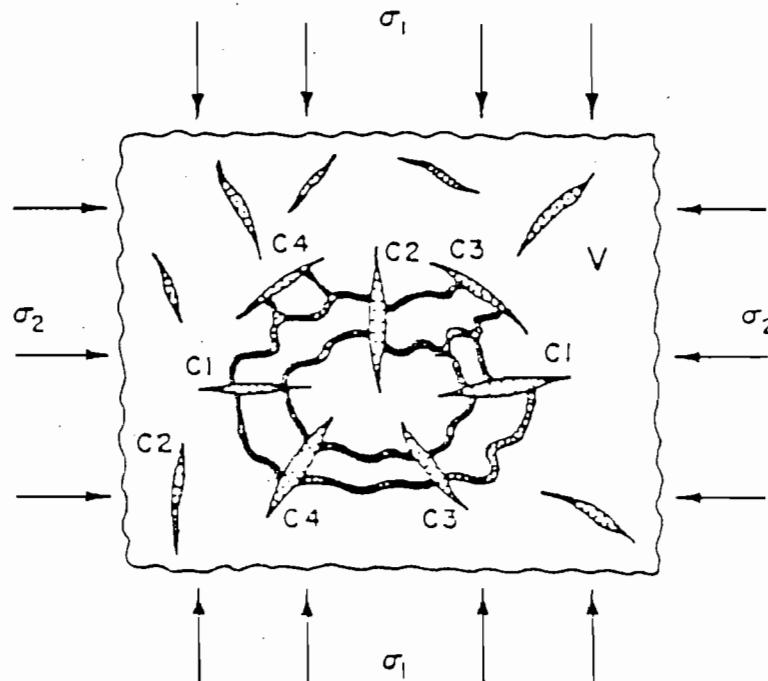


Fig. 3.8 - Schema idealizzato di un elemento di volume di roccia microfessurata con distribuzione isotropa delle microfessure. Le microfessure sono collegate tra loro da condotti di dimensioni caratteristiche analoghe o più piccole (Cleary, 1978)

dell'elemento di volume non è pertanto caratterizzata da un singolo valore scalare ma ha carattere tensoriale.

Una prima valutazione della influenza della saturazione sulla deformabilità del materiale si può ottenere ipotizzando che le microfessure variamente orientate entro l'elemento di volume siano "isolate" tra loro. In tali condizioni l'influenza delle microfessure non è legata solo alla loro estensione (tramite il parametro  $e$ ), ma anche al loro rapporto di forma; questo interviene in combinazione con la rigidità volumica del fluido saturante  $K_w$  e del mezzo circostante  $K'$  (pari a  $K^m$  nel metodo DCM e a  $K$  nel metodo SCM) mediante un parametro adimensionale  $\omega'$

$$\omega' = \frac{K_w}{K'} \frac{1}{\alpha} \quad (3.26)$$

I valori delle caratteristiche elastiche del mezzo microfessurato nei vari modelli adottati risultano



$$\left| \begin{array}{l} \frac{1}{K} = \frac{1}{K^m} \left( 1 + \frac{16}{9} \frac{1-(v^m)^2}{1-2v^m} D_k \right) e \\ \frac{1}{G} = \frac{1}{G^m} \left[ 1 + \frac{16}{45} (1-v^m) \left( \frac{3}{1-0.5v^m} + 2D_k \right) e \right] \end{array} \right. \quad \text{DCM} \quad (3.27)$$

$$\left| \begin{array}{l} K = K^m \left( 1 - \frac{16}{9} \frac{1-v^2}{1-2v} + D_k \right) e \\ G = G^m \left[ 1 - \frac{16}{45} (1-v) \left( \frac{3}{1-0.5v} + 2D_k \right) e \right] \end{array} \right. \quad \text{SCM} \quad (3.28)$$

$$\left| \begin{array}{l} dK = -\frac{16}{9} K \frac{1-v^2}{1-2v} D_k de \\ dG = -\frac{16}{45} G (1-v) \left( \frac{3}{1-0.5v} + 2D_k \right) de \end{array} \right. \quad \text{DSCM} \quad (3.29)$$

in cui

$$D_k = \left\{ 1 + \frac{4}{3\pi} \frac{1-v^2}{1-2v} \omega \right\}^{-1} \quad (3.30)$$

Anche in questo caso nel metodo SCM i valori dei moduli devono essere valutati iterativamente in quanto sia  $\omega$  che  $v$  sono inizialmente incogniti, nel metodo DSCM si deve invece procedere per integrazione numerica.

Una diversa valutazione delle caratteristiche elastiche si ottiene ipotizzando che, nell'ambito di ciascun elemento di volume, si raggiunge un equilibrio idraulico che porta all'eguaglianza della pressione nelle microfessure diversamente orientate. Tale condizione, che si può definire "localmente isobara" (O'Connell e Budiansky, 1977) o "localmente equilibrata", corrisponde alla situazione indicata come "non drenata" nella Meccanica dei Terreni.

E' evidente che in questa situazione la compressibilità sotto un carico isotropo è uguale a quella del caso precedente se le microfessure hanno tutte lo stesso rapporto di forma, per cui il modulo volumico è sempre fornito dalle (3.27)-(3.29). Invece, la deformazione del materiale roccioso dovuta ad uno sforzo di taglio non è influenzata dalla presenza del fluido nelle microfessure, per cui il modulo di taglio è sempre fornito dalle (3.20)-(3.22), valide per microfessure asciutte.

Il coefficiente di Poisson, indicato in tali condizioni con  $\nu_U$ , è ottenuto da  $K$  e  $G$  così determinati applicando le usuali relazioni della teoria dell'elasticità.

E' da notare che per calcolare i parametri elastici nella situazione

localmente equilibrata si possono anche applicare le relazioni proposte inizialmente da Gassmann (1951) e successivamente riscoperte da Bishop (1973).

Tali relazioni hanno carattere più generale in quanto sono valide per un qualsiasi mezzo poroso isotropo, compreso quindi un mezzo con fessure aventi vario rapporto di forma, o contenente anche pori equidimensionali.

Indicando con  $B$  il rapporto  $\Delta u/\Delta \sigma$  tra l'incremento di pressione nei pori e la sollecitazione media totale applicata, si ha

$$B = \left[ 1 + C \frac{\frac{1}{K_w} - \frac{1}{K^m}}{\frac{1}{K} - \frac{1}{K^m}} \right]^{-1} \quad (3.31)$$

$$K_u = \left[ \frac{1}{K} - B \left( \frac{1}{K_w} - \frac{1}{K^m} \right) \right]^{-1} \quad (3.32)$$

$$v_u = \frac{v^m + (1-2v^m) \left( 1 - \frac{K}{K^m} \right) \frac{B}{3}}{1 - (1-2v) \left( 1 - \frac{K}{K^m} \right) \frac{B}{3}} \quad (3.33)$$

in cui  $K_u$  indica il modulo volumico in condizioni «non drenate».

Nelle due coppie di figg. 3.9, 3.10 e 3.11, 3.12 sono riportati gli andamenti delle costanti elastiche e delle velocità sismiche di una roccia satura, rispettivamente in presenza di microfessure isolate o in condizioni isobare, al variare del parametro  $\omega$ . Il caso di microfessure asciutte corrisponde ad un valore nullo di  $\omega$ , mentre quello in cui si può considerare il fluido incompressibile a  $\omega = \infty$ . Per semplicità è stato utilizzato solo il metodo DSCM, che come detto è più realistico.

Per un confronto si riportano nelle figg. 3.13 e 3.14 i casi di fessure asciutte e sature per un valore di  $\omega$  abbastanza plausibile per le rocce microfessurate ( $\omega = 10$ ). Le figure mettono in evidenza la notevole influenza delle condizioni di equilibrio delle pressioni all'interno dell'elemento di volume nei riguardi dei moduli di taglio ed elastico e della velocità delle onde S. Questi parametri sono coincidenti, o poco diversi, per le due condizioni di fessure asciutte o sature localmente isobare. Per quanto riguarda invece le onde P, i valori della velocità della roccia sono relativamente simili per le due condizioni idrauliche ipotizzate, ma notevolmente più elevate rispetto alla condizione di fessure asciutte.

Si rileva inoltre che in un materiale asciutto il coefficiente di Poisson dinamico diminuisce all'aumentare del grado di microfessurazione tendendo asintoticamente a zero, mentre per un materiale saturo cresce tendendo

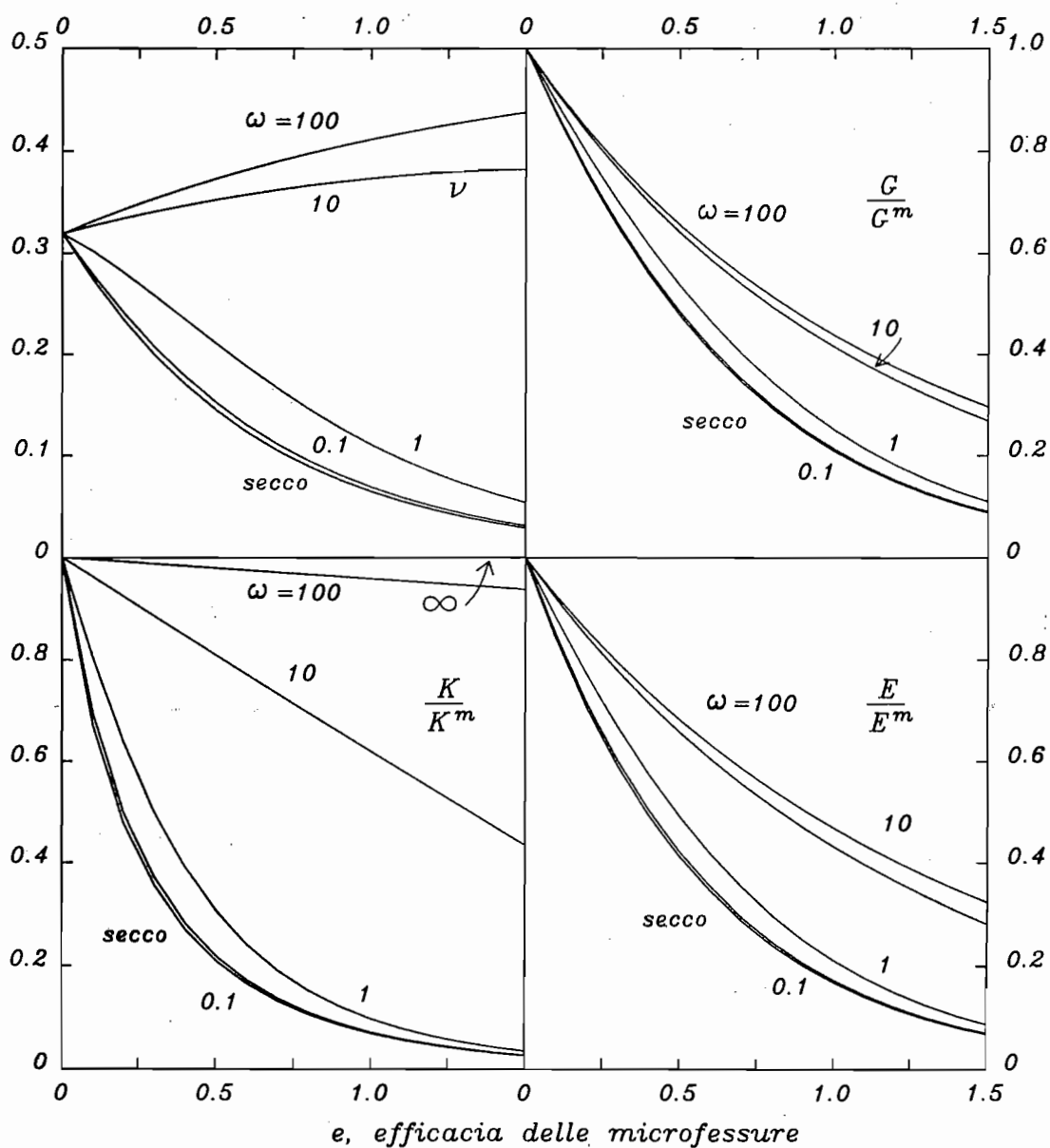


Fig. 3.9 - Parametri elastici in funzione della efficacia delle microfessure per una roccia saturo nell'ipotesi che le microfessure possano essere considerate isolate. E' stato adottato il metodo DSCM

asintoticamente a 0.5. Il valore del coefficiente di Poisson è sempre più elevato in condizioni localmente isobare rispetto alla condizione di fessure isolate.

Per indagare sulla influenza del parametro  $\omega$  è da tener presente che per le

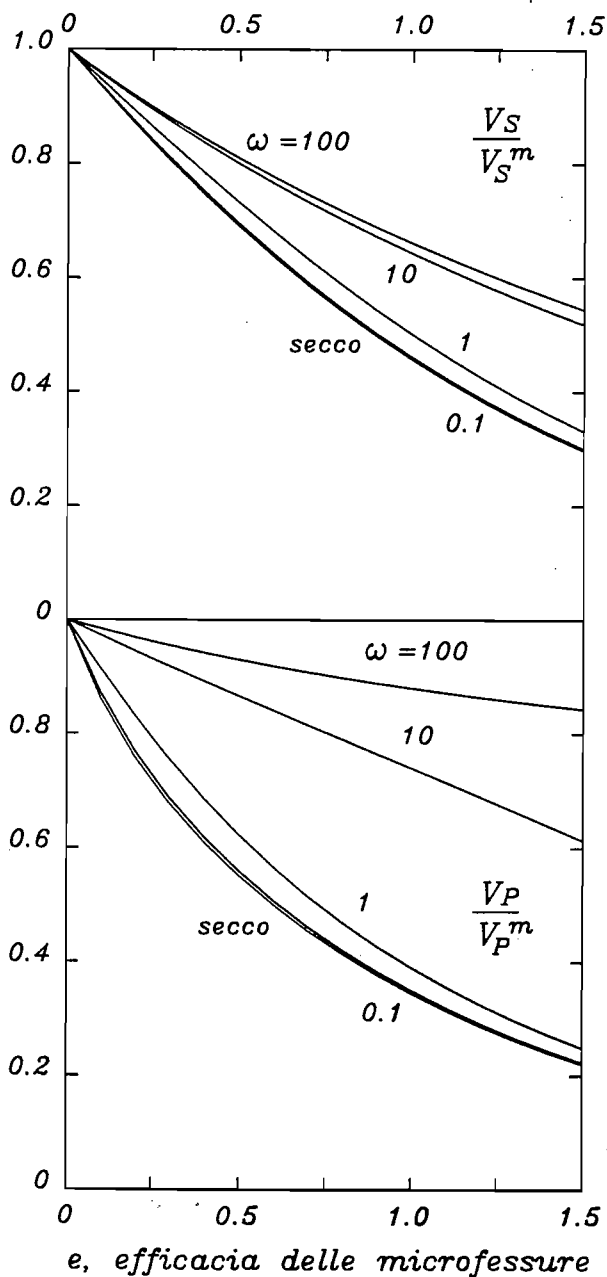


Fig. 3.10 - Velocità delle onde P ed S in funzione della efficacia delle microfessure per una roccia saturo nell'ipotesi che le microfessure possano essere considerate isolate. E' stato adottato il metodo DSCM

rocce calcaree, alle quali si fa riferimento in questa tesi, il rapporto  $K/K_w$  è dell'ordine di 40, per cui  $\omega$  varia da 25 a 250 per rapporti di forma da  $10^{-3}$  a  $10^{-4}$ , che è il tipico campo di variazione per i materiali rocciosi. Si può notare che l'acqua si può ritenere incomprimibile nei riguardi del modulo volumico per valori di  $\omega$  superiori a 50 (ovvero, nel caso di rocce calcaree per valori del rapporto di forma inferiori a  $5 \cdot 10^{-4}$ ) e superiori a 10 per il modulo di taglio (corrispondente a

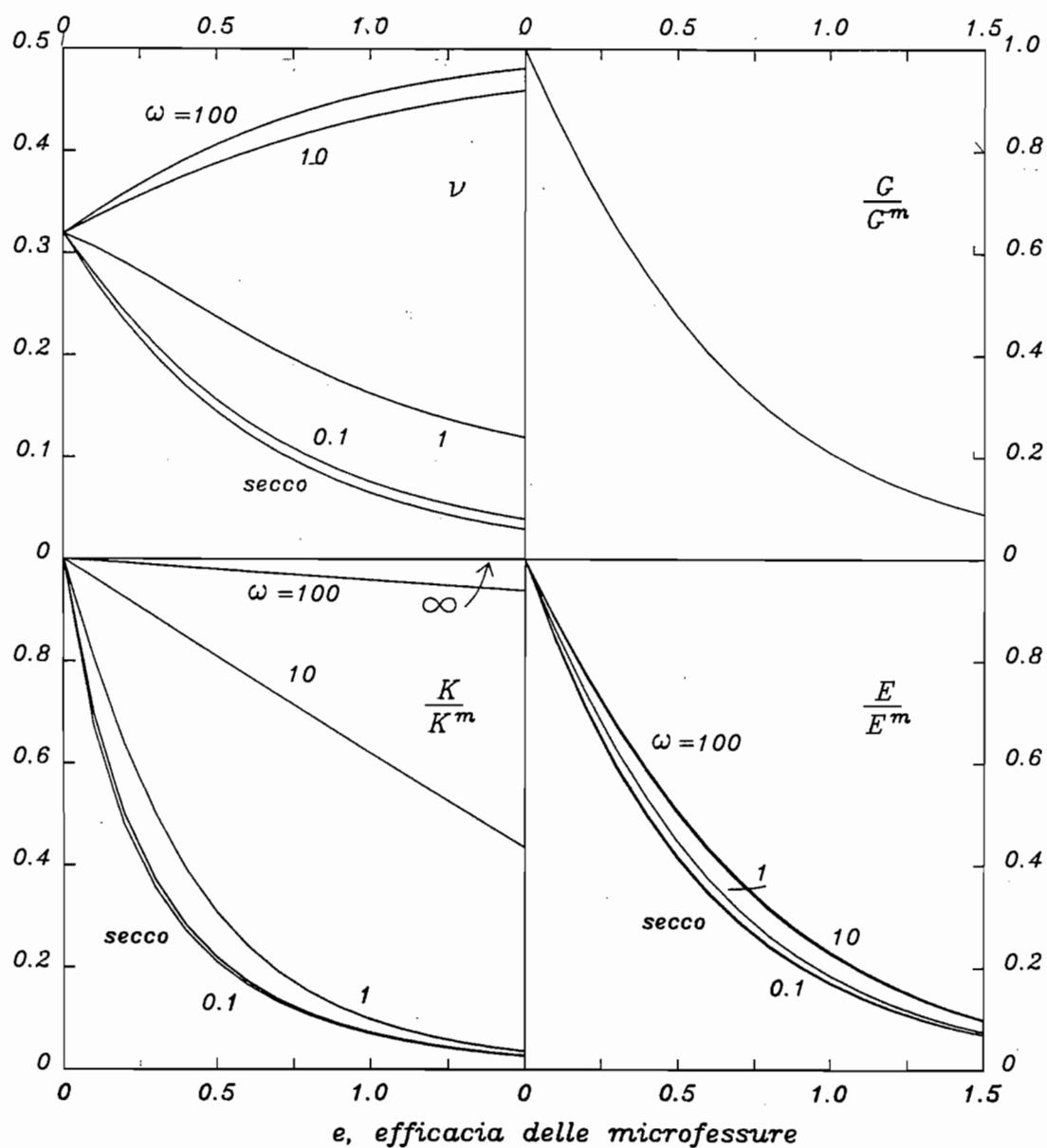


Fig. 3.11 - Parametri elastici in funzione della efficacia delle microfessure per una roccia saturata nell'ipotesi che la pressione nelle microfessure sia localmente equilibrata. E' stato adottato il metodo DSCM

valori del rapporto di forma inferiori a  $2.5 \cdot 10^{-3}$ ).

E' opportuno a questo punto esaminare i tempi tipici necessari al verificarsi dei fenomeni di rilassamento interno, conseguenti alla applicazione di un carico

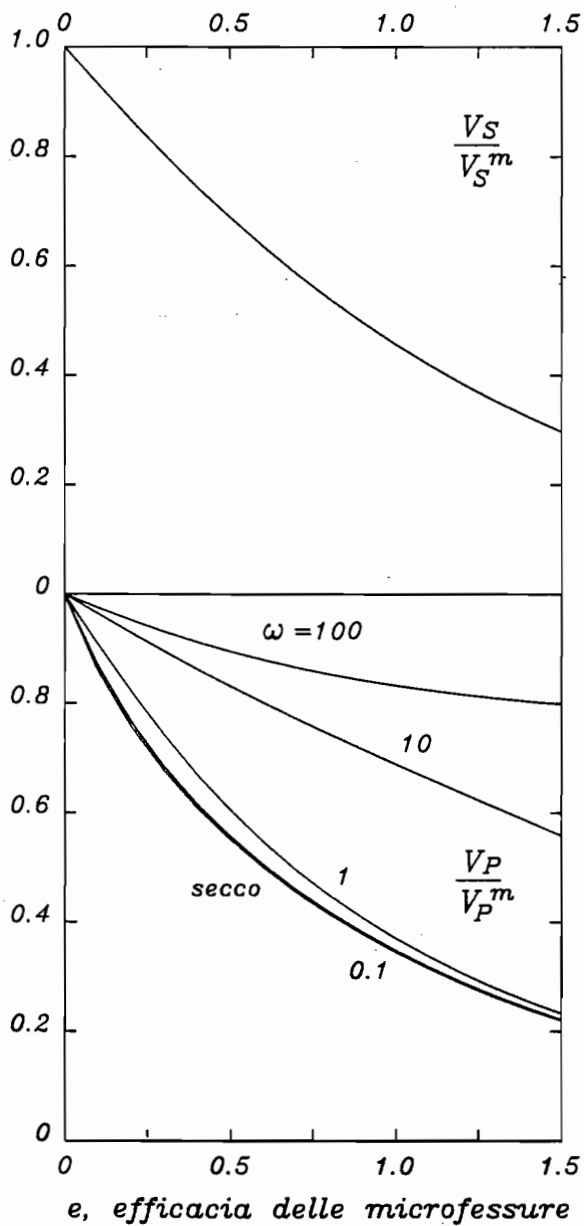


Fig. 3.12 - Velocità delle onde P ed S in funzione della efficacia delle microfessure per una roccia satura nell'ipotesi che la pressione nelle microfessure sia localmente equilibrata. E' stato adottato il metodo DSCM

rapido su un mezzo contenente microfessure sature.

All'atto della applicazione di una sollecitazione il fluido reagisce come un mezzo elastico "incollando" i labbri delle microfessure e il comportamento globale è quello del mezzo non microfessurato. Dopo un certo tempo si verifica il rilassamento dello sforzo di taglio agente entro ciascuna microfessura e il comportamento globale diviene quello definito in precedenza come "a microfessure isolate". Il tempo caratteristico  $t_1$  di tale processo può essere

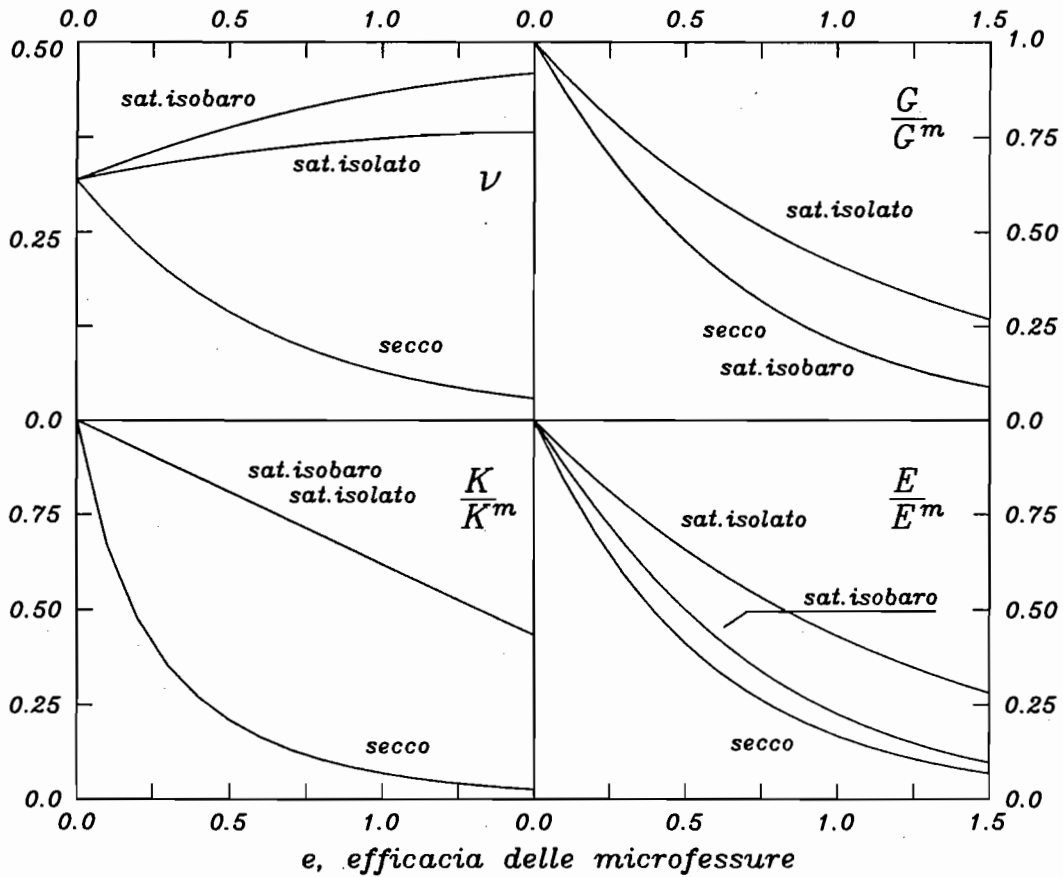


Fig. 3.13 - Influenza delle condizioni di saturazione sui parametri elastici in funzione della efficacia delle microfessure. E' stato adottato il metodo DSCM con un valore del parametro  $\omega$  pari a 10

valutato, come ha suggerito Cleary (1978), pari a

$$t_1 = \frac{\mu_w}{\alpha G} \tag{3.34}$$

in cui  $\mu_w$  è la viscosità dell'acqua.

Poiché  $G=30$  GPa (per le rocce calcaree) e  $\mu_w=10^{-9}$  MPa·s, per microfessure con rapporti di forma compresi tra  $10^{-2}$  e  $10^{-4}$ , il tempo caratteristico risulta dell'ordine di  $3 \cdot 10^{-12} + 3 \cdot 10^{-10}$  s, e quindi del tutto trascurabile in confronto anche alle più elevate frequenze tipiche di misure sismiche in laboratorio.

Per la valutazione del tempo caratteristico  $t_2$ , necessario alla transizione tra il comportamento "a microfessure isolate" a quello "localmente equilibrato", sono stati proposti vari meccanismi di flusso (O'Connell e Budiansky, 1977; Cleary, 1978).

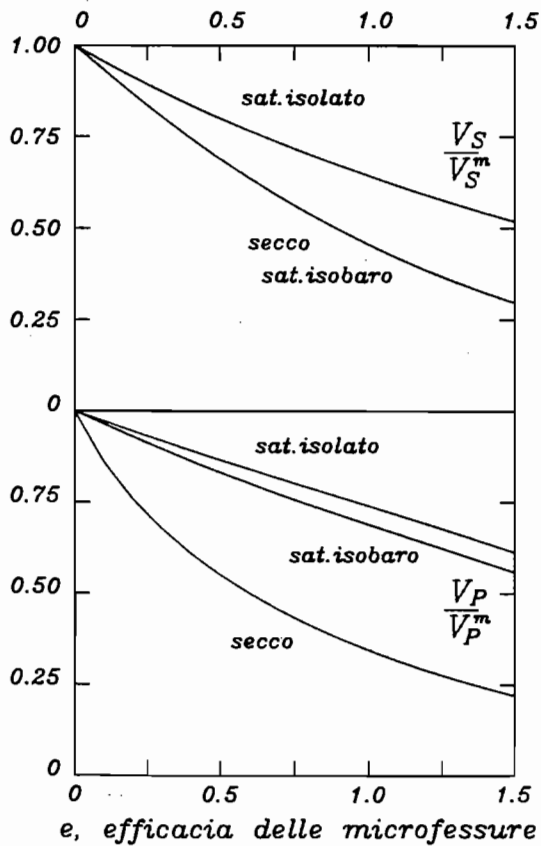


Fig. 3.14 - Influenza delle condizioni di saturazione sulla velocità delle onde P ed S in funzione della efficacia delle microfessure. E' stato adottato il metodo DSCM con un valore del parametro  $\omega$  pari a 10

Se si ipotizza il verificarsi di dirette intersezioni parziali di microfessure sghembe si giunge alla valutazione

$$t_2 = \frac{\mu_w}{\alpha^3 K} \quad (3.35)$$

Per microfessure con rapporti di forma compresi tra  $10^{-2}$  e  $10^{-4}$  i tempi caratteristici  $t_2$  variano da  $1.3 \cdot 10^{-8}$  a  $1.3 \cdot 10^{-2}$  s e rientrano quindi nel campo di frequenze comunemente utilizzate nelle misure sismiche in laboratorio ed in situ; ad esempio, con una frequenza di 1 MHz è da attendersi che per le microfessure con più basso rapporto di forma ci si trovi ancora in condizioni di "microfessure isolate", mentre per quelle a più alto rapporto di forma in condizioni "localmente equilibrate".

Tale situazione comporta inoltre che se in una roccia è presente, come usualmente si verifica, una distribuzione continua di rapporti di forma, la velocità diminuisce con il diminuire della frequenza, passando gradualmente dal valore



corrispondente alla situazione "fessura isolata" al valore corrispondente alla situazione "localmente equilibrata".

### 3.8 Variazione delle costanti elastiche con lo stato di sforzo

Secondo la teoria della elasticità la variazione di volume di una microfessura ellissoidica vuota sotto l'azione di una sollecitazione isotropa  $\sigma$  (Digby e Murrell, 1976) è data da

$$\Delta V = \frac{16(1-\nu'^2)}{3E'} a^3 \sigma \quad (3.36)$$

All'aumentare della sollecitazione la microfessura mantiene la sua lunghezza riducendo la sua apertura ( $\alpha$  decresce). La pressione necessaria a chiudere la microfessura può essere valutata imponendo che la variazione di volume eguagli il valore iniziale  $V_0 = 4/3 \pi \alpha a^3$ . Si ottiene una relazione che mostra la dipendenza di tale pressione dal rapporto di forma

$$\sigma_c = \frac{\pi E'}{4(1-\nu'^2)} \alpha \quad (3.37)$$

I valori dei parametri elastici da introdurre nelle (3.36) e (3.37) corrispondono a quelli della matrice o a quelli del materiale microfessurato alla sollecitazione  $\sigma$ , a seconda che si adotti un modello diluito o un modello autoconsistente.

Una relazione molto simile si ottiene dal modello bidimensionale di fessura ellittica (Berg, 1965)

$$\sigma_c = \frac{E'}{2(1-\nu'^2)} \alpha \quad (3.38)$$

L'analisi dello stato di sforzo e deformazione intorno alla microfessura per  $\alpha \rightarrow 0$  mostra che la microfessura si chiude uniformemente su tutta la sua estensione e che per sforzi superiori a  $\sigma_c$  la pressione tra le facce è costante. È da tener presente, tuttavia, che per  $\alpha \rightarrow 0$  nascono singolarità degli sforzi sulla punta della fessura, che possono rendere dubbi i risultati ottenuti dalla applicazione della teoria elastica lineare.

Se lo stato di sforzo non è isotropo la sollecitazione che compare nella relazione (3.37) è la componente di sforzo normale al piano della microfessura

$$\sigma = \sigma_3 + (\sigma_1 - \sigma_3) \cos^2 \theta \quad (3.39)$$

in cui  $\theta$  è l'angolo tra la direzione di  $\sigma_1$  e la normale alla microfessura.

Le relazioni precedenti consentono di valutare le distribuzioni della porosità e del fattore di forma delle fessure, sulla base dell'andamento delle costanti elastiche al variare delle sollecitazioni applicate (Morlier, 1971; Simmons et al., 1974; Siegfried e Simmons, 1978).

L'analisi risulta più semplice a partire da prove di compressione isotropa. Si costruisce la curva (fig. 3.15)

$$\phi^-(\sigma) = -\sigma \frac{d\varepsilon_V}{d\sigma} + \varepsilon_V(\sigma) \quad (3.40)$$

che rappresenta la porosità cumulata relativa a tutte le microfessure che si chiudono per sollecitazioni inferiori a  $\sigma$ , e che quindi hanno un rapporto di forma, ricavato dalla (3.37), che soddisfa la diseuguaglianza

$$\alpha < \frac{4(1-\nu'^2)}{\pi} \frac{\sigma}{E'} = \frac{4(1-\nu'^2)}{3\pi(1-2\nu')} \frac{\sigma}{K'} \quad (3.41)$$

La distribuzione di porosità ("spettro di microfessurazione"),  $E_\phi(\sigma)$ , in funzione della pressione di chiusura  $\sigma$ , è data da

$$E_\phi(\sigma) = \frac{d\phi^-(\sigma)}{d\sigma} = -\sigma \frac{d^2\varepsilon_V}{d\sigma^2} = \sigma \frac{dK'}{d\sigma} \frac{1}{K'^2} \quad (3.42)$$

Se si adotta un modello diluito ( $K' = K^m$ ), lo spettro di microfessurazione in funzione del rapporto di forma si ottiene dalla seguente espressione

$$E_\phi(\alpha) = \frac{d\phi^-(\alpha)}{d\alpha} = \frac{d\phi^-(\sigma)}{d\sigma} \frac{d\sigma}{d\alpha} = -\frac{\pi E}{4(1-\nu^2)} \sigma \frac{d^2\varepsilon_V}{d\sigma^2} \quad (3.43)$$

In modo analogo, se si adotta un metodo DSCM nella (3.42) si sostituiscono  $K'$  e  $\nu'$  con  $K(\sigma)$  e  $\nu(\sigma)$ .

La distribuzione della efficacia delle microfessure si può ricavare immediatamente

$$E_e(\alpha) = \frac{d\phi^-(\alpha)}{d\alpha} = \frac{3}{4\pi\alpha} E_\phi(\alpha) \quad (3.44)$$

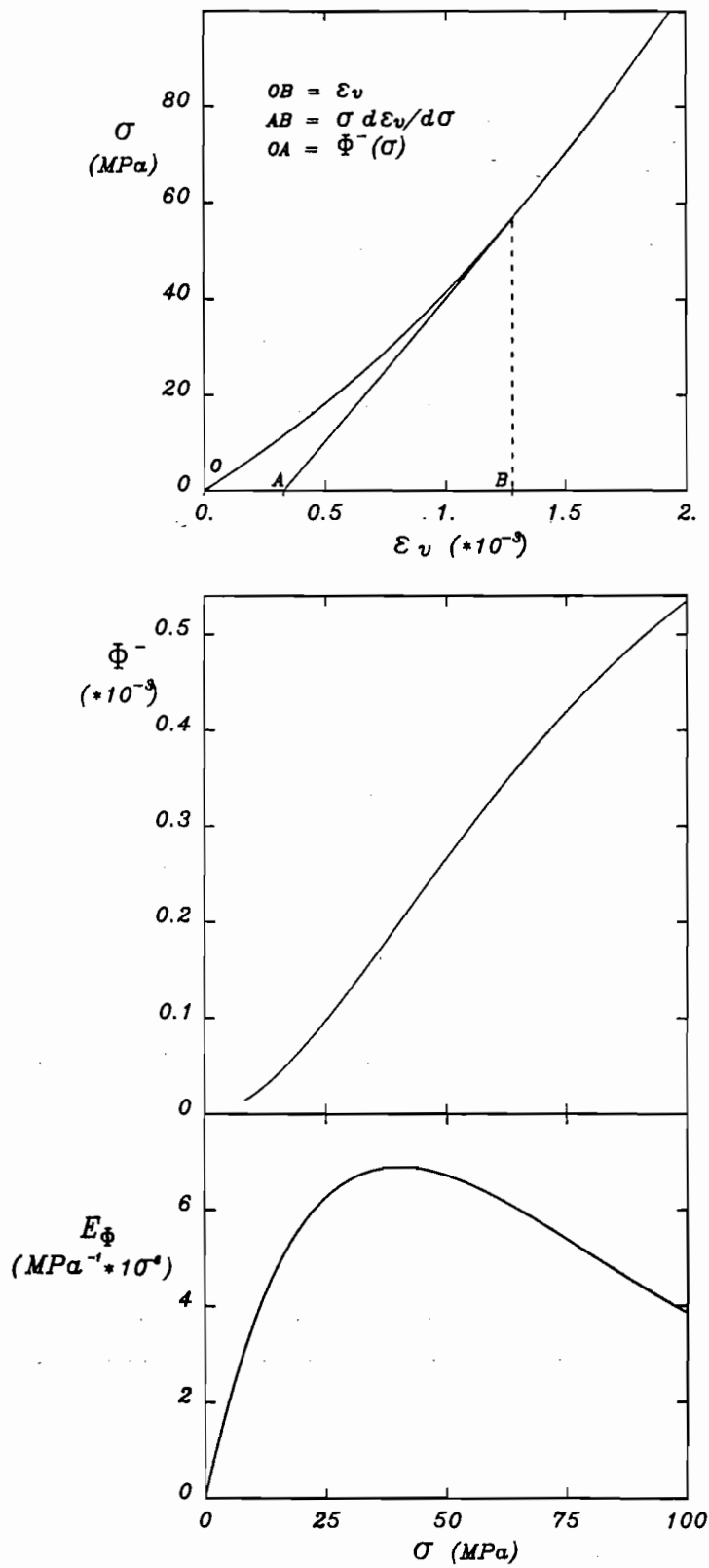


Fig. 3.15 - Procedimento per il calcolo della distribuzione di porosità in funzione della pressione di chiusura

Un procedimento lievemente diverso consente di ricavare direttamente la distribuzione della efficacia. Sulla base dei risultati del par. 3.5 si ha in generale

$$K = K^m f(v, e) \quad (3.45)$$

in cui la forma della funzione  $f(v, e)$  dipende dal particolare modello adottato.

Dalla curva  $K(\sigma)$  ottenuta sperimentalmente è possibile ricavare la funzione  $e^+(\sigma)$ , che rappresenta l'efficacia cumulata di tutte le microfessure ancora aperte alla sollecitazione  $\sigma$ . E da questa, tramite la relazione (3.41), si può ottenere la distribuzione cumulata  $e^+(\alpha)$ , e successivamente le distribuzioni  $E_\theta(\alpha)$  ed  $E_\theta(\sigma)$ .

Il procedimento può essere applicato alla analisi della curva sforzo-deformazioni in condizioni di sforzo sia uniassiale che triassiale. E' sempre necessario, però, ricavare da tali curve la relazione tra la deformazione volumica e la sollecitazione media e limitarsi ad un campo di sforzi lontano dalle condizioni di resistenza limite.

Non è possibile invece applicare direttamente le relazioni teoriche tra modulo elastico e grado di microfessurazione all'analisi delle curve sforzo-deformazione assiale del campione, in quanto queste portano in conto anche la deformazione dovuta allo scorrimento tra i labbri delle microfessure che si sono chiuse sotto l'azione delle sollecitazioni applicate. Il modulo elastico ed il modulo di taglio della roccia microfessurata, valutati in laboratorio, sono pertanto più bassi di quelli previsti in base alle relazioni del par. 3.5.

D'altro canto limitare l'analisi delle curve alle condizioni lontane dalla rottura permette di escludere l'effetto della dilatanza, collegata alla formazione di nuove microfessure ed alla estensione di quelle preesistenti.

E' invece possibile utilizzare le velocità di propagazione delle onde P ed S per ricavare lo spettro di microfessurazione, in quanto il basso valore dell'impulso sismico rende improbabile che lo stato di sforzo complessivo sia tale da indurre la mobilitazione per scorrimento delle microfessure chiuse.

E' da tener presente che tutta la ricostruzione degli spettri di microfessurazione è basata sulla ipotesi che le microfessure siano di forma ellissoidica e conseguentemente che esse mantengano la stessa lunghezza (e quindi la stessa efficacia) fino al momento in cui si chiudono su tutta la lunghezza.

Mavko e Nur (1978) hanno analizzato il comportamento di microfessure di forma diversa, e in particolare microfessure "affilate" (facce con piano tangente coincidente con il piano diametrale al bordo della fessura). L'effetto di tali fessure sulla deformabilità è sempre espresso dalla relazione valida per microfessure ellittiche, ma la lunghezza delle microfessure, e quindi il loro contributo alla

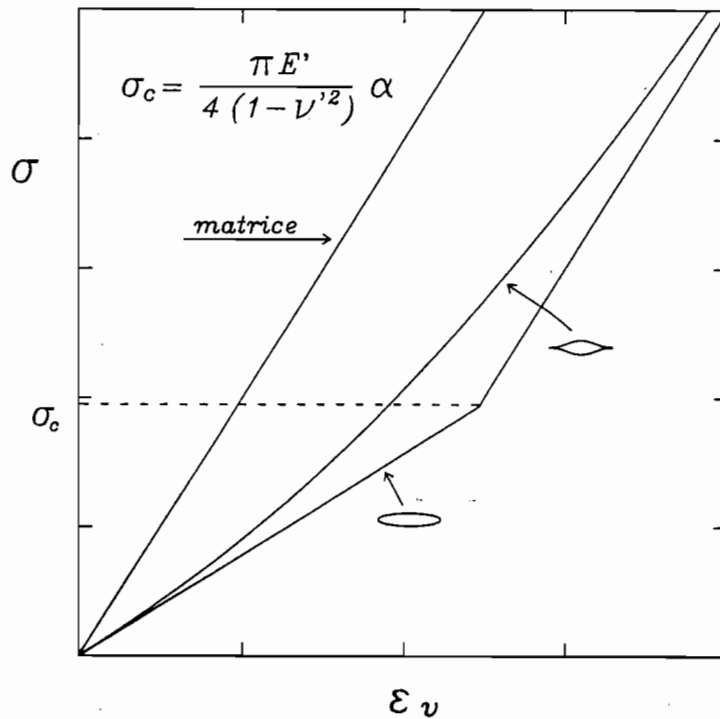


Fig. 3.16 - Confronto tra le curve sforzi-deformazioni volumiche di due mezzi microfessurati contenenti rispettivamente microfessure ellissoidiche o affilate. Le dimensioni massime e minime delle microfessure sono eguali nei due casi

deformabilità della roccia, varia con la sollecitazione applicata (fig. 3.16).

Si è potuto mostrare che una sola forma opportunamente scelta di microfessura affilata può dare origine ad una legge di variazione dei moduli con lo stato di sforzo corrispondente ad una qualsiasi distribuzione di rapporto di forma di microfessure ellissoidiche.

In conseguenza di ciò l'analisi dello spettro di microfessurazione mediante il modello di microfessure a sezione ellittica deve essere accolto con cautela ed ha in certa misura un valore solo convenzionale.

## 4. INFLUENZA DEL RISCALDAMENTO SULLA FORMAZIONE DELLE MICROFESSURE

### 4.1 Osservazioni generali

La deformazione termica delle rocce è un fenomeno estremamente complesso; si osserva infatti una ampia variabilità dei valori sperimentali del coefficiente apparente di dilatazione termica, che è fortemente influenzato dallo stato di sollecitazione applicato durante il riscaldamento.

E' in primo luogo da mettere in evidenza che il tensore di dilatazione termica si riferisce alla sola deformazione "reversibile", è esclusa cioè la componente di deformazione dovuta alla eventuale propagazione di microfessure; per cui il tensore  $\varepsilon$  di deformazione complessiva è

$$\varepsilon = \alpha \Delta T + \varepsilon^{mf} \quad (4.1)$$

in cui  $\alpha$  è il tensore di dilatazione termica lineare ed  $\varepsilon^{mf}$  è il tensore di deformazione rappresentante il contributo delle microfessure.

In realtà la modifica del quadro microfessurativo e le conseguenti deformazioni irreversibili assumono spesso importanza rilevante.

Numerose ricerche sono state dedicate allo studio della formazione di tali microfessure e delle conseguenti modifiche delle caratteristiche termofisiche e meccaniche delle rocce stesse.

Tali studi hanno riguardato soprattutto rocce ignee di tipo granitico o basico (Richter e Simmons, 1974; Johnson et al., 1978; Simmons e Cooper, 1978; Bauer e Johnson, 1979; Heard e Page, 1982; Bauer e Handin, 1983; Homand-Etienne e Houpert, 1989) e solo in misura minore rocce carbonatiche sedimentarie e metamorfiche (Clark et al., 1981; Fredrich e Wong, 1986; Homand-Etienne e Troalen, 1984).

Il fenomeno della microfessurazione indotta dal riscaldamento è da attribuire essenzialmente alla diversità di dilatazione termica dei minerali che costituiscono la roccia ed anche alla anisotropia di dilatazione termica dei singoli individui cristallini.

Alcuni studiosi hanno esaminato la possibilità che la microfessurazione possa essere provocata anche dai gradienti termici (che ovviamente agirebbero

anche in un materiale omogeneo e isotropo), ma tale effetto risulta verosimilmente subordinato. Per evitare tale fenomeno viene suggerito di mantenere la velocità di riscaldamento inferiore ad un valore critico che, secondo alcuni ricercatori, varia intorno a 1-2 °C/min (Johnson et al., 1978; Simmons e Cooper, 1978; Fredrich e Wong, 1986; Chayé d'Albissin e Sirieys, 1989). Tuttavia Ruiz de Argandona et al. (1985) non hanno osservato una influenza della velocità di riscaldamento sulla intensità di microfessurazione in rocce ignee fino ad una velocità di 6 °C/min.

Nelle rocce granitiche, e comunque nelle rocce contenenti quarzo, la disomogeneità del coefficiente di dilatazione termico volumico dei diversi minerali risulta più rilevante rispetto ad altri tipi di rocce, in quanto i coefficienti di dilatazione del quarzo presentano un notevole contrasto con quelli degli altri minerali, tipicamente feldspati e femici (fig. 4.1). Ad esempio, nel granito di Westerly la variazione di porosità indotta dal riscaldamento ben si correla con l'andamento della espansione volumica differenziale tra quarzo e plagioclasio al variare della temperatura (fig. 4.2).

La microfessurazione termica in tali rocce è esaltata anche dall'anisotropia di deformazione termica di alcuni tipici minerali delle rocce ignee (fig. 4.3). In alcune rocce monominerali (calcari, quarziti) l'anisotropia di deformazione termica degli individui cristallini risulta tanto rilevante da fare insorgere elevati sforzi interni per riscaldamento. La fig. 4.4 mette in evidenza la peculiare anisotropia di deformazione termica della calcite, caratterizzata da un coefficiente di dilatazione negativo in direzione perpendicolare all'asse polare. Nella figura si può rilevare il brusco gomito della curva di dilatazione termica del quarzo alla temperatura di 573°C provocato dalla trasformazione quarzo  $\alpha \rightarrow$  quarzo  $\beta$ .

Un esempio di microfessurazione indotta in una roccia monominerale (quarzite di Sioux) è riportato nella fig. 4.5: si osserva la corrispondenza di andamento, in funzione della temperatura, dell'incremento di porosità con la espansione termica differenziale lineare tra gli assi c ed a del cristallo di quarzo (rispettivamente asse di simmetria ed asse perpendicolare).

Per alcuni minerali sono sintetizzati in tab. 4.1 i valori principali,  $\alpha_1$ ,  $\alpha_2$ ,  $\alpha_3$ , del tensore di dilatazione termica lineare, insieme al coefficiente volumico,  $\alpha_v$ , ed al grado di anisotropia,  $\alpha_{\max} - \alpha_{\min}$ . Per i minerali con asse di simmetria polare dei coefficienti di dilatazione termica si è indicato con  $\alpha_3$  quello corrispondente all'asse polare (indicato anche con c) e con  $\alpha_1$  quello in direzione perpendicolare.

L'anisotropia di deformabilità dei cristalli si mantiene anche a temperature diverse da quella ambiente, come mostra ad esempio la fig. 4.6 per il quarzo. Si evidenzia una diminuzione del modulo elastico con la temperatura, almeno nel

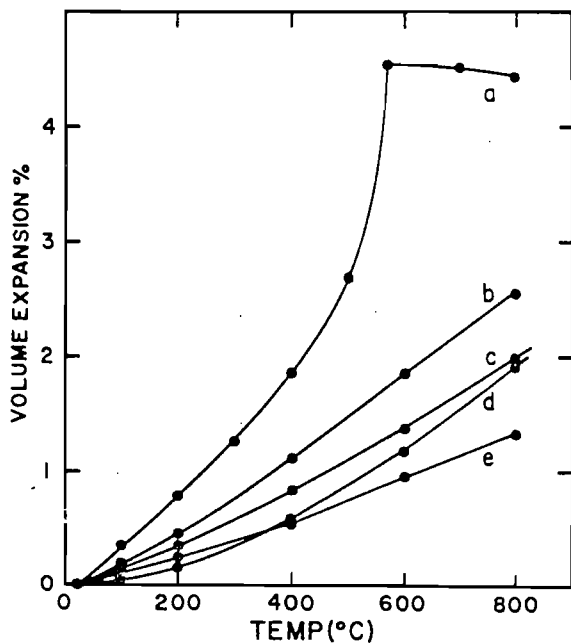


Fig. 4.1 - Espansione termica di alcuni minerali delle rocce ignee. a) quarzo, b) olivina, c) pirosseno (augite), d) ortoclasio, e) plagioclasio (Skinner, 1966)

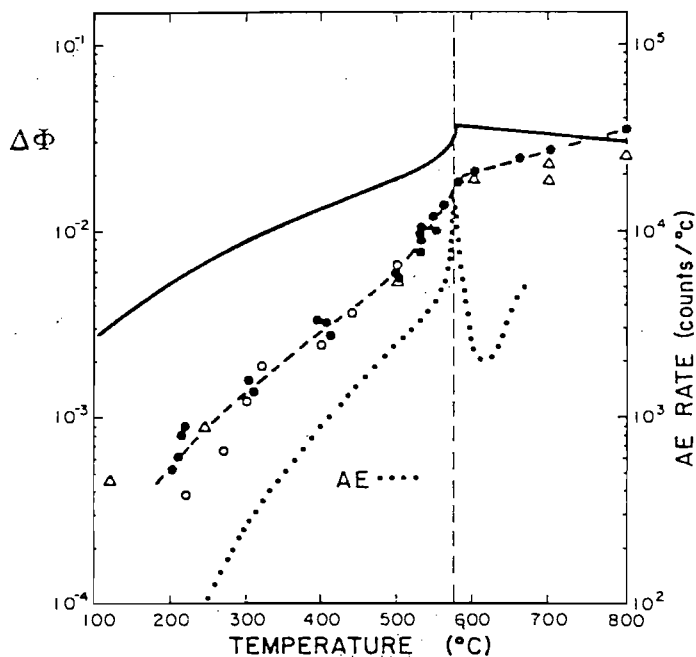


Fig. 4.2 - Valori sperimentali dell'incremento di porosità del granito di Westerly in rapporto alla massima temperatura di trattamento. Per confronto si riportano l'espansione differenziale volumetrica tra quarzo e plagioclasio (linea continua) e la curva rappresentativa dell'incremento delle emissioni acustiche (linea per punti) (Johnson et al., 1978)



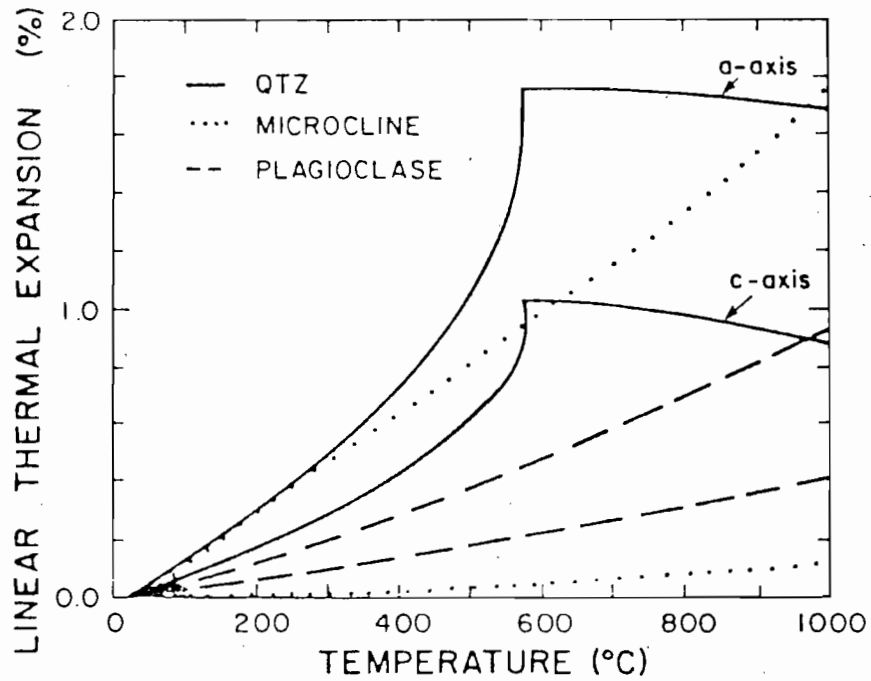


Fig. 4.3 - Dilatazioni termiche lineari massime e minime del quarzo, del microclino e del plagioclasio secondo gli assi cristallografici a e c (Skinner, 1966)

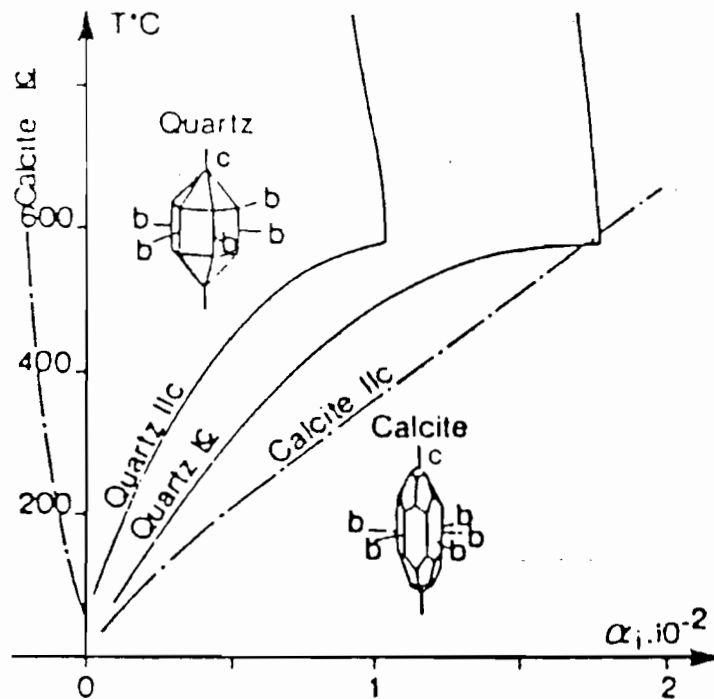


Fig. 4.4 - Dilatazioni termiche lineari del quarzo e della calcite secondo l'asse cristallografico c e nel piano perpendicolare ad esso (Skinner, 1966)

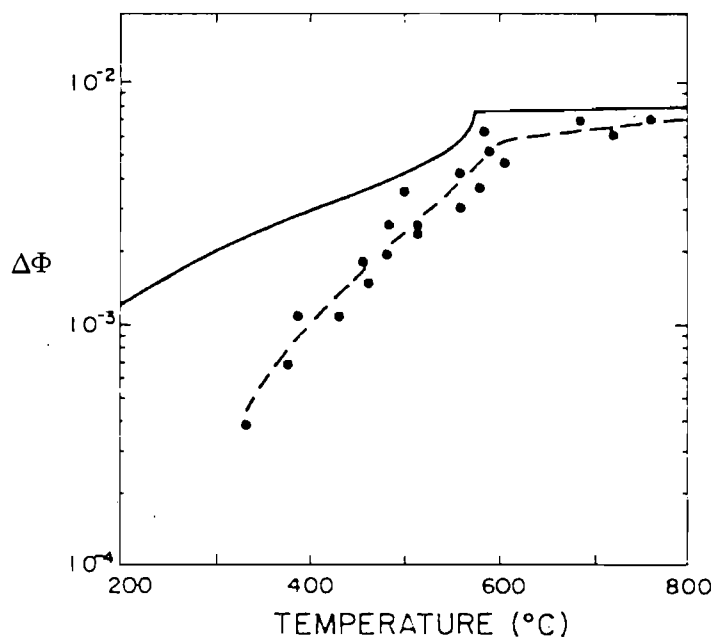


Fig. 4.5 - Valori sperimentali dell'incremento di porosità della quarzite di Sioux in rapporto alla massima temperatura di trattamento. La linea continua rappresenta l'espansione termica differenziale tra gli assi a e c del quarzo (Johnson et al., 1978)

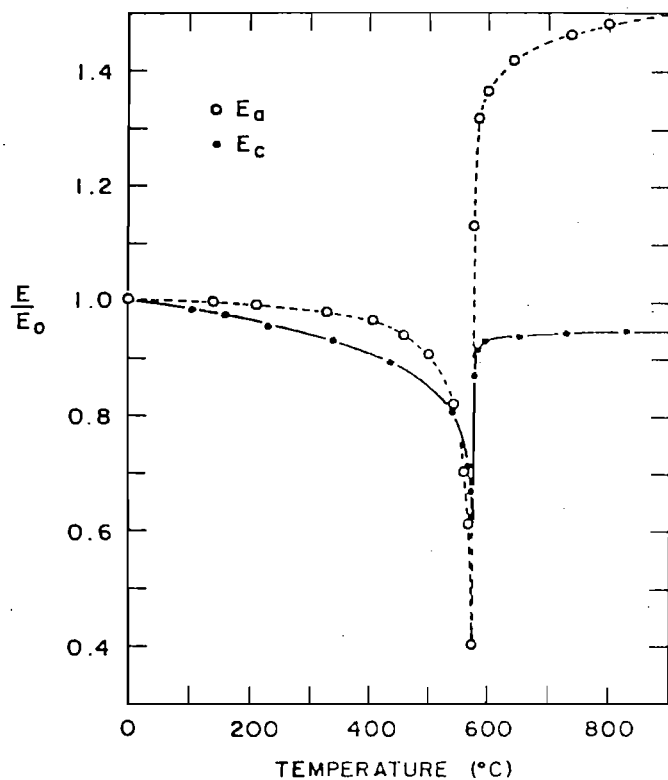


Fig. 4.6 - Andamento del modulo di Young con la temperatura per il quarzo secondo gli assi cristallografici a e c. I moduli sono normalizzati rispetto a quelli della temperatura ambiente (Johnson et al., 1978)

campo inferiore di 600°C, ed un incremento del grado di anisotropia dei cristalli. Si vedrà successivamente che questo aspetto è solo in parte responsabile della diminuzione dei parametri elastici per effetto termico.

**Tabella 4.1**

Coefficienti di dilatazione termica e grado di anisotropia (a 200°C) ( $\cdot 10^{-6} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ )  
(Skinner, 1966)

	$\alpha_1$	$\alpha_2$	$\alpha_3$	$\alpha_v$	$\alpha_{\max}-\alpha_{\min}$
Calcite	-5.3	-5.3	26.4	15.8	31.7
Quarzo	16.7	16.7	10.0	43.3	6.7
Plagioclasio (Ab <sub>56</sub> An <sub>44</sub> )	6.1	3.3	3.9	13.3	2.8
Microclino (Or <sub>83</sub> Ab <sub>17</sub> )	16.3	0.2	0.6	22.1	16.1

L'esperienza mostra che la microfessurazione termica si innesca per un valore critico della temperatura dipendente dalla costituzione mineralogica e dalla grana della roccia. Tale temperatura critica può essere messa in evidenza in base a misure di emissione acustica, ed anche attraverso misure di caratteristiche fisiche o meccaniche; in particolare, un parametro molto sensibile alle condizioni di microfessurazione è la velocità delle onde elastiche. Nella tab. 4.2 sono riportati per alcune rocce i valori della temperatura di soglia di microfessurazione rilevati

**Tabella 4.2**

Soglia di microfessurazione per varie rocce

	Soglia di temperatura (°C)	Metodo	Autore
Granito di Westerly	75	VS AE	Johnson et al., 1978
Granito di Westerly	~100	DO	Fredrich e Wong, 1986
Granito di Charcoal	75	VS AE	Bauer e Johnson, 1979
Granodiorite	110	AE	Ruiz Arg. et al., 1985
Epidotite	130	AE	Ruiz Arg. et al., 1985
Serpentinite	230	AE	Ruiz Arg. et al., 1985
Diabase di Frederick	~500	DO	Johnson et al., 1978
Quarzite di Sioux	200	VS AE	Johnson et al., 1978
Calcare di Oak Hall	~500	DO	Fredrich e Wong, 1986
Calcare cristallino	125	-	Perami, 1971 a

da alcuni studiosi con varie tecniche: emissione acustica (AE), misura della velocità sismica (VS), oppure osservazione diretta al microscopio ottico o al SEM (DO).

L'esame della tabella mostra che la soglia di microfessurazione è influenzata dalla entità del contrasto di espansione volumica dei minerali costituenti (soprattutto tra quarzo e feldspato nel caso delle rocce granitiche) e dalla entità del grado di anisotropia di dilatazione dei minerali. Risulta rilevante anche l'effetto della grana degli individui, che determina la forte differenza nella soglia di microfessurazione per il calcare cristallino e per il calcare di Oak Hall a grana molto fine.

L'osservazione con microscopi ottici o con SEM ha consentito di rilevare, oltre alla soglia di microfessurazione, anche che le microfessure di origine termica presentano prevalentemente o esclusivamente carattere di estensione (tipo I): ciò corrisponde al fatto che la microfessurazione termica produce un aumento irreversibile di volume.

L'intensità di microfessurazione termica può essere descritta in modo quantitativo da vari parametri, come è stato discusso in dettaglio nel cap. 2. Nell'ipotesi che il comportamento globale della roccia sia isotropo si può indicare l'intensità di microfessurazione mediante l'incremento di porosità,  $\Phi$ , (volume complessivo delle microfessure per unità di volume della roccia), oppure il numero di microfessure per unità di volume,  $n$ , o la superficie delle microfessure per unità di volume,  $S_V$ , o anche il parametro stereologico  $P_L$ .

I dati sperimentali mostrano che al di sopra del valore di soglia l'incremento di microfessurazione, espresso da uno dei parametri anzidetti, cresce più che linearmente con la temperatura. Ad esempio, per il granito di Westerly è stata utilizzata una relazione di tipo quadratico in base ad un modello analitico semplificato (fig. 4.7). Curve analoghe per altri due graniti sono riportate nella fig. 4.8. Anche una relazione esponenziale per la variazione di porosità ben si adatta ad alcune rocce ignee (fig. 4.9).

Si è in molti casi osservato che al crescere della temperatura si verifica un diverso sviluppo delle microfessure intergranulari e intragranulari, con modalità variabili da roccia a roccia in dipendenza della costituzione mineralogica e delle particolarità tessiturali. È interessante illustrare, come esempio, l'evoluzione delle microfessure, espressa dal parametro  $P_L$ , in una roccia granitica (fig. 4.10). Viene messo in evidenza che la microfessurazione intercristallina cresce rapidamente fino a 250-300 °C per poi mantenersi quasi costante, poiché a tale temperatura tutti i contatti tra i grani sono in pratica già rotti. La microfessurazione intracristallina tende invece a svilupparsi con intensità progressivamente crescente all'aumentare della temperatura, diventando prevalente per temperature superiori ai 250 °C. Si è

osservato che le fessure intracristalline interessano soprattutto i grani di feldspato, e in misura minore quelli di biotite e di quarzo; esse iniziano per lo più al contatto tra grani diversi, in direzione circa perpendicolare al contatto stesso, oppure si sviluppano in corrispondenza dei piani di sfaldatura.

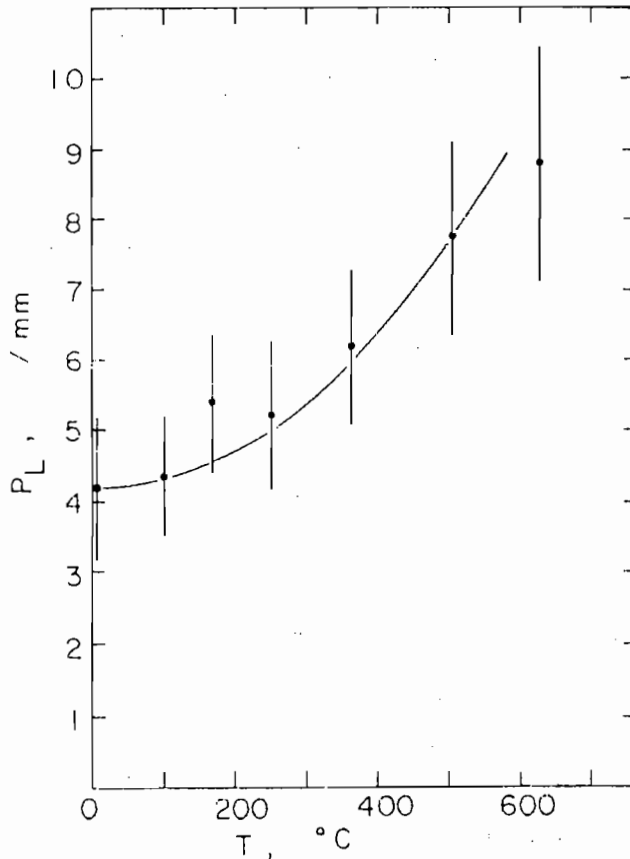


Fig. 4.7 - Andamento del parametro stereologico  $P_L$  in funzione della temperatura per il granito di Westerly. La linea continua rappresenta una curva di regressione quadratica (Fredrich e Wong, 1986)

Un comportamento analogo è stato osservato da Homand-Etienne e Houpert (1989) su due tipi di granito (granito di Remiremont e di Serones). Gli autori hanno messo in evidenza, inoltre, che l'importanza della fessurazione intragranulare, a parità di altre condizioni, diviene tanto più rilevante quanto maggiore è la grana della roccia.

Oltre che con la formazione e la propagazione di microfessure, l'effetto della temperatura si manifesta anche con l'incremento di apertura delle microfessure preesistenti: entrambi i fattori contribuiscono all'aumento irreversibile di porosità. Ciò significa che al crescere della temperatura, la distribuzione del rapporto di forma tende a spostarsi verso valori più elevati (fig. 4.11).

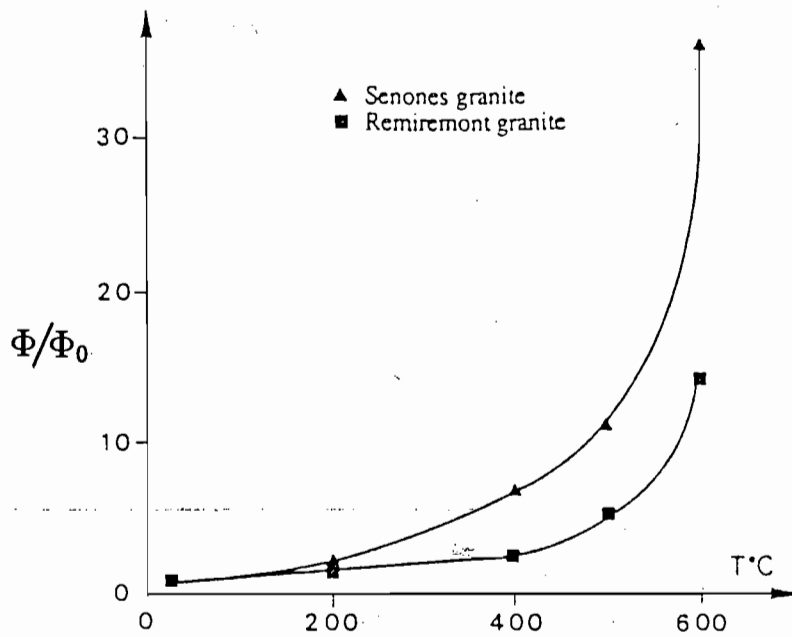


Fig. 4.8 - Incremento della porosità normalizzata rispetto alla porosità del materiale integro in funzione della temperatura di trattamento per due graniti (Homand-Etienne e Houpert, 1989)

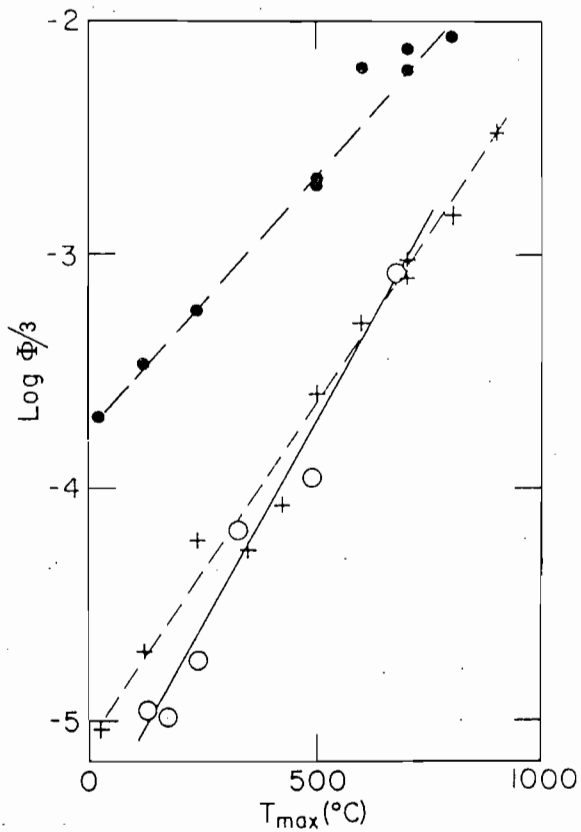


Fig. 4.9 - Incremento della porosità di microfessurazione rispetto alla massima temperatura di un singolo ciclo termico. Cerchi pieni, granito di Westerly; croci, diabase di Pageland; cerchi vuoti, diabase di Frederick (Simmons e Cooper, 1978)

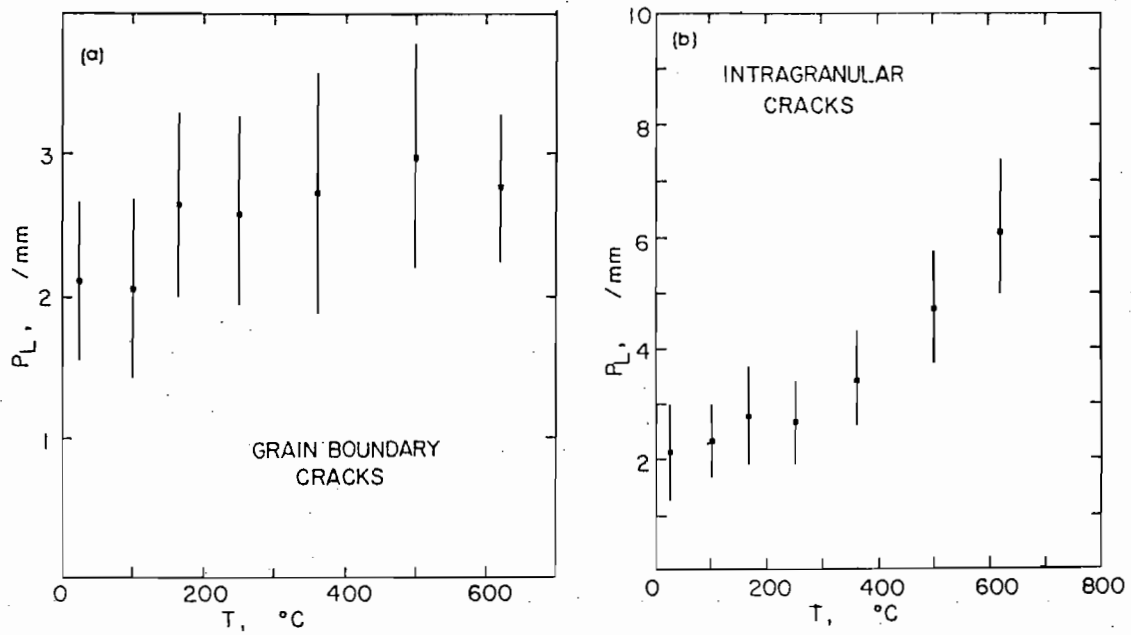


Fig. 4.10 - Variazione del parametro stereologico  $P_L$  ricavata da osservazioni al SEM sul granito di Westery in funzione della temperatura di trattamento. a) microfessure al contorno dei grani, b) microfessure intragranulari (Fredrich e Wong, 1986)

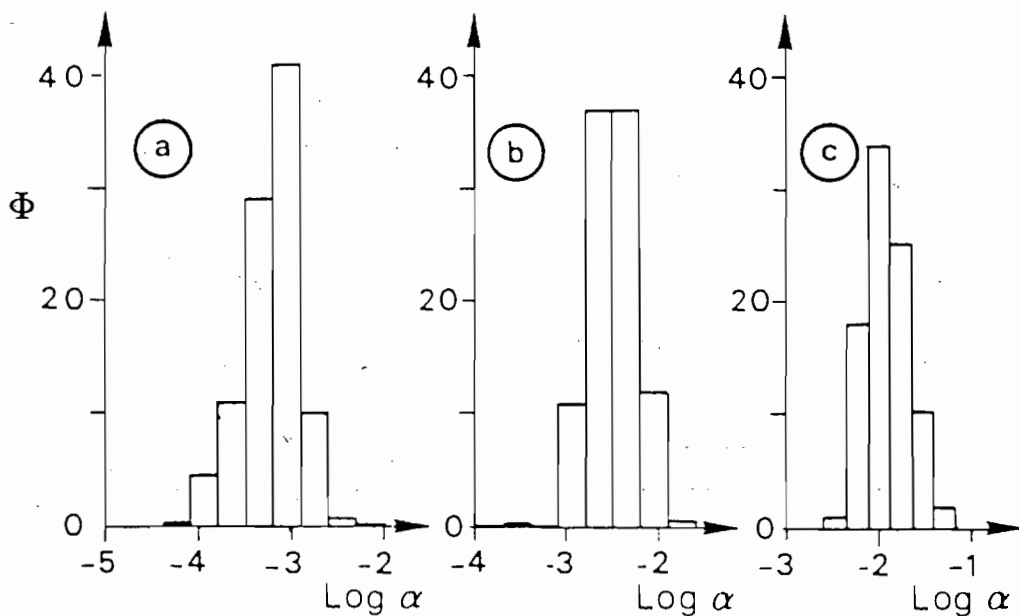


Fig. 4.11 - Istogrammi della porosità del granito di Senones rilevati da osservazioni al SEM. a) materiale integro; b) roccia trattata a 400 °C; c) roccia trattata a 600 °C (Homand-Etienne e Houpert, 1989)

## 4.2 Valutazione dello stato di sforzo

Lo stato di sforzo in un aggregato di grani con caratteristiche meccaniche e termiche diverse è ovviamente molto complesso, ma alcune indicazioni possono essere ricavate da una analisi degli sforzi su modelli semplificati o anche mediante valutazioni globali basate su approcci energetici.

Gli schemi più semplici utilizzati dai ricercatori sono illustrati nella fig. 4.12. Un modello molto semplice (Johnson et al., 1978) ipotizza due grani isotropi con caratteristiche diverse collegati lungo un contorno piano comune (fig. 4.12a): il massimo sforzo di trazione si verifica nel grano 2, con coefficiente di dilatazione termica minore ( $\alpha_1 > \alpha_2$ ), ed è pari a

$$\sigma = \frac{(\alpha_2 - \alpha_1) \Delta T}{\frac{1 - \nu_2}{E_2} + \frac{1 - \nu_1}{E_1}} \quad (4.2)$$

con la convenzione di considerare negativo lo sforzo di trazione.

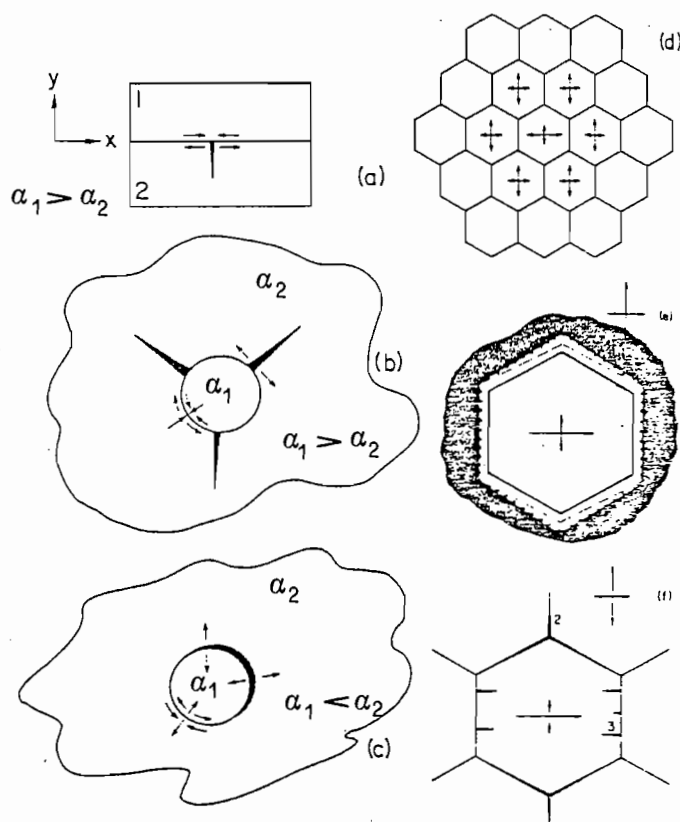


Fig. 4.12 - Schemi idealizzati di sforzi al contorno tra i grani (Johnson et al., 1978)



Una situazione analoga si verifica nel caso in cui vengano a contatto due individui cristallini della stessa specie ma orientati in modo diverso. Supponendo ad esempio che si tratti di individui cristallini monoassiali e che vengano a contatto una faccia perpendicolare ed una faccia parallela all'asse polare, lo sforzo di trazione massimo è

$$\sigma = \pm \frac{(\alpha_1 - \alpha_3) \Delta T}{\frac{1 - \nu_{31}}{E_3} + \frac{1 - \nu_{13}}{E_1}} \quad (4.3)$$

Anche in questo caso lo sforzo di trazione si manifesta nell'individuo cristallino il cui asse di minima dilatazione termica è parallelo al contorno. Così ad esempio nel quarzo ( $\alpha_1 > \alpha_3$ ) le microfessure tenderanno a formarsi in direzione normale all'asse 3, viceversa saranno parallele a tale asse nella calcite ( $\alpha_1 < \alpha_3$ ). Questo modello in conclusione può spiegare fratture intracristalline che partono dal contorno dei granuli.

Un altro modello, in grado di portare in conto sia le microfessure intracristalline che quelle intercristalline, si basa sulla analisi dello stato di sforzo in corrispondenza di un singolo individuo cristallino immerso in un mezzo equivalente considerato omogeneo (Evans e Clarke, 1980).

Gli sforzi che si generano nella inclusione possono essere calcolati con la tecnica proposta da Eshelby. Si immagina di estrarre il granulo dalla matrice e di sottoporlo ad una deformazione termica libera  $\epsilon^T$ , di riportarlo alla sua forma iniziale applicando uno sforzo uniforme ed infine di reinserirlo nella cavità. Sforzi eguali e opposti ai precedenti devono essere applicati al contorno della cavità per mantenere l'equilibrio (fig. 4.13). Nell'ipotesi che la cavità sia di forma ellissoidica (o sferica) lo stato di sforzo finale è uniforme all'interno del granulo, come è stato già descritto nel cap. 3; in questo caso l'analisi risulta più semplice del caso in cui invece i grani abbiano forme diverse o siano immersi in un aggregato policristallino.

Nell'ipotesi in cui si possa trascurare l'anisotropia delle costanti elastiche e che il comportamento del mezzo equivalente che circonda la particella possa essere considerato isotropo dal punto di vista termico lo stato di sforzo in una inclusione sferica è analiticamente determinato. Se indichiamo con  $\langle \sigma^{In} \rangle$  e  $(\sigma_{ij}^{In})_{dev}$  gli sforzi medio e deviatorico nell'inclusione e con  $\langle \epsilon^T \rangle$  e  $(\epsilon_{ij}^T)_{dev}$  le deformazioni relative tra inclusione e matrice, lo stato di sforzo nella inclusione è dato da

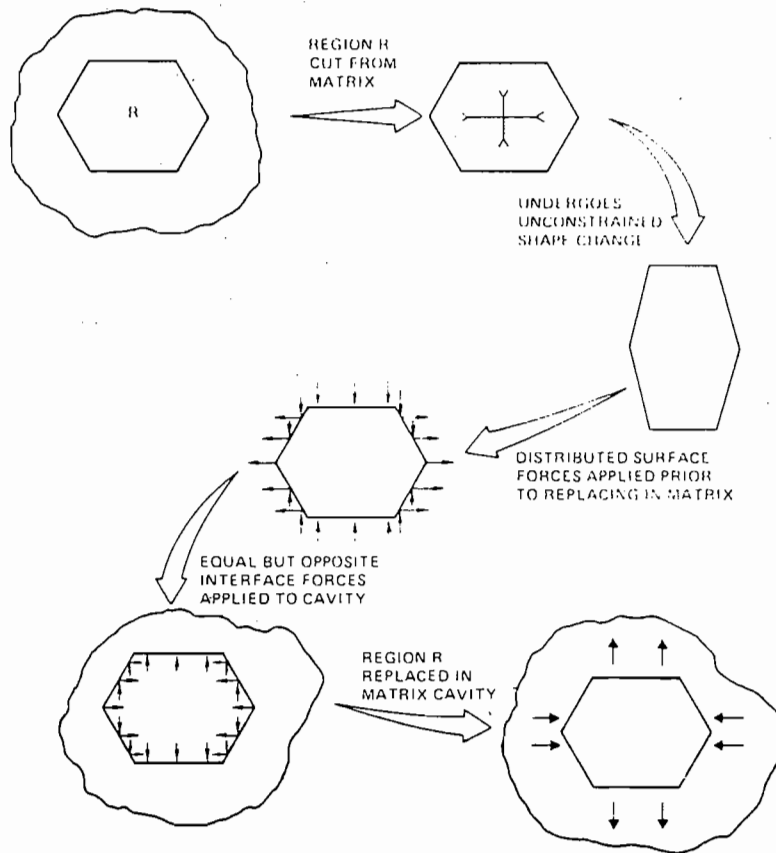


Fig. 4.13 - Schema di rappresentazione del metodo di Eshelby per calcolare gli sforzi e le deformazioni residue generate per anisotropia di espansione termica in un grano esagonale (Evans e Clarke, 1980)

$$\langle \sigma^{in} \rangle = - \frac{\langle \epsilon^T \rangle}{\frac{1-2\nu^{in}}{E^{in}} + \frac{1+\nu^m}{2E^m}} \tag{4.4}$$

$$(\sigma_{ij}^{in})_{dev} = - \frac{(\epsilon_{ij}^T)_{dev}}{\frac{1+\nu^{in}}{E^{in}} + \frac{2(1+\nu^m)(4-5\nu^m)}{(7-5\nu^m)E^m}}$$

E la deformazione termica libera si può scrivere come

$$\langle \epsilon \rangle^T = - (\langle \alpha^{in} \rangle - \langle \alpha^m \rangle) \Delta T$$

$$(\epsilon_{ij}^T)_{dev} = - (\alpha_{ij}^{in} - \langle \alpha^m \rangle \delta_{ij}) \Delta T \tag{4.5}$$

in cui gli apici  $^m$  e  $^{in}$  si riferiscono alla matrice e all'inclusione.

Se il contrasto tra inclusione e matrice riguarda essenzialmente la dilatazione termica volumica, e si può trascurare l'anisotropia di dilatazione termica, lo sforzo medio nella inclusione si può riscrivere

$$\langle \sigma^{in} \rangle = \frac{(\langle \alpha^{in} \rangle - \langle \alpha^m \rangle) \Delta T}{\frac{1-2\nu^{in}}{E^{in}} + \frac{1+\nu^m}{2E^m}} \quad (4.6)$$

Ed ancora, se la differenza tra i parametri elastici della inclusione e della matrice è trascurabile si ottiene una ulteriore semplificazione

$$\langle \sigma^{in} \rangle = \frac{2 E (\langle \alpha^{in} \rangle - \langle \alpha^m \rangle) \Delta T}{3 (1-\nu)} \quad (4.7)$$

Nelle rocce monocristalline è nullo il contrasto tra le deformazioni volumiche della matrice e della inclusione ( $\alpha^{in} = \alpha^m$ ), per cui lo stato di sforzo nella inclusione è puramente deviatorico. Se si fa riferimento al caso di individui cristallini monoassiali, con l'asse 3 coincidente con l'asse di simmetria, si ha

$$\begin{aligned} \langle \alpha \rangle &= \frac{2\alpha_1 + \alpha_3}{3} \\ \sigma_{1,3} &= \frac{E (7-5\nu)(\alpha_{1,3} - \langle \alpha \rangle) \Delta T}{15 (1-\nu^2)} \end{aligned} \quad (4.8)$$

Notevolmente più complesse sono le relazioni che esprimono lo stato di sforzo nella matrice all'esterno della inclusione, che si semplificano solo nel caso di grano sferico con contrasto di deformazione termica puramente volumico. Gli sforzi radiale e tangenziale nella matrice risultano pari, in questo caso, a

$$\begin{aligned} \sigma_r^m &= \sigma^{in} \left(\frac{r_0}{r}\right)^3 \\ \sigma_\theta^m &= -\frac{\sigma^{in}}{2} \left(\frac{r_0}{r}\right)^3 \end{aligned} \quad (4.9)$$

in cui si è indicato con  $r_0$  il raggio dell'inclusione.

Se il coefficiente di dilatazione della inclusione è maggiore di quello della matrice (fig. 4.12b) gli sforzi all'interno della inclusione e quello radiale all'esterno risultano di compressione. Invece, lo sforzo tangenziale nella matrice è di trazione,

con valore massimo al contorno, per cui tenderanno a formarsi nella matrice fessure radiali intragranulari a partire dal contorno della inclusione.

Nel caso opposto in cui l'inclusione abbia un coefficiente di dilatazione minore (fig. 4.12c) lo sforzo all'interno della inclusione e lo sforzo radiale al contorno risultano di trazione, per cui si avrà la tendenza alla formazione di microfessure di tipo sia intragranulari che intergranulari; queste ultime saranno predominanti se la resistenza della interfaccia è minore di quella dei singoli minerali, come spesso si verifica (Savanick e Johnson, 1974).

Mediante le relazioni precedenti sono stati calcolati gli sforzi indotti da variazioni termiche sia in rocce di tipo granitico che in rocce monocristalline. Utilizzando per i parametri elastici dell'aggregato isotropo il valor medio VRH (vedi tab. 3.1) e per quelli del cristallo i dati riportati da Birch (1966), si ottiene quanto riportato nella tab. 4.3.

**Tabella 4.3**

Sforzi indotti da variazioni termiche in aggregati monocristallini  
(negativo per la trazione)

	Due grani posti perpendicolarmente con una faccia a contatto (MPa/°C) (dalla 4.3)	Grano immerso in una matrice isotropa (MPa/°C) (dalla 4.8)	
		//c	⊥c
Marmo	-1.383	0.364	-0.630
Quarzite	-0.316	-0.180	0.090

Sforzi indotti da variazioni termiche in cristalli diversi a contatto

Due grani posti a contatto (MPa/°C) (dalla 4.2)	
Plagioclasio (con quarzo)	-0.389
Microclino (con quarzo)	-0.258

I risultati mettono in evidenza la maggiore sensibilità alle sollecitazioni termiche degli aggregati calcitici rispetto a quelli quarzitici, esaltata anche dalla minore resistenza a trazione della calcite per la presenza di piani di sfaldatura, assenti invece nel quarzo.

I modelli precedenti non possono tuttavia spiegare quantitativamente molti fenomeni che si osservano nella microfessurazione termica. In primo luogo, la microfessurazione termica è estremamente sensibile alla grana della roccia, soprattutto nel caso di rocce calcitiche. In secondo luogo, l'osservazione al microscopio ottico o al SEM indica che le microfessure tendono a partire spesso da giunzioni triple dei grani, i quali hanno spesso forma nettamente poligonale poco rispondenti ai modelli sinora analizzati.

Un miglioramento di tali modelli è stato raggiunto da alcuni ricercatori, a partire dalla teoria della meccanica della frattura, assumendo una forma poligonale dei grani.

Ad esempio Evans e Clarke (1980) hanno immaginato la roccia formata da un mosaico di grani esagonali con coefficienti di dilatazione termici principali diversamente orientati; la fig. 4.14 illustra, per una particolare configurazione dei

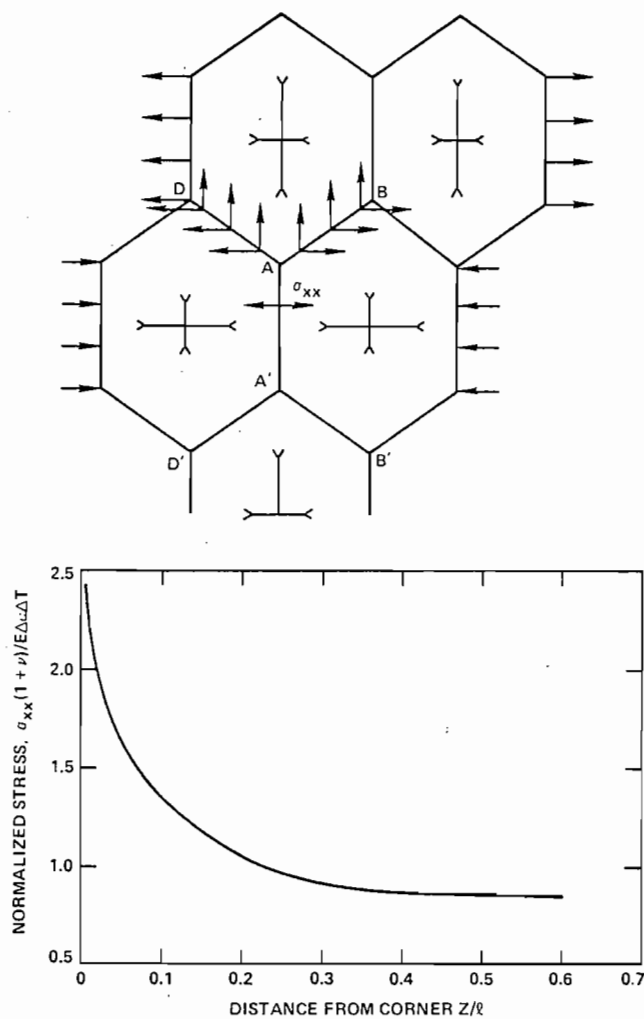


Fig. 4.14 - Schema di grano esagonale e sforzi calcolati lungo un contorno (Evans e Clarke, 1980)

grani, lo stato di sforzo al confine di due individui, il quale in prossimità del punto di giunzione triplo presenta un andamento singolare di tipo logaritmico.

Fredrich e Wong (1986) hanno invece considerato un grano cristallino a sezione quadrata e lato  $2L$ , immerso in una matrice omogeneizzata ed isotropa a comportamento elastico lineare. Per semplicità è stata analizzata una situazione piana, trascurando l'anisotropia elastica dei grani (le cui caratteristiche elastiche sono state poste eguali a quelle della matrice) ed ipotizzando che il coefficiente di dilatazione termica in direzione ortogonale sia eguale a quello della matrice. Nella fig. 4.15 vengono illustrate le più probabili direzioni di propagazione per microfessure intragranulari e al contatto tra i grani, insieme ai sistemi di riferimento locali utilizzati nella analisi.

È stato considerato separatamente il caso di contrasto di deformazione termica volumica tra grano e matrice e il caso di anisotropia di dilatazione termica del grano (con la possibilità di effettuare eventualmente in seguito una sovrapposizione degli effetti). Nel caso di contrasto dei moduli volumici lo sforzo normale lungo l'asse  $x$  è, rispettivamente per fessure intragranulari e al contatto tra i grani, pari a

$$\sigma_y(x) = - \frac{E (\langle \alpha^{in} \rangle - \alpha^m) \Delta T}{2\pi(1-\nu)} \ln \frac{(x + \sqrt{2} L)^2 + 2L^2}{x (x + 2\sqrt{2} L)} \quad (4.10)$$

$$\sigma_y(x) = - \frac{E (\langle \alpha^{in} \rangle - \alpha^m) \Delta T}{2\pi(1-\nu)} \left[ \arctg \frac{x}{2L} + \arctg \left( 1 - \frac{x}{2L} \right) - \pi \right]$$

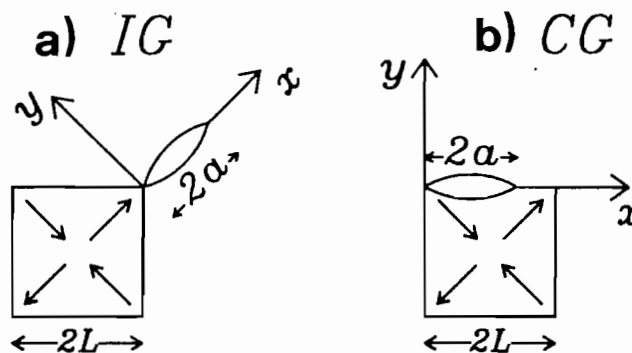


Fig. 4.15 - Sistemi di coordinate usati per l'analisi della microfessurazione termica causata da espansione volumica differenziale o da anisotropia della espansione termica, rispettivamente per fessure intragranulari (a) ed al contatto tra grani (b). Sono indicate con frecce le direzioni principali assunte per i coefficienti di espansione termica (Fredrich e Wong, 1986)

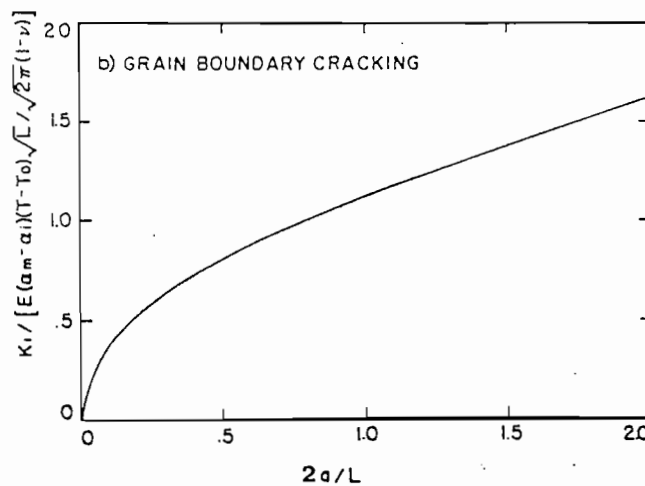
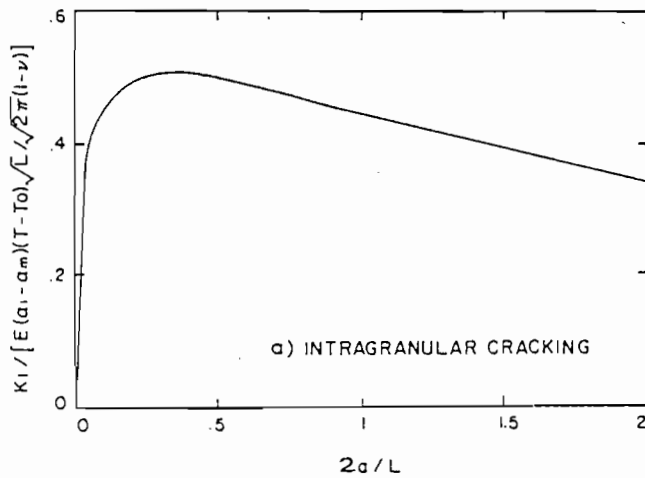


Fig. 4.16 - Andamento del fattore di intensità dello sforzo  $K_I$  scalato nel caso di fessure causate da contrasto di espansione termica volumica in funzione della lunghezza della fessura preesistente (Fredrich e Wong, 1986)

Nel caso invece di anisotropia di dilatazione termica della inclusione, con valori principali  $\alpha_1$  e  $\alpha_3$  diretti parallelamente alle diagonali della inclusione, lo sforzo normale per una microfessura intragranulare, nel sistema di riferimento locale (fig. 4.16), è espresso dalla

$$\sigma_y(x) = - \frac{E (\alpha_{1,3} - \alpha_{3,1}) \Delta T}{2\pi(1-\nu^2)} \ln \frac{(x + \sqrt{2} L)^2 + 2L^2}{x(x + 2\sqrt{2} L)} \quad (4.11)$$

mentre quello lungo lo spigolo per una fessura al contatto tra i grani è pari a

$$\sigma_y(x) = - \frac{E (\alpha_{1,3} - \alpha_{3,1}) \Delta T}{2\pi(1-\nu^2)} \left[ \frac{4L^2}{4L^2 + (2L-x)^2} - \frac{4L^2}{4L^2 + x^2} + \ln \frac{2L-x}{x} - \frac{1}{2} \ln \frac{4L^2 + (2L-x)^2}{4L^2 + x^2} \right] \quad (4.12)$$

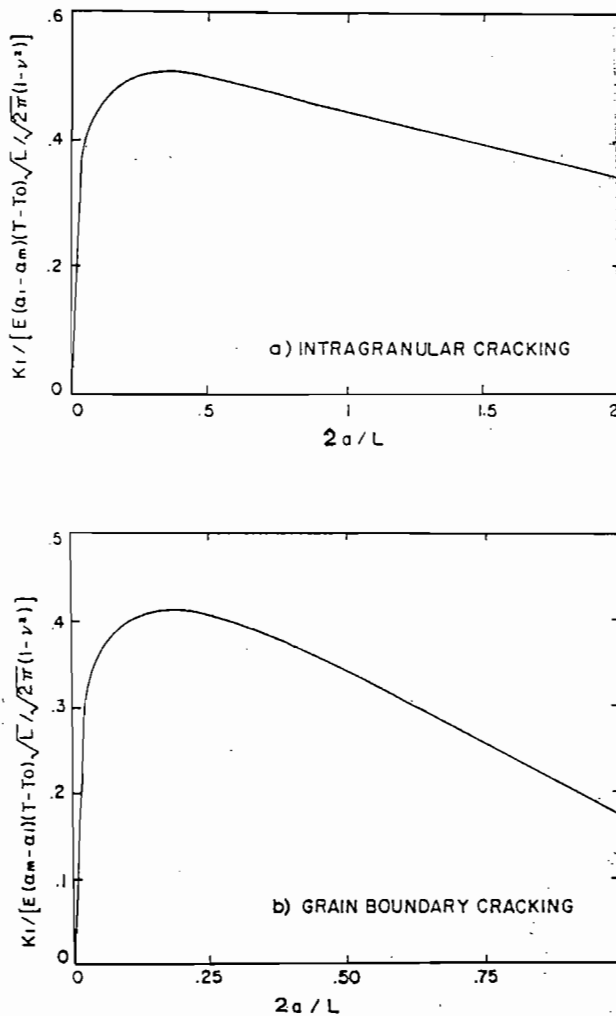


Fig. 4.17 - Andamento del fattore di intensità dello sforzo  $K_I$  scalato nel caso di fessure causate da anisotropia di espansione termica in funzione della lunghezza della fessura preesistente (Fredrich e Wong, 1986)

In quest'ultimo caso lo stato di sforzo è antisimmetrico lungo lo spigolo, ovvero una metà si trova in trazione e l'altra in compressione.

Per valutare l'effetto delle variazioni termiche si ipotizza che in corrispondenza dello spigolo sia già presente una microfessura di lunghezza  $2a$ . Il fattore di intensità dello sforzo di trazione  $K_I$  in corrispondenza della seconda estremità della fessura, risulta pari a

$$K_I = \frac{1}{\sqrt{\pi a}} \int_0^{2a} \frac{\sigma_y(x) \sqrt{x}}{\sqrt{2a-x}} dx \quad (4.13)$$

Se  $K_I$  risulta maggiore di un valore critico  $K_{IC}$ , caratteristico del materiale che costituisce i grani, avviene la propagazione della frattura. I valori calcolati di  $K_{IC}$  per il quarzo e i minerali basici delle rocce ignee sono dell'ordine di 0.3



$\text{MPa}\cdot\text{m}^{1/2}$ , e circa  $0.2 \text{ MPa}\cdot\text{m}^{1/2}$  per la calcite.

I valori di  $K_{\text{T}}$ , espressi in forma adimensionale, sono riportati nella fig. 4.16 per il caso di contrasto di coefficiente di deformazione termica volumico. È interessante notare che mentre la propagazione delle microfessure intragranulari tende a stabilizzarsi all'aumentare della lunghezza della fessura, quella delle microfessure al contatto tra i grani è instabile, per cui la propagazione si arresta solo quando la microfessura raggiunge un altro spigolo del contorno.

Viceversa, nel caso di anisotropia di dilatazione termica la propagazione può avvenire in modo stabile per successivi incrementi di temperatura in entrambi i tipi di microfessure (fig. 4.17).

È da mettere in evidenza che in entrambi i casi si ha una condizione di sforzo di tipo I (trazione pura) solo per la propagazione intragranulare, mentre nel caso della propagazione al contorno dei grani si ha la contemporanea presenza di uno sforzo di taglio. In questo ultimo caso è possibile che la frattura devii dalla direzione originaria per avvicinarsi alla direzione caratteristica di trazione pura. È tuttavia probabile che il contatto tra due grani sia caratterizzato da valori di  $K_{\text{IC}}$  più bassi rispetto al caso di frattura intragranulare, e quindi che la propagazione avvenga effettivamente al contatto fra i grani.

È da mettere infine in evidenza che è sufficiente la presenza di microfessure preesistenti molto corte rispetto al diametro iniziale dei grani, ad esempio dell'ordine di un ventesimo, per raggiungere fattori di intensità dello sforzo prossimi ai valori massimi.

È anche evidente che la variazione di temperatura richiesta per provocare la propagazione delle fratture è inversamente proporzionale alla radice quadrata della dimensione dei grani se si ipotizza, come appare ragionevole, che le microfessure preesistenti abbiano una lunghezza proporzionale alla dimensione dei grani. Può essere così spiegata la constatazione sperimentale che il fenomeno della microfessurazione è fortemente influenzato dalla grana.

Nella fig. 4.18 si riporta la soglia prevista di microfessurazione per una roccia calcitica in funzione della grana degli individui cristallini, nell'ipotesi che le dimensioni della microfessura originale siano pari ad un ventesimo della dimensione dei grani. Nella fig. 4.19 è invece riportato l'andamento della soglia di microfessurazione per due rocce calcaree aventi rispettivamente grana di  $30 \mu\text{m}$  (calcare micritico) e di  $0.3 \text{ mm}$  (calcare cristallino). Infine, viene illustrato in fig. 4.20 l'andamento della temperatura di microfessurazione prevista per un granito in accordo, almeno qualitativamente, con i dati sperimentali.

La valutazione dello stato di sforzo interno e della intensità di microfessurazione è stata ottenuta anche sulla base di approcci energetici globali (Walsh, 1973b; Bruner, 1979; Fredrich e Wong, 1986).

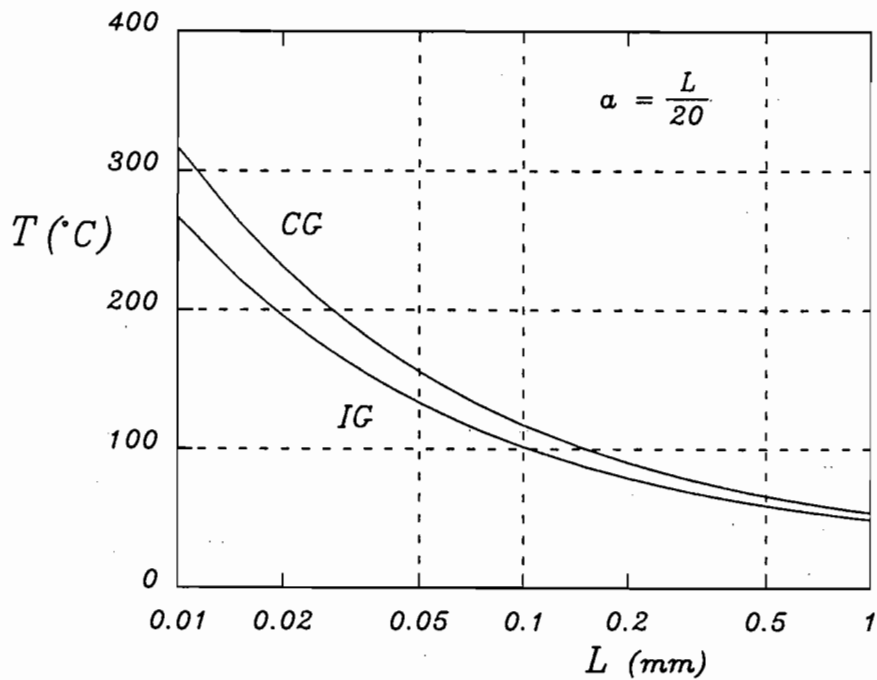


Fig. 4.18 - Temperature di soglia per la propagazione di microfessure Intragranulari (IG) ed al contatto tra i granuli (CG) indotte da anisotropia di dilatazione termica in un calcare in funzione della larghezza del grano

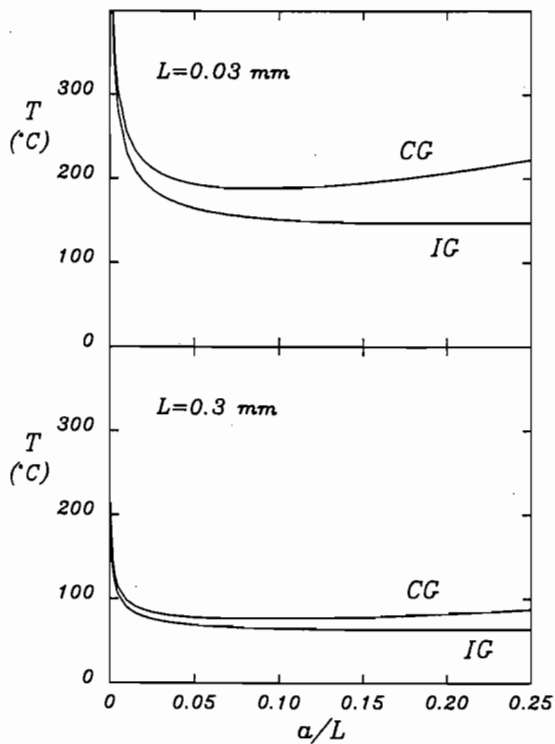


Fig. 4.19 - Confronto tra le temperature di soglia per la propagazione delle fessure intragranulari (IG) ed al contatto tra i grani (CG) indotte da anisotropia di dilatazione termica per un calcare con grana di 0.03 mm e di 0.3 mm

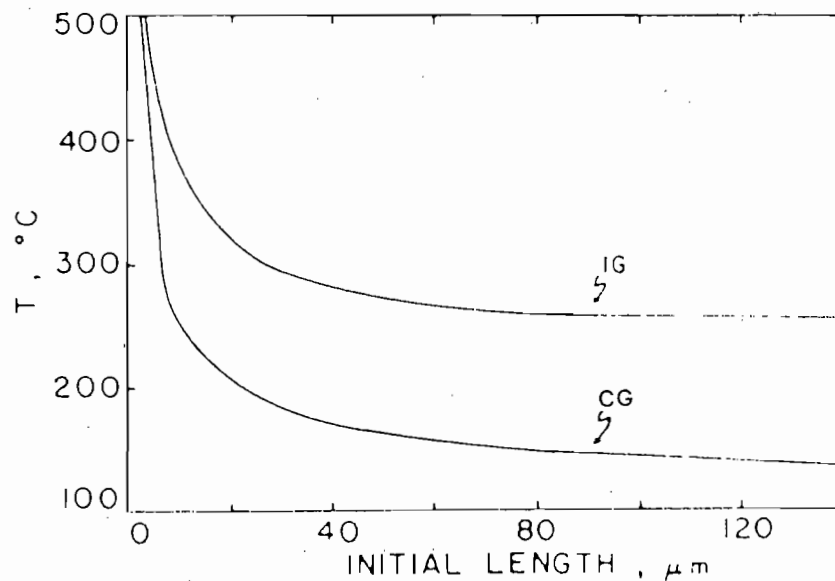


Fig. 4.20 - Temperature di soglia per la propagazione delle fessure intragranulari (IG) ed al contatto tra i grani (CG) indotte dai contrasti di espansione termica e dalla anisotropia di dilatazione calcolate per il granito di Westerly (Fredrich e Wong, 1986)

Consideriamo un grano isotropo sferico di raggio  $r_0$  immerso in una matrice anch'essa isotropa e delle stesse caratteristiche elastiche del grano. Nel caso di contrasto tra i coefficienti di dilatazione volumica della inclusione e della matrice l'energia di deformazione è pari a

$$J = \frac{E}{1-\nu} \Delta\alpha_v^2 \Delta T^2 V \quad (4.14)$$

in cui  $V$  è il volume della inclusione. La maggior parte di tale energia è concentrata nella matrice entro una distanza  $2r_0$  dal centro della inclusione, per cui il valor medio della densità di energia è pari a

$$W = \frac{1}{8} \frac{E}{1-\nu} \Delta\alpha_v^2 \Delta T^2 \quad (4.15)$$

Nel corso della microfessurazione termica l'energia di deformazione termoelastica viene dissipata come energia di superficie necessaria per l'estensione delle microfessure. Si può quindi esprimere l'incremento di superficie delle microfessure per unità di volume come

$$\Delta S_V = \frac{1}{8} \frac{E}{1-\nu} \frac{\Delta \alpha_V^2}{G_{IC}} \Delta T^2 = k \Delta T^2 \quad (4.16)$$

in cui  $G_{IC}$ , caratteristica del minerale, è il parametro noto in meccanica della frattura come velocità di rilascio dell'energia.

L'incremento di superficie delle microfessure per unità di volume varia con andamento quadratico in funzione della temperatura, come è stato del resto messo in evidenza da varie prove sperimentali (fig. 4.7). Le prove sul granito di Westerly forniscono un valore della costante  $k$  pari a  $3.1 \cdot 10^{-5} \text{ mm}^2 \cdot \text{mm}^{-3} \cdot \text{°C}^{-2}$ , in accordo con la relazione teorica (Fredrich e Wong, 1986).

Un approccio diverso è stato adottato da Walsh (1973b) per valutare globalmente l'energia termoelastica accumulata in un mezzo statisticamente isotropo costituito da individui cristallini anisotropi, sia per quanto riguarda la dilatazione termica che le costanti elastiche.

In un materiale di questo tipo la dilatazione termica lineare effettiva (in assenza di microfessurazione indotta) non è uguale al valore medio delle dilatazioni termiche principali. È possibile però stabilire due limiti, concettualmente analoghi ai limiti di Voigt e Reuss per le costanti elastiche, entro cui deve ricadere il coefficiente di dilatazione termico volumico. Tali limiti, denominati  $\alpha_U$  e  $\alpha_l$  (*upper e lower bound*), dipendono oltre che dal tensore delle dilatazioni termiche anche dal tensore delle costanti elastiche ( $\mathbf{L}$  e  $\mathbf{M}$ ). Il campo da essi delimitato può anche essere esterno al valore medio  $\langle \alpha_V \rangle / 3$  (Rosen e Hashin, 1970).

Ad esempio per un aggregato calcitico statisticamente isotropo sono stati calcolati i due limiti a partire dai valori di compressibilità volumica  $\beta$  (secondo la media VRH) e di dilatazione termica lineare medio (tab. 4.4).

**Tabella 4.4**

Limiti teorici della compressibilità volumica ( $\cdot 10^{-6} \text{ MPa}^{-1}$ ) e della dilatazione termica lineare ( $\cdot 10^{-6} \text{ °C}^{-1}$ ) per un aggregato calcitico (Walsh, 1973b)

$\beta_U$	$\beta_l$	$\alpha_U$	$\alpha_l$	$\langle \alpha_V \rangle / 3$
13.97	12.86	3.76	3.54	4.60

Walsh ha mostrato che anche l'energia termoelastica per unità di volume accumulata in un materiale di questo tipo è compresa tra due limiti  $W_U$  e  $W_l$ , ed è pari a

$$W_l = \frac{1}{2} \frac{(\langle \alpha \rangle - 3\alpha^{\text{eff}})^2}{\beta_u - \beta_l} \Delta T^2$$

$$W_u = W_l + \frac{9}{2} \frac{(\alpha_u - \alpha^{\text{eff}})(\alpha^{\text{eff}} - \alpha_l)}{(\beta_u - \beta^{\text{eff}})(\beta^{\text{eff}} - \beta_l)} (\beta_u - \beta_l) \Delta T^2$$
(4.17)

in cui i parametri effettivi del mezzo sono indicati con  $^{\text{eff}}$ .

La valutazione precisa di tale energia è resa difficile dalle incertezze sulla reale deformazione termica dell'aggregato, a causa della presenza e neoformazione di microfessure e di altri fattori che verranno discussi in seguito. Una prima stima può, però, essere ottenuta assumendo sia per la compressibilità volumica che per il coefficiente di dilatazione termica il valor medio dei limiti superiori ed inferiori. Per la calcite si ottiene

$$W_l = 3.66 \Delta T^2 \quad (\text{Pa})$$

$$W_u = 3.86 \Delta T^2 \quad (\text{Pa})$$
(4.18)

Dalla (4.16) si può ricavare il valore della superficie che verrebbe prodotta dal completo rilascio dell'energia di coazione interna. Assumendo per la calcite un valore medio di  $G_{TC}$  pari a  $0.6 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$  (Atkinson, 1984), e ipotizzando che l'energia termoelastica corrisponda al valore minimo  $W_l$ , risulta

$$\Delta S_V = 6.1 \cdot 10^{-3} \Delta T^2 \quad (\text{mm}^2/\text{mm}^3)$$
(4.19)

L'incremento di superficie delle microfessure valutato in base a tali considerazioni risulta di circa due ordini di grandezza superiore a quello calcolato per il granito, il che appare poco realistico, anche se risulta qualitativamente in accordo con la maggiore sensibilità delle rocce calcaree alla microfessurazione termica.

### 4.3 Influenza della microfessurazione termica sulle caratteristiche fisiche e meccaniche delle rocce

#### 4.3.1 Dilatazione termica

Come è ben noto, dalla teoria della termoelasticità la dilatazione termica di un corpo omogeneo contenente cavità di qualsiasi forma e dimensione è la stessa di quella che si avrebbe in mancanza di cavità. In assenza di modifiche del quadro microfessurativo ci si dovrebbe pertanto attendere che un mezzo poroso

o microfessurato abbia lo stesso coefficiente di dilatazione termica di un mezzo continuo, nè è possibile invocare una "espansione verso il vuoto" (Bauer e Handin, 1983) per spiegare i bassi valori del coefficiente di espansione rilevati in alcune prove sperimentali sotto elevate pressioni.

Due fenomeni di tipo diverso possono giustificare le differenze tra i coefficienti di espansione termica sperimentali e quelli teorici: la dipendenza del modulo elastico dalla temperatura e la disomogeneità in piccolo delle rocce.

Il primo di tali fenomeni è stato indagato da Gangi (1987) attraverso alcuni modelli di mezzi omogenei fessurati con fessure dotate di asperità (*bed of nails*). L'analisi condotta prevede una diminuzione del coefficiente di espansione termica all'aumentare della pressione e all'aumentare del grado di fessurazione.

L'influenza della disomogeneità in piccolo è stata analizzata in particolare da Bruner (1979).

Come è stato illustrato nel paragrafo precedente in un aggregato con distribuzione dei grani isotropa, non microfessurato, il coefficiente di dilatazione termica volumico non corrisponde al valore medio ricavato dai coefficienti di dilatazione dei singoli individui cristallini, salvo il caso puramente teorico in cui i grani siano omogenei ed isotropi per quanto riguarda le caratteristiche di deformabilità, e risulta compreso tra un limite superiore ed inferiore. Questi limiti sono validi se la roccia non si microfessura e, come visto, implicano l'insorgere di rilevanti sforzi interni nella roccia stessa.

Sulla base di considerazioni termodinamiche Bruner (1979) ha ricavato, per una roccia monominerale con anisotropia termica di tipo polare, l'espressione della variazione del coefficiente di dilatazione termica lineare conseguente al rilassamento degli sforzi interni indotti da variazioni termiche

$$\Delta\alpha = \frac{2(1-2\nu)(7-5\nu)}{45(1-\nu^2)} \left( \frac{\beta}{\beta^m} - 1 \right) (\alpha_1 - \alpha_3) \quad (\alpha_1 - \alpha_3) \Delta T > 0$$

$$\Delta\alpha = - \frac{(1-2\nu)(7-5\nu)}{45(1-\nu^2)} \left( \frac{\beta}{\beta^m} - 1 \right) (\alpha_1 - \alpha_3) \quad (\alpha_1 - \alpha_3) \Delta T < 0$$
(4.20)

L'esame della (4.20) mostra che la variazione del coefficiente di dilatazione termica è sempre positiva se la microfessurazione è provocata da un incremento di temperatura e negativa per il caso di decremento. Bruner ha anche dimostrato che la deformazione lineare irreversibile causata dalla microfessurazione termica è data da

$$\varepsilon = \Delta\alpha \Delta T \quad (4.21)$$

Poiché il segno di  $\Delta\alpha$  è uguale a quello di  $\Delta T$ , la deformazione indotta dalla

propagazione delle microfessure è sempre di estensione, qualunque sia il segno di  $(\alpha_1 - \alpha_3)$  o quello della variazione di temperatura.

Tali relazioni, nel loro complesso, stabiliscono per una roccia monocristallina microfessurata termicamente un collegamento tra coefficienti di dilatazione termica, compressibilità e deformazione irreversibile conseguente alla variazione di temperatura; essa non è però in grado di fornire una previsione dell'effetto di una data variazione di temperatura su una roccia inizialmente integra.

A titolo di esempio nella fig. 4.21 è riportato l'andamento dei coefficienti di deformazione termica "apparenti" rilevati a varie temperature e pressioni per due rocce granitiche. Si nota la tendenza all'aumento del coefficiente apparente con la temperatura, in conseguenza del progressivo sviluppo delle microfessure, e l'influenza della pressione che ne riduce il valore inibendo lo sviluppo delle microfessure.

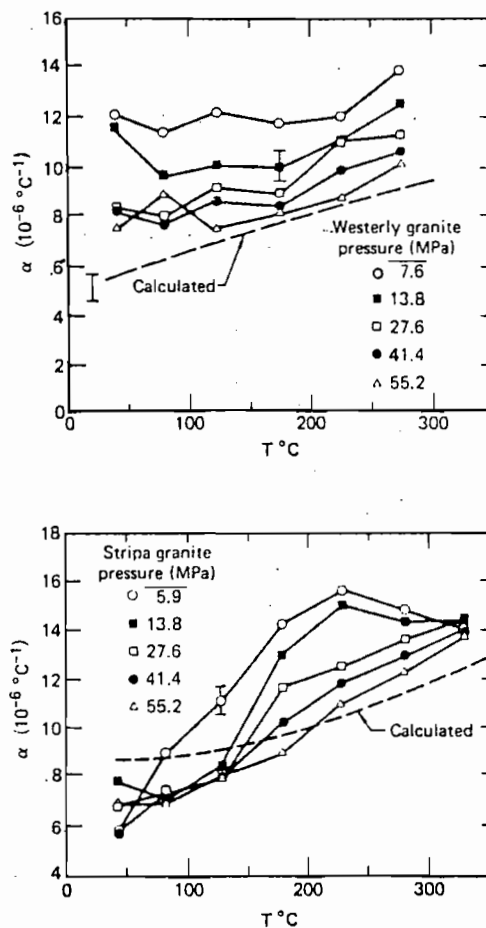


Fig. 4.21 - Coefficienti di espansione lineare termica in rapporto alla temperatura per i graniti di Westerly e di Stripa (Heard e Page, 1982)

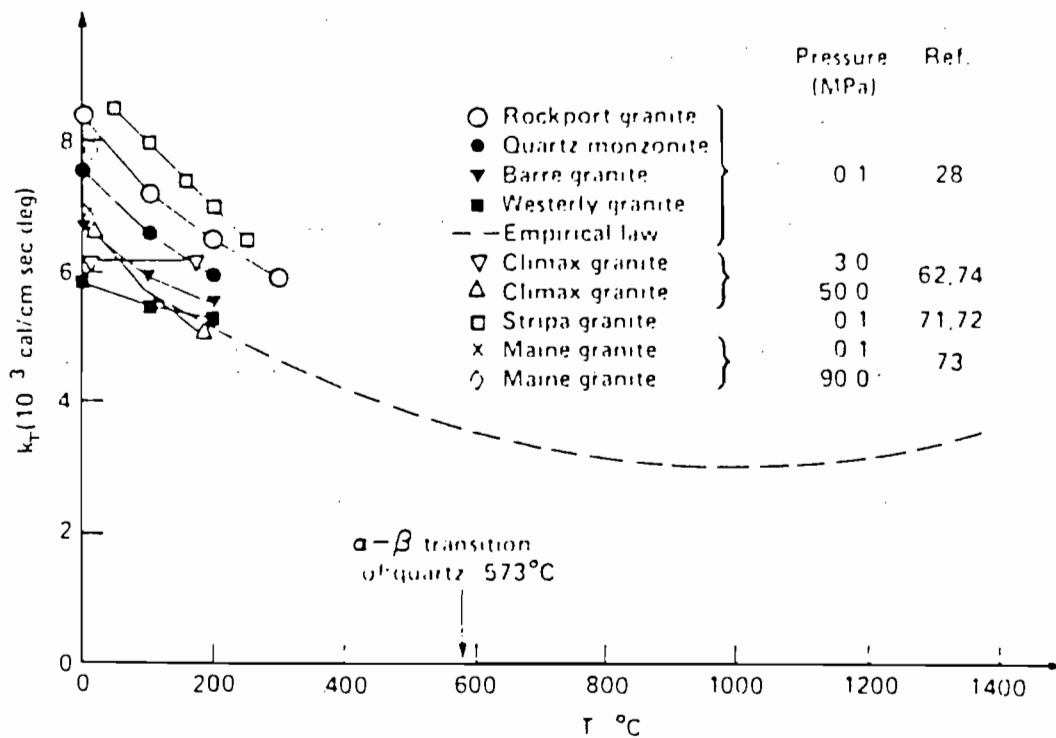


Fig. 4.22 - Andamento della conducibilità termica in funzione della temperatura per una serie di graniti (Heuze, 1983)

Naturalmente, l'anisotropia o la disomogeneità elastica degli individui costituenti può rendere più complesso il quadro qui illustrato e notevoli risultano le differenze, in un senso o nell'altro, tra i coefficienti di espansione termica teorici e quelli misurati su mezzi microfessurati.

Il modello teorico sviluppato da Bruner trova una conferma nella osservazione sperimentale che i materiali ceramici monocomponenti ottenuti per sinterizzazione ad elevata temperatura, sono caratterizzati, a temperatura ambiente, da coefficienti di espansione termica molto più bassi di quelli di un mezzo ideale. Tale comportamento, come pure la corrispondente riduzione del modulo elastico, deriva dalla microfessurazione indotta dal raffreddamento.

Anche le rocce nel loro ambiente naturale sono state sottoposte a forti diminuzioni di temperatura, in condizioni però di elevati sforzi applicati, che hanno verosimilmente molto ridotto lo sviluppo della microfessurazione termica.

E' da mettere in evidenza in ogni caso la profonda differenza tra gli effetti della microfessurazione nei riguardi delle caratteristiche di deformabilità e nei riguardi delle caratteristiche termiche. In un materiale roccioso con orientazione degli individui cristallini e delle microfessure statisticamente isotropa la



microfessurazione determina sempre una riduzione dei moduli, la cui entità può essere valutata con buona approssimazione anche trascurando la disomogeneità in piccolo della roccia, come si è visto nel cap. 3.

E' invece proprio la disomogeneità in piccolo della roccia che può determinare una variazione del coefficiente di dilatazione termica del mezzo fessurato rispetto al materiale integro. Inoltre, stati di microfessurazione con distribuzione isotropa e macroscopicamente identici possono determinare sia incrementi che diminuzioni del coefficiente di dilatazione rispetto al materiale integro, in dipendenza della relazione di tali microfessure con i granuli di diverse caratteristiche ed orientazione.

#### 4.3.2 Conducibilità termica

L'influenza della conducibilità termica sulle condizioni di microfessurazione è stata discussa da Walsh e Decker (1966) attraverso modelli teorici, confrontati con prove sperimentali su rocce granitiche.

Il parametro che condiziona la conducibilità termica  $K_T$  è ancora l'efficacia delle microfessure, già introdotto nel cap. 3, come risulta dalla relazione

$$\frac{K_T^m - K_T}{K_T - K_T^m} = \frac{4\pi}{9} \frac{\alpha e}{\frac{K_T^w}{K_T^m} + \frac{\pi\alpha}{2}} \quad (4.22)$$

in cui gli apici  $m$  e  $w$  si riferiscono, rispettivamente, alla grandezza caratteristica della matrice solida e a quella dell'acqua.

Le condizioni di saturazione o le elevate pressioni di confinamento applicate riducono notevolmente l'influenza delle microfessure sulla conducibilità termica. Nella fig. 4.22 vengono illustrati gli effetti della temperatura su tale grandezza, prevalentemente legati a modifiche del quadro microfessurativo.

#### 4.3.3 Resistenza

L'influenza della microfessurazione termica, e in genere della temperatura, sulla resistenza dei materiali rocciosi è stata studiata soprattutto per rocce di tipo "granitico" (Tullis e Yund, 1977; Bauer e Johnson, 1979; Friedman et al., 1979; Heuze, 1983; Johnson et al., 1987; Homand-Etienne e Houpert, 1989).

Le prove condotte da Homand-Etienne e Houpert (1989) su due graniti

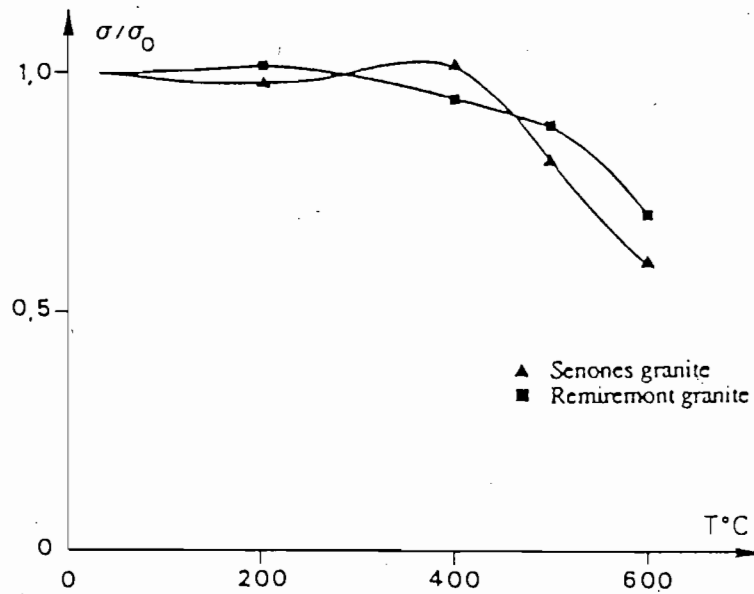


Fig. 4.23 - Variazione della resistenza a compressione uniaxiale normalizzata in funzione della temperatura di trattamento per due graniti (Homand-Etienne e Houperf, 1989)

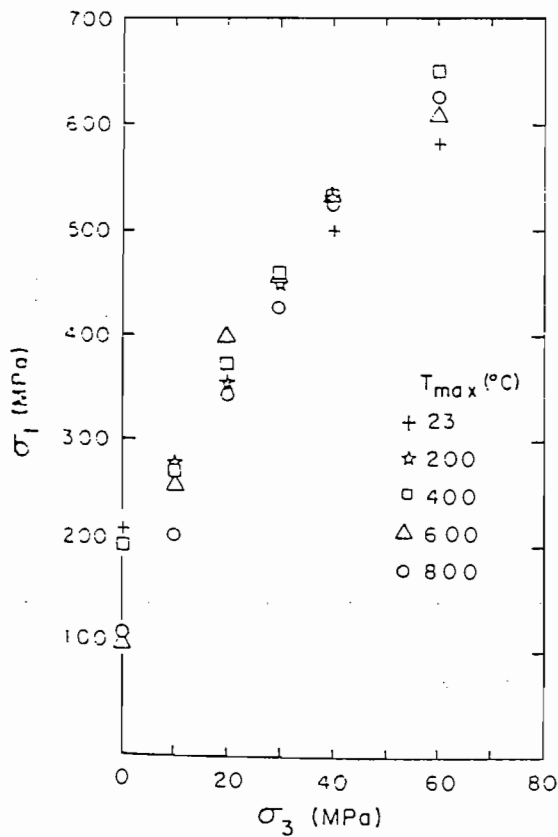


Fig. 4.24 - Resistenza a compressione triassiale per alcuni campioni del granito di Westerly termicamente microfessurati (Bauer e Johnson, 1979)

(granito di Senones e granito di Remiremont) mettono in evidenza che la resistenza a compressione uniassiale non è influenzata dalla microfessurazione, almeno per rocce trattate fino alla temperatura di 400°C, nonostante il notevole incremento di porosità (da 3 a 7 volte) (fig. 4.23). Un risultato analogo era stato ottenuto in precedenza da Bauer e Johnson (1979) per il granito di Westerly (fig. 4.24). La sperimentazione sui graniti ha dimostrato, infatti, che solo per microfessurazione ottenuta a temperature superiori a 600°C, corrispondente alla temperatura di transizione  $\alpha \rightarrow \beta$  del quarzo, si verifica una drastica riduzione della resistenza uniassiale, anche fino al 50% di quella originaria.

Per contro, in condizioni di sollecitazione di confinamento crescente l'influenza della microfessurazione termica diviene sempre meno importante e può essere in pratica considerata trascurabile al di sopra di una pressione di 20 MPa, anche per campioni trattati a 800°C (fig. 4.24). In conseguenza di ciò le curve limiti di resistenza delle rocce microfessurate sono caratterizzate da valori del parametro  $m$  di Hoek più elevati rispetto a quelli delle rocce integre.

Invece, la resistenza a trazione risente in misura maggiore della microfessurazione termica, come provano i risultati riportati nelle figg. 4.25 e 4.26 su quattro tipi di granito: l'effetto della microfessurazione si risente già a partire dai 150-200°C.

E' interessante confrontare la resistenza di una roccia provata ad una data temperatura con quella dello stesso materiale microfessurato alla stessa temperatura e provato a temperatura ambiente. Johnson et al. (1987) hanno messo in evidenza che in condizioni di trazione o di estensione triassiale le resistenze nelle due condizioni coincidono, ad indicare che la formazione e l'estensione di microfessure per effetto termico è un fattore dominante rispetto alla influenza della temperatura sullo sviluppo delle microfessure durante gli sforzi applicati. Una situazione simile sembra verificarsi anche in condizioni di compressione uniassiale o a basse pressioni di confinamento. A pressioni di confinamento elevate, invece, la resistenza provata a temperature elevate può risultare significativamente più bassa di quella del materiale microfessurato alla stessa temperatura e provato a temperatura ambiente, come è messo in evidenza anche dai risultati illustrati nella fig. 4.27.

#### 4.3.4 Deformabilità

Il comportamento deformativo delle rocce risulta fortemente influenzato dalla microfessurazione termica. Le caratteristiche di deformabilità in condizioni di sforzo uniassiale sono state recentemente investigate da Homand-Etienne e Houpert (1989) per due rocce granitiche. Le curve sforzi-deformazioni assiali

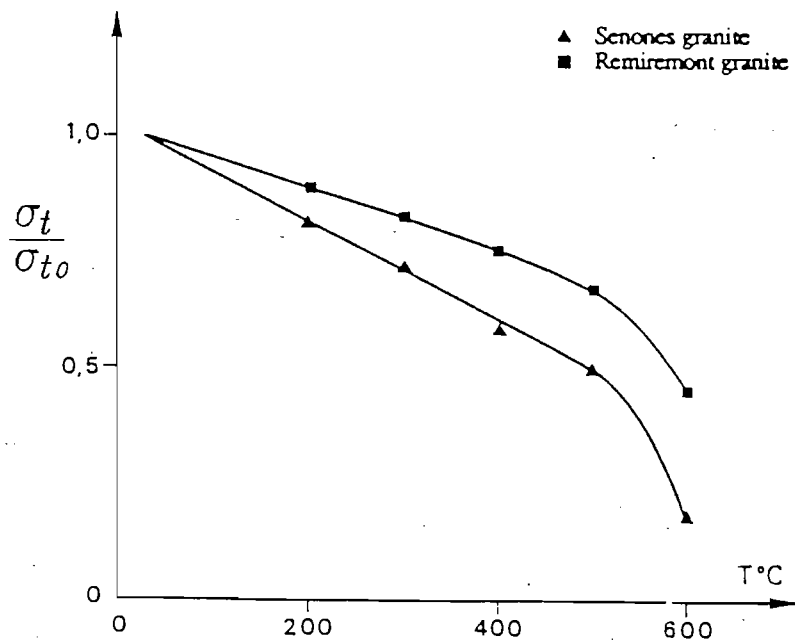


Fig. 4.25 - Variazione della resistenza a trazione (prova brasiliana) normalizzata in funzione della temperatura di trattamento per due graniti (Homand-Etienne e Houpert, 1989)

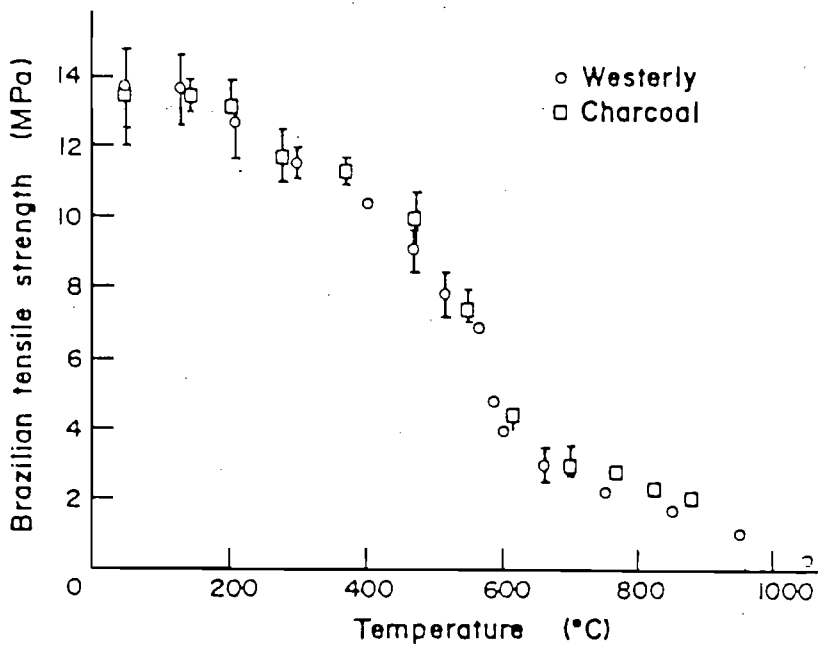


Fig. 4.26 - Variazione della resistenza a trazione (prova brasiliana) in funzione della temperatura di trattamento per due graniti (Bauer e Johnson, 1979)

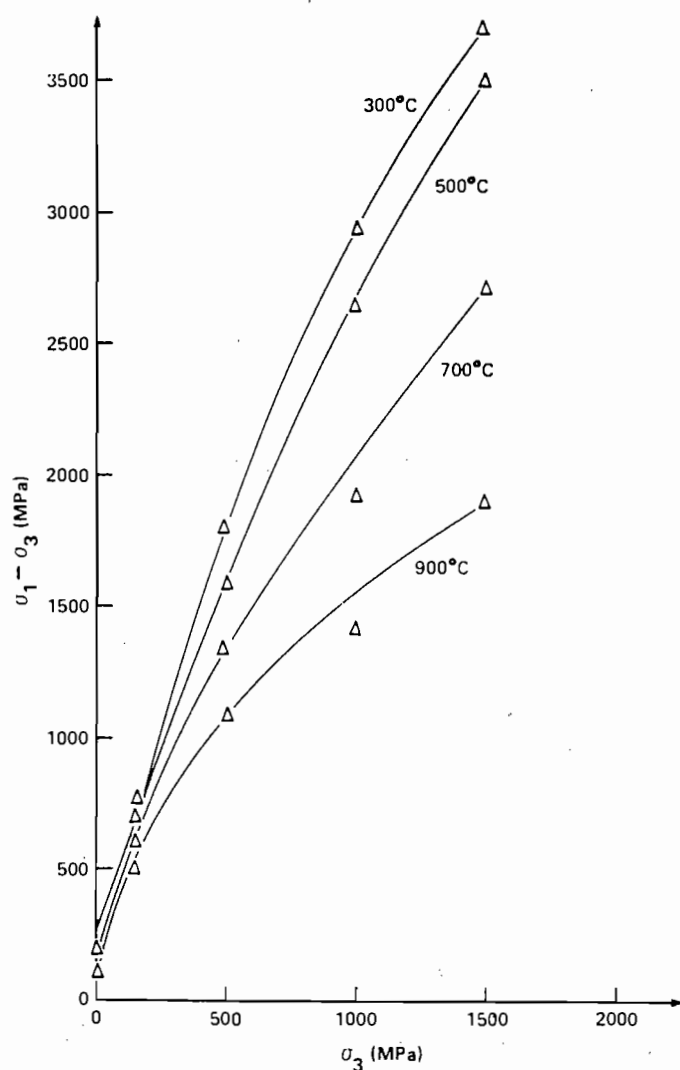


Fig. 4.27 - Resistenza a compressione triassiale determinata in prove termiche per alcuni campioni del granito di Westerly (Heuze, 1983)

presentano nel tratto iniziale un andamento nettamente curvilineo, che diviene sempre più marcato all'aumentare della temperatura di microfessurazione, per poi assumere un andamento pressoché lineare sino in prossimità della rottura. L'andamento della curva oltre il picco di resistenza è caratterizzato dal passaggio, tra le temperature di 200 e 400 °C, da un comportamento di tipo II (instabilità non controllabile in deformazione assiale) ad uno di tipo I (fig. 4.28a).

Nel tratto lineare il modulo elastico tangente risente della microfessurazione termica solo a partire da una temperatura superiore a circa 200 °C (fig. 4.29) e il suo valore appare ben correlato con l'intensità di microfessurazione, espressa dalla lunghezza delle microfessure per unità di area (fig. 4.30). Invece, i valori dei moduli calcolati nel tratto iniziale della curva di compressione uniassiale o in condizioni di

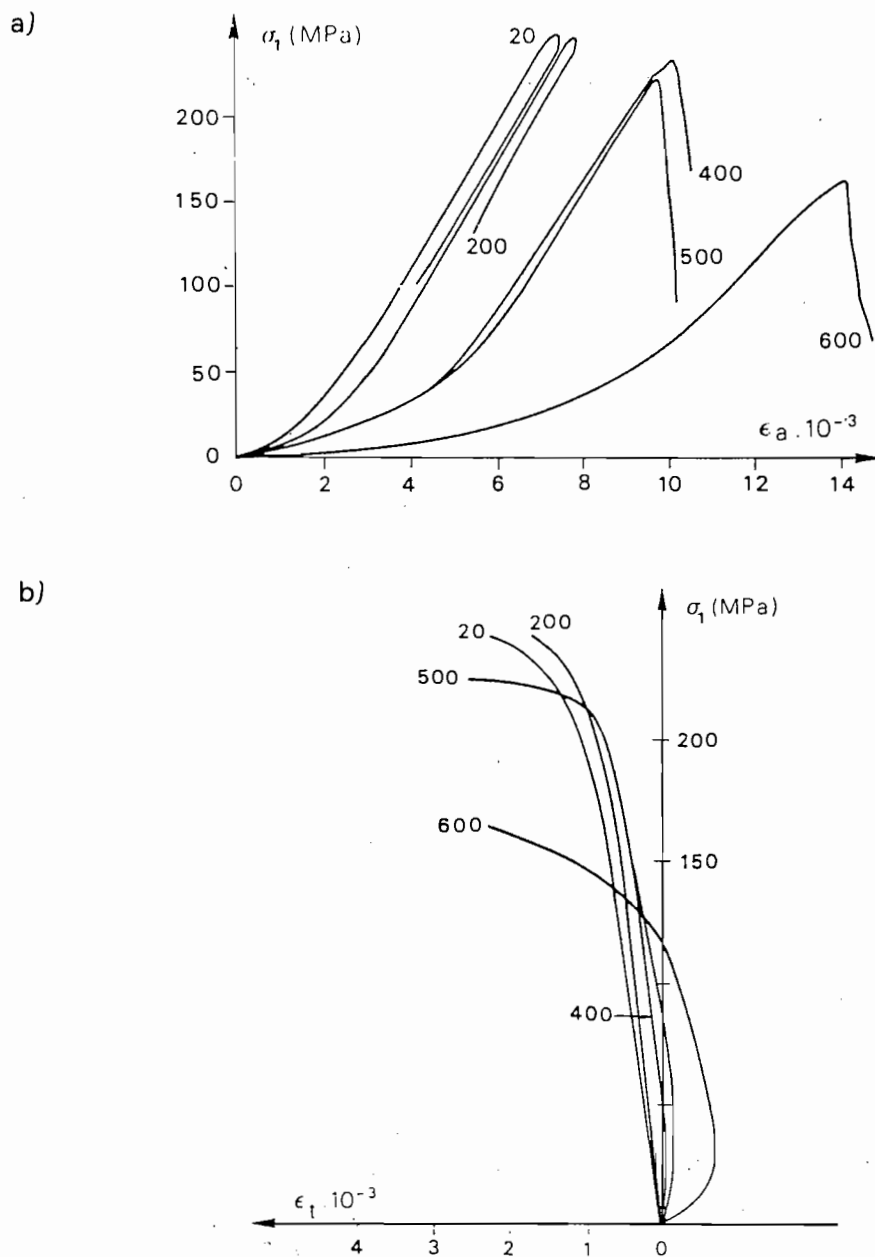


Fig. 4.28 - Curve di deformabilità assiale (a) e trasversale (b) al variare della temperatura di trattamento per il granito di Remiremont (*Homand-Etienne e Houpert, 1989*)

sfuerzo di trazione (fig. 4.31a) sono influenzati in misura ancora più marcata dalla temperatura.

E' stato rilevato inoltre dagli stessi autori che la deformazione laterale in prove di compressione uniaassiale risulta inferiore a quella fornita dal materiale integro e

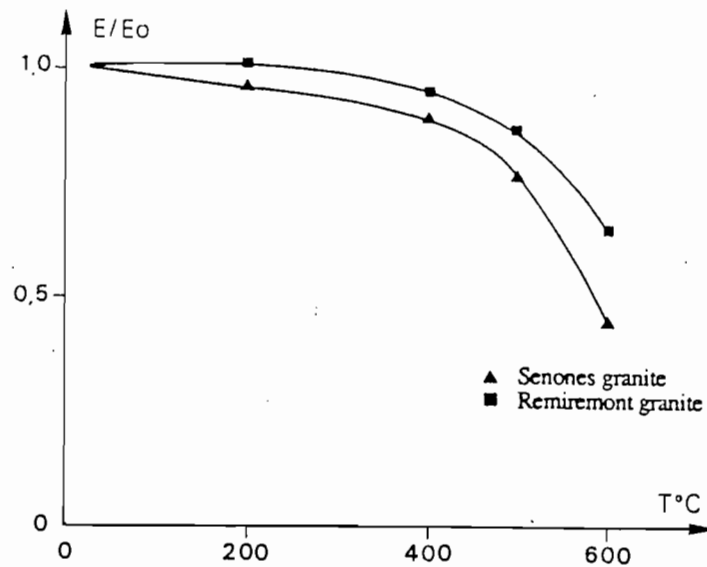


Fig. 4.29 - Variazione del modulo di Young normalizzato in funzione della temperatura di trattamento per due graniti (Homand-Etienne e Houpert, 1989)

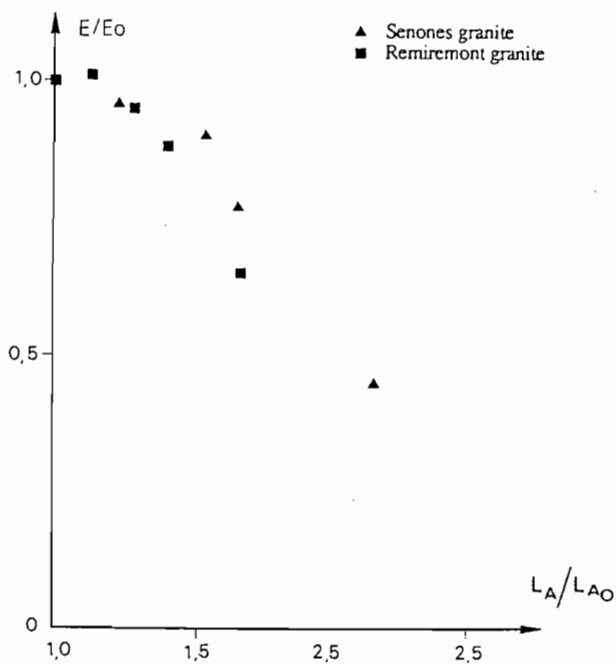


Fig. 4.30 - Variazione del modulo di Young normalizzato in funzione della lunghezza delle microfessure per unità di area per due graniti (Homand-Etienne e Houpert, 1989)

addirittura, per elevate temperature di microfessurazione, il coefficiente di Poisson a basse sollecitazioni diventa negativo (fig. 4.28b). Una situazione analoga deriva dalle prove di trazione diretta, nelle quali anche per campioni trattati a basse temperature si è riscontrato un comportamento dilatante (fig. 4.31b). Ciò è stato

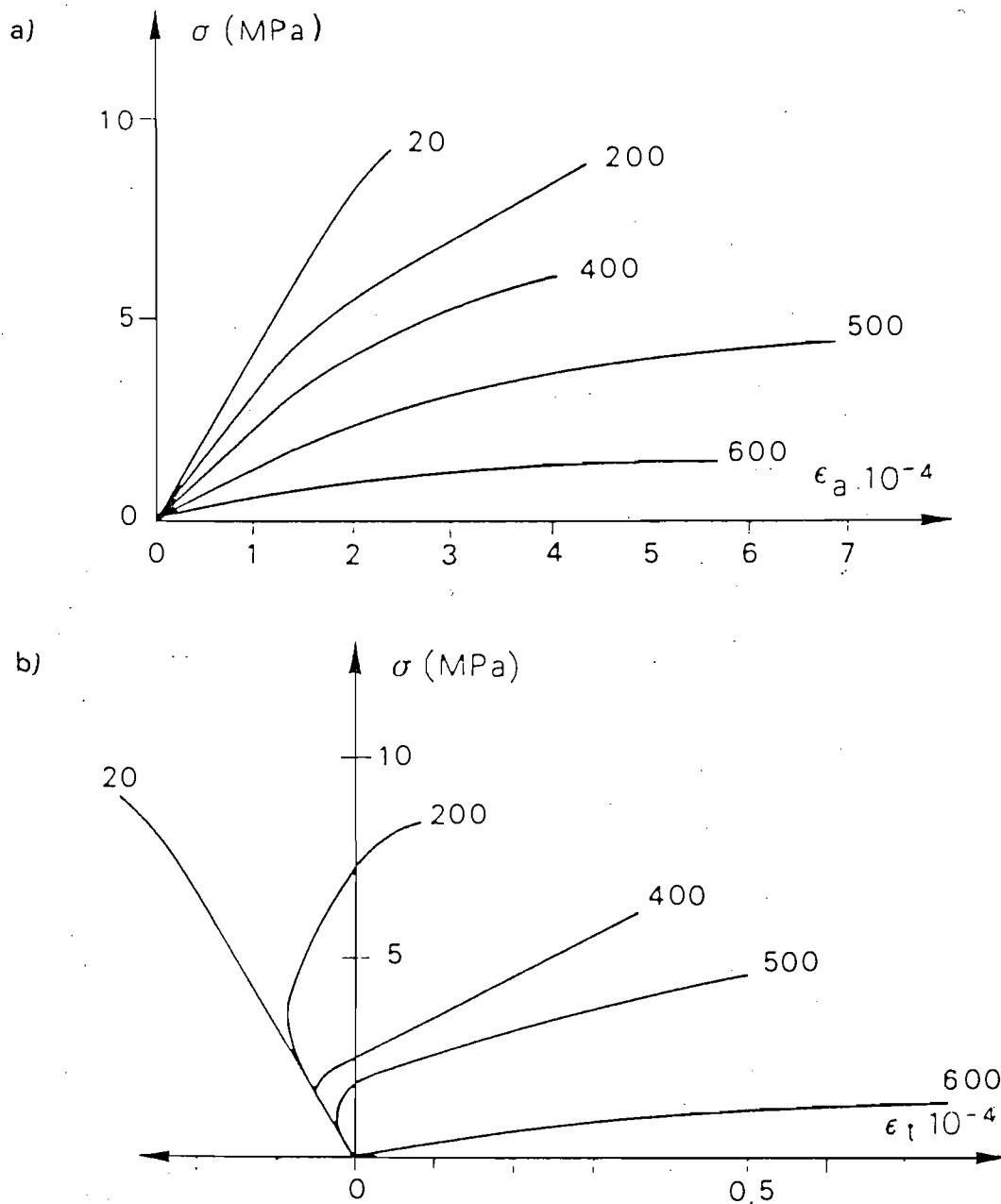


Fig. 4.31 - Curve di deformabilità assiale (a) e trasversale (b) in condizioni di estensione al variare della temperatura di trattamento per il granito di Remiremont (Homand-Etienne e Houpert, 1989)

messo in relazione alla presenza di sforzi residui di compressione, provocati dal ritiro dei cristalli nella fase di decremento della temperatura, che in fase di estensione inducono deformazioni laterali negative. Inoltre, anche un possibile riassetamento dei grani potrebbe causare o esaltare tale fenomeno.



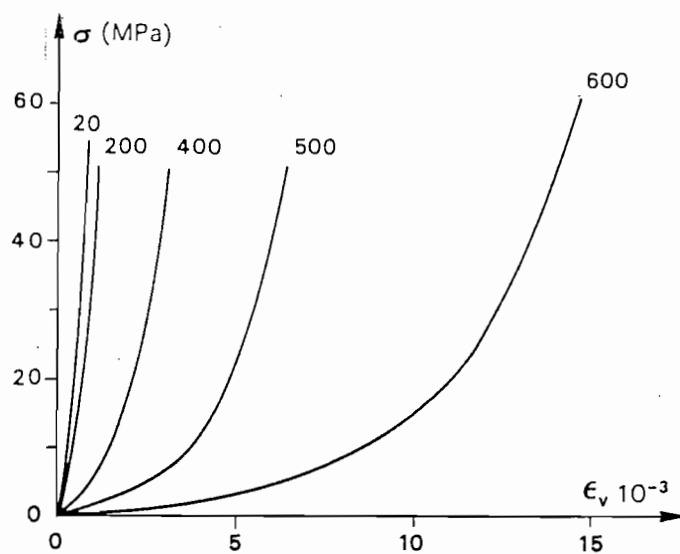


Fig. 4.32 - Curve di deformabilità volumica a seguito di carico isotropo al variare della temperatura di trattamento per il granito di Remiremont (Homand-Etienne e Houpert, 1989)

In condizioni di compressione triassiale isotropa le curve sforzo-deformazione volumica mostrano una netta concavità (fig. 4.32) e una notevole frazione della deformazione avvenuta nel primo ciclo di carico non viene restituita (fig. 4.33).

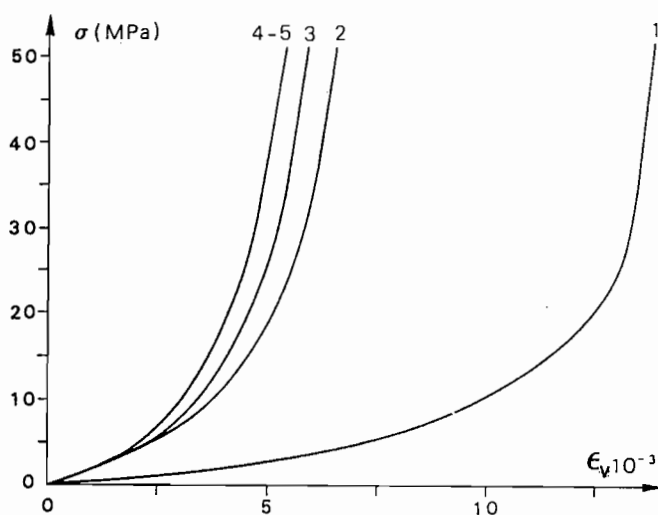


Fig. 4.33 - Curve di deformabilità volumica a seguito di cicli di carico isotropo per un provino di granito di Remiremont trattato termicamente a 600°C (Homand-Etienne e Houpert, 1989)

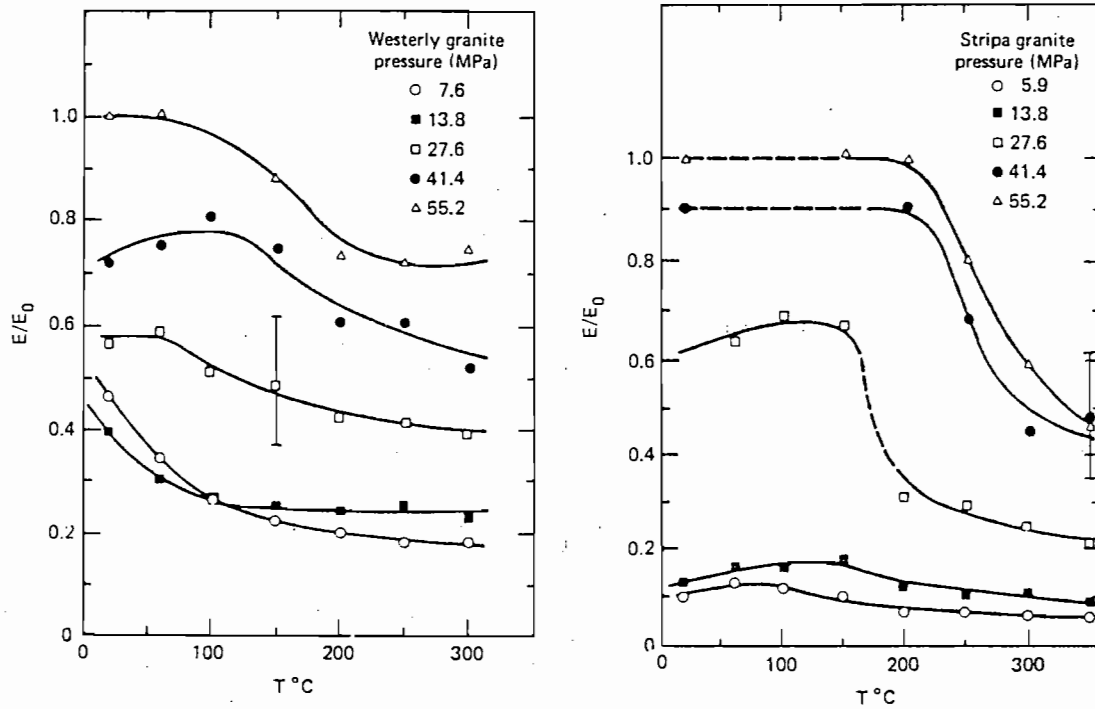


Fig. 4.34 - Variazione del modulo di Young normalizzato in funzione della temperatura al variare della pressione di confinamento per i graniti di Westerly e Stripa (Heard e Page, 1982)

Sempre su rocce granitiche Heard e Page (1982) riportano i risultati di prove di deformabilità effettuate a pressione laterale e temperatura variabili (graniti di Westerly e di Stripa). Viene messo in evidenza il tipico andamento dei moduli decrescente con la temperatura, in misura percentualmente più rilevante all'aumentare della pressione di confinamento (fig. 4.34).

Per quanto riguarda le rocce carbonatiche, i risultati di misure di deformabilità, effettuate durante riscaldamento a temperature diverse, sono riportati da Houpert e Homand-Etienne (1979) per il marmo di Carrara (fig. 4.35).

In tutti questi casi l'effetto della temperatura è da attribuire soprattutto alla microfessurazione indotta, e solo subordinatamente ad una influenza diretta della temperatura sulle caratteristiche fisiche intrinseche dei minerali, come risulta evidente dalla fig. 4.6.

#### 4.3.5 Caratteristiche dinamiche

La velocità sismica delle onde longitudinali su campioni asciutti appare un indicatore molto sensibile delle condizioni di microfessurazione, come dimostrano

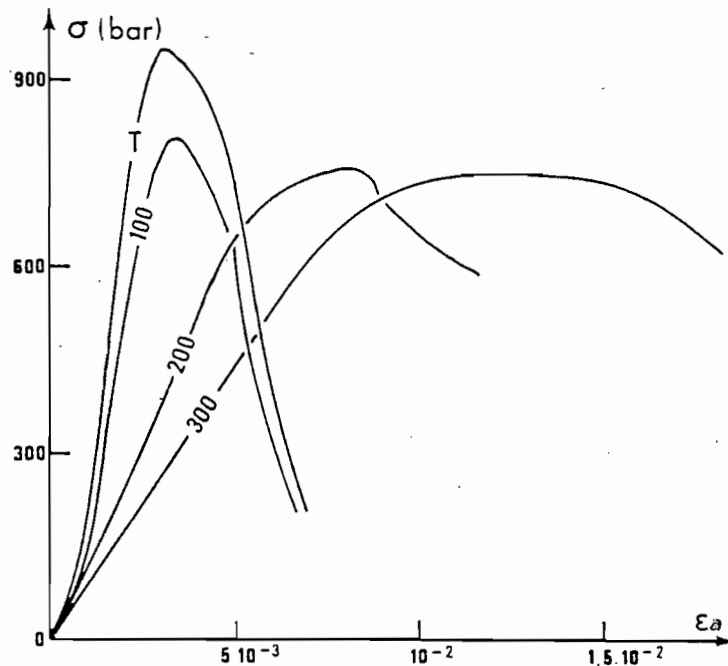


Fig. 4.35 - Curve di deformabilità assiale rilevate a differenti temperature per il marmo di Carrara (Houpert e Homand-Etienne, 1979)

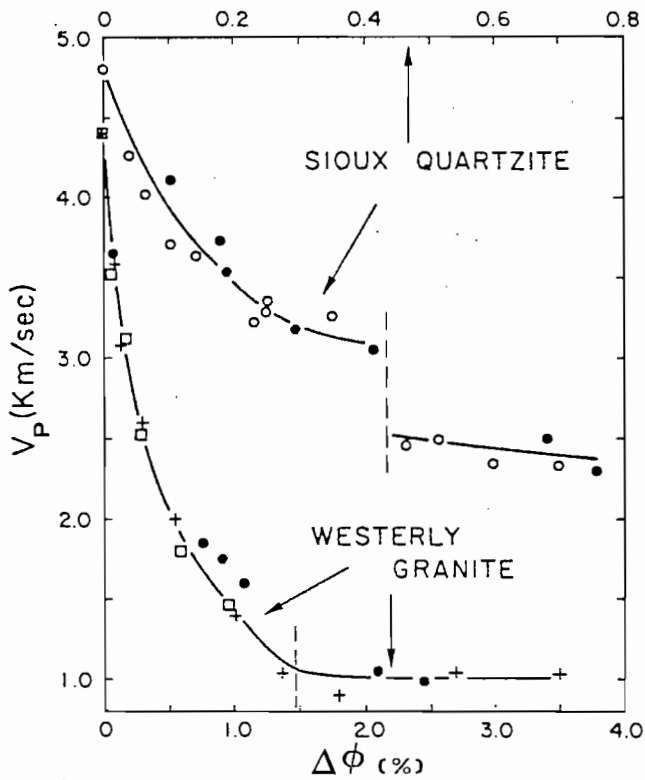


Fig. 4.36 - Variazione della velocità longitudinale con l'incremento di porosità dovuto a microfessurazione termica per due rocce ignee (Johnson et al, 1978)

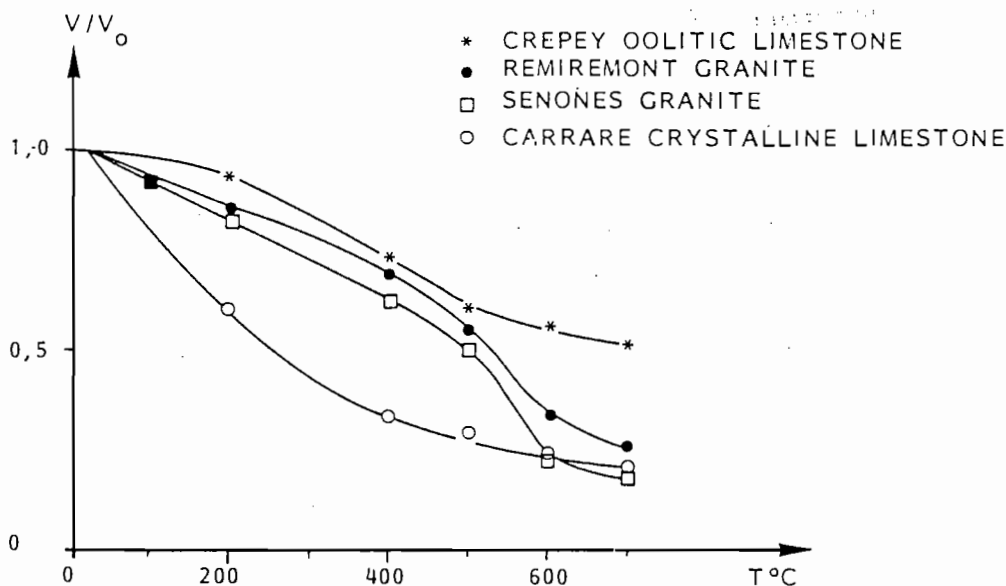


Fig. 4.37 - Variazione della velocità longitudinale normalizzata al variare della temperatura di trattamento per alcune rocce (Homand-Etienne e Troalen, 1984)

i risultati sperimentali su rocce granitiche (Johnson et al., 1978; Bauer e Johnson, 1979; Homand-Etienne e Houpert, 1989), su quarziti (Johnson et al., 1978) ed anche su rocce calcaree (Homand-Etienne e Troalen, 1984).

Tale sensibilità è da attribuire al fatto che la velocità è legata al tratto iniziale della curva sforzi-deformazioni che, come è stato messo in evidenza nel paragrafo precedente, risente in misura più accentuata della microfessurazione indotta.

Non risultano pubblicati studi relativi alla influenza della microfessurazione indotta nei riguardi della velocità delle onde di taglio.

Le figg. 4.36 e 4.37 illustrano alcuni dei risultati sperimentali più interessanti per i graniti e le rocce carbonatiche.

#### 4.3.6 Permeabilità

La microfessurazione termica può far crescere la permeabilità anche di vari ordini di grandezza (fig. 4.38). Ad esempio, Homand-Etienne e Troalen (1984) hanno osservato un aumento della permeabilità di tre ordini di grandezza nel marmo di Carrara riscaldato a 400°C, e di uno o due ordini di grandezza in due tipi diversi di graniti. Le variazioni sono risultate percentualmente minori in un calcare, caratterizzato da porosità iniziale molto superiore a quella delle rocce precedenti.

L'effetto della pressione di confinamento sulla permeabilità è stato studiato

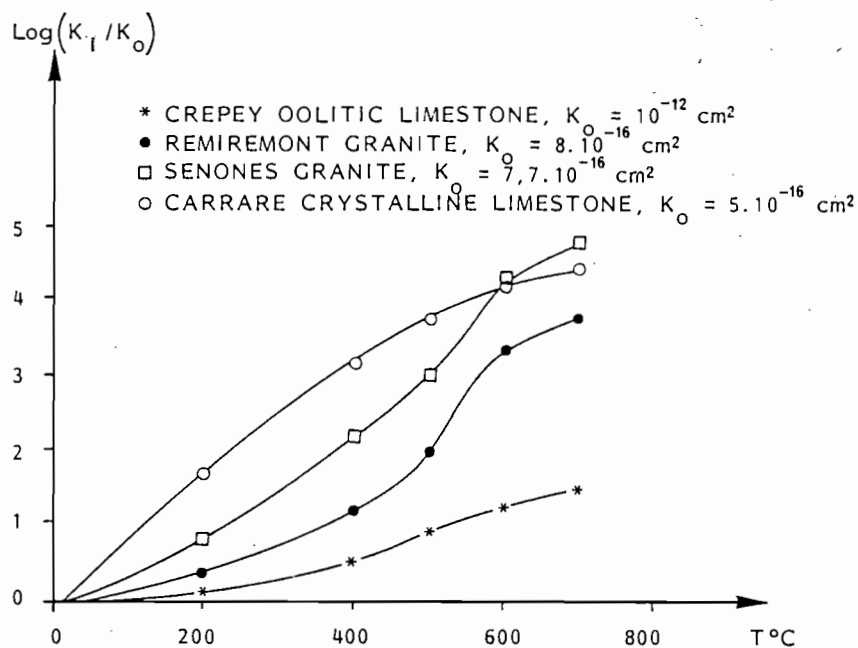


Fig. 4.38 - Variazione della permeabilità intrinseca normalizzata al variare della temperatura di di trattamento per alcune rocce (Homand-Etienne e Troalen, 1984)

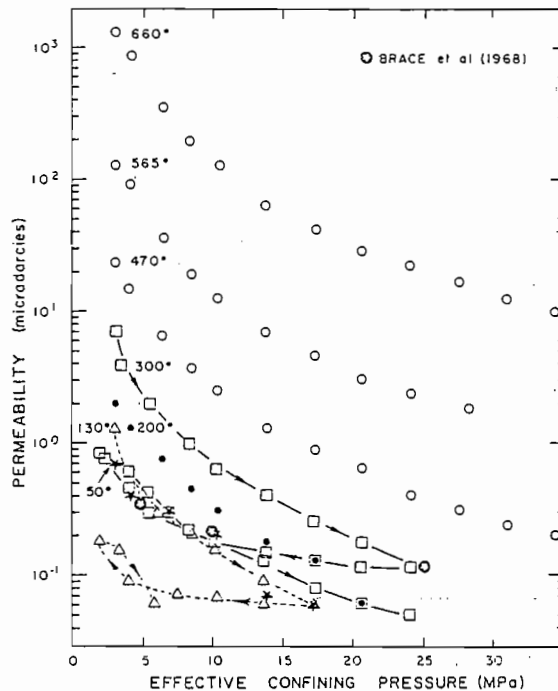


Fig. 4.39 - Variazione della permeabilità in funzione della pressione di confinamento in cicli di carico isotropo nel granito di Westerly microfessurato termicamente (Bauer e Johnson, 1979)

in dettaglio sul granito di Westerly microfessurato da Bauer e Johnson (1979). La fig. 4.39 mette in evidenza la marcata riduzione della permeabilità all'aumentare della sollecitazione applicata, riduzione che si mantiene in parte anche nelle curve di scarico.

La variazione di permeabilità di rocce carbonatiche termicamente microfessurate durante prove di compressione uniassiale è stata studiata da Perami (1971b), il quale ha messo in evidenza che la permeabilità diminuisce fino a carichi variabili da un terzo a due terzi di quello di rottura, per poi subire un marcato incremento, evidentemente in seguito allo sviluppo di nuove microfessure indotte dalle sollecitazioni applicate (fig. 4.40).

Secondo alcuni autori (Page e Heard, 1981; Bauer e Handin, 1983) la permeabilità può essere valutata direttamente assumendo una proporzionalità con il cubo della porosità di microfessurazione. Tale relazione deriva dalla osservazione sperimentale che il fattore di formazione  $F$  (rapporto tra la resistività

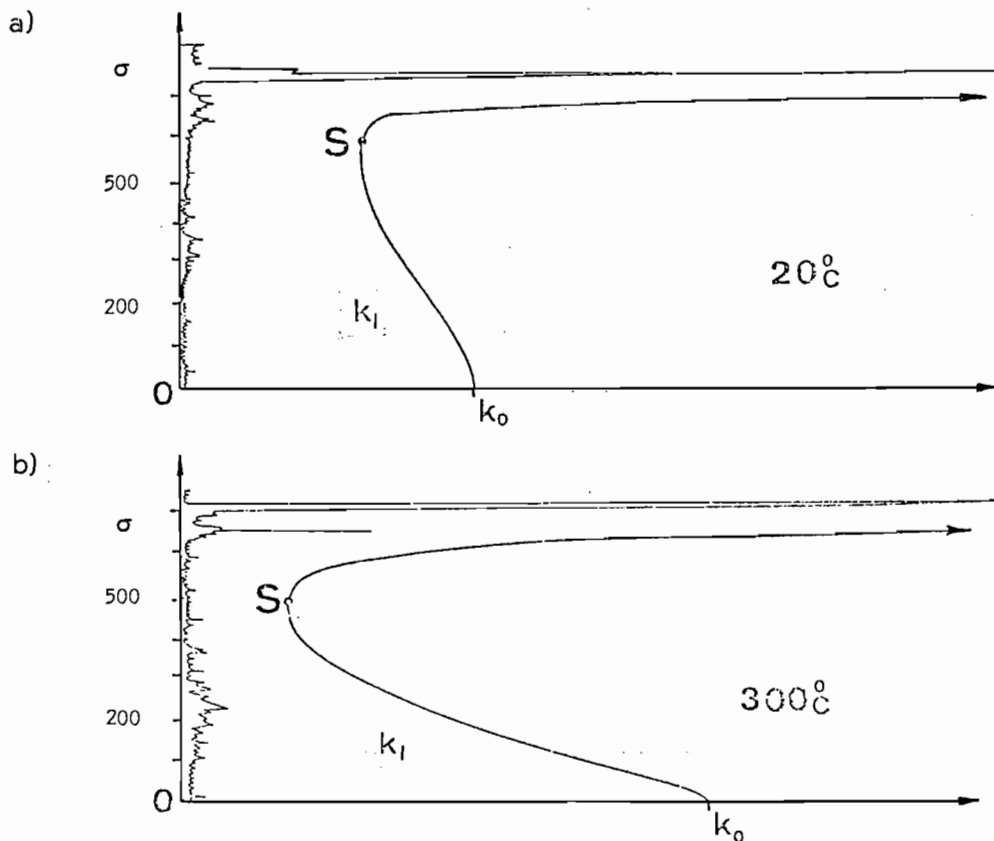


Fig. 4.40 - Variazione della permeabilità di un calcare nel corso di prove di compressione uniassiale ottenute per un provino in condizioni naturali (a) e trattato a 300 °C (b) (Perami, 1971b)

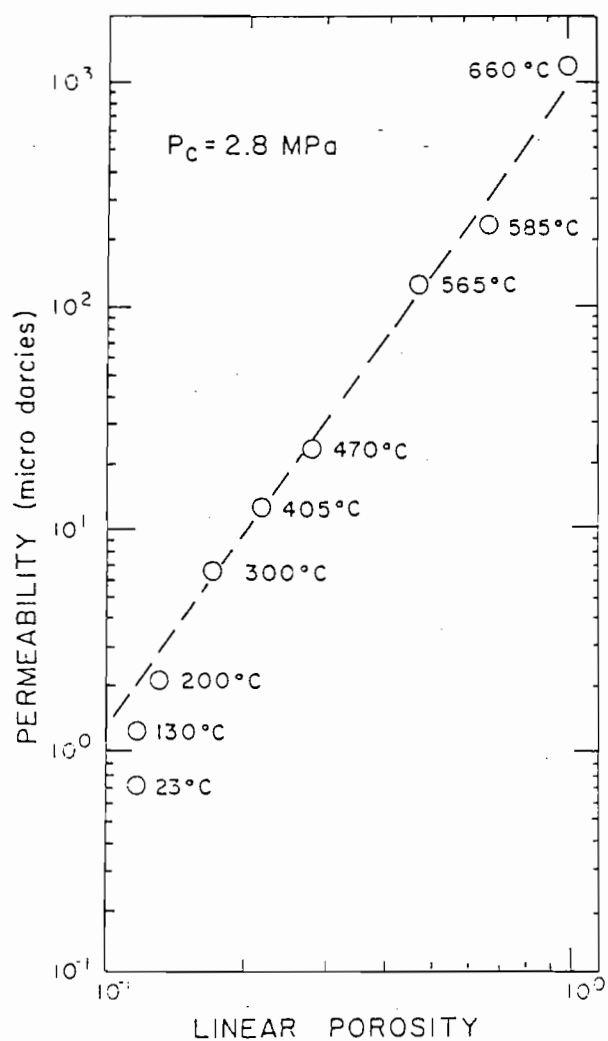


Fig. 4.41 - Variazione della permeabilità in funzione della porosità lineare indotta dalla microfessurazione termica per il granito di Westerly (Bauer e Johnson, 1979)

della roccia microfessurata satura e quella del fluido) nelle rocce è, in prima approssimazione, proporzionale a  $\Phi^{-2}$  (Brace et al., 1977) e che la permeabilità è proporzionale a  $F^{-2}\Phi^{-1}$  (Brace et al., 1968).

La relazione cubica tra permeabilità e porosità appare in buon accordo con i dati sperimentali di Bauer e Johnson (1979) sul granito di Westerly per temperature di microfessurazione superiori a 200°C (fig. 4.41).

## 5. METODOLOGIA SPERIMENTALE

### 5.1 Densità e porosità

Le prove meccaniche sono state effettuate su campioni cilindrici del diametro di circa 54 mm (NX) ed altezza circa doppia del diametro, ottenuti per carotatura, con facce superiori e inferiori rettificate con mola diamantata.

Il parallelismo tra le facce e la curvatura delle facce di ciascun provino sono stati misurati con un comparatore centesimale montato su un portacomparatore dotato di base metallica rettificata e di asse a questo perpendicolare, mentre la ortogonalità delle facce rispetto all'asse del provino è stata misurata con una squadra di precisione con goniometro in grado di apprezzare 5'. La tolleranza sul parallelismo delle facce è stata mantenuta inferiore a 0.02 mm e la ortogonalità tra le facce e l'asse inferiore a 10'. Il diametro dei campioni è stato misurato con calibro centesimale mediando tre misure effettuate lungo l'asse.

Salvo quando è specificamente indicato il contrario, le prove si intendono effettuate su campioni in equilibrio con l'ambiente di laboratorio, mantenuti cioè per 30 giorni in tale ambiente dopo la carotatura. In tali condizioni è stato determinato il contenuto d'acqua naturale, misurando con una bilancia di sensibilità 0.01 g la perdita in peso di alcuni campioni di circa 250 g riscaldati per 24 h a 110°C e riportati successivamente alla temperatura ambiente in condizioni di vuoto spinto.

La densità (o massa per unità di volume) è stata ricavata sulla base del peso del campione, misurato con bilancia sensibile a 0.1 g, e del volume del campione ricavato dai valori medi di altezza e diametro. Tenendo conto che il peso dei campioni è di circa 670 g, l'incertezza sulla densità ( $\text{Mg/m}^3$ ) può essere stimata pari a

$$\frac{\Delta\rho}{\rho} \cong \frac{\Delta h}{h} + \frac{2\Delta d}{d} + \frac{\Delta g}{g} \cong \frac{0.01}{110} + \frac{0.02}{54} + \frac{0.1}{670} \cong 0.06\% \quad (5.1)$$

cioè all'incirca pari a  $0.0015 \text{ Mg/m}^3$ .

La densità del solido,  $\rho_s$ , è stata determinata mediante il metodo picnometrico, secondo le modalità previste dalle norme ISRM (1979b), utilizzando



picnometri della capacità di  $50 \cdot 10^4 \text{ mm}^3$  e un quantitativo di roccia di circa 6 g.

Si tratta sostanzialmente dello stesso metodo utilizzato nei laboratori di meccanica delle terre e che in tale ambito viene considerato idoneo a garantire la precisione sulla seconda cifra decimale. Il perfezionamento della procedura, consistente essenzialmente nella pesata con bilancia a sensibilità di 0.0001 g, nell'impiego di acqua disareata e nel controllo accurato della temperatura, ha consentito di migliorare notevolmente la precisione della stima; alcune prove di confronto hanno fornito infatti una deviazione standard dell'ordine di  $0.0011 \text{ Mg/m}^3$ .

La porosità,  $\phi$ , dei campioni è stata ricavata sulla base dei valori della densità  $\rho$ , del contenuto d'acqua (praticamente trascurabile per i campioni in equilibrio con l'ambiente di laboratorio) e della densità del solido  $\rho_s$ . Per campioni con contenuto d'acqua trascurabile si ha

$$\phi = \frac{\rho_s - \rho}{\rho_s} \quad (5.2)$$

per cui si può valutare che la precisione nella stima della porosità sia dell'ordine di 0.001.

## 5.2 Procedure di riscaldamento dei provini

Il riscaldamento dei provini alle varie temperature previste per la microfessurazione termica è stato effettuato entro una convenzionale stufa termostatica a resistenza elettrica, regolando opportunamente il numero delle resistenze e la tensione di alimentazione in modo da ottenere una velocità di incremento della temperatura dell'aria entro la stufa pressoché costante.

La trasmissione di calore ai provini contenuti entro la stufa avviene essenzialmente per convezione e in parte per irraggiamento dalle pareti della stufa.

Alcune valutazioni preliminari sono state effettuate per il calcolo degli incrementi di temperatura e dei relativi gradienti all'interno dei provini nel corso del riscaldamento.

Il flusso di calore nell'interno del provino, assimilato ad un cilindro indefinito di raggio  $r_0$ , è regolato dalla nota equazione di Fourier; la condizione al contorno viene determinata ipotizzando che il flusso di calore sia proporzionale alla differenza tra la temperatura sulla parete del provino,  $T_{cs}$ , e la temperatura del fluido,  $T_f$ , che lo circonda. Si ha cioè

$$\frac{dT}{dr} + \frac{H}{K_T} (T_{cs} - T_f) = 0 \quad (5.3)$$

in cui  $K_T$  è la conducibilità termica della roccia ed  $H$  il coefficiente di scambio termico (o anche coefficiente di trasmissione di calore superficiale).

La soluzione dell'equazione di Fourier con la condizione al contorno (5.3), nell'ipotesi che  $T_f$  cresca linearmente nel tempo con velocità  $v_{if}$ , è stata fornita da Carslaw e Jaeger (1959).

L'esame di tale soluzione (fig. 5.1) mostra che, dopo una fase transitoria iniziale, la temperatura nel cilindro raggiunge condizioni di quasi stazionarietà: la temperatura in ogni punto cresce linearmente con la stessa velocità  $v_{if}$  di quella dell'ambiente circostante. In tali condizioni, la temperatura entro il provino,  $T_s$ , è espressa dalla semplice relazione

$$T_s(r) = T_f - v_{if} \frac{r_0^2}{4\kappa} \left(1 - \frac{r^2}{r_0^2} + \frac{2 K_T}{H r_0}\right) \quad (5.4)$$

in cui  $\kappa = K_T/\rho C_p$  è la diffusività termica, funzione della conducibilità termica  $K_T$ , della densità  $\rho$  e del calore specifico  $C_p$  della roccia.

I dati rilevati dalla letteratura (Clark, 1966; Koroneos et al., 1980) forniscono indicazioni relativamente affidabili sulle caratteristiche termiche del marmo; si può assumere:

- $K_T = 2.76 \text{ W}/(\text{m}\cdot^\circ\text{C})$
- $\rho = 2.72 \text{ Mg}/\text{m}^3$
- $C_p = 0.92 \text{ J}/(\text{g}\cdot^\circ\text{C})$
- $\kappa = 11\cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$

Di gran lunga più incerte sono le stime relative al coefficiente di scambio termico superficiale  $H$ , molto influenzato dalla velocità e dal tipo di moto del fluido, nonché dalla forma del solido, dalla sua scabrezza e dai coefficienti di assorbimento (per lo scambio termico di radiazione). Una formula empirica spesso utilizzata per lo scambio termico tra aria in moto e solidi cilindrici è la seguente

$$H = 3.35 \sqrt{\frac{u_f}{2 r_0}} \quad (\text{W}\cdot\text{m}^2\cdot^\circ\text{C}^{-1}) \quad (5.5)$$

in cui  $u_f$  è la velocità del fluido.

E' da mettere in evidenza, tuttavia, che le incertezze sul valore di  $H$  non

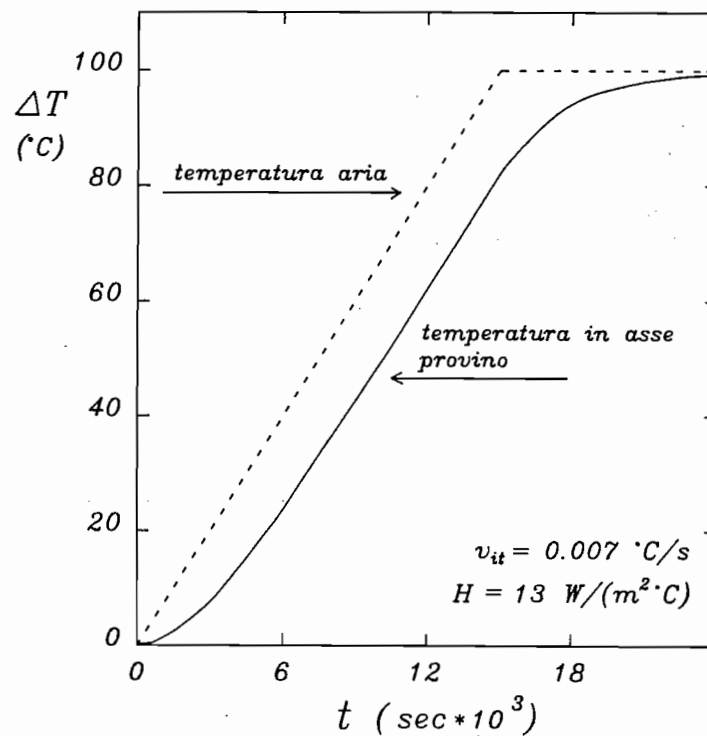


Fig. 5.1 - Andamento della temperatura lungo l'asse di un provino cilindrico indefinito sottoposto a riscaldamento per convezione sulla superficie laterale con temperatura dell'aria crescente linearmente (linea tratteggiata) e mantenuta poi costante alla temperatura massima

influenzano la distribuzione di temperatura all'interno del cilindro, almeno quando sono state raggiunte le condizioni quasi stazionarie. Così, la massima differenza di temperatura tra il centro del cilindro e al contorno è pari a

$$\Delta T = v_{it} \frac{r_0^2}{4\kappa} \quad (5.6)$$

e il gradiente massimo (sulla parete del cilindro) è pari a

$$\left( \frac{dT}{dr} \right)_{r_0} = v_{it} \frac{r_0}{2\kappa} \quad (5.7)$$

Note relazioni della termoelasticità (Boley e Weiner, 1960) forniscono gli sforzi interni collegati ai gradienti termici entro i provini; se ipotizziamo per il materiale un comportamento isotropo, sia dal punto di vista elastico che della dilatazione

termica, si ha

$$\sigma_r = -\frac{\alpha_v E}{1-\nu} \left[ \frac{1}{r_0^2} \int_0^{r_0} T r dr - \frac{1}{r^2} \int_0^r T r dr \right] = -\frac{\alpha_v E v_{it}}{16 \kappa (1-\nu)} (r_0^2 - r^2)$$

$$\sigma_\theta = -\frac{\alpha_v E}{1-\nu} \left[ \frac{1}{r_0^2} \int_0^{r_0} T r dr + \frac{1}{r^2} \int_0^r T r dr - T \right] = -\frac{\alpha_v E v_{it}}{16 \kappa (1-\nu)} (r_0^2 - 3r^2)$$
(5.8)

Il massimo sforzo di trazione si verifica al centro del provino; assumendo per un aggregato isotropo di calcite i valori delle caratteristiche elastiche e della dilatazione termica media riportati nel cap. 4 si ottiene

$$\sigma \text{ (MPa)} = 26 v_{it} \text{ (}^\circ\text{C/s)} \quad (5.9)$$

Tale relazione sembra indicare che solo alte velocità di riscaldamento (ad esempio dell'ordine di  $0.3 \div 0.5 \text{ }^\circ\text{C/s}$ ) potrebbero indurre microfessurazione per effetto dei gradienti termici.

Tenendo conto delle indicazioni derivanti da sperimentazioni condotte da altri autori, discusse nel cap. 4, e della possibile influenza dei pori sui gradienti locali di temperatura, si è adottato un valore massimo della velocità di riscaldamento molto cautelativo pari cioè a  $0.01^\circ\text{C/s}$  ( $0.6 \text{ }^\circ\text{C/min}$ ).

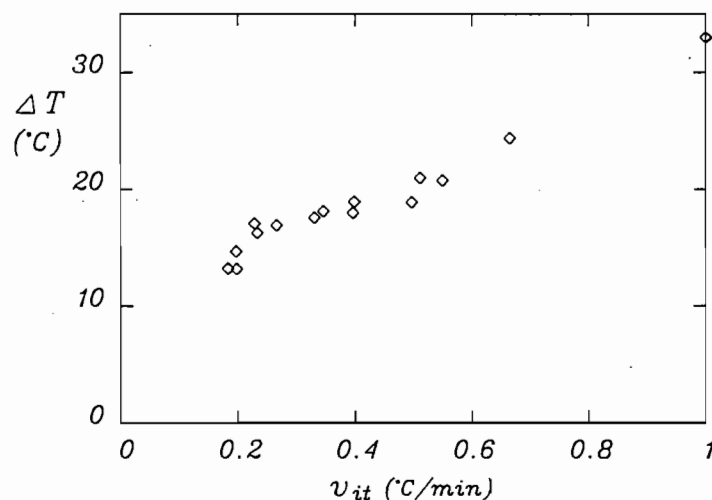


Fig. 5.2 - Valori sperimentali della differenza di temperatura tra l'aria e il centro di un provino cilindrico di marmo misurati in condizioni quasi stazionarie in funzione della velocità di incremento della temperatura dell'aria

Per una conferma sperimentale sono state effettuate prove di riscaldamento su un provino di marmo adottando diverse velocità di incremento della temperatura del forno e misurando contemporaneamente, per le condizioni quasi stazionarie, sia la temperatura dell'aria che quella al centro del provino. I risultati sono illustrati nella fig. 5.2. Le deviazioni dalla linearità, prevista dalla relazione (5.4), e la dispersione dei dati sono da attribuire alla complessità dei fenomeni di scambio termico sulla parete del provino (a seguito dei fenomeni di convezione ed irraggiamento), che non sono in realtà governati da relazioni lineari, nonché alle variabili condizioni dell'ambiente della stufa.

Dalla curva della fig. 5.2 si può valutare un coefficiente di scambio termico  $H$ , per le condizioni nell'ambiente della stufa, pari a  $10 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot ^\circ\text{C})$ .

Il riscaldamento effettivo dei vari gruppi di provini alle previste temperature di microfessurazione ( $50, 100, 200$  e  $300^\circ\text{C}$ ) è stato effettuato in un singolo ciclo termico alla velocità controllata sopra indicata. I provini sono stati mantenuti alla massima temperatura per un tempo, ricavato dall'equazione rappresentata in fig. 5.1, tale che la differenza tra la temperatura sulla superficie esterna e quella nel centro del provino fosse trascurabile ( $1\text{-}2^\circ\text{C}$ ).

### 5.3 Misura della deformazione termica

Per tutti i provini sottoposti a microfessurazione termica è stata misurata la deformazione irreversibile dopo il raffreddamento; su alcuni dei provini è stata misurata anche la deformazione termica complessiva alla massima temperatura del ciclo.

La dilatazione termica dei provini è stata sempre determinata con misure dimensionali, misurando la variazione di lunghezza dei provini stessi con un comparatore montato su telaio di precisione con piano rettificato. La precisione della variazione di lunghezza può essere valutata pari a  $0.005 \text{ mm}$ , corrispondente ad una deformazione di  $50 \cdot 10^{-6}$ . La porosità indotta dal riscaldamento è stata valutata pari a 3 volte l'allungamento irreversibile misurato sui provini.

La misura della dilatazione termica con tale tecnica risulta sufficientemente approssimata per gli scopi di questo studio; d'altro canto l'impiego di dilatometri convenzionali risulta spesso poco appropriato per le rocce (Senior e Franklin, 1987).

Per verificare l'attendibilità delle misure effettuate con tale tecnica speditiva si è ritenuto opportuno sottoporre a ciclo termico una barretta di acciaio ARMCO, di  $12 \text{ cm}$  di lunghezza, di cui è ben noto il coefficiente di espansione termica al variare della temperatura (Skinner, 1966). Nel campo di temperatura  $25\text{-}200^\circ\text{C}$  è

stato misurato un coefficiente di espansione lineare medio pari a  $1.19 \cdot 10^{-3} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ , in discreto accordo con il valore fornito dalla letteratura, pari a  $1.12 \cdot 10^{-3} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ .

## 5.4 Resistenza e caratteristiche elastiche

### 5.4.1 Prove di trazione

La resistenza a trazione è stata valutata con la prova di trazione indiretta, nota come prova brasiliana, seguendo le metodologie suggerite dall'ISRM (1978). Essa prevede l'applicazione del carico, secondo le generatrici del campione, mediante una piastra concava avente un raggio pari a 1.5 volte quello del provino e l'interposizione di un nastro adesivo in carta tra piastra e campione. E' possibile in tal modo estendere a circa  $10^\circ$  l'arco di contatto del provino con la piastra di carico, evitando così la concentrazione delle tensioni che può provocare fratture di taglio in prossimità del contatto stesso. E' da tener presente che i valori della resistenza ottenuti con tale metodologia possono risultare più alti rispetto a quelli forniti da prove con piastre di carico piane, schema spesso adottato in passato (Jaeger e Cook, 1971; Stagg e Zienkiewicz, 1968).

Per le prove sono stati utilizzati campioni cilindrici del diametro di 54 mm ed altezza pari circa alla metà. Le prove sono state condotte utilizzando una pressa meccanica della capacità di 250 kN, imponendo una velocità di deformazione pari a  $1.7 \text{ } \mu\text{m/s}$  (rottura raggiunta in circa 60 s). Il carico è stato misurato con una cella di carico estensimetrica da 50 kN (con precisione di 5 N), collegata ad una centralina di acquisizione automatica.

### 5.4.2 Prove di compressione uniassiale

Le prove di compressione sono state eseguite secondo quanto viene suggerito dalle norme ISRM (1979a); sono stati però utilizzati provini con rapporto altezza/diametro pari a 2 per mantenere lo stessa geometria richiesta per le prove triassiali. Anche per queste prove è stata utilizzata la pressa meccanica da 250 kN, adottando una velocità di deformazione pari a  $0.42 \text{ } \mu\text{m/s}$  e tempo di rottura pari a circa 8 min. Il carico è stato rilevato con cella estensimetrica da 500 kN e sensibilità 50 N.

Nel corso della prova sono state rilevate le deformazioni assiali e circonferenziali mediante due coppie opposte di estensimetri a resistenza, di altezza utile di 10 mm, poste a metà altezza del campione.

I carichi e le deformazioni sono stati acquisiti in forma digitale mediante

centralina estensimetrica collegata a PC. Le curve sforzi-moduli elastici e sforzi-coefficienti di Poisson, derivate dalle curve sforzi-deformazioni, sono state ricavate trattando i dati numerici così acquisiti mediante un programma di *smoothing* basato su *splines* cubici.

### 5.4.3 Prove di compressione triassiale

Per le prove triassiali è stata utilizzata la ben nota cella di Hoek per le rocce (Franklin e Hoek, 1970). La maggior parte delle prove triassiali è stata eseguita secondo la procedura di tipo I (prova individuale) della versione revisionata delle norme ISRM (1983), la quale prevede l'applicazione di un carico isotropo di confinamento e il successivo incremento del carico assiale. La pressione laterale è stata applicata mediante una pompa manuale, della capacità massima di 70 MPa, mentre il carico assiale è stato fornito da una pressa idraulica con capacità di 2.5 MN. Il controllo della pressione laterale è stato assicurato da un trasduttore di pressione estensimetrico, mentre il carico assiale è stato rilevato con il manometro della pressa, previa taratura con cella di carico.

Una serie di prove è stata anche condotta con la procedura, indicata come tipo III nelle norme ISRM, nota come *continuous failure state test* (CFS test). La realizzazione di tale prova è stata possibile durante un soggiorno presso il Politecnico Federale di Zurigo (ETH), il cui laboratorio ha per primo sperimentato questa innovativa procedura (Kovari e Tisa, 1975; Kovari et al., 1983).

La prova si basa sul principio che lo stato di rottura del materiale non dipende dal percorso di carico, anche quando il materiale è soggetto a continui stati di rottura, cioè quando il percorso delle tensioni coincide con la curva di resistenza limite.

In base a questo presupposto la conduzione della prova avviene in maniera tradizionale, per una fissata pressione laterale, fino al raggiungimento della resistenza di picco, facendo attenzione a non superarlo. A partire da questo momento, parallelamente all'incremento della sollecitazione assiale, si incrementa gradualmente la pressione laterale in modo da realizzare, nel piano sforzo assiale-deformazione assiale un percorso rettilineo, con una pendenza circa uguale a quella del tratto iniziale con pressione laterale fissata. Raggiunta la massima pressione laterale prestabilita viene incrementato il solo carico assiale, per cui il campione continua a deformarsi come se fosse stato portato a rottura in maniera convenzionale a quella pressione; il campione può eventualmente rilevare una riserva di resistenza,  $\Delta\sigma_n$ , fino al raggiungimento della nuova resistenza di picco. In fig. 5.3 sono riportati i percorsi degli sforzi e delle deformazioni sui piani sforzo assiale-deformazione assiale e sforzo assiale-pressione laterale.

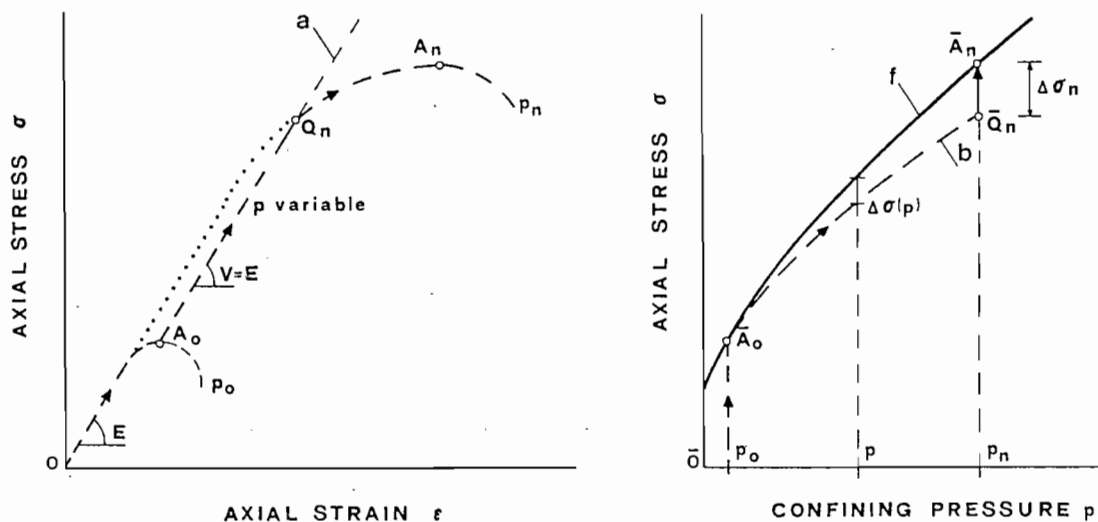


Fig. 5.3 - Schema illustrativo del percorso degli sforzi e delle deformazioni nella prova triassiale secondo la tecnica CFS "Continuous Failure Test" (Kovari et al., 1983)

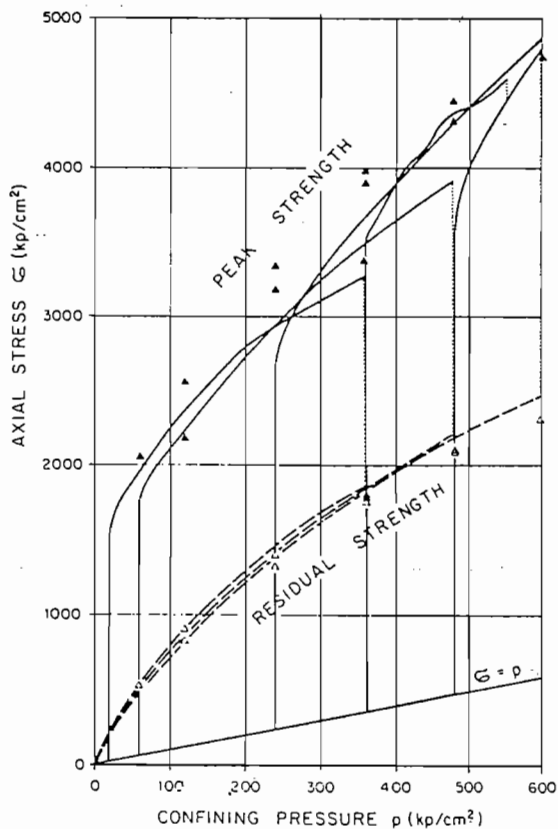


Fig. 5.4 - Confronto tra i risultati provenienti da prove triassiali CFS (linee continue) e da prove convenzionali (triangoli) nel granito del Gottardo (Kovari e Tisa, 1975)



La prova continua finché non viene raggiunta la deformazione corrispondente alla resistenza residua; a questo punto, viene diminuita monotonamente la pressione laterale descrivendo così la curva di resistenza residua.

E' evidente il notevole vantaggio di questo tipo di procedura, nella quale un solo provino è sufficiente a descrivere la curva di resistenza limite della roccia; in realtà, la curva che si ricava può trovarsi lievemente al di sotto della reale curva di resistenza di picco, ma la differenza può essere valutata in corrispondenza della massima pressione di confinamento applicata.

Nella fig. 5.4 è riportato un confronto tra i risultati di una prova classica e una prova CFS a deformazione controllata.

La conduzione di tale prova richiede l'impiego di una pressa rigida con la rappresentazione in tempo reale su plotter delle curve sforzo assiale-deformazione assiale e sforzo assiale-pressione di confinamento. In fig. 5.5 viene rappresentato lo schema di attrezzatura richiesto per lo svolgimento della prova triassiale CFS.

La cella di Hoek è stata utilizzata anche per determinare la deformabilità della roccia in condizioni triassiali e in particolare in condizioni di compressione isotropa. Lo schema dell'apparecchiatura sperimentale utilizzata per questo tipo di prova è riportato in fig. 5.6.

Per la misura della deformazione viene suggerito (Franklin e Hoek, 1970) di utilizzare estensimetri a resistenza, con conduttori che passano tra la camicia in PVC e la testa della cella da un lato e il provino e la testa di carico dall'altro. Nel corso della sperimentazione si sono però incontrate notevoli difficoltà, in quanto è necessario utilizzare come conduttori per gli estensimetri fili molto sottili del tipo utilizzato per gli avvolgimenti di motori o di trasformatori, isolati da una vernice. Molto spesso nel corso della prova triassiale si è verificato il danneggiamento dell'isolamento elettrico, che ha comportato la perdita del segnale.

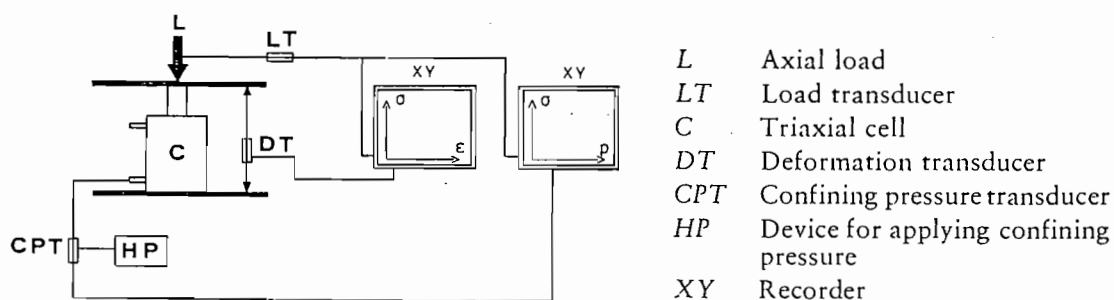


Fig. 5.5 - Schema dell'attrezzatura per la prova triassiale CFS (Kovari et al., 1983)

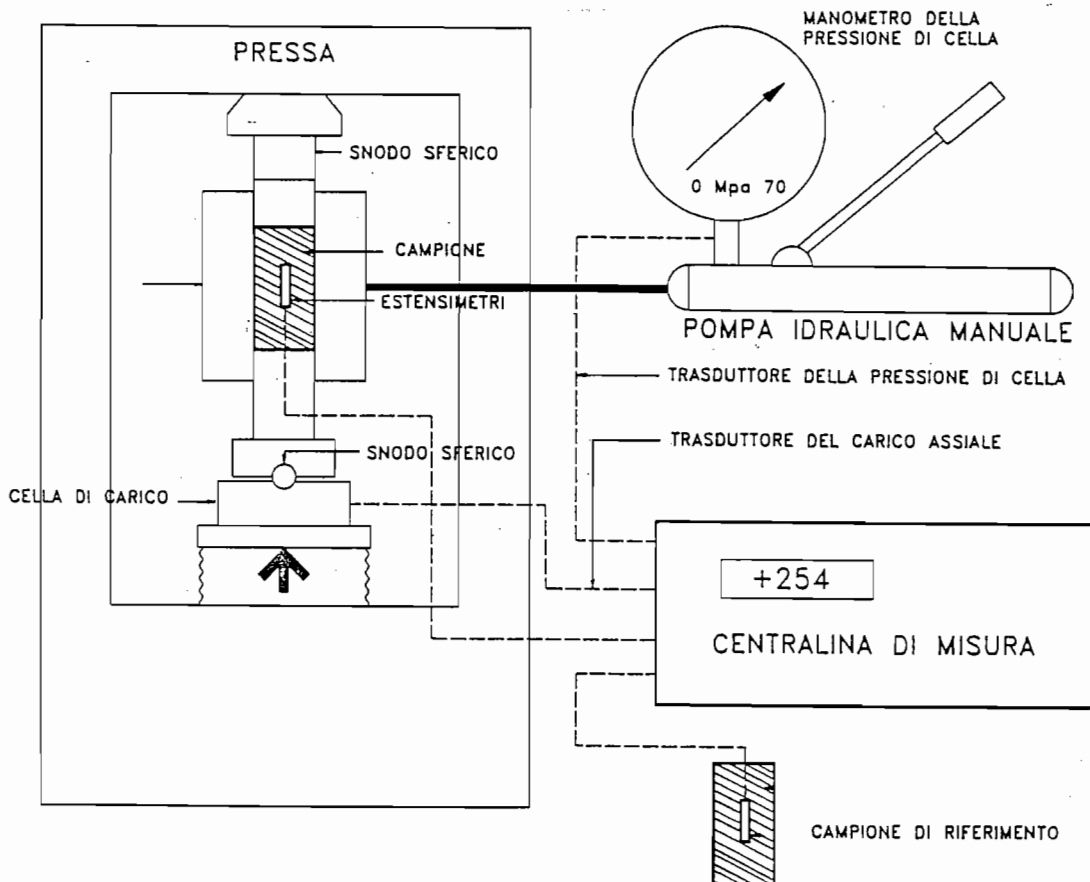


Fig. 5.6 - Schema dell'attrezzatura per la prova di deformabilità in compressione isotropa

Si riporta in fig. 5.7 un esempio di una prova di compressione triassiale, condotta alla pressione di confinamento di 10 MPa per un campione microfessurato a 200 °C, in cui sono state determinate le deformazioni. Il comportamento del marmo vicino alla duttilità è confermato dal fatto che sono state rilevate le deformazioni anche oltre il picco della sollecitazione deviatorica con una pressa non rigida.

### 5.5 Caratteristiche dinamiche

La misura di velocità sismica (onde P ed onde S), sia su campioni non sollecitati che sotto carico uniassiale o triassiale, ha richiesto una impegnativa messa a punto per garantire una ripetitività delle misure, soprattutto per quanto

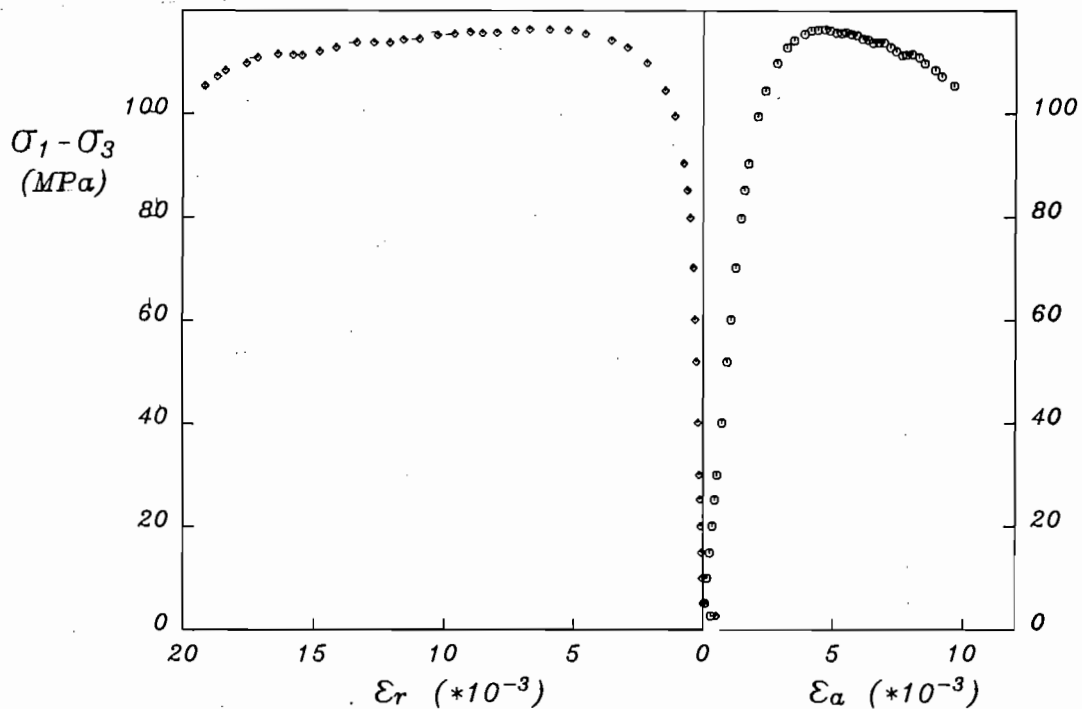


Fig. 5.7 - Curve di deformabilità assiale e trasversale ottenute da una prova di compressione triassiale, per una pressione laterale di 10 MPa

riguarda le onde S. Nel corso della sperimentazione si è avuta la possibilità di provare vari tipi di apparecchiature.

La prima apparecchiatura utilizzata è stata progettata e costruita presso il Laboratorio di Geofisica Applicata (L.G.A.) di questa Facoltà, che la utilizza già da tempo (Borelli, 1983). Vengono utilizzate varie coppie di trasduttori ceramici del diametro di 5 mm, con frequenza propria di 180, 300 o 1000 kHz. Il trasduttore viene periodicamente eccitato con una tensione di picco di 450 V per una durata di circa 2  $\mu$ s. Il segnale in uscita viene confrontato in un oscilloscopio a doppia traccia con quello in ingresso per la determinazione del tempo di transito.

Una delle principali difficoltà per una valutazione precisa e ripetibile della velocità consiste nell'errore introdotto dalle condizioni di contatto tra trasduttore e campione. L'accoppiamento tra le facce del provino e il trasduttore nelle prove L.G.A. è assicurato da un velo di grasso; un apposito supporto consente di portare a contrasto sotto modesto carico trasduttori e campione.

La taratura dell'apparecchiatura viene effettuata misurando i tempi di transito su barrette di plexiglas di varia lunghezza; in un diagramma lunghezza-tempo di transito l'intercetta della retta passante per i punti sperimentali con l'asse dei tempi fornisce il fattore di correzione per tenere conto dei ritardi interni nella

strumentazione.

Per una valutazione della variabilità dei risultati introdotta dalle condizioni sperimentali sono state eseguite due serie successive di misure su circa 80 campioni. Il valore medio della differenza per ogni campione tra le velocità fornite con le due serie di prove è risultato pari a 33 m/s per le onde P e a 12 m/s per le onde S. La differenza media, <dif>, della misura in duplicato è legata alla deviazione standard della singola misura su uno stesso campione,  $s(x)$ , dalla relazione (Volk, 1958)

$$s = \frac{\sqrt{\pi}}{2} \langle \text{dif} \rangle \quad (5.10)$$

per cui le deviazioni standard risultano pari a 29 e 10 m/s, rispettivamente, per le onde P e le onde S.

Il Laboratorio L.G.A. dispone, inoltre, di una coppia di trasduttori per onde P, montati su teste cave del diametro di 54 mm, che possono essere utilizzate come elementi di carico in celle di Hoek per eseguire misure di velocità delle onde P in condizioni di sollecitazione triassiale. I risultati forniti da tale strumento non sono stati però del tutto soddisfacenti.

Per la misura della velocità delle onde P è stato anche utilizzato un altro strumento, denominato "Pundit " A, costruito dalla C.N.S. di Londra. L'apparecchio è dotato di trasduttori di diversa frequenza propria (da 24 a 1000 kHz) e di vario diametro; in particolare per i provini in esame sono stati utilizzati trasduttori con diametro di 50 mm e frequenza propria di 54 kHz. I trasduttori vengono eccitati ad intervalli di 0.1 s con impulsi di 1 kV per una durata di 1.5  $\mu$ s. Il tempo di transito viene fornito in forma digitale; l'indicatore viene tarato frequentemente con un provino metallico di riferimento a tempo di transito noto.

Come suggerito dalla ditta costruttrice, in una prima fase della sperimentazione è stato utilizzato per l'accoppiamento un grasso molto viscoso, applicando il carico manualmente.

Nonostante la apparente rozzezza del metodo, i valori ottenuti con il Pundit A sono risultati sufficientemente ripetibili e in buon accordo con quelli ottenuti con l'apparecchiatura L.G.A., come è illustrato nella fig. 5.8.

Si è però constatato che ripetendo le misure il grasso tendeva a penetrare in profondità nel marmo, modificando i valori delle velocità rilevate, il che comportava la necessità di frequenti lavaggi con solventi organici (trielina o acetone).

E' risultato quindi più conveniente eseguire le misure applicando un carico controllato da un anello dinamometrico, mediante una apposita attrezzatura di

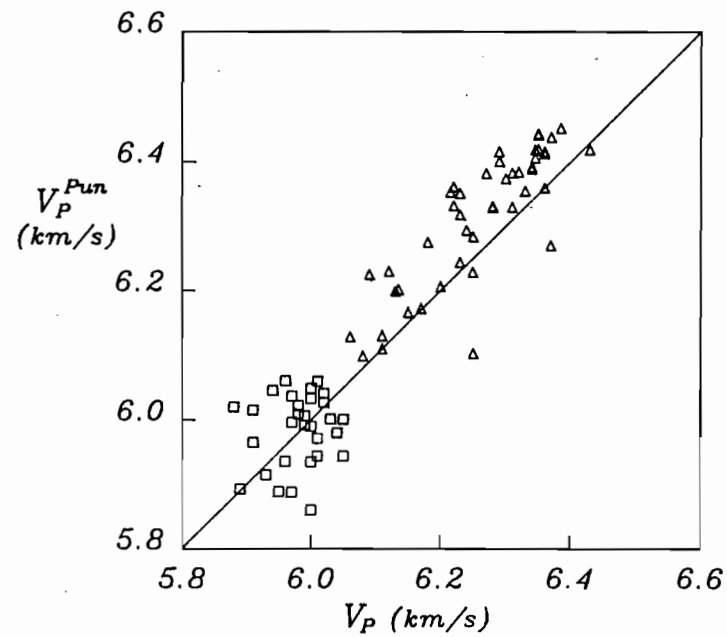


Fig. 5.8 - Confronto tra i risultati di velocità sismica (onde P) ottenuti rispettivamente mediante rilievo del tempo di transito con oscilloscopio nel laboratorio L.G.A. e mediante lettura digitale con Pundit A

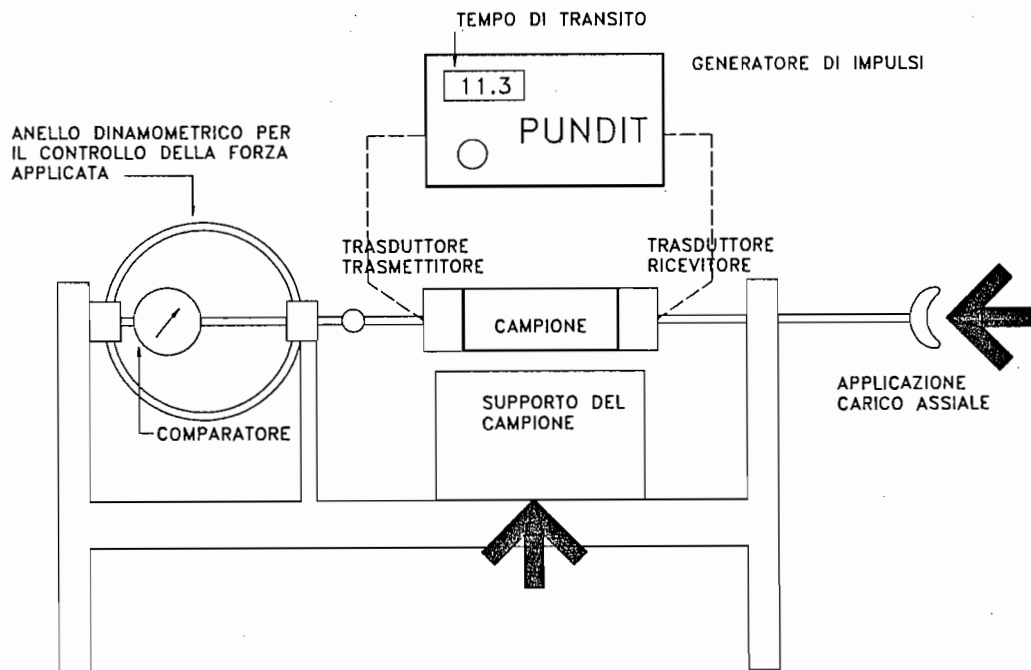


Fig. 5.9 - Schema dell'attrezzatura utilizzata per la misura della velocità longitudinale con il Pundit A

contrasto di cui si riporta lo schema in fig. 5.9. Per migliorare il contatto sono stati inoltre interposti tra trasduttori e facce del provino fogli di piombo (o alluminio) con spessore dell'ordine di 50  $\mu\text{m}$ . Questa metodologia di prova è stata in seguito mantenuta, fissando a 0.12 MPa il livello di carico. Si è tuttavia constatato che se le facce dei provini sono ben levigate l'aggiunta di un accoppiante non risulta indispensabile, almeno per la misura delle onde longitudinali, purché la pressione tra trasduttore e provino sia superiore a 0.5 MPa

Con lo stesso apparecchio "Pundit" A, ma utilizzando una coppia di trasduttori di piccolo diametro (20 mm) aventi frequenza propria di 200 kHz, sono state misurate le velocità sismiche delle onde P in corrispondenza di diametri con diversa orientazione di una sfera di marmo, del diametro di 110 mm, allo scopo di evidenziare una eventuale anisotropia delle caratteristiche dinamiche, secondo la tecnica proposta da Pros e Babuska (1968), Babuska e Pros (1984) e utilizzata da Thill et al. (1968, 1969, 1973), Bur et al. (1969) e Talebi (1983).

La misura è stata effettuata interponendo tra trasduttori e sfera un raccordo metallico piano-concavo; per la taratura sono state utilizzate barrette cilindriche in plexiglas dello stesso diametro dei trasduttori e di varia lunghezza, terminanti con una calotta sferica avente lo stesso raggio di curvatura della sfera di marmo.

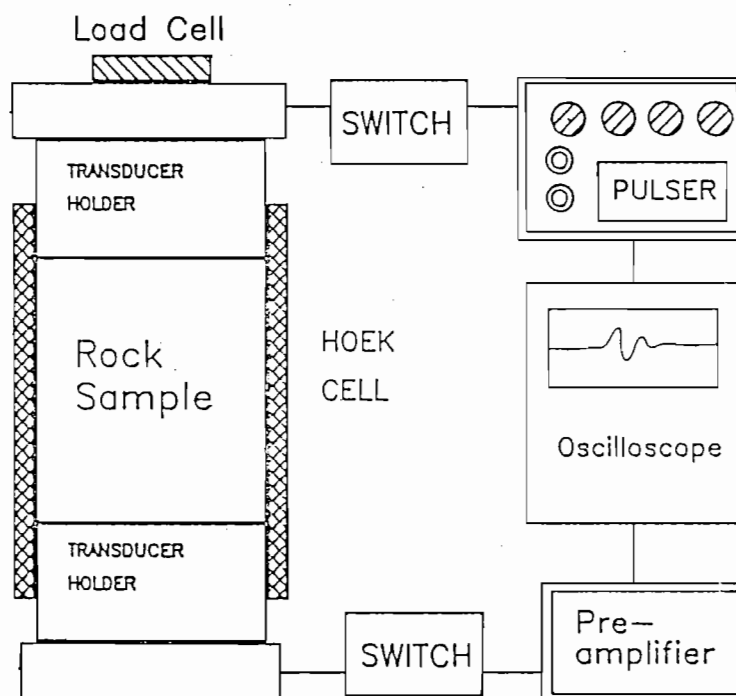


Fig. 5.10 - Schema dell'apparecchiatura utilizzata per la misura delle velocità sismiche con il Pundit B in condizioni di sforzo triassiale

Le velocità sismiche sono state misurate sia su provini in equilibrio con l'ambiente di laboratorio che su provini saturi; la saturazione è stata ottenuta mantenendo i campioni sotto vuoto per 4h, immettendo poi direttamente nel contenitore da vuoto acqua disareata e lasciando i campioni immersi per almeno 24h.

Infine, in una serie di provini è stata misurata la velocità delle onde P ed S nel corso di prove di carico uniassiale e triassiale utilizzando una apparecchiatura ("Pundit" B) costruita anch'essa dalla C.N.S.

Tale apparecchiatura (fig. 5.10) consiste di due elementi di carico per celle triassiali di Hoek nel cui interno cavo sono inseriti 1 trasduttore piezoelettrico per onde P e 2 trasduttori piezoelettrici per la generazione di onde S, polarizzate in due direzioni perpendicolari tra loro. I trasduttori, aventi frequenza propria di 1 MHz, vengono eccitati ad una frequenza di 40, 100 o 200 Hz e con tensione variabile da 30 a 100 V in modo da fornire un impulso ad ampio spettro della durata compresa tra 0.5 e 5 $\mu$ s.

Il tempo di transito è stato rilevato con un oscilloscopio analogico digitale Tektronix (tipo 2232) da 100 MHz con velocità di campionamento da 100 MS/s.

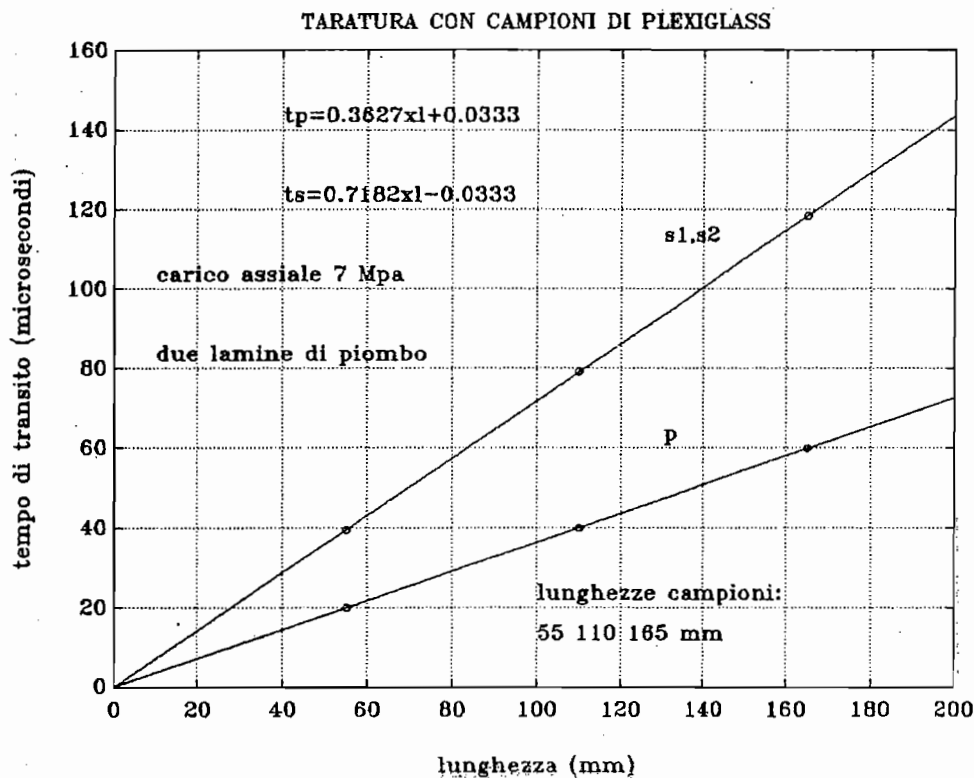


Fig. 5.11 - Tempi di transito misurati su 3 barrette di plexiglas per la taratura del Pundit B

Una verifica della corretta taratura dello strumento, effettuata periodicamente, consiste nella misura dei tempi di transito su 3 barrette di plexiglas di diversa lunghezza, di cui si riportano in fig. 5.11 i risultati.

Le misure sono state effettuate in alcuni casi mettendo direttamente a contatto le teste di misura con i provini di roccia, in altri interponendo fogli di alluminio o di piombo di cui si è detto in precedenza.

Nel complesso, questo tipo di misura presenta notevoli problemi, soprattutto per quanto riguarda le onde S a bassi valori del carico applicato (al di sotto di 2-3 MPa); è infatti spesso difficile identificare l'arrivo delle onde S, in quanto queste appaiono mascherate dalla coda del treno di onde P spurie. Per le onde P la misura appare più affidabile; misure di confronto su uno stesso campione con il Pundit A e con il Pundit B hanno fornito risultati perfettamente concordanti.

L'acquisizione automatica e il trattamento del segnale trasmesso con il confronto dei treni d'onda, rilevati in corrispondenza di vari livelli di sollecitazione, potrà consentire in futuro di migliorare notevolmente la stima dei tempi di arrivo, anche per bassi livelli di sforzo applicati.



## 6. RISULTATI SPERIMENTALI

### 6.1 Caratteristiche petrografiche

La sperimentazione in laboratorio è stata condotta su un marmo di Carrara (appartenente al litotipo indicato come Marmo Bianco) prelevato da un unico blocco di cava dalle dimensioni approssimative di 110x60x22 cm.

Il blocco originario si presentava massivo, omogeneo, di colore bianco tendente al grigio e segnato da zonature di colore grigio più scuro diffuse nella massa. Ad un esame attento si poteva riconoscere una struttura planare formata da queste venature, le quali sono dovute, secondo alcuni ricercatori, a pigmentazione carboniosa di origine organica.

Nel corso del metamorfismo le azioni tettoniche hanno determinato una deformazione quasi duttile della roccia con formazione di pieghe fortemente stirate e impilate, dando origine ad una situazione di tipo isoclinalico (fig. 6.1).

Il piano assiale di tali pieghe impilate, corrispondente approssimativamente all'originaria stratificazione, determina una struttura quasi planare riconoscibile macroscopicamente dall'allineamento della pigmentazione (la "macchia" o "verso" dei cavatori). Il "verso" è il piano in base al quale viene definito il taglio dei blocchi in cava. Altri elementi strutturali, meno appariscenti, corrispondono ad un piano ("secondo") perpendicolare al verso e alla direzione delle pieghe ed un altro piano diretto perpendicolarmente ai precedenti ("contro") (fig. 6.1). In linea di massima si può quindi dire che il marmo presenta una struttura globale di tipo ortotropo che, in prima approssimazione, (considerando la più alta evidenza della sottostruttura individuata dal "verso") può essere considerata trasversalmente isotropa. Una osservazione attenta ha consentito di individuare nel blocco i tre piani principali, le cui intersezioni sono state poi considerate assi di riferimento nel corso della sperimentazione.

L'esame a vista della roccia mostra una evidente cristallinità saccaroide, tipica del marmo, con individui cristallini visibili ad occhio nudo e dimensioni caratteristiche di alcuni decimi di millimetri. Durante la preparazione dei campioni sono stati rilevati rari macropori delle dimensioni di circa 1÷2 mm.

Lo studio delle caratteristiche microstrutturali è stato condotto al microscopio ottico da mineralogia su tre sezioni sottili ricavate secondo i tre piani

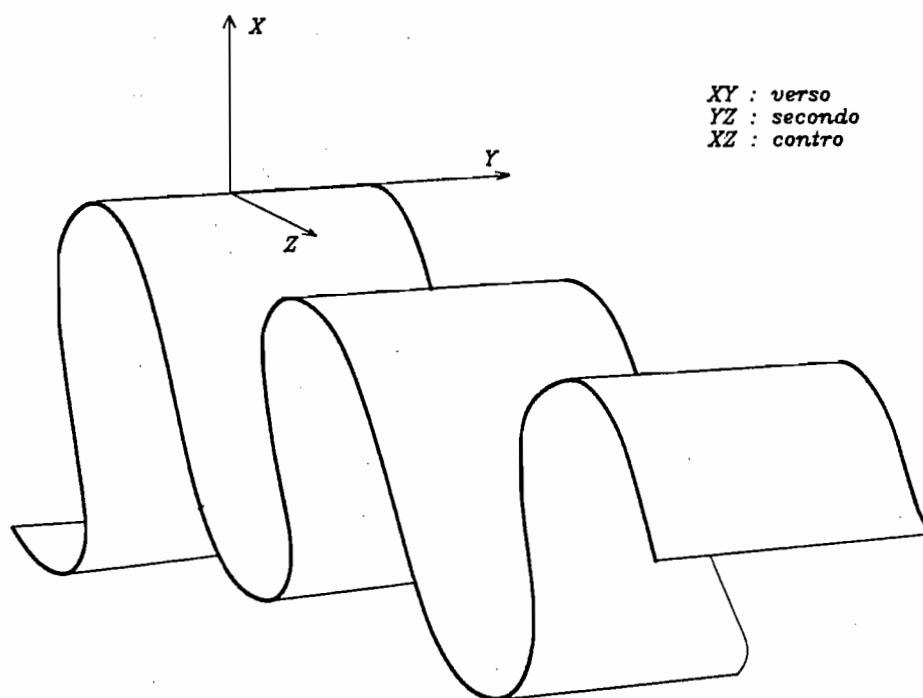


Fig. 6.1 - Principali strutture presenti nel marmo di Carrara



Fig. 6.2 - Sezione sottile del marmo a nicols incrociati (75 x)

"principali" individuati. In fig. 6.2 si riporta la fotografia di una sezione sottile a nicols incrociati (ingrandimento  $\times 75$ ). Dall'osservazione al microscopio si è evidenziata una tessitura isotropa con cristalli di calcite di forma equidimensionale e contorni ben netti: secondo alcuni autori è proprio ai margini dei granuli che è avvenuta una concentrazione del pigmento carbonioso.

L'unico minerale presente è la calcite, con dimensioni tipiche intorno ai 0.2+0.3 mm (fig. 6.2). La purezza in calcite del marmo è stata confermata dalla determinazione del residuo insolubile dopo attacco con acido cloridrico diluito, che è risultata pari allo 0.28% in peso.

Gli individui cristallini sono frequentemente geminati e mostrano evidenti piani di sfaldatura. La geminazione, presente soprattutto nei cristalli più grandi, viene attribuita ad una fase iniziale della deformazione avvenuta nel corso del metamorfismo della roccia. Durante un secondo stadio di deformazione, per più alti valori della pressione, è avvenuta una parziale ricristallizzazione con formazione di nuovi granuli di minori dimensioni (Coli, 1989).

Le sezioni sottili sono state osservate al microscopio anche attraverso il tavolo universale (o piatto di Fedoroff), che consiste in un piatto rotante su tre assi montato sul microscopio e solidale con la sezione, allo scopo di individuare l'asse ottico e quindi l'orientazione dei vari individui cristallini. Purtroppo, l'apparecchiatura disponibile non è risultata adatta per individui cristallini di così piccole dimensioni.

Sulle sezioni sottili si è proceduto anche alla determinazione del parametro stereologico  $P_L$  (numero di intersezioni per unità di lunghezza su un dato allineamento) relativo al contorno dei grani. Si è ottenuto un valor medio di  $5.4 \text{ mm}^{-1}$ , con una deviazione standard di  $0.4 \text{ mm}^{-1}$ , praticamente identico su tutte le sezioni esaminate e per tutte le direzioni di misura, per cui non sembra esserci un isoorientamento di abito dei cristalli.

Una indicazione più affidabile del modesto grado di anisotropia della roccia è stata ottenuta dalla distribuzione della velocità sismica longitudinale in funzione dell'orientazione, come verrà discusso in dettaglio nel par. 6.5.

## 6.2 Caratteristiche fisiche

In una prima fase della sperimentazione si è proceduto alla determinazione in laboratorio di alcune delle grandezze fisiche che caratterizzano il marmo.

Una delle prime caratteristiche investigate è stato il contenuto d'acqua naturale. Si è in primo luogo accertato che, in condizioni di equilibrio con l'ambiente di laboratorio, la roccia presenta un contenuto d'acqua molto basso e

che il suo comportamento è assimilabile ad un materiale asciutto.

La densità del materiale solido  $\rho_s$  è risultata pari a di  $2.7175 \text{ Mg/m}^3$ , con una deviazione standard di  $0.0011 \text{ Mg/m}^3$ .

In una prima fase della sperimentazione sono stati ricavati, rispettivamente, 50 e 32 campioni da due blocchi (A e B) ottenuti dal blocco originario e situati a circa 1 m di distanza uno dall'altro. La misura della densità apparente ha fornito valori medi lievemente diversi da un blocco all'altro (rispettivamente  $2.7071$  e  $2.7055 \text{ Mg/m}^3$ ).

Dai valori della densità apparente e di quella del materiale solido sono stati ricavati i valori di porosità dei campioni. I valori medi sono risultati pari allo  $0.383$  e  $0.442\%$ , rispettivamente per i due blocchi, come si può rilevare dagli istogrammi di fig. 6.3.

Una sintesi dei parametri fisici che caratterizzano il nostro marmo viene riportata in tab. 6.1; in essa si fa riferimento ai provini ricavati dal blocco A, i soli che sono stati in seguito utilizzati per la determinazione delle caratteristiche di

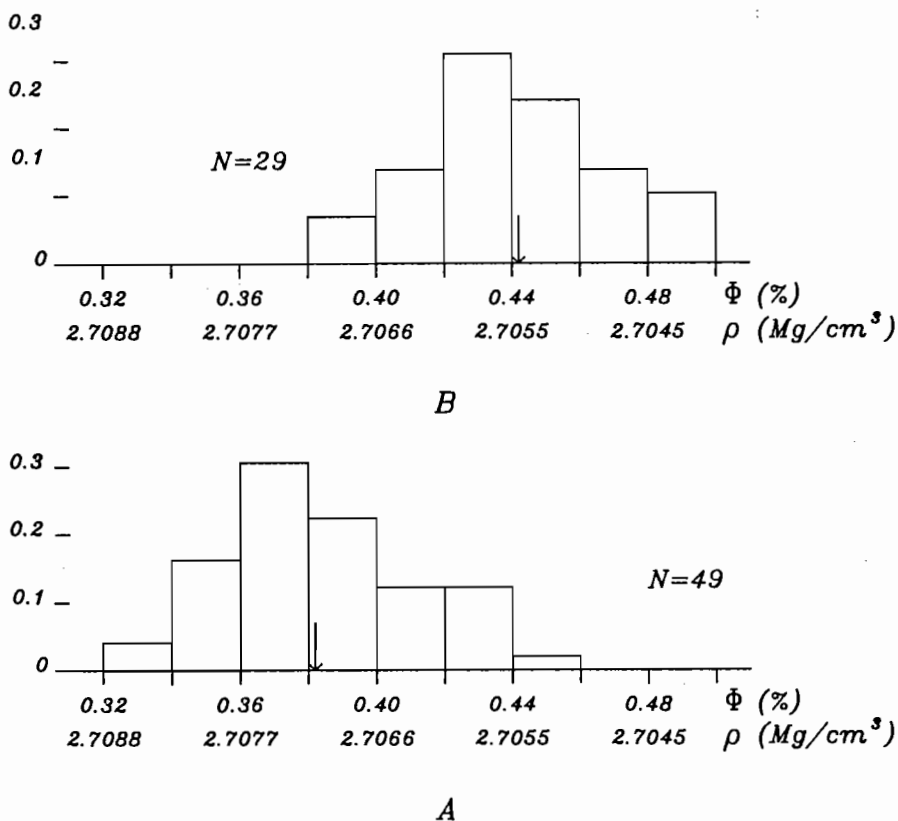


Fig. 6.3 - Istogrammi di porosità per i due blocchi A e B, con indicazione dei valori medi

deformabilità sia statica che dinamica. I simboli in tabella rappresentano:  $\langle \rangle$ ,  $s$  e  $v$  il valor medio, la deviazione standard ed il coefficiente di variazione della grandezza in oggetto, mentre  $N_o$  indica il numero delle prove effettuate.

**Tabella 6.1**  
Caratteristiche fisiche del marmo

	$\rho$ (Mg/m <sup>3</sup> )	$\rho_s$ (Mg/m <sup>3</sup> )	$\phi$ (%)
$\langle \rangle$	2.7071	2.7175	0.383
$s$	0.0007	0.0011	0.027
$v(\%)$	0.03	0.04	7.05
$N_o$	49	3	49

Per poter valutare il comportamento deformativo del marmo al variare della temperatura, e soprattutto per evidenziare l'isteresi deformativa, un provino è stato sottoposto a due cicli termici estesi alla temperatura di 300°C (fig. 6.4).

Si osserva che la dilatazione termica aumenta più che linearmente con la temperatura, fenomeno che in parte è collegato all'incremento con la temperatura del coefficiente di dilatazione termica, ma che è soprattutto provocato da formazione di microfessure. In effetti, nella successiva discesa si rileva una deformazione irreversibile (circa  $1.5 \cdot 10^{-3}$ ). Nel ciclo successivo le deformazioni in fase di salita della temperatura ricalcano la curva di discesa del ciclo precedente, mentre nella fase di discesa si rileva una ulteriore deformazione irreversibile pari a circa il 35% di quella del ciclo precedente.

Nella fig. 6.5 sono riportate sia le deformazioni termiche misurate per alcuni dei provini in corrispondenza della massima temperatura del ciclo, sia le deformazioni termiche residue dopo raffreddamento, che corrispondono all'incremento di porosità per microfessurazione.

Il coefficiente di dilatazione termica apparente in fase di riscaldamento varia da 7.3 a  $18.2 \cdot 10^{-6} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ , passando da 50° a 300 °C (valori medi tra la temperatura ambiente e la massima temperatura del ciclo); il coefficiente misurato in fase di raffreddamento, verosimilmente più prossimo al vero coefficiente di dilatazione termica dell'aggregato fessurato, varia da 7.3 a  $10.5 \cdot 10^{-6} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$  negli stessi intervalli di temperatura.

I valori di dilatazione termica misurati risultano più elevati del valore medio a 200 °C della calcite ( $5.3 \cdot 10^{-6} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ ), e ancor di più di quello di un aggregato di individui di calcite ( $3.6 \cdot 10^{-6} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ ) calcolato con la teoria di Walsh nel cap. 4 . Essi sono tuttavia in buon accordo con i valori misurati su vari tipi di marmo (Koroneos et al., 1980).

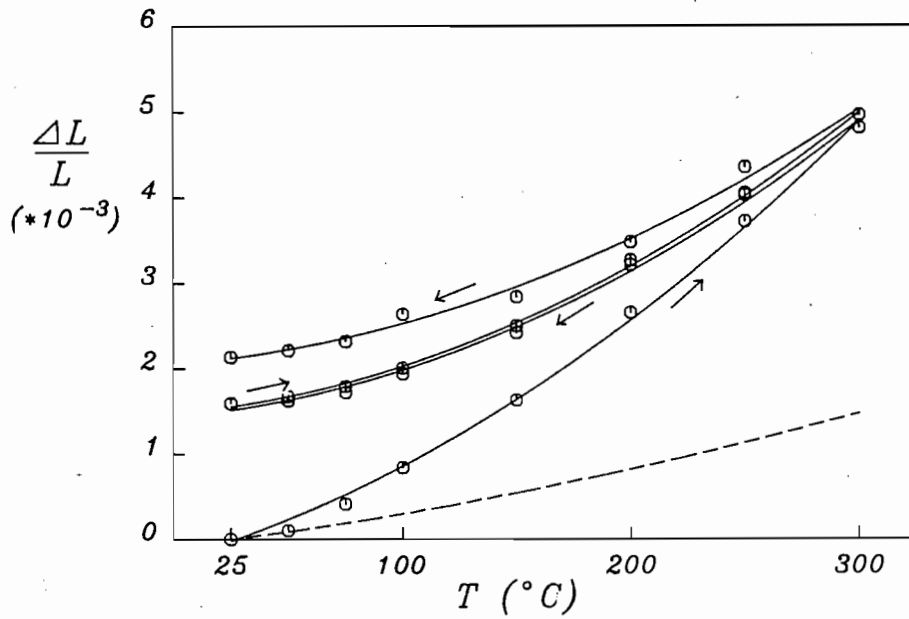


Fig. 6.4 - Dilatazioni termiche lineari del marmo nel corso di due cicli termici a 300 °C. Le linee continue rappresentano curve di regressione quadratica, la linea tratteggiata rappresenta la deformazione lineare media di un aggregato ideale di calcite

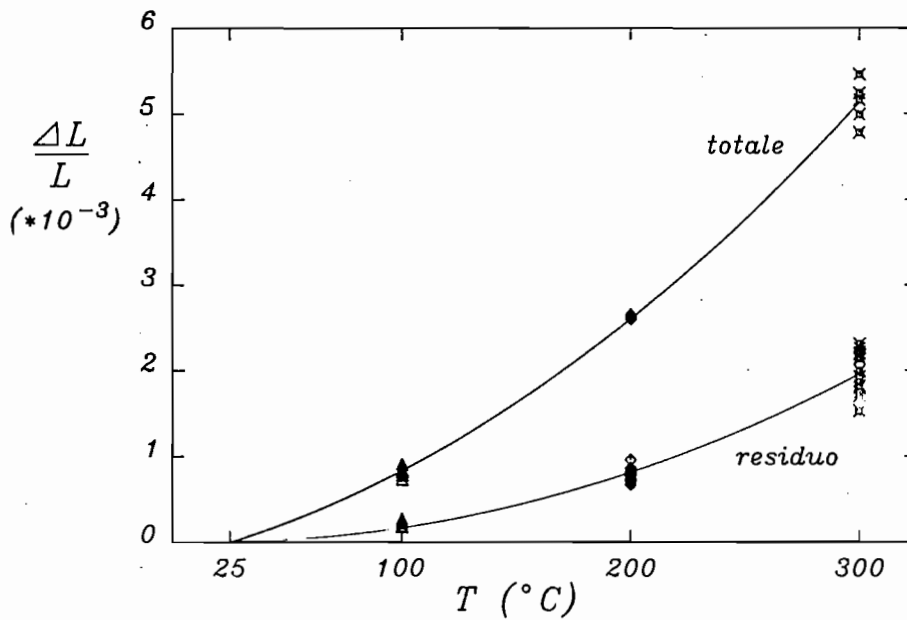


Fig. 6.5 - Deformazione totale alla massima temperatura del ciclo e deformazione irreversibile dopo raffreddamento. Le linee continue rappresentano curve di regressione quadratica

La fig. 6.5 mostra che l'incremento di porosità cresce più che linearmente con la temperatura di trattamento, raggiungendo valori pari a circa lo 0.6% per i provini trattati a 300°. A 50°C l'incremento di porosità indotta è inferiore al limite della precisione della tecnica adottata (circa 0.02%); tuttavia, con tecniche estensimetriche altri studiosi (Senior e Franklin, 1987) hanno messo in evidenza un comportamento irreversibile anche a queste basse temperature.

La variazione della porosità irreversibile in funzione della temperatura di trattamento,  $T_{tr}$ , può dipendere sia dalla estensione o formazione di microfessure, come previsto dalla rel. (4.19), sia da incremento della loro apertura, come verosimilmente si verifica soprattutto alle più alte temperature di microfessurazione.

Si riporta in tab. 6.2 una sintesi delle deformazioni prodotte dal riscaldamento.

**Tabella 6.2**  
Sintesi delle misure di deformazione per riscaldamento

$T_{tr}$ (°C)		$(\frac{\Delta L}{L})_{tot} (\cdot 10^{-3})$	$(\frac{\Delta L}{L})_{irr} (\cdot 10^{-3})$	$\alpha_{app}$ ( $10^{-6} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ )	$\phi_{tot}$ (%)
100	<>	0.82	0.20	10.5	0.444
	s	0.06	0.03	0.7	0.025
	v(%)	7.3	15.0	7.3	5.6
	No	6	12	5	12
200	<>	2.62	0.785	14.6	0.617
	s	0.02	0.082	0.1	0.053
	v(%)	0.8	10.4	0.9	8.6
	No	4	12	4	12
300	<>	5.04	1.860	18.2	0.937
	s	0.20	0.192	0.6	0.073
	v(%)	4.0	10.3	3.1	7.8
	No	4	14	4	14

Su alcuni dei provini è stato determinato il contenuto d'acqua a saturazione, ricavando per quelli microfessurati una coincidenza tra incremento di porosità imbibita e quella calcolata in base alle densità e all'allungamento irreversibile. Si rileva dalla fig. 6.6 che, mentre la porosità del marmo in condizioni naturali è dovuta alla presenza di cavità chiuse, la porosità indotta dalla microfessurazione appare legata essenzialmente ad un reticolo di fessure idraulicamente connesse.

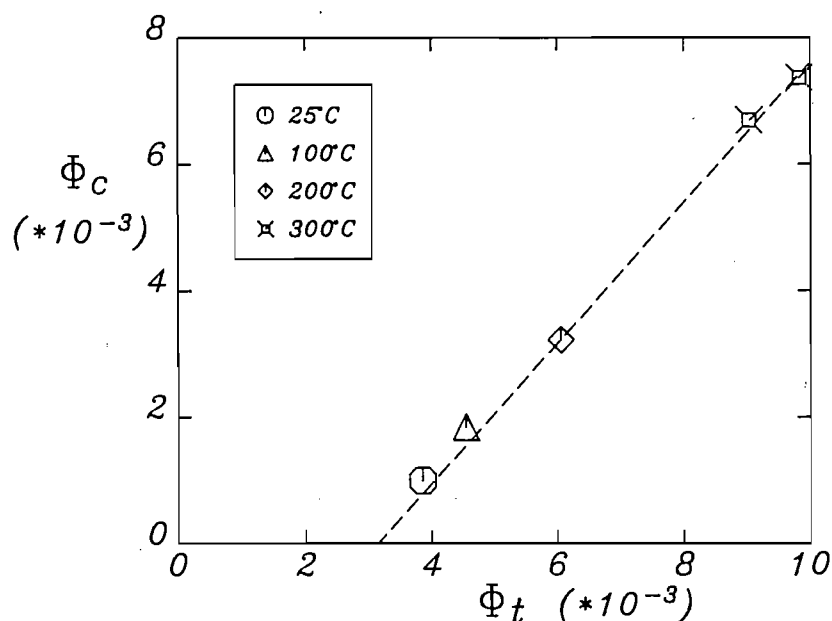


Fig. 6.6 - Confronto tra la porosità totale  $\phi_t$  (ottenuta dalle densità dei provini e del solido) e la porosità connessa  $\phi_c$  (ottenuta dal contenuto d'acqua a saturazione)

### 6.3 Caratteristiche di resistenza

#### 6.3.1 Resistenza a trazione

La resistenza a trazione è stata valutata con la prova di trazione indiretta, nota come prova brasiliana, secondo le modalità illustrate nel cap. 5. I campioni di marmo in condizioni naturali apparivano dopo la rottura divisi da una netta frattura verticale, con presenza a volte di corte fratture di taglio in corrispondenza del contatto. La distribuzione dei valori della resistenza a trazione ha rilevato un valore medio di 10.2 MPa, con un coefficiente di variazione pari al 4.6%.

I campioni trattati termicamente hanno mostrato alla rottura una frattura di trazione meno planare, tanto più evidente quanto maggiore era il grado di microfessurazione indotto.

La resistenza decade con la temperatura di trattamento con andamento quasi lineare (fig. 6.7); per  $T_{tr} = 300$  °C essa è pari al 67% del valore originario. La resistenza è sensibile all'effetto termico sin dalla temperatura di 100 °C, la più bassa tra le temperature di trattamento investigate in questa prova. Anche la variazione della resistenza con l'incremento di porosità indotto dal trattamento termico (fig. 6.8) mostra un decadimento, molto più sensibile a bassi valori della porosità e



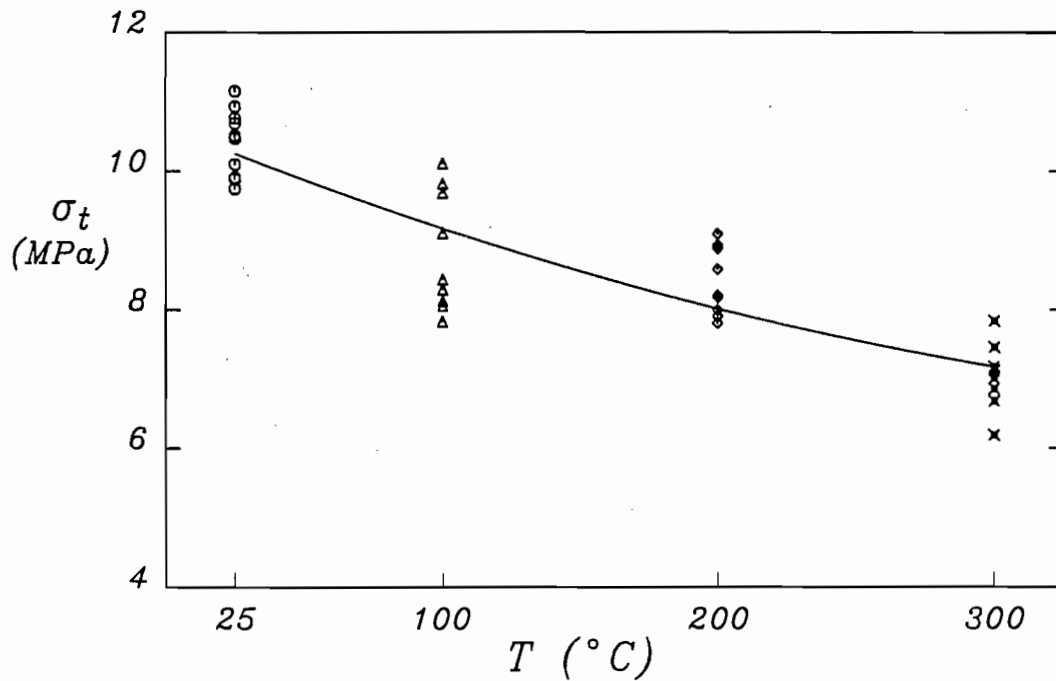


Fig. 6.7 - Resistenza a trazione brasiliana in funzione della temperatura di trattamento

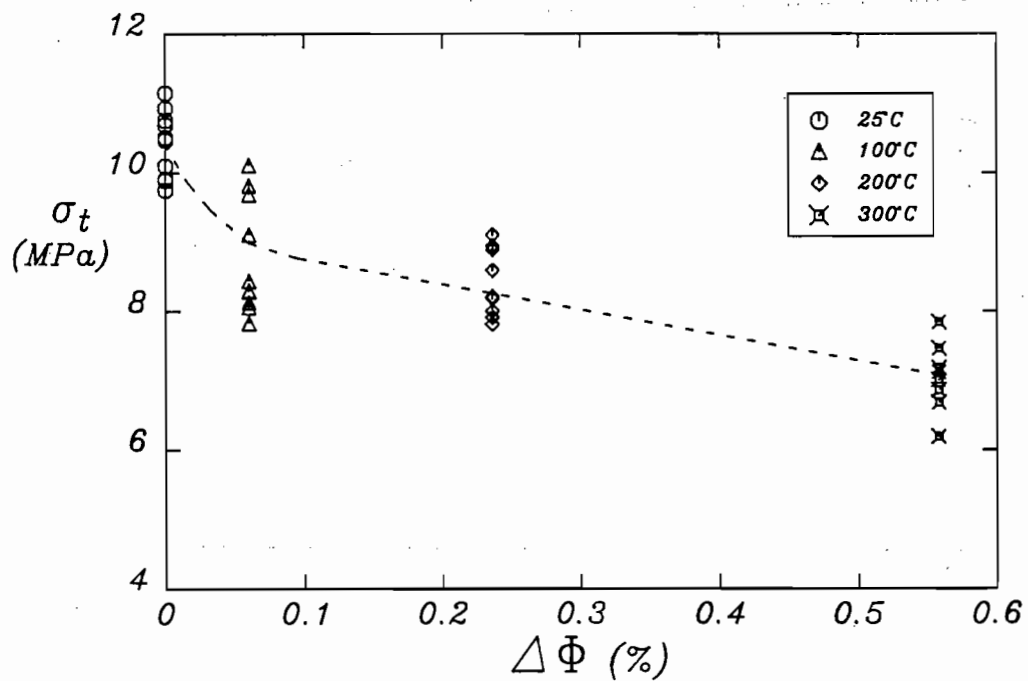


Fig. 6.8 - Resistenza a trazione brasiliana in funzione del valore medio della porosità indotta ottenuto per ogni temperatura di trattamento

sempre meno ai più alti.

In prove di trazione la roccia mostra, quindi, una notevole sensibilità alla presenza di microfessure preesistenti. E' plausibile immaginare che la resistenza a trazione nei campioni trattati dipende dalla estensione della rete di microfessure che si crea fin dalla più bassa temperatura investigata, e in misura minore dalle caratteristiche geometriche delle microfessure. L'aumento della temperatura produce nuove fessure ed estende le precedenti, che rendono sempre più fitta la maglia delle microfessure e di conseguenza sempre minore la resistenza.

Si deve rilevare che il marmo indagato appare una delle rocce più sensibili al decadimento delle caratteristiche di resistenza a trazione. Ad esempio, per una  $T_T$  di 300 °C è stata osservata per i graniti una riduzione della resistenza variabile dal 71 all'83% (fig. 4.25).

### 6.3.2 Resistenza a compressione uniassiale

Le prove di resistenza a compressione uniassiale sono state effettuate con una pressa non rigida, la quale ha provocato una brusca rottura dei campioni, per cui l'andamento della curva di deformabilità è stato rilevato solo per un breve tratto oltre la resistenza di picco. L'esame dei campioni dopo la prova ha mostrato tipicamente la presenza di una superficie di rottura inclinata di circa 62° (cosiddetta "a becco di flauto"), con presenza di materiale cataclastico.

Il valore medio della resistenza a compressione uniassiale è risultato pari a 98.2 MPa, con deviazione standard di 3.0 MPa. Si può rilevare che i parametri meccanici risultanti dalle prove sono confrontabili con quelli forniti dalla letteratura: Kovari e Tisa (1975) riportano, per un marmo di Carrara con dimensioni medie dei grani di 0.3 mm e porosità dello 0.41%, una resistenza a compressione uniassiale di 110 MPa; Franklin ed Hoek (1970) hanno ottenuto, per un marmo di Carrara con porosità dello 0.1%, un valore della resistenza a compressione uniassiale pari a 92.4 MPa, per campioni di 38 mm di diametro.

L'influenza della temperatura di trattamento sulla resistenza a compressione uniassiale è illustrata nella fig. 6.9. E' da tener presente che in una serie di prove di resistenza, effettuate in contemporanea alla misura delle velocità sismiche allo scopo di poter meglio valutare i tempi di percorrenza dell'onda sismica, è stata interposta una lamina di piombo tra il campione ed il trasduttore. Questa metodologia di prova ha influenzato fortemente i valori della resistenza, che sono risultati ridotti di circa il 20% rispetto a quelli ottenuti con il metodo tradizionale. Tale comportamento è provocato dal fatto che la lamina, nonostante il suo spessore ridotto (50µm), viene estrusa plasticamente durante la prova producendo sollecitazioni radiali di trazione in corrispondenza della testa del provino.

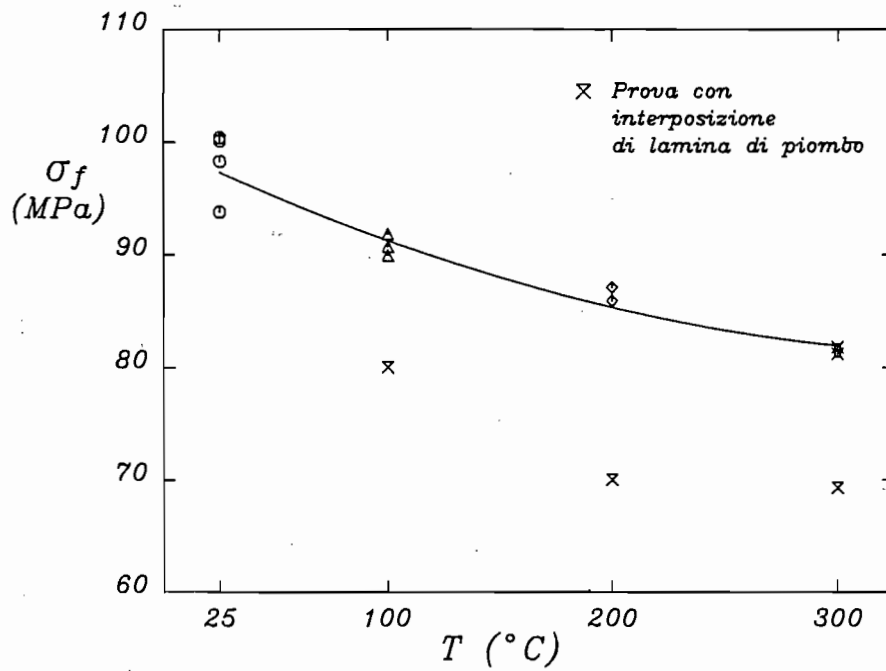


Fig. 6.9 - Resistenza a compressione uniaxiale in funzione della temperatura di trattamento

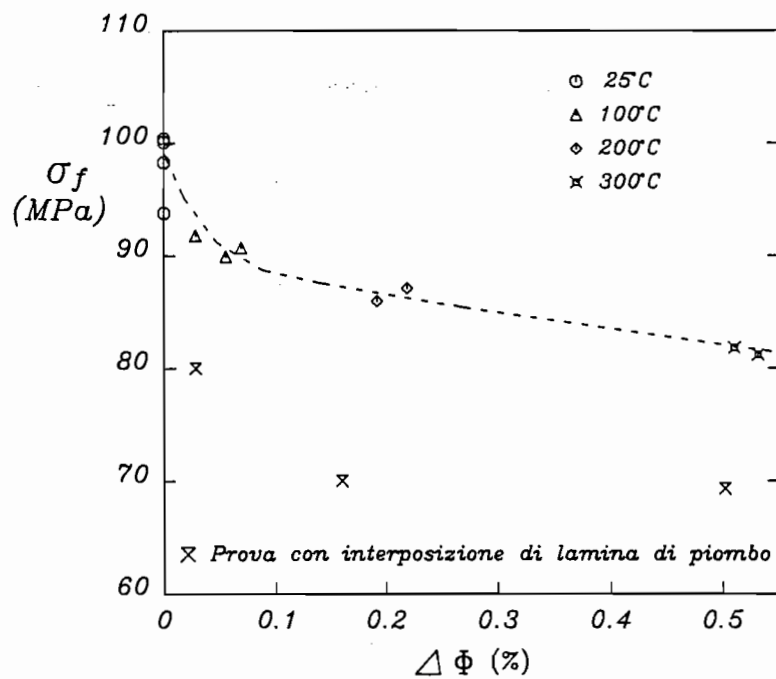


Fig. 6.10 - Resistenza a compressione uniaxiale in funzione della porosità di microfessurazione indotta

Escludendo le prove effettuate con tale modalità, la resistenza a compressione appare chiaramente influenzata dalla temperatura di microfessurazione, nonostante il limitato numero di prove eseguite. L'effetto è decisamente meno sensibile rispetto alla resistenza a trazione; per  $T_{Tr} = 300\text{ °C}$  la resistenza si riduce all'83% del valore iniziale.

A differenza di quanto accade nelle rocce granitiche (fig. 4.23), l'effetto della temperatura si risente sin dai  $100\text{ °C}$  e forse anche a temperature più basse. Si può avanzare l'ipotesi che la minore sensibilità dimostrata dalla resistenza a compressione uniassiale alla microfessurazione termica, rispetto a quella di trazione, deriva dal fatto che la applicazione di un carico deviatorico provoca nuove microfessure, concentrate lungo il piano di scorrimento, e che il fenomeno della rottura è legato strettamente a questa rete di microfessure locali. Perciò, se da una parte le microfessure preesistenti favoriscono la estensione e nuova formazione di microfessure dovute al carico, sono essenzialmente le microfessure concentrate sul piano di scorrimento a determinare la rottura.

La relazione tra resistenza e incremento di porosità indotto dal riscaldamento (fig. 6.10) presenta un chiaro andamento non lineare con una rapida caduta iniziale e una successiva diminuzione più graduale. Come è noto, la porosità è proporzionale alla efficacia e al rapporto di forma delle microfessure, mentre la resistenza è verosimilmente poco influenzata da questo ultimo parametro.

La microfessurazione termica si manifesta inizialmente con la formazione e l'estensione di nuove fessure che provocano la caduta di resistenza (a compressione uniassiale e di trazione) osservata, mentre a temperature più elevate l'ulteriore incremento di porosità è in gran parte dovuto ad un incremento del rapporto di forma.

### 6.3.3 Resistenza a compressione triassiale

Le prove triassiali, eseguite secondo la procedura di tipo I (prova individuale), sono state effettuate con carichi di confinamento variabili sino a 30 MPa. Al crescere della pressione di confinamento la rottura diviene progressivamente meno fragile e la curva carichi-deformazioni può essere seguita per un certo tratto anche in una pressa convenzionale (fig. 5.7). Secondo Edmond e Paterson (1972), nel marmo di Carrara il passaggio tra comportamento fragile e incrudente si verifica per una pressione di confinamento di 50 MPa, superiore al massimo valore adottato in questa sperimentazione.

Se la deformazione del campione viene arrestata poco dopo il picco i provini si presentano integri ma segnati da linee di scorrimento a taglio corrugate.

L'elaborazione dei dati di resistenza triassiale, sulla base del criterio di Hoek,

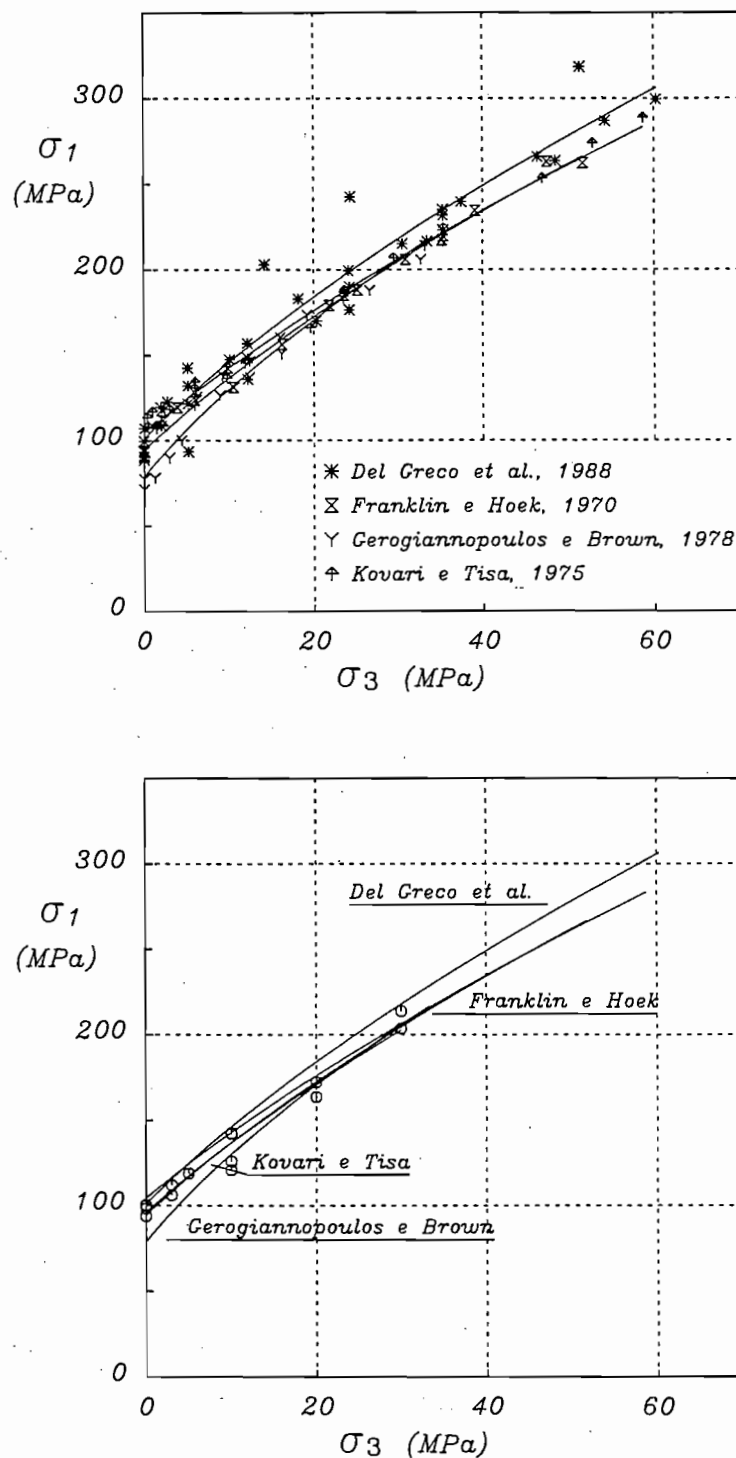


Fig. 6.11 - Valori sperimentali della resistenza a compressione triassiale del marmo di Carrara ottenuti da vari Autori e relative curve di resistenza di Hoek e Brown (in alto); valori ottenuti in questa sperimentazione insieme con le curve di interpolazione degli altri Autori (in basso)

ha fornito per il marmo in condizioni naturali un valore del parametro  $m$  pari a 7.2 (Hoek e Brown, 1980a). La curva di resistenza limite è rappresentata nella fig. 6.11, insieme ad una serie di curve costruite con dati riportati dalla letteratura per il marmo di Carrara (Franklin e Hoek, 1970; Kovari e Tisa, 1975; Gerogiannopoulos e Brown, 1978; Del Greco e Peila, 1988).

Tra i risultati ottenuti dalla prova CFS si riporta in fig. 6.12 la rappresentazione sui piani  $\sigma_3$ - $\sigma_1$  ed  $\varepsilon_a$ - $\sigma_1$  per un campione di marmo in condizioni naturali. Si nota, innanzitutto, che al raggiungimento della pressione laterale di 50 MPa la deformazione assiale continua ad aumentare, denotando un comportamento duttile. L'incremento della deformazione comporta che la curva intrinseca residua risulta al di sopra, per un certo tratto, a quella ipotizzata per il picco. A causa di questo comportamento nelle prove successive è stata fissata una pressione laterale massima di 30 MPa, ma anche per tale valore del confinamento il marmo mostra un comportamento duttile. In ogni modo, questi risultati non permettono di ricavare la riserva di resistenza  $\Delta\sigma_n$ , che ci indica di quanto la curva ottenuta si trovi al di sotto della reale curva intrinseca.

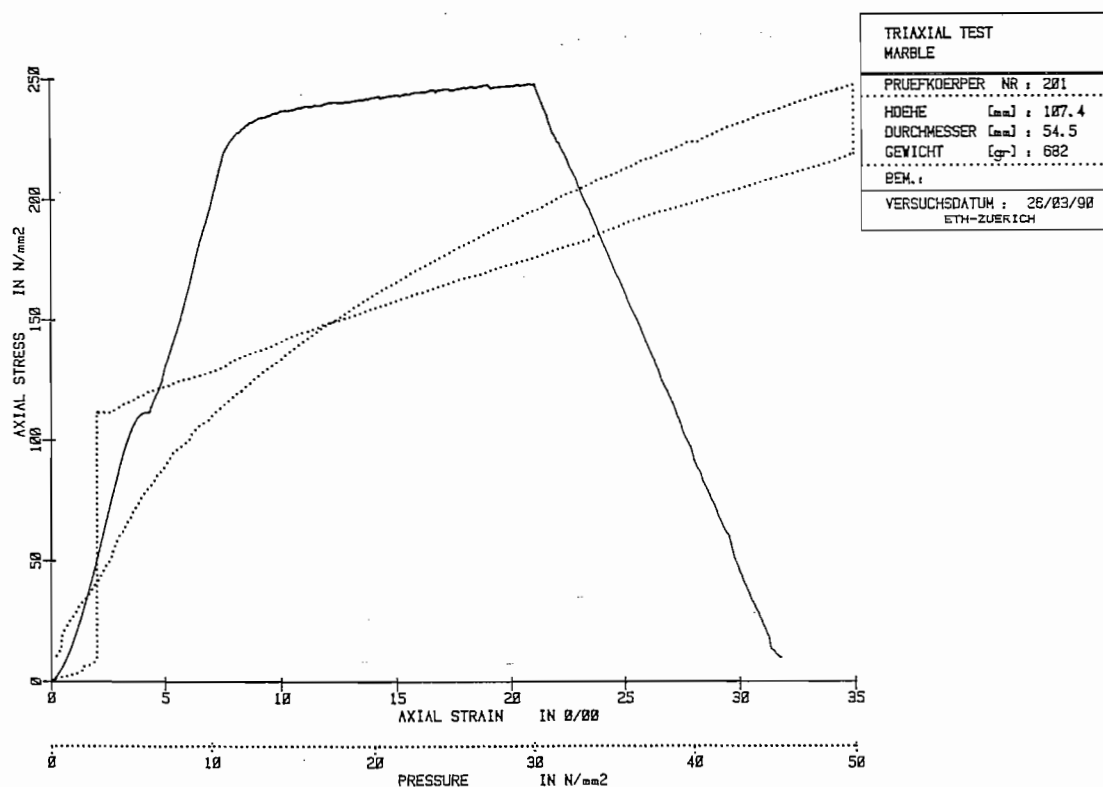


Fig. 6.12 - Risultati di una prova triassiale condotta con la tecnica CFS su un provino di marmo in condizioni naturali

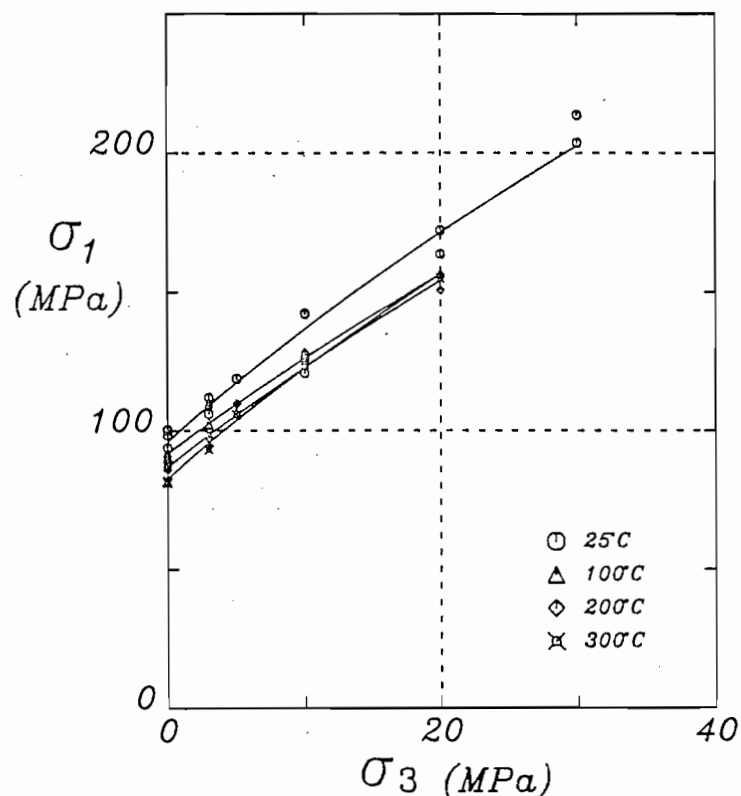


Fig. 6.13 - Risultati di prove triassiali individuali su provini in condizioni naturali e termicamente microfessurati

Una serie di prove di compressione triassiale sono state condotte anche sui campioni microfessurati termicamente. I risultati, sintetizzati in fig. 6.13, mostrano che la resistenza confinata è sempre meno influenzata dalla intensità di microfessurazione all'aumentare della pressione di cella, a conferma di quanto era stato rilevato, ad esempio, da Bauer e Johnson (1979) sul granito di Westerly (fig. 4.24). Infatti, se alla pressione di 5 MPa si nota ancora una debole correlazione della resistenza con la temperatura, già a 10 MPa questa si perde completamente. Tale comportamento può essere riferito al fatto che il materiale microfessurato è costituito da grani strettamente interconnessi per cui, all'aumentare della pressione, la formazione di una superficie di frattura non può che avvenire se non con la rottura dei grani stessi.

L'elaborazione delle prove in base al criterio di resistenza proposto da Hoek ha rilevato, come previsto, un incremento del parametro  $m$ , passando da 100 a 300 °C, da 5.6 a 7.1. E' da evidenziare, comunque, che sarebbe necessario effettuare altre prove sui campioni microfessurati per ottenere indicazioni più sicure.

Quanto detto risulta confermato anche dalle prove CFS, di cui si riportano i

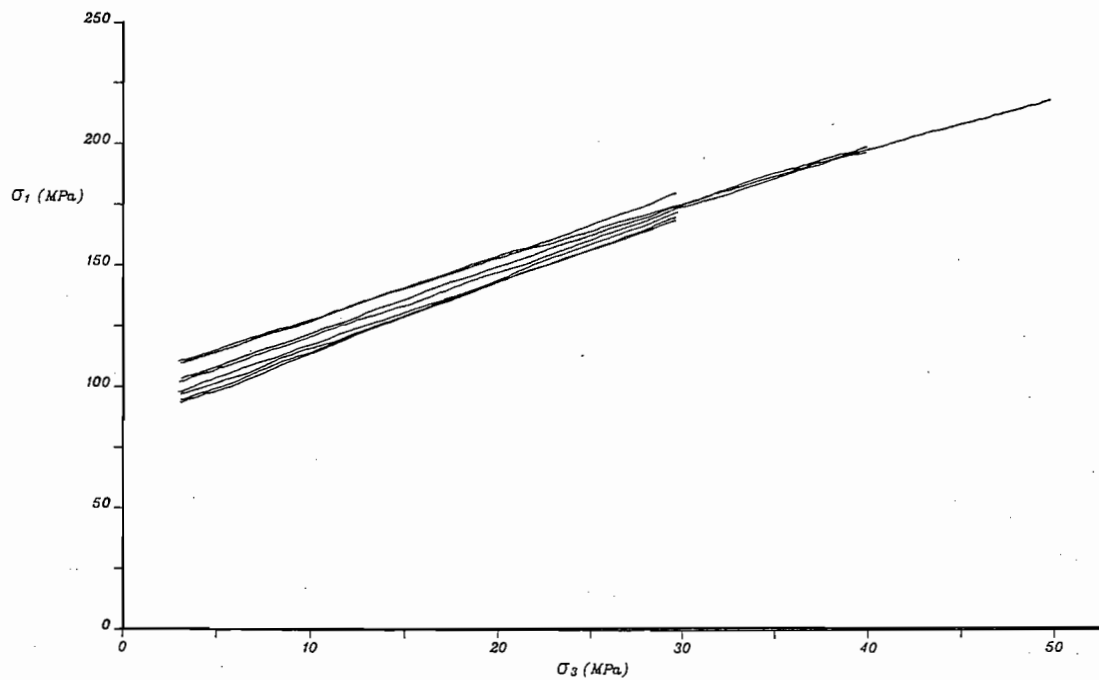


Fig. 6.14 - Curve di resistenza triassiale su provini termicamente microfessurati ricavate con prova CFS

risultati in fig. 6.14.

I valori medi della resistenza e del parametro di resistenza triassiale  $m$  ottenuti dai campioni in condizioni naturali sono riportati in tab. 6.3.

**Tabella 6.3**

Caratteristiche meccaniche del marmo in condizioni naturali

	$\sigma_f$ (MPa)	$\sigma_f$ (MPa)	$m$
< >	10.2	98.2	7.2
s	0.5	3.0	0.1
$\nu$ (%)	4.6	3.1	1.3
No	10	4	11

#### 6.4 Deformabilità

La prova di compressione uniassiale consente di ottenere, oltre al valore della resistenza non confinata, anche la descrizione dei parametri elastici statici al variare dello sforzo applicato.



I risultati di tale prova per tre campioni in condizioni naturali sono riportati sul piano sforzo-deformazioni nella fig. 6.15. Si evidenzia un andamento pressoché lineare delle deformazioni assiale, trasversale e volumica con il carico fino a valori dell'ordine del 75% del carico ultimo, denotando un comportamento praticamente elastico. La sovrapposizione delle curve in questo tratto evidenzia la eccezionale omogeneità delle caratteristiche elastiche della roccia, superiore alla omogeneità della resistenza.

Il comportamento deformativo è messo bene in evidenza anche dagli andamenti del modulo elastico e del coefficiente di Poisson tangenti in funzione del carico applicato (fig. 6.16). Non si osserva l'incremento del modulo nel tratto iniziale della curva, tipico delle rocce microfessurate, ma solo una lieve graduale diminuzione fino al netto gomito che prelude la rottura.

I valori medi del modulo di Young e del coefficiente di Poisson per un carico di 20 MPa, sono risultati pari a 79 GPa e 0.31, rispettivamente. Tali valori possono essere confrontati con quelli di un aggregato calcitico isotropo ideale, determinati con le varie tecniche di omogeneizzazione descritte nel cap. 3 a partire dalle caratteristiche del cristallo di calcite fornite dalla letteratura (Birch, 1966). In particolare in tab. 6.4 sono riportati i valori teorici calcolati in base alla media VRH (introdotta nel par. 3.3).

**Tabella 6.4**  
Valori medi VRH per la calcite  
(Birch, 1966)

Riferimenti	K (GPa)	$\nu$	E (GPa)	G (GPa)	V <sub>p</sub> (km/s)	V <sub>s</sub> (km/s)
1	74.71	0.320	81.01	30.76	6.52	3.36
2	83.80	0.308	96.77	37.21	7.00	3.70
3	67.03	0.289	85.07	33.07	6.39	3.49
4	67.16	0.293	83.75	32.47	6.37	3.45

1. Peselnick e Robie, 1963, J. Appl. Phys., **34**, 2495
2. Reddy e Subrahmanyam, 1960, Acta Cryst., **13**, 493
3. Bhimasenachar, 1945, Proc. Indian Acad. Sci., **A22**, 199
4. Voigt, 1890, Wied. Ann., **39**, 412

I valori sperimentali ottenuti sul marmo in esame sono molto prossimi a quelli teorici, che presentano sorprendenti differenze da uno sperimentatore all'altro, basati sui parametri elastici del cristallo di calcite.

Un confronto tra i risultati di prove di deformabilità su un campione in

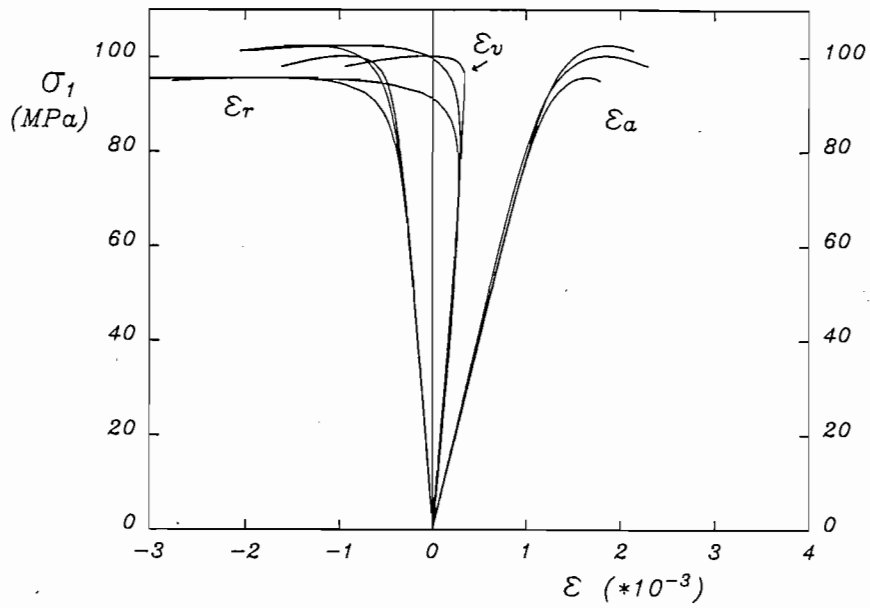


Fig. 6.15 - Curve di deformabilità assiale, trasversale e volumica ottenute da 3 campioni di marmo in condizioni naturali

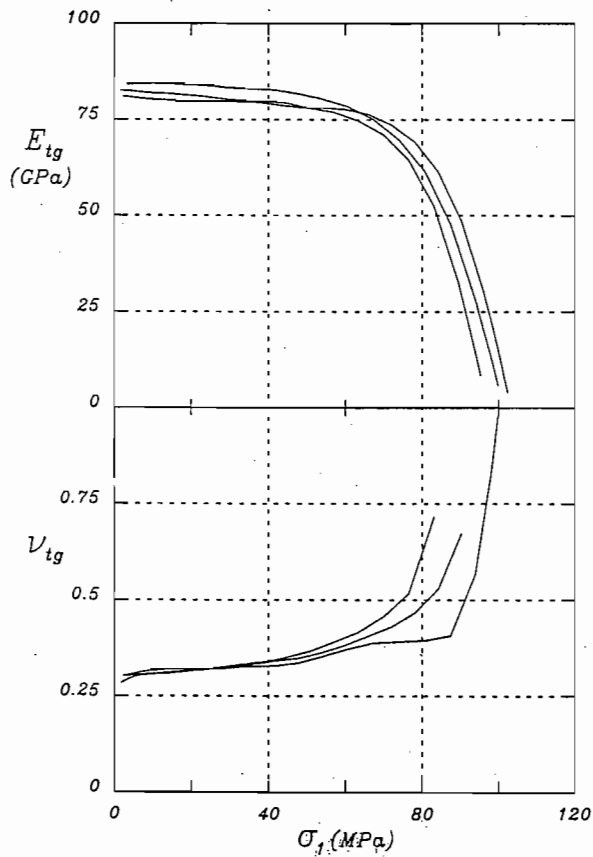


Fig. 6.16 - Andamento dei moduli elastici e dei coefficienti di Poisson (valori tangenti) in funzione dello sforzo uniaxiale per 3 campioni di marmo in condizioni naturali

condizioni naturali e su una serie di campioni trattati termicamente è riportato nelle figg. 6.17 e 6.18, mentre una sintesi di tutte le misure è riportata nella tab. 6.5.

**Tabella 6.5**  
Caratteristiche di deformabilità statica del marmo in condizioni naturali  
e trattato termicamente

$T_{tr}(^{\circ}C)$	$\langle E \rangle_{20}$ (GPa)	$s$ (GPa)	$\langle \nu \rangle_{20}$	$s$
25	79.22	1.75	0.313	0.006
100	55.75	3.65	0.228	0.030
200	38.93	1.54	0.142	0.024
300	23.05	2.92	0.066	0.039

Nella fig. 6.17 si nota in primo luogo il decadimento della resistenza di picco di cui si è discusso nel paragrafo precedente. Ma soprattutto, viene messa in evidenza la marcata riduzione del modulo elastico all'aumentare del grado di microfessurazione. Le curve sforzi-deformazione presentano, inoltre, un andamento marcatamente non lineare. A grandi linee il modulo aumenta, fino ad un certo valore del carico, verosimilmente in dipendenza della progressiva chiusura di microfessure diversamente orientate, per poi diminuire fino a rottura (fig. 6.18). E' da notare che il gomito della curva modulo-sollecitazione applicata che prelude la rottura si sposta verso livelli di sforzo via via più bassi rispetto a quelli di picco, man mano che aumenta la temperatura di trattamento. Si passa infatti da valori del 75% per i provini naturali a valori del 55% per i provini con  $T_{tr}$  di 300 °C.

Si può infine rilevare che, per i campioni termicamente microfessurati, a carichi molto bassi (fino a 5 MPa) la rigidità è lievemente più alta che a carichi elevati. Questo fenomeno, non descritto da altri autori, non può essere spiegato con modelli di fessure ellissoidiche o affilate; è verosimile che esso sia legato alla presenza di fessure caratterizzate da asperità delle pareti (come nei modelli tipo "letti di chiodi") che vengono schiacciate e tranciate solo quando la sollecitazione rispettivamente normale o di taglio sulla faccia delle fessure supera un valore di soglia.

Nell'esame del grafico delle deformazioni radiali in funzione dello sforzo (fig. 6.17) si rileva che nei provini microfessurati termicamente esse sono inizialmente minori di quelle corrispondenti ai provini integri, al contrario di quanto previsto da molti modelli teorici semplificati: le microfessure aperte non dovrebbero infatti modificare significativamente la deformabilità laterale ( $\nu/E = \nu^m/E^m$ ), mentre eventuali microfessure chiuse dovrebbero aumentarla. Anche questo fenomeno è verosimilmente connesso a rottura di microponti di roccia o di

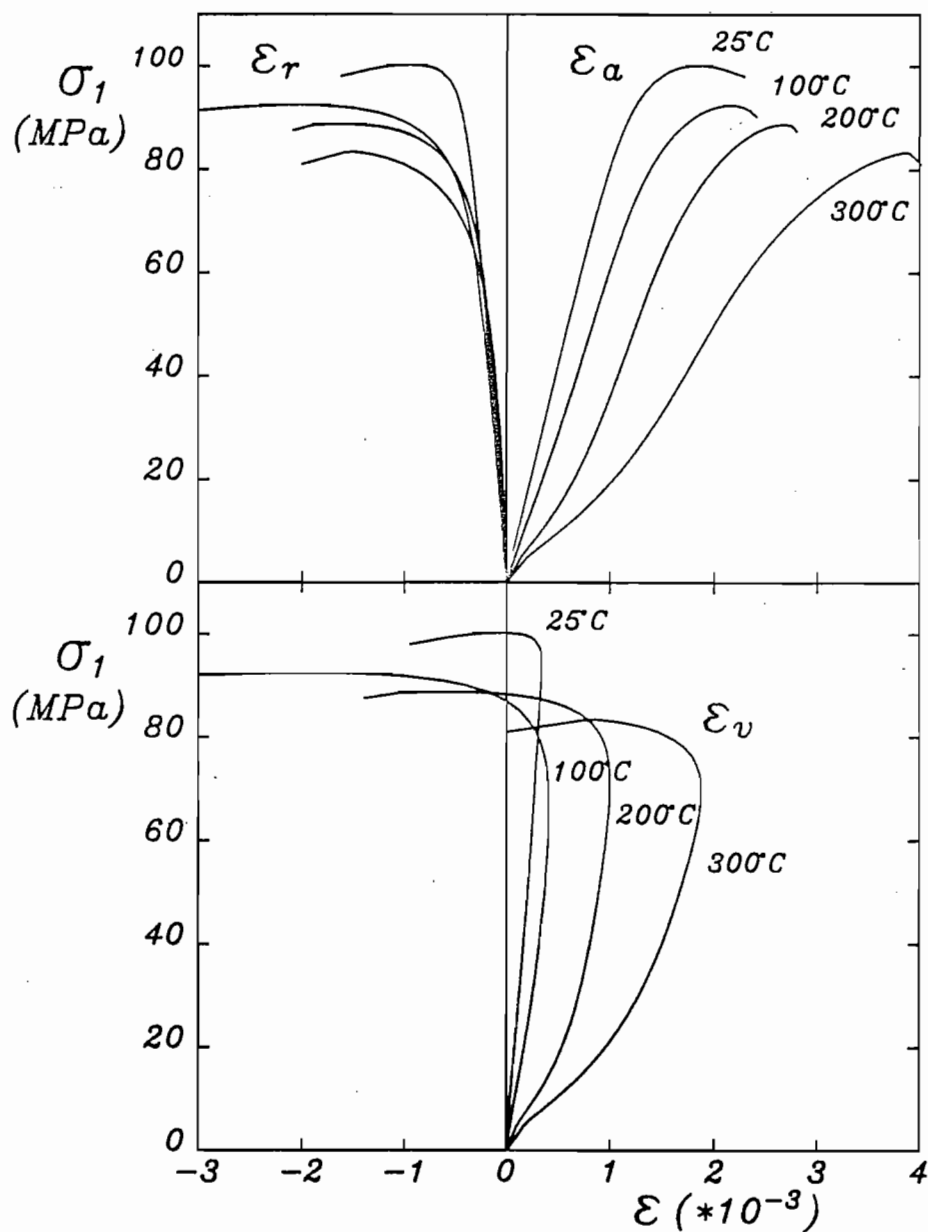


Fig. 6.17 - Confronto tra le curve di deformabilità assiale, trasversale e volumica ottenute da provini trattati termicamente e non

asperità presenti nelle fratture stesse.

Nella fig. 6.19 sono riportati i valori del modulo elastico e del coefficiente di Poisson tangenti in funzione della temperatura alla quale sono stati sottoposti, con riferimento ad un valore del carico di 20 MPa. Nella figura sono riportati i risultati per tutti i campioni, compresi quelli in cui era stata interposta una lamina di piombo per facilitare la misura di velocità sismica; infatti, a differenza di quanto si è verificato

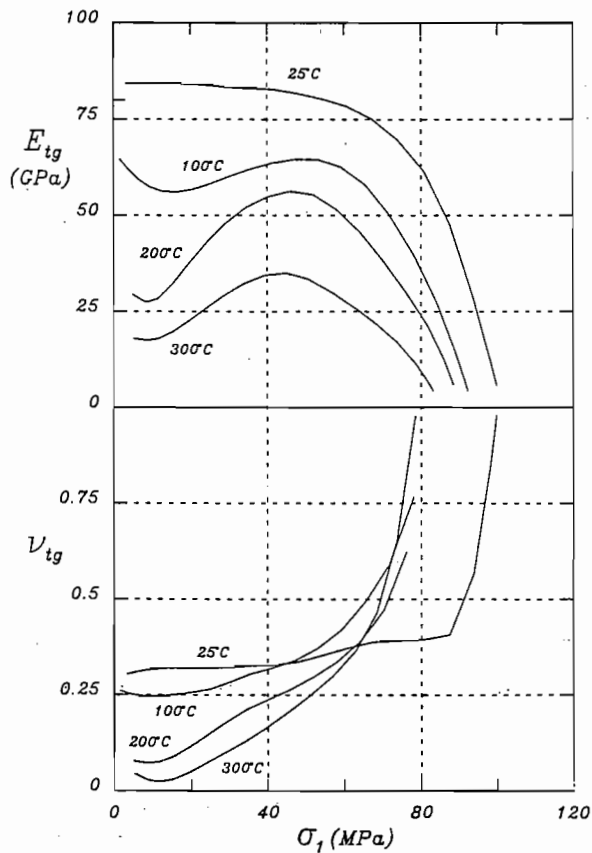


Fig. 6.18 - Confronto tra gli andamenti dei moduli elastici e dei coefficienti di Poisson (valori tangenti) in funzione dello sforzo uniaxiale per gli stessi provini della fig. 6.17

per la resistenza, la presenza di tali lamine non influisce sui valori dei moduli, misurati nella zona centrale del provino e in condizioni lontane dalla rottura.

Il modulo elastico ed il coefficiente di Poisson dei provini microfessurati a 300°C si riducono rispettivamente del 29 e 21%, rispetto al valore medio ottenuto in condizioni naturali; tale riduzione è notevole, soprattutto se confrontata con quella della resistenza uniaxiale (83%). Il decadimento del modulo è molto più forte di quello ottenuto da Homand-Etienne e Houpert (1989) su due graniti (fig. 4.29), il che conferma la elevata sensibilità del marmo alle variazioni termiche. Anche la temperatura di soglia nel marmo risulta molto bassa, in quanto l'andamento delle curve della fig. 6.19 evidenzia che già un riscaldamento a 50°C produce un sensibile effetto sui moduli. La diminuzione dei moduli con la temperatura sembra procedere con gradiente pressoché costante, con tendenza a ridursi lievemente tra le temperature di 200 e 300 °C.

La fig. 6.20 è ottenuta dalla precedente sostituendo alla temperatura l'incremento di porosità per microfessurazione. Anche in questo caso, così come si verifica per la resistenza a compressione uniaxiale, sia il modulo elastico che il coefficiente di Poisson diminuiscono con l'aumentare della porosità, dapprima

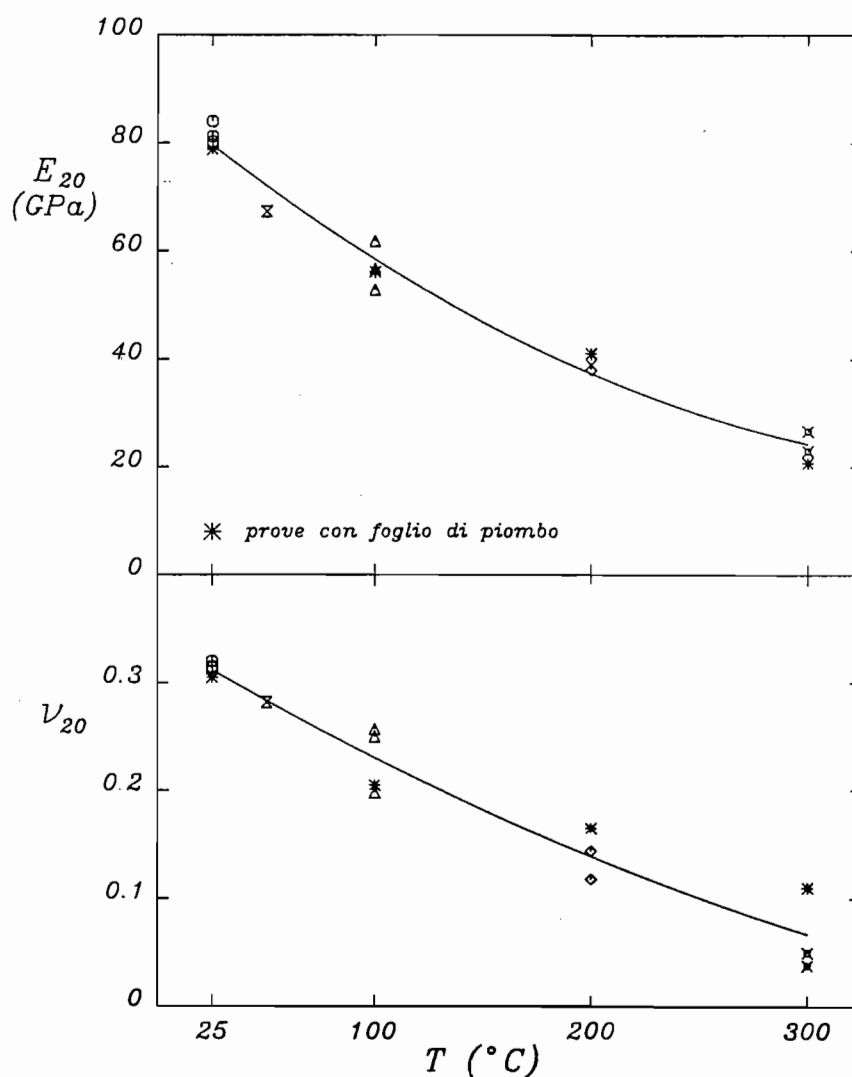


Fig. 6.19 - Variazione del modulo elastico e del coefficiente di Poisson tangenti (a 20 MPa) in funzione della temperatura di trattamento

molto rapidamente e poi più gradualmente. La spiegazione di tale fenomeno è stata già esposta nel par. 6.3.2.

La diversa entità del modulo elastico e della resistenza uniassiale al variare del grado di microfessurazione viene messa in luce anche dalla rappresentazione dei risultati sperimentali su un diagramma di Deere-Miller (Deere, 1968) (fig. 6.21). Si nota che, secondo la classifica proposta da tali autori, il marmo trattato termicamente passa gradualmente da un campo caratterizzato da alto rapporto di modulo ( $E/\sigma_f$ ), tipico di tale materiale, ad uno di medio rapporto di modulo, ad indicare il diverso decadimento delle due grandezze.

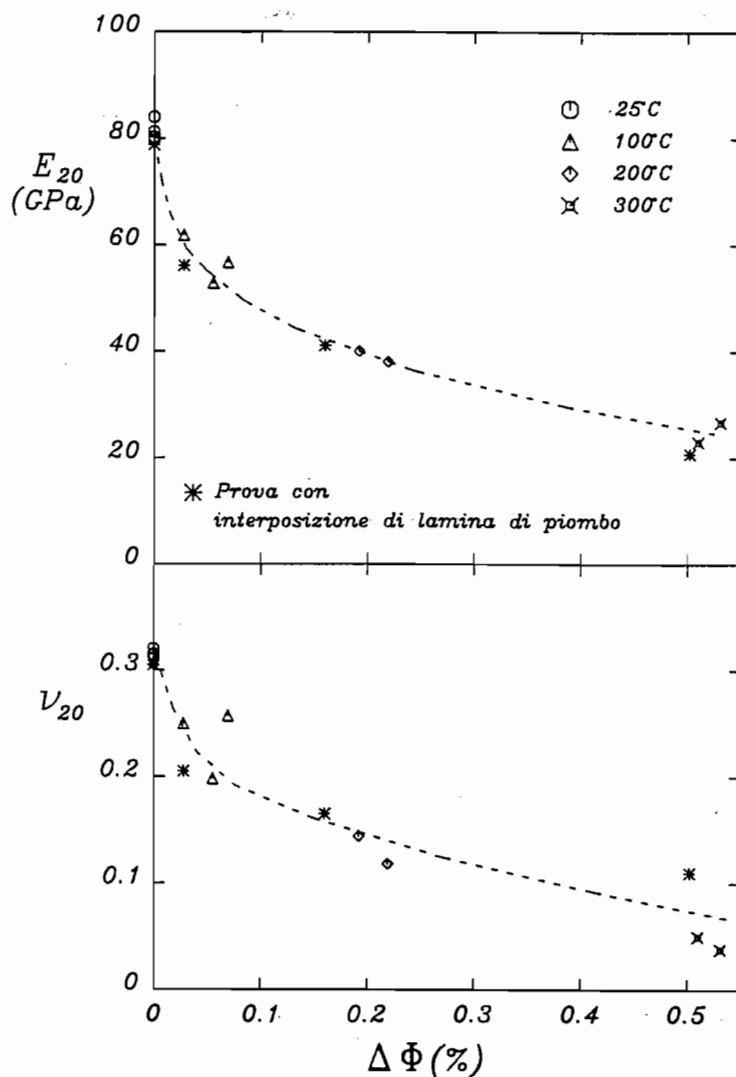


Fig. 6.20 - Variazione del modulo elastico e del coefficiente di Poisson tangenti (a 20 MPa) in funzione della porosità indotta per riscaldamento

Nella fig. 6.22 l'andamento delle relazioni tra modulo di Young e coefficiente di Poisson, determinato sperimentalmente per diversi gradi di microfessurazione termica, viene posto a confronto con le relazioni teoriche ricavate nel cap. 3. L'accordo appare nel complesso soddisfacente.

La fig. 6.23 illustra i risultati di prove di compressione triassiale isotropa su un provino in condizioni naturali e su un provino microfessurato termicamente a 300 °C. Si rileva un comportamento fortemente non lineare del provino microfessurato, caratterizzato da isteresi e da una deformazione residua dovuta a schiacciamento irreversibile di asperità entro le microfessure. L'irreversibilità del

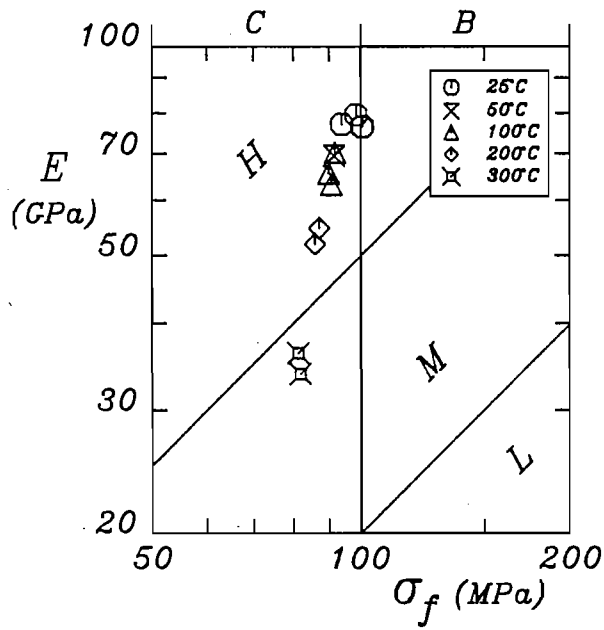


Fig. 6.21 - Diagramma di Deere-Miller dalle misure sui provini in condizioni naturali e termicamente microfessurati. I valori del modulo elastico si riferiscono a quello tangente per un valore della sollecitazione pari alla metà di quella di picco

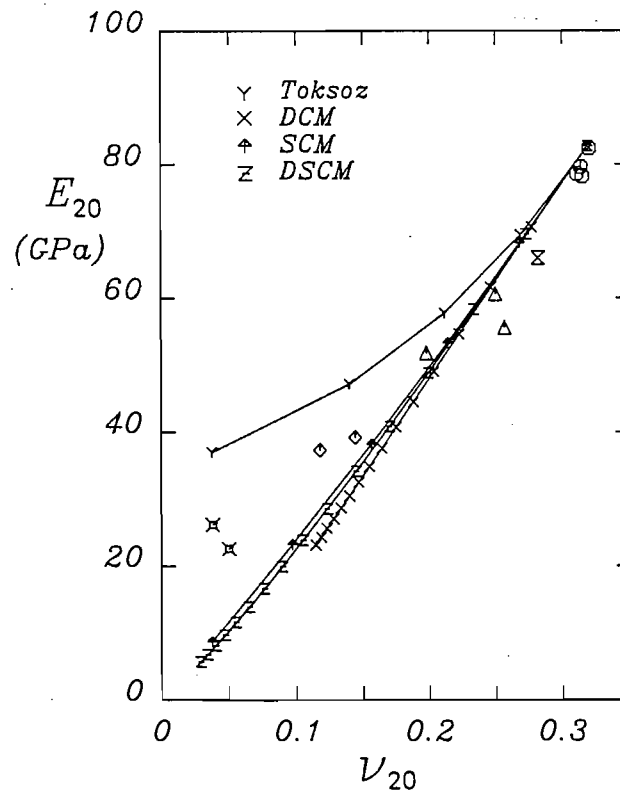


Fig. 6.22 - Relazione tra moduli elastici e coefficienti di Poisson determinata sperimentalmente per diversi gradi di microfessurazione e confronto con alcuni modelli teorici. Per il significato dei simboli si veda la fig. 6.21



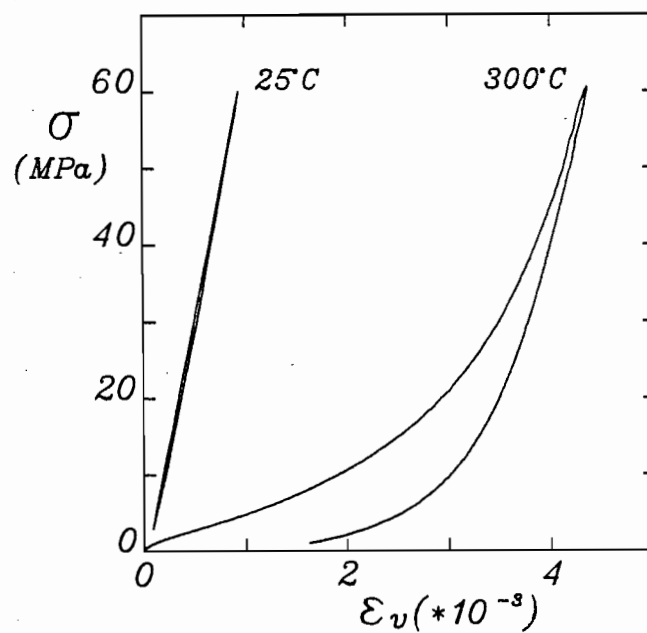


Fig. 6.23 - Curve di deformabilità volumica rilevate in un ciclo di carico in compressione triassiale isotropa su un campione in condizioni naturali ed uno microfessurato a 300°C

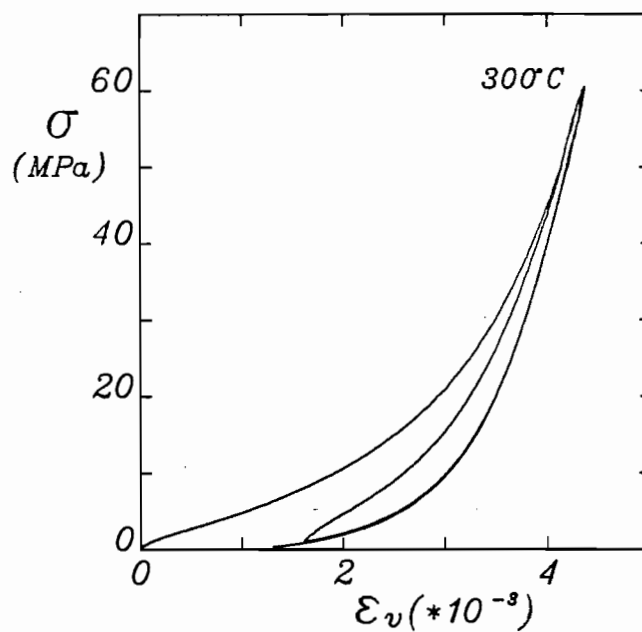


Fig. 6.24 - Curve di deformabilità volumica rilevate in due cicli di carico in compressione triassiale isotropa su un campione microfessurato a 300 °C

fenomeno si rileva anche dall'andamento del secondo ciclo di carico condotto sul campione microfessurato a 300 °C (fig. 6.24).

L'andamento dei moduli volumici calcolati da questo tipo di prova in funzione del carico isotropo applicato consente di ricostruire la distribuzione della densità delle microfessure in funzione del loro rapporto di forma e della porosità, mediante la tecnica descritta in dettaglio nel par. 3.8.

L'analisi è stata condotta a partire dalle curve di deformabilità ottenute in fase di carico e scarico, sostituendo alla prima di tali curve una equazione di regressione esponenziale del tipo:  $\varepsilon_v = a(1 - e^{-b\sigma})$ .

Una volta ricavati gli andamenti dei moduli volumici in funzione del carico applicato (fig. 6.25) si è proceduto alla determinazione delle curve della porosità cumulata  $\phi^-$  e quindi alle loro distribuzioni  $E_\phi(\sigma)$  (fig. 6.26), i cui andamenti si possono ben confrontare con quelli forniti ad esempio da Simmons e Cooper (1978) per alcune rocce ignee microfessurate termicamente. Si rileva dalla figura che in fase di scarico solo lo 0.32% della porosità (0.87% è il valore sperimentale di partenza) viene chiusa alla massima pressione applicata (60 MPa), e del resto anche il modulo volumico a questa pressione risulta pari a 54.5 GPa, valore sicuramente inferiore a quello della matrice rocciosa. In base al metodo differenziale autoconsistente (DSCM) è stata poi determinata l'efficacia del sistema delle

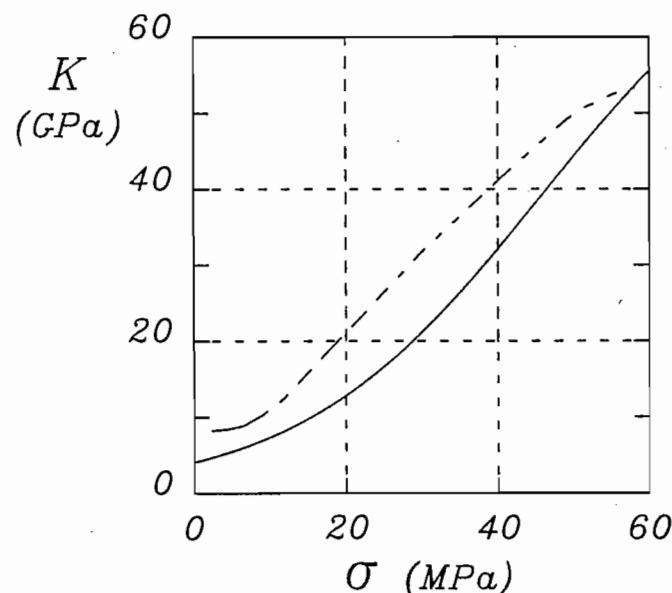


Fig. 6.25 - Andamento del modulo volumico determinato su un campione microfessurato a 300 °C in funzione della pressione isotropa applicata. La linea continua e quella tratteggiata provengono, rispettivamente, dalle curve di deformabilità volumica di carico e scarico rappresentate in fig. 6.24

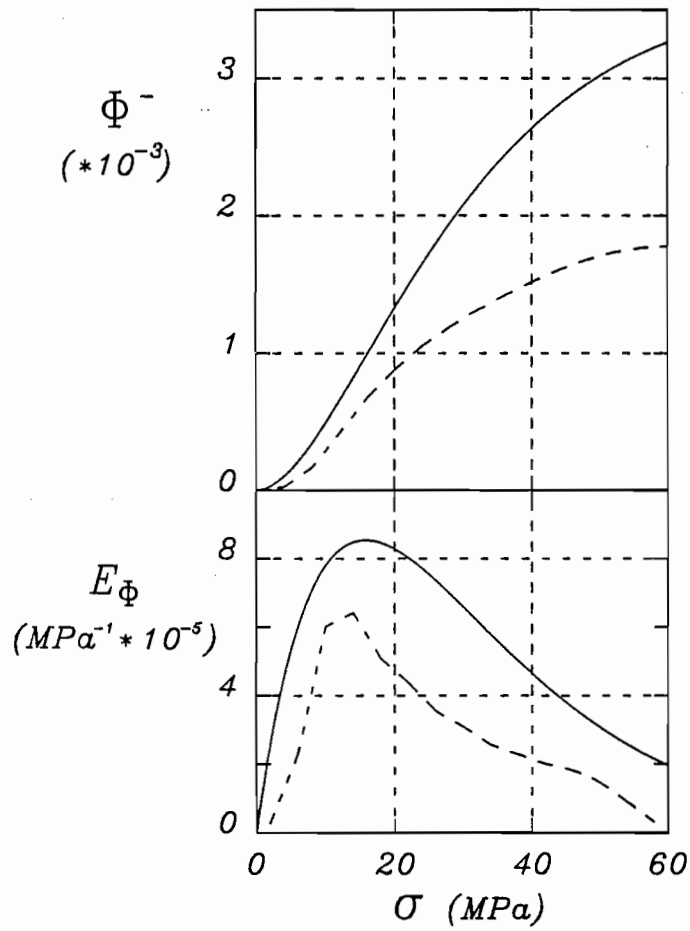


Fig. 6.26 - Incremento della porosità chiusa e sua distribuzione in funzione della pressione isotropa applicata determinati su un campione microfessurato a 300°C

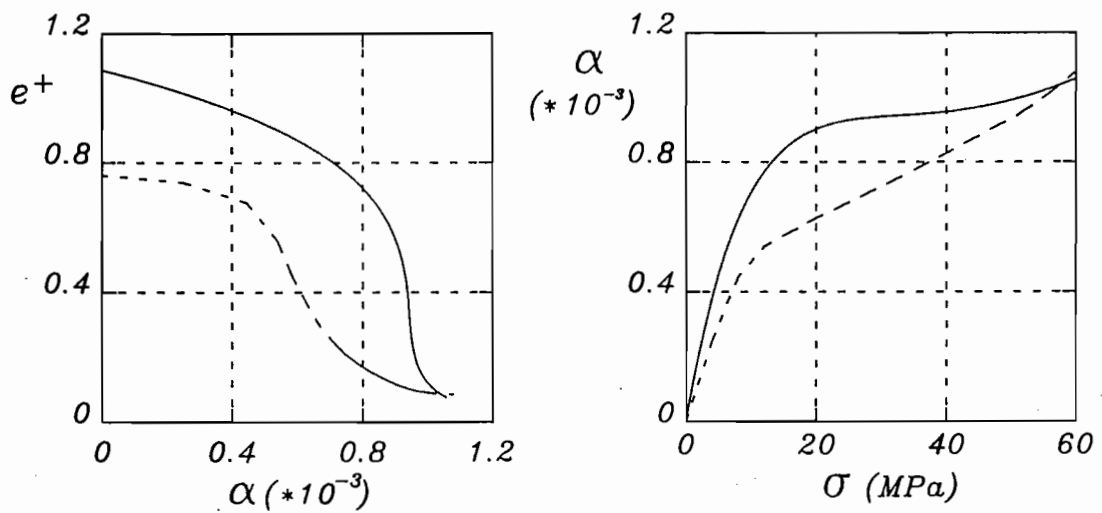


Fig. 6.27 - Relazioni tra i parametri efficacia delle microfessure, fattore di forma e carico applicato ottenuti nell'analisi di una prova di compressione isotropa su un campione microfessurato a 300 °C

microfessure all'aumentare del carico applicato, avendo fissato per il modulo volumico e di taglio della matrice solida i valori, rispettivamente, di 77.7 e 27.8 GPa (corrispondenti ad una velocità delle onde longitudinali pari a 6.50 km/s).

I risultati dell'analisi, riportati in fig. 6.27, evidenziano che alla massima pressione sperimentata sono state chiuse le microfessure il cui rapporto di forma è inferiore ad  $1.1 \cdot 10^{-3}$ , mentre il valore della efficacia che si ottiene in assenza di carico è pari a circa 1.1. Si riportano nelle figg. 6.28 e 6.29 le ulteriori elaborazioni relative alle distribuzioni della efficacia e della porosità in funzione del carico e del fattore di forma. Non sembra plausibile che la notevole parte di porosità rimasta a 60 MPa possa corrispondere a fessure con rapporto di forma inferiore allo 0.001, anche perché dalle distribuzioni sembra evidente che il fenomeno di chiusura è in fase di esaurimento.

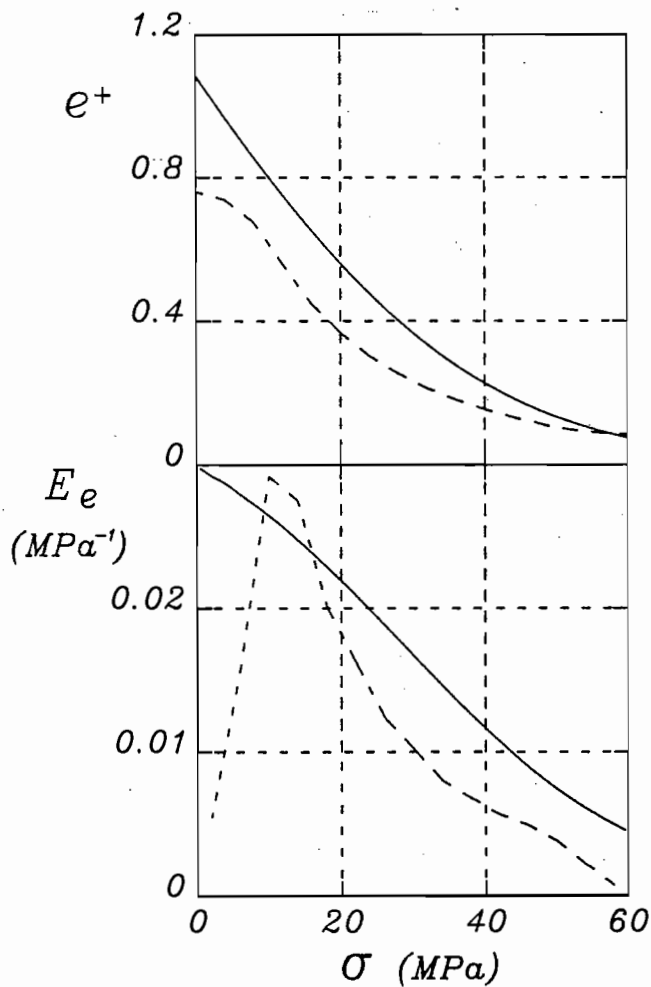


Fig. 6.28 - Andamento della efficacia dovuta alle fessure ancora aperte e sua distribuzione in funzione della pressione isotropa applicata determinati su un campione microfessurato a 300°C

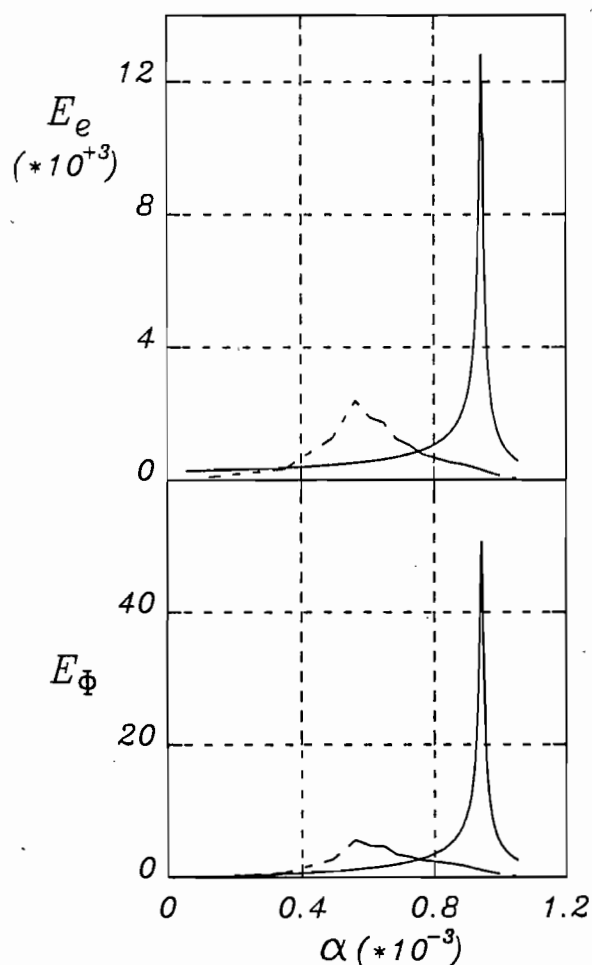


Fig. 6.29 - Distribuzioni della efficacia e della porosità in funzione del rapporto di forma ottenute nell'analisi di una prova di compressione isotropa su un campione microfessurato a 300 °C

## 6.5 Caratteristiche dinamiche

### 6.5.1 Caratteristiche del marmo in condizioni naturali

I valori delle velocità longitudinali,  $V_p$ , e trasversali,  $V_s$ , sono stati misurati su tutti i provini in condizioni naturali con le apparecchiature L.G.A. e rideterminati per le sole onde P con l'apparecchiatura Pundit A.

I valori delle velocità misurati sui campioni provenienti dai due blocchi A e B, prelevati dal blocco originario, sono risultati significativamente diversi. Si tratta di effettive differenze nelle caratteristiche del materiale, come è confermato dalle misure di porosità e dalla correlazione, comune per il materiale di entrambi i blocchi, tra velocità e porosità (fig. 6.30).

In particolare, sono stati misurati valori medi di  $V_p$  pari a 6.26 e 5.98 km/s e valori di  $V_s$  pari a 3.09 e 2.98 km/s, rispettivamente per il blocco A e il blocco B. La

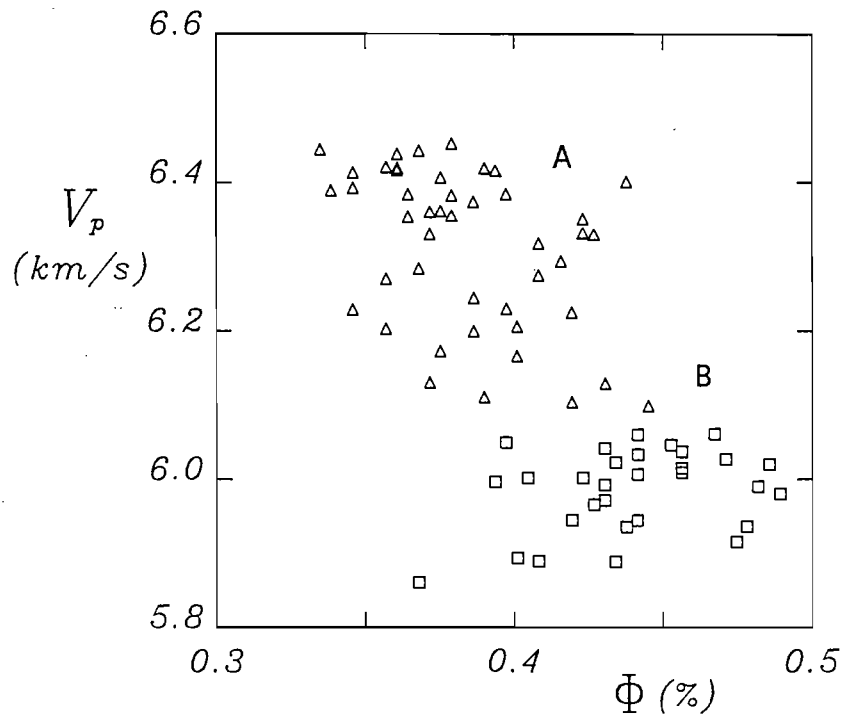


Fig. 6.30 - Relazione fra la velocità delle onde P e la porosità per i campioni dei blocchi A e B

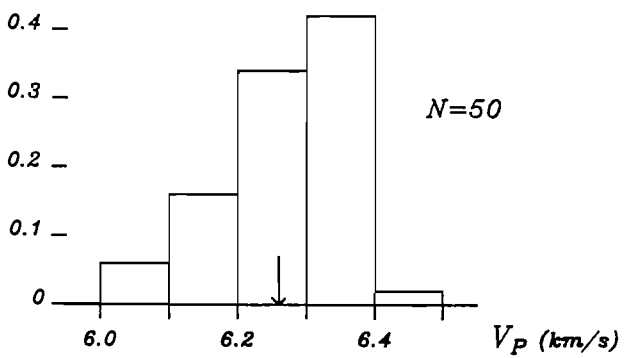
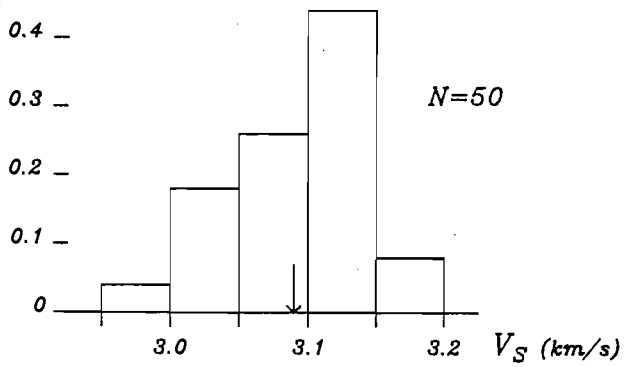


Fig. 6.31 - Istogrammi della velocità delle onde S e delle onde P per i campioni del blocco A

variabilità tipica dei risultati sperimentali è messa in evidenza dagli istogrammi della fig. 6.31. I coefficienti di variazione sono molto bassi (circa 1.4% per il blocco A e 0.8% per il blocco B) ad indicare che il materiale è molto omogeneo. Nel blocco A le distribuzioni si presentano fortemente asimmetriche con coda verso sinistra; ciò è da attribuire al fatto che la maggior parte delle velocità misurate è prossima al valore teorico limite, corrispondente al valore omogeneizzato per gli individui cristallini di calcite (tab. 6.4).

La correlazione tra velocità trasversale e longitudinale (fig. 6.32) mette ancora in evidenza la differenza tra le caratteristiche dei due blocchi ed il fatto che la maggior parte dei coefficienti di Poisson dinamici ricade nel campo  $0.33 \pm 0.34$ .

Nella fig. 6.33 vengono illustrate le distribuzioni delle caratteristiche dinamiche ricavate a partire dalle misure delle velocità P ed S e della densità mediante le usuali relazioni valide nell'ipotesi di mezzo elastico, omogeneo ed isotropo. Nella tab. 6.6 sono riportati i valori medi sperimentali dei vari parametri dinamici per il blocco A, unitamente alla loro deviazione standard ed al coefficiente di variazione.

**Tabella 6.6**  
Caratteristiche dinamiche del marmo

	V <sub>p</sub> (km/s)	V <sub>s</sub> (km/s)	E <sub>dyn</sub> (GPa)	G <sub>dyn</sub> (GPa)	v <sub>dyn</sub>	V <sub>p</sub> un (km/s)
< >	6.26	3.09	67.77	25.30	0.339	6.31
s	0.09	0.04	1.94	0.78	0.006	0.10
v(%)	1.48	1.33	2.87	3.07	1.61	1.65
No	50	50	50	50	50	47

Il confronto tra i risultati delle prove di deformabilità statica (tab. 6.5), delle prove dinamiche (tab. 6.6) e dei valori teorici dell'aggregato cristallino (tab. 6.4) mette in evidenza i fatti seguenti.

- I valori dei moduli dinamici (E, G, K) sono tutti inferiori ai valori teorici dell'aggregato, in dipendenza verosimilmente della presenza di microfessure, sia pure in quantità molto ridotta, entro il materiale.
- Il coefficiente di Poisson dinamico risulta alquanto superiore a quello previsto dai modelli, in dipendenza del fatto che la velocità delle onde S risulta maggiormente ridotta rispetto al valore teorico dell'aggregato di quanto si verifichi per le onde P. Naturalmente ciò può dipendere dal fatto che il modello di omogeneizzazione adottato per la valutazione delle caratteristiche teoriche

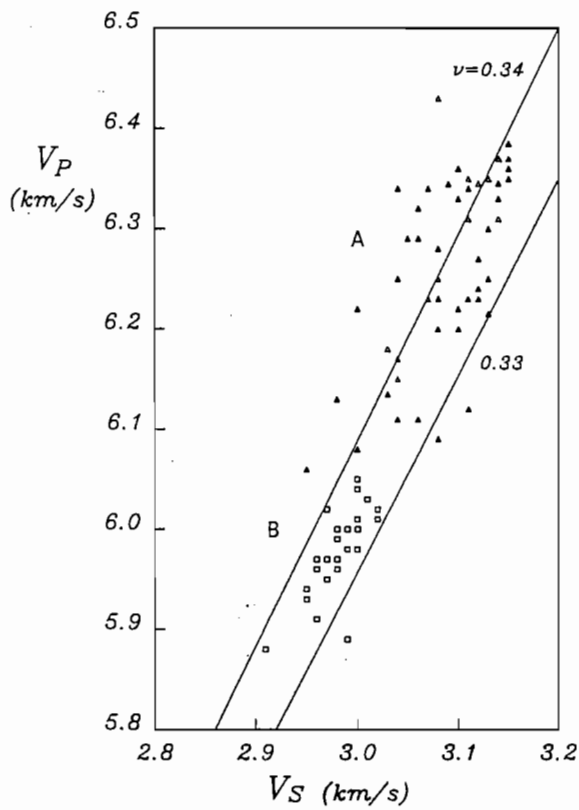


Fig. 6.32 - Relazione tra le velocità delle onde trasversali e longitudinali per i provini dei blocchi A e B

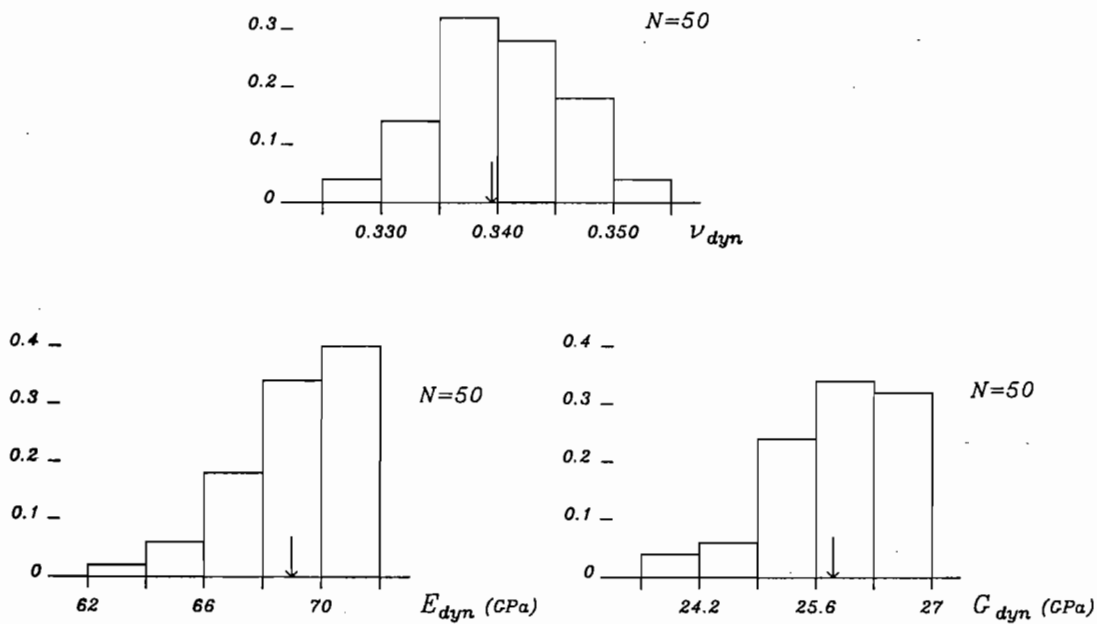


Fig. 6.33 - Istogrammi delle caratteristiche elastiche dinamiche (blocco A)



dell'aggregato fornisce solo indicazioni approssimate. E' però anche possibile che errori sistematici nella misura sperimentale delle  $V_S$ , legati alla difficoltà di questo tipo di misura, abbiano portato a sottostimare la vera velocità delle onde di taglio. E' infine possibile che una anisotropia, anche lieve, del materiale roccioso introduca errori nella valutazione delle costanti elastiche dinamiche sulla base di relazioni valide a rigore solo per mezzi isotropi. E' tuttavia da tener presente che nella letteratura sono riportati vari casi in cui il valore di  $v_{dyn}$  è superiore a 0.32.

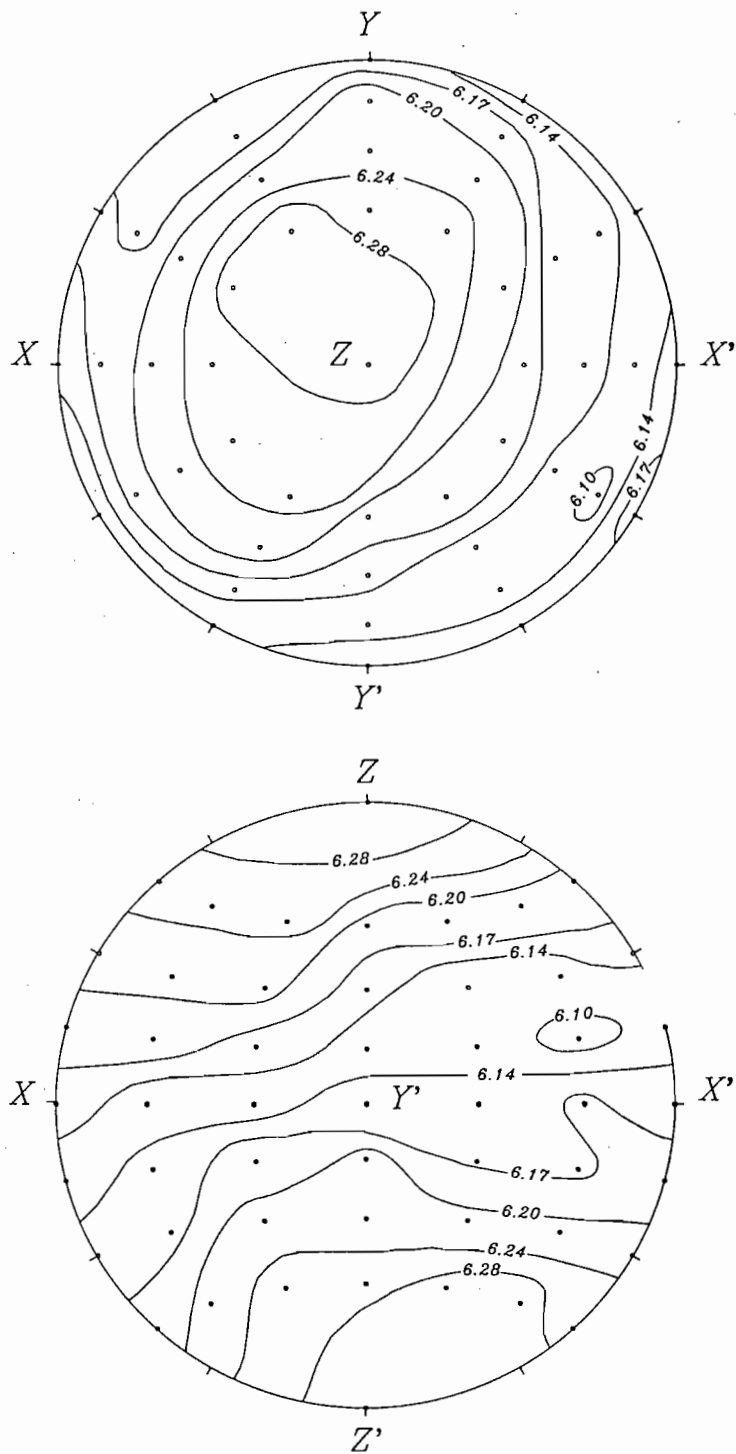
- Il valore del modulo di Young dinamico della roccia è notevolmente più basso del corrispondente modulo determinato staticamente, il che appare anomalo. In contrasto, il coefficiente di Poisson statico è lievemente più basso di quello dinamico (0.315 contro 0.339). Naturalmente, la validità di un confronto tra parametri dinamici e statici risente delle difficoltà di stimare i parametri statici per valori molto bassi dello sforzo, che sono quelli rilevanti per la propagazione dell'onda elastica. La divergenza sembra tuttavia notevole e potrebbe essere giustificata ipotizzando una sottostima (di modesta entità) della velocità delle onde S legata a fattori sperimentali.

Sui campioni naturali è stata misurata la velocità delle onde P in condizioni di saturazione; si è rilevato un incremento di velocità pari mediamente a 0.2 km/s, ma correlata ai valori di  $V_P$  in condizioni asciutte e alla porosità del campione, come verrà discusso in seguito.

Per investigare sulle caratteristiche di anisotropia della roccia è stata determinata la velocità delle onde P secondo varie direzioni, utilizzando una sfera del diametro di 11 cm in condizioni asciutte. I risultati (fig. 6.34) sono rappresentati su reticolo di Schmidt (emisfero superiore), nel quale sono anche individuati tre poli principali: Z-Z', coincidente con la direzione di carotaggio di tutti i provini e formante un piccolo angolo ( $15+20^\circ$ ) con la normale al piano del "verso"; X-X', circa normale al "contro" e infine Y-Y', circa normale al verso, come mostra la fig. 6.1. Per meglio evidenziare la distribuzione della velocità sono state tracciate a vista le curve di isovalore della velocità, con passo di 0.04 km/s.

Dalla fig. 6.34 risulta evidente la presenza di una anisotropia di tipo polare, con asse di isotropia molto vicino alla direzione Z-Z' e quindi circa perpendicolare al piano di macchia del marmo. Si rileva, inoltre, che il valore massimo della velocità si ottiene in corrispondenza dell'asse di isotropia e che il grado di anisotropia, inteso come rapporto della differenza tra valore massimo e minimo rispetto al valore medio delle velocità, è molto basso, pari all'incirca al 3%.

Tale anisotropia potrebbe essere spiegata con una orientazione preferenziale degli individui cristallini od anche della giacitura delle microfessure. Poiché nella calcite l'asse cristallografico 3 corrisponde ai valori più bassi del



*Reticolo di Schmidt*

Fig. 6.34 - Velocità sismica in funzione dell'orientazione determinata su un campione sferico di marmo in condizioni naturali

modulo elastico, l'anisotropia potrebbe derivare da una orientazione preferenziale di tali assi secondo il piano di macchia (ma con distribuzione isotropa entro tale piano). Alternativamente, l'anisotropia potrebbe derivare dalla presenza di microfessure con giacitura perpendicolare a quella del piano di macchia. Dati i modesti valori dell'anisotropia è dubbio che sia possibile verificare sperimentalmente la validità dell'una o dell'altra ipotesi.

L'influenza delle condizioni di sforzo sulle velocità sismiche in condizioni di carico uniassiale è illustrata nella fig. 6.35. Si rileva in primo luogo che la  $V_p$  cresce lievemente fino ad un carico di circa 30 MPa per poi mantenersi praticamente costante anche in prossimità della rottura. Tale andamento trova spiegazione nel fatto che in una roccia l'avvicinamento alle condizioni di rottura comporta la formazione di microfessure orientate preferenzialmente secondo la direzione del carico, le quali hanno scarsa influenza sulla velocità nella direzione dell'asse del provino. Nonostante ciò, però, in molti altri tipi di roccia l'approssimarsi della rottura è ben segnalato da una evidente riduzione della  $V_p$  (Sammonds et al., 1989).

Per quanto riguarda l'andamento delle onde S si osserva innanzitutto una debole anisotropia, marcata da una lieve differenza (circa il 5%) nella velocità delle onde polarizzate secondo due direzioni ortogonali.

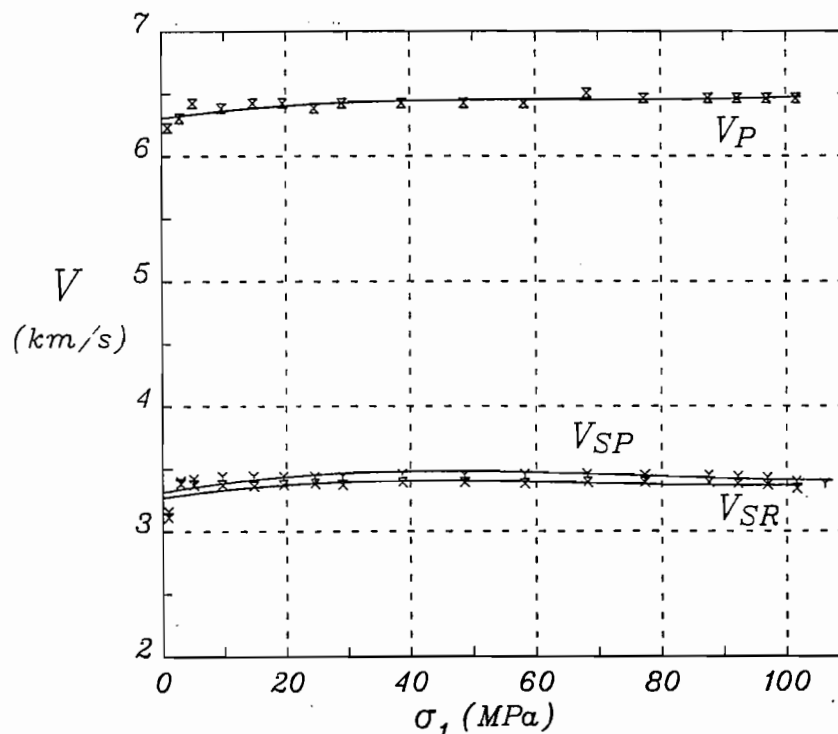


Fig. 6.35 - Variazione delle velocità delle onde P ed S in funzione della sollecitazione uniassiale applicata su un campione in condizioni naturali

La velocità trasversale cresce inizialmente come quella longitudinale, ma ad alti carichi risulta più sensibile alla microfessurazione che prelude la rottura. Ciò è conforme alla previsione teorica relativa all'influenza di microfessure con giacitura parallela alla direzione di propagazione, per cui è indubbiamente la velocità delle onde S a risentirne maggiormente.

L'elaborazione dei parametri elastici dinamici ha mostrato che per sollecitazioni assiali di 40 MPa il modulo di Young, il modulo di taglio ed il coefficiente di Poisson risultano rispettivamente pari a 83 GPa, 32 GPa e 0.30, valori che più si avvicinano a quelli teorici.

### 6.5.2 Caratteristiche della roccia microfessurata

La successiva fase della sperimentazione ha riguardato i campioni trattati termicamente, sui quali sono state misurate le velocità longitudinali e trasversali, in condizioni sia asciutte che di completa saturazione.

I risultati delle misure sono riportati nella fig. 6.36 in funzione della temperatura di trattamento e nella fig. 6.37 in funzione della porosità; è da osservare che per i campioni microfessurati a 300°C la difficoltà di interpretare l'esatto tempo di arrivo dell'onda S non ha reso possibile misurare tale velocità nei provini secchi.

Sono state eseguite anche misure sismiche di provini trattati alla temperatura di 50 °C su campioni provenienti dal blocco B; i dati ottenuti non possono essere riportati nelle due figure precedenti in quanto il materiale presenta una porosità ed una velocità iniziale alquanto diverse (fig. 6.30). Nella fig. 6.38 si riporta la variazione media di velocità per effetto termico in funzione della temperatura di trattamento; viene messo in evidenza che il marmo è sensibile alla microfessurazione termica già a temperature di trattamento molto basse, nonostante che le misure di dilatazione termica non avessero rilevato una deformazione irreversibile misurabile. Questa sensibilità del marmo è rilevante per i problemi di degrado della roccia usata come pietra ornamentale.

Le figg. 6.36-6.38 mostrano che la velocità longitudinale in condizioni asciutte è più sensibile alla microfessurazione rispetto a quella trasversale. Inoltre, le condizioni di saturazione influiscono fortemente sulla velocità longitudinale, come previsto dai modelli teorici illustrati nel cap. 3.

Le misure sembrano anche evidenziare una influenza della saturazione sui valori di  $V_S$ . Tale influenza può essere giustificata dai modelli teorici di mezzi microfessurati, se si ipotizzano condizioni di microfessure totalmente o potenzialmente isolate; è opportuno tuttavia accogliere con cautela le misure di onde S nei provini asciutti e scarichi in quanto l'apprezzamento dei tempi di transito risulta spesso incerto.

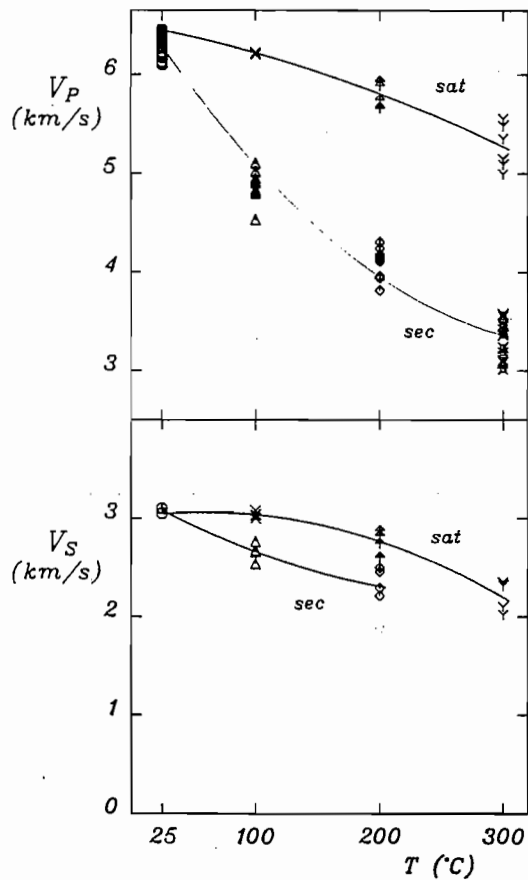


Fig. 6.36 - Velocità delle onde elastiche per provini secchi e saturi in funzione della temperatura di microfessurazione. Le linee rappresentano curve di regressione quadratica

In particolare, l'esame della fig. 6.37 mette in evidenza che i modesti incrementi di porosità derivanti dalla microfessurazione alle temperature più basse provocano una forte riduzione dei moduli dinamici e della velocità, mentre gli ulteriori forti incrementi di porosità a temperature più elevate hanno effetti meno rilevanti. Un comportamento analogo era stato già messo in evidenza nei riguardi del modulo statico.

Per spiegare tale comportamento occorre tener presente che le variazioni dei moduli elastici (e delle velocità) rispetto a quelle dell'aggregato intatto sono collegate alla efficacia del sistema di microfessure, cioè al cubo delle larghezze delle microfessure, mentre la porosità è proporzionale al prodotto della efficacia per il fattore di forma delle microfessure stesse. Evidentemente, la microfessurazione termica a temperature non elevate provoca la formazione di microfessure con basso rapporto di forma, mentre il riscaldamento a temperature più alte è accompagnato, oltre che dalla estensione e dalla creazione di nuove microfessure, da un incremento della apertura con aumento del rapporto di forma.

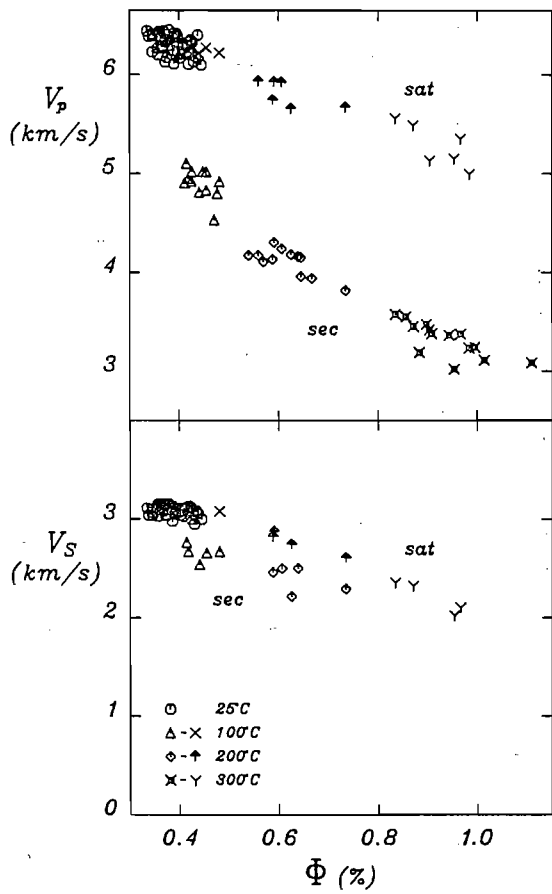


Fig. 6.37 - Velocità delle onde elastiche per provini secchi e saturi in funzione della porosità complessiva

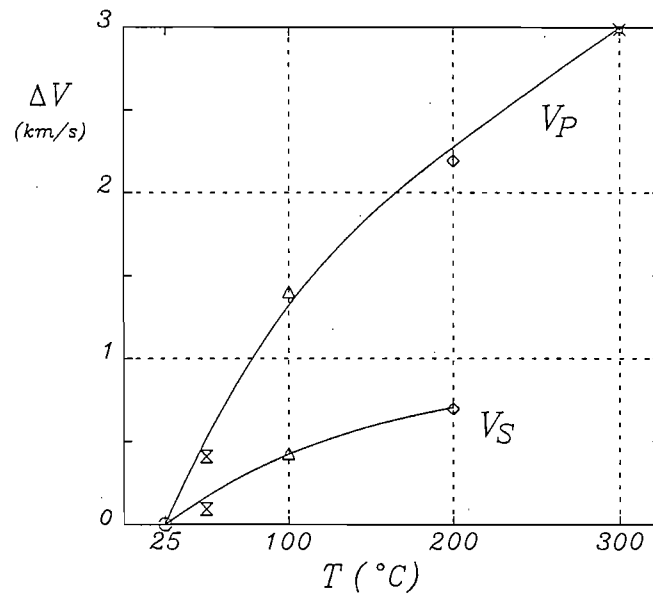


Fig. 6.38 - Differenza di velocità delle onde elastiche a causa del trattamento termico in funzione della temperatura

A partire dai valori di  $V_p$  e  $V_s$  sono stati ricavati anche per i provini termicamente microfessurati i parametri elastici dinamici. Si rileva, in particolare nella fig. 6.39, che all'aumentare della microfessurazione il coefficiente di Poisson tende a diminuire nei campioni asciutti e ad aumentare in quelli saturi; tale andamento risulta conforme a quello previsto dai modelli teorici di mezzi microfessurati, in particolare con il modello autoconsistente delle figg. 3.9 e 3.11.

La correlazione tra la variazione di  $V_p$  conseguente alla saturazione e la velocità dei campioni asciutti è illustrata nella fig. 6.40. L'andamento generale del diagramma è comune per i provini microfessurati a varie temperature ed è rispettato anche entro il gruppo dei provini non trattati termicamente; esso sembra indicare che la velocità delle onde P per un aggregato ideale non microfessurato è dell'ordine di 6.50 km/s. E' anche riportata in figura la relazione fornita dal metodo differenziale autoconsistente nel caso di fessure isolate; la curva che si adatta meglio ai risultati sperimentali è quella ottenuta per un valore del rapporto di forma pari a  $3 \cdot 10^{-3}$ .

Non così soddisfacente appare la relazione teorica proposta dal metodo DSCM per la correlazione determinata sperimentalmente tra le due velocità sismiche sia in condizioni asciutte che saturi (fig. 6.41).

Per investigare sulle variazioni di velocità collegate alla chiusura delle microfessure, e quindi sulla distribuzione del fattore di forma delle microfessure stesse, sono state effettuate misure nel corso di applicazione di carichi uniassiali e isotropi.

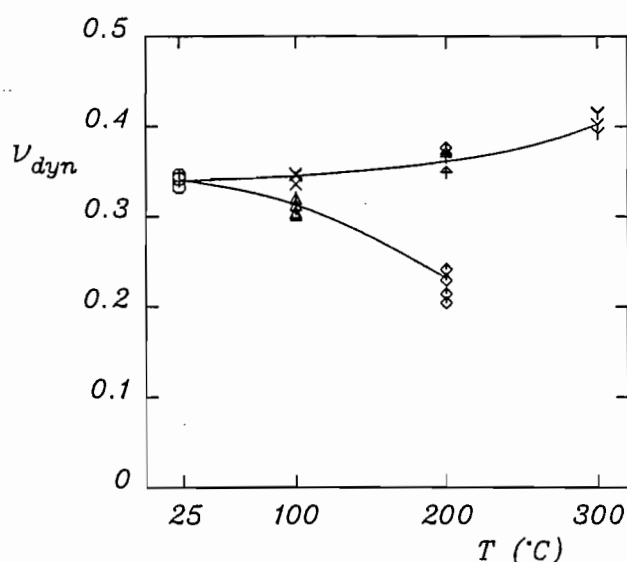


Fig. 6.39 - Coefficiente di Poisson per provini secchi e saturi in funzione della temperatura di trattamento

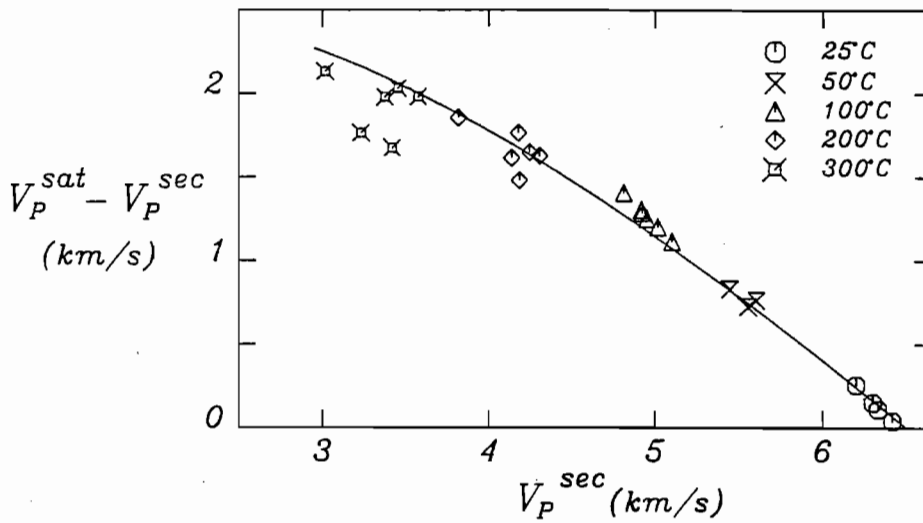


Fig. 6.40 - Correlazione tra la variazione di velocità delle onde P conseguente alla saturazione e la velocità dei campioni asciutti. La linea continua indica la relazione analitica fornita dal metodo DSCM per fessure isolate idraulicamente aventi rapporto di forma pari a  $3 \cdot 10^{-3}$

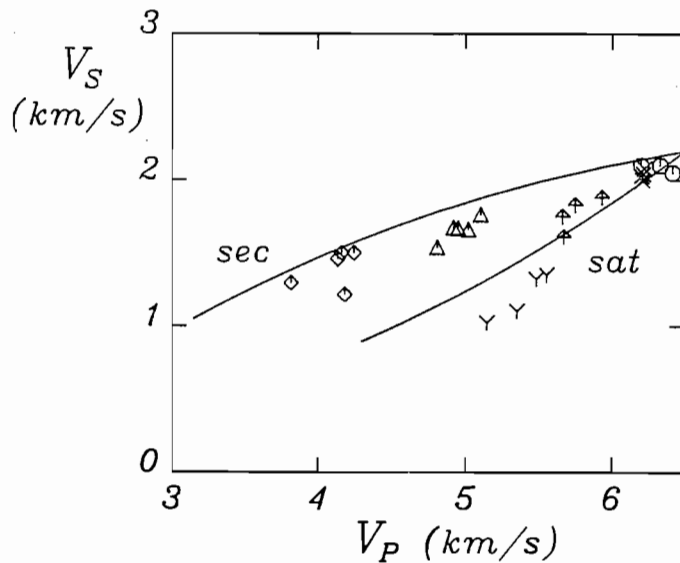


Fig. 6.41 - Correlazione tra le velocità P ed S ottenute su provini in condizioni naturali e microfessurati termicamente. Le linee continue indicano le relazioni analitiche fornite dal metodo DSCM per fessure isolate idraulicamente aventi rapporto di forma pari a  $3 \cdot 10^{-3}$ . Per il significato dei simboli si veda la fig. 6.37

La fig. 6.42 illustra, ad esempio, gli andamenti della velocità delle onde P per un provino con  $T_{tr}$  di  $300\text{ }^\circ\text{C}$  nel corso di due cicli di carico isotropo, il primo a 50 ed il secondo a 60 MPa. L'incremento della pressione chiude progressivamente le microfessure, cosicché ai carichi più elevati la velocità risulta prossima a quella del marmo integro.

Nella fase di prima discesa del carico si evidenzia una sensibile isteresi e una



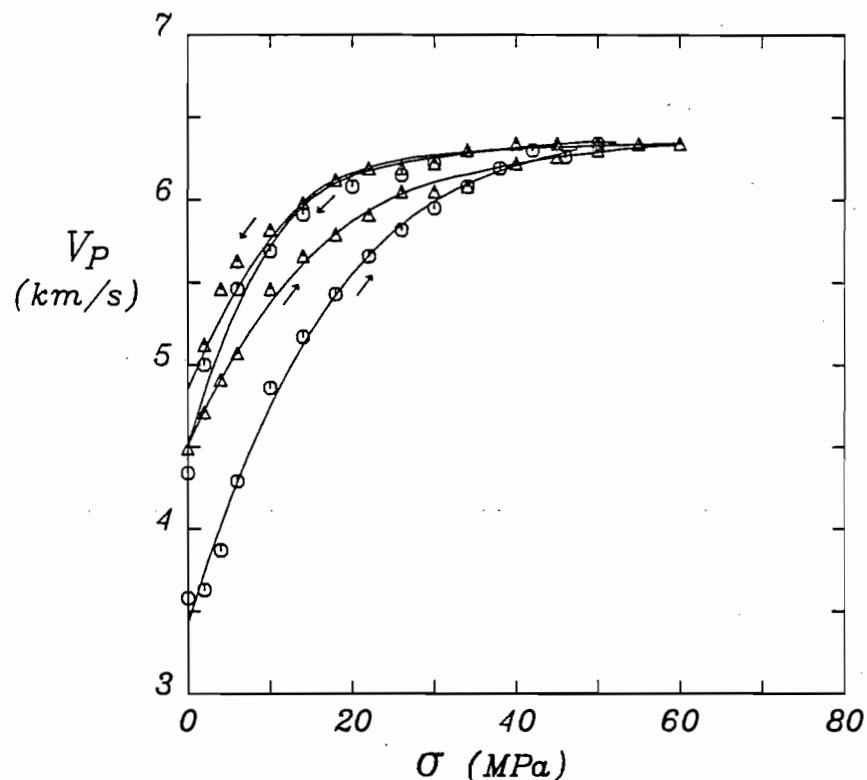


Fig. 6.42 - Velocità sismica longitudinale determinata durante due cicli in compressione triassiale isotropa su un provino microfessurato a 300 °C

modifica permanente del quadro microfessurativo, che comporta un notevole incremento della velocità a pressione nulla. La differenza di velocità tra fine carico ed inizio secondo carico corrisponde ad una apertura ritardata delle microfessure in condizioni ambiente, nel periodo di tempo (circa 24h) tra la fine del primo ciclo e l'inizio del secondo ciclo di carico. Il secondo ciclo di carico presenta anch'esso una sensibile isteresi ma non determina una sensibile variazione della velocità a pressione nulla.

Nella fig. 6.43 vengono illustrati gli andamenti delle velocità sismiche in funzione del carico isotropo applicato per un campione microfessurato a 300 °C ed uno in condizioni naturali. Si rileva il progressivo incremento della velocità al crescere del carico, per cui le curve tendono asintoticamente ad un valore della velocità di poco inferiore a quello della matrice integra, il che indica che la maggior parte delle microfessure è già chiusa alla pressione di 60 MPa.

Un andamento analogo, complicato però dal progressivo sviluppo di nuove fessure ad elevati valori del carico applicato, si rileva nelle velocità misurate durante prove di compressione uniaassiale spinte sino a rottura (fig. 6.44).

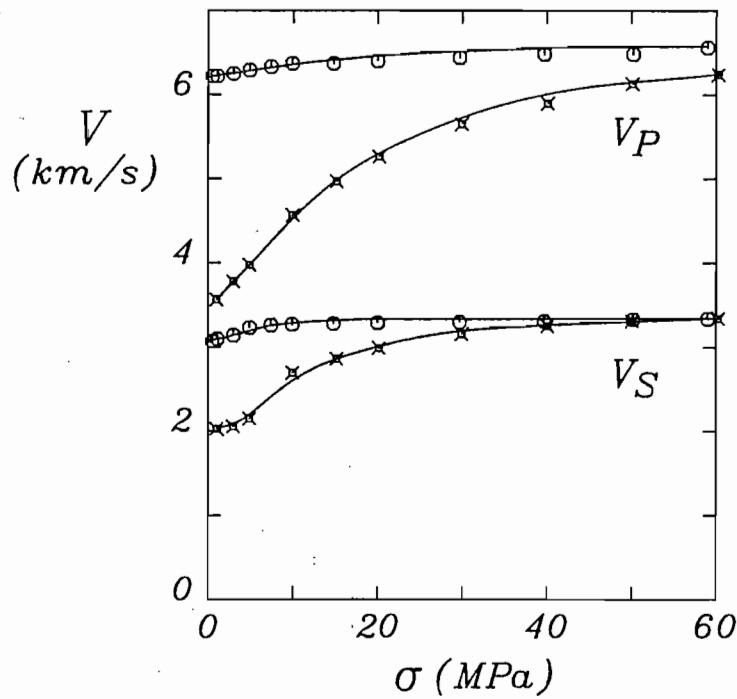


Fig. 6.43 - Confronto tra le velocità delle onde P ed S ottenute in un provino microfessurato termicamente a 300 °C ed uno in condizioni naturali sottoposti a sollecitazione triassiale isotropa

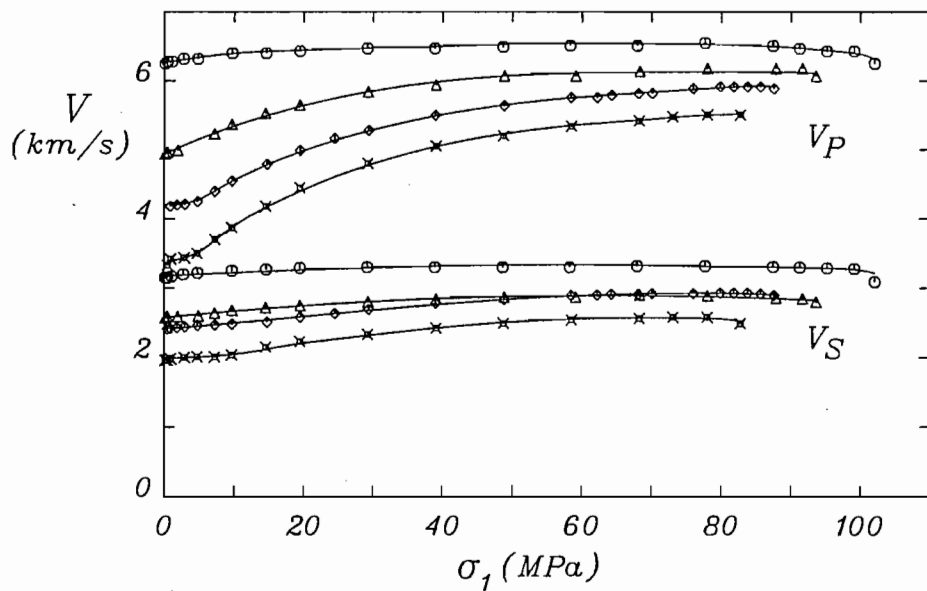


Fig. 6.44 - Velocità delle onde P ed S ottenute su provini microfessurati termicamente in funzione del carico uniaxiale applicato. Per il significato dei simboli si veda la fig. 6.40

L'incremento della velocità con il carico si manifesta sino a valori molto prossimi a quelli di rottura. Si può anche rilevare che il livello di sforzo influenza molto più la velocità delle onde P che quello delle onde S; ciò deriva dal fatto che la velocità delle onde S che si propagano in direzione assiale è influenzata soprattutto dalla presenza di microfessure con giacitura parallela o subparallela all'asse del provino, che risentono poco delle variazioni del carico uniassiale applicato; la velocità delle onde P è invece influenzata soprattutto dalle microfessure con giacitura subperpendicolare all'asse del provino, le quali si chiudono progressivamente all'aumentare del carico uniassiale applicato.

Il fatto che apparentemente la diminuzione delle velocità longitudinali in prossimità della rottura risulta sempre meno evidente all'aumentare della intensità di microfessurazione indica che la chiusura delle microfessure suborizzontali incrementa la  $V_p$  più di quanto la diminuisca la apertura delle microfessure dovute al carico.

Anche dalla misura della velocità longitudinale nel corso di una prova di compressione isotropa di un campione microfessurato a 300 °C è stato ricostruito lo «spettro microfessurativo», in modo analogo a quanto fatto dalle curve di deformabilità volumica.

L'analisi effettuata a partire da questo tipo di misura, rispetto alle misure di deformazione statica, ha il vantaggio di non dover ricavare le grandezze elastiche, evitando così un passaggio di derivazione matematica fonte di possibili errori.

I risultati sono riportati nelle figg. 6.45-6.49 e rappresentano le stesse relazioni

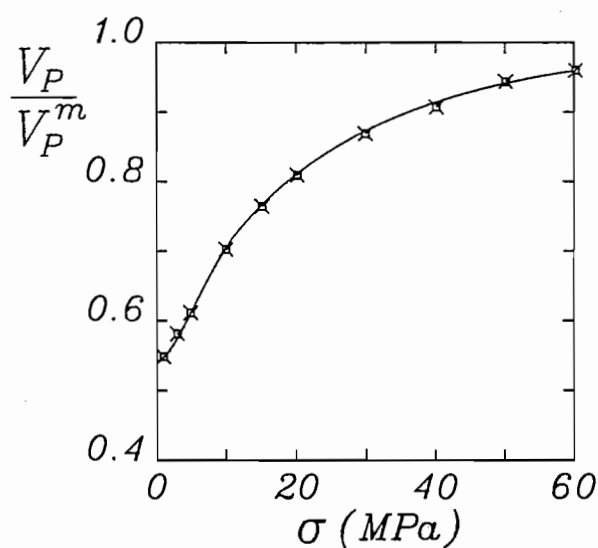


Fig. 6.45 - Velocità longitudinale scalata ( $V_p^m = 6.50$  km/s) in funzione della pressione isotropa applicata determinata su un campione microfessurato a 300 °C

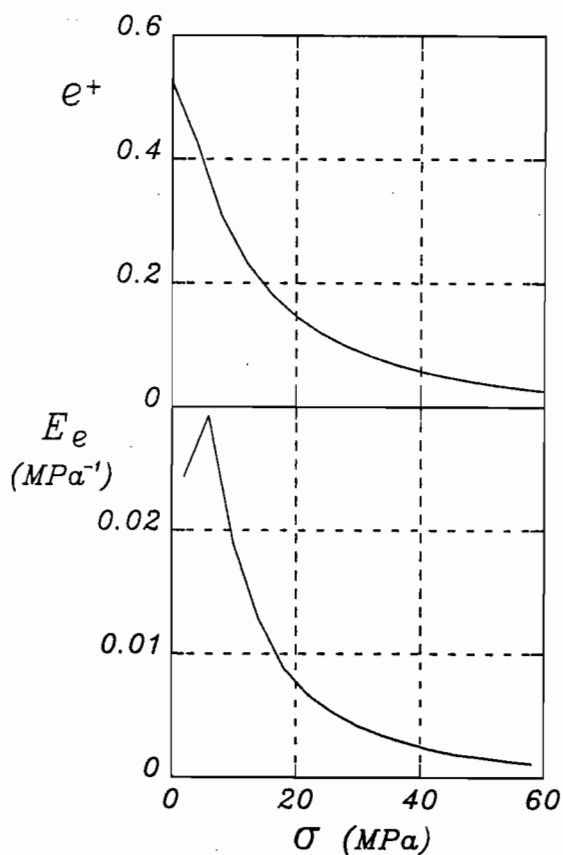


Fig. 6.46 - Andamento della efficacia dovuta alle fessure ancora aperte e sua distribuzione in funzione della pressione isotropa applicata determinati su un campione microfessurato a 300 °C

delle figg. 6.25-6.29; in questo caso, però, dalle velocità scalate rispetto al valore medio (fig. 6.45) è stato ricavato l'andamento della efficacia (fig. 6.46) e in seguito quello della porosità (fig. 6.48). Dalle figure viene messo in luce che, sebbene lo spettro del fattore di forma delle fessure che si chiudono prima di 60 MPa è analogo a quello derivato nell'analisi precedente, la distribuzione della efficacia appare chiaramente diversa, con un valore della efficacia per un carico nullo di 0.52 (fig. 6.47). Di conseguenza, anche la porosità appare diversa, ricavando un valore della porosità chiusa al massimo carico di solo lo 0.06% (fig. 6.48).

Il confronto tra le distribuzioni descritte provenienti dalle misure di velocità e di deformazione mostra che la loro forma non è dissimile, se si esclude quelle ricavate dall'approssimazione analitica della curva sforzo-deformazione.

Viene confermato da queste analisi che il metodo descritto, valido per microfessure ellissoidiche ed in assenza di deformazioni irreversibili, non è in grado di fornire indicazioni quantitative in merito alle rocce microfessurate termicamente.

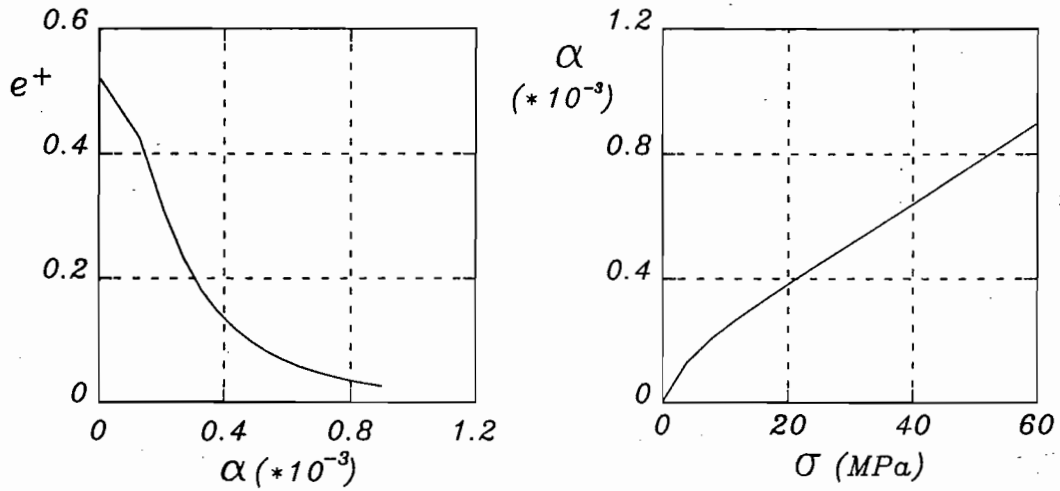


Fig. 6.47 - Relazioni tra i parametri efficacia delle microfessure, fattore di forma e carico applicato ottenuti nell'analisi di una prova di compressione isotropa su un campione microfessurato a 300 °C

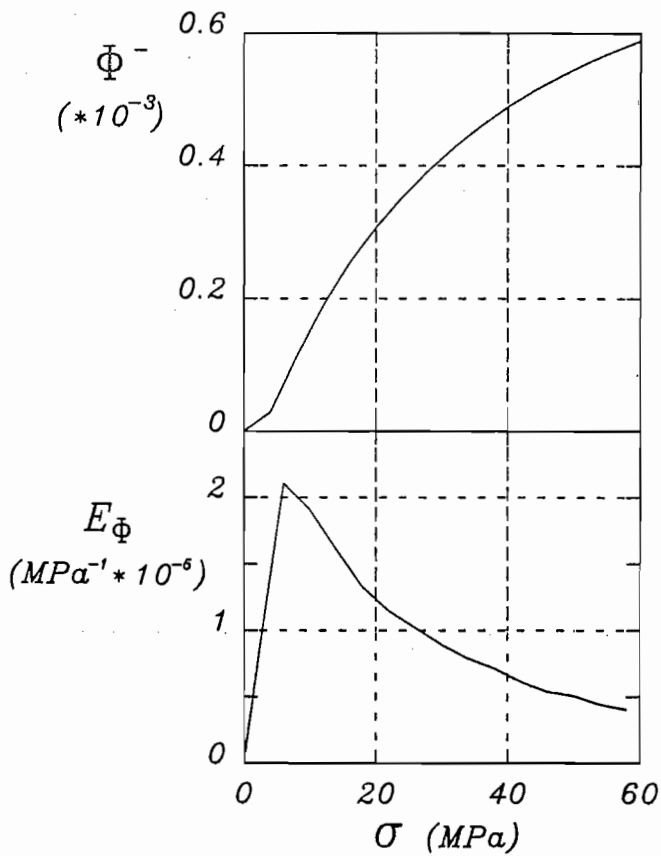


Fig. 6.48 - Incremento della porosità chiusa e sua distribuzione in funzione della pressione isotropa applicata determinati su un campione microfessurato a 300°C

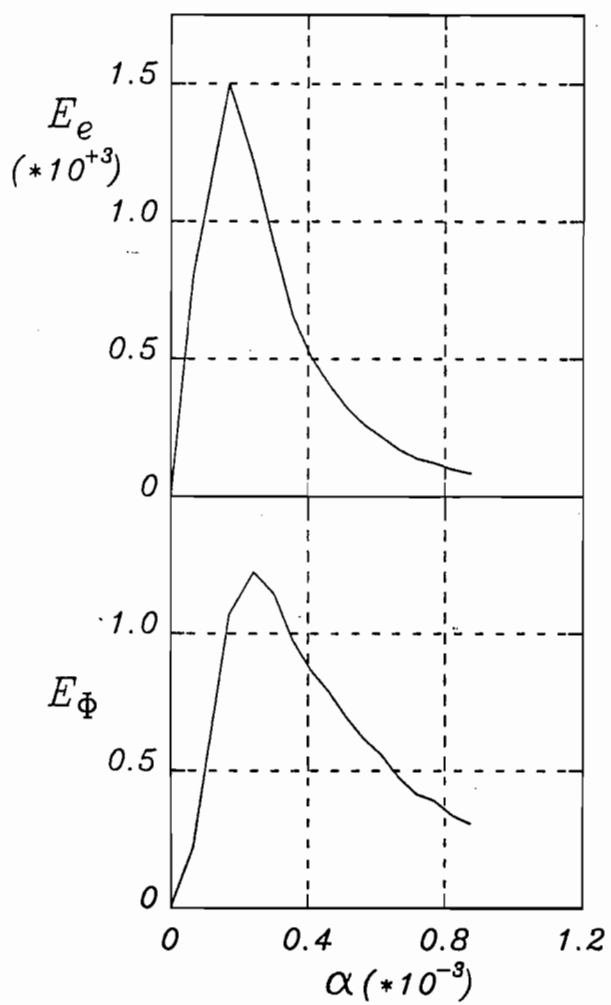


Fig. 6.49 - Distribuzioni della efficacia e della porosità in funzione del rapporto di forma ottenute nell'analisi di una prova di compressione isotropa su un campione microfessurato a 300 °C

## 7. CONCLUSIONI

Lo studio della influenza della microfessurazione termica sul comportamento meccanico delle rocce è stato affrontato da numerosi Autori attraverso sperimentazioni dirette su mezzi microfessurati e mediante la ricerca di modelli di comportamento meccanico in grado di rappresentare l'effettivo comportamento messo in luce dalle prove meccaniche e dalle rilevazioni al microscopio.

Il trattamento termico consente di ottenere materiali, in condizioni controllate e ripetibili, dotati di una predeterminata microfessurazione; tali materiali possono costituire un efficace modello valido per lo studio di alcuni tipi di ammassi rocciosi caratterizzati da giunti poco sistematici e ben serrati.

In questa tesi si è voluto fornire un quadro dello stato di conoscenza in questo campo di ricerca, includendo una breve panoramica sulle evoluzioni subite dai modelli di comportamento meccanico proposti per i mezzi microfessurati. Gli studi condotti sino ad ora avevano riguardato soprattutto rocce ignee cristalline e solo in misura limitata rocce calcaree cristalline.

Si è pertanto prescelto per la sperimentazione un marmo, particolarmente sensibile alla microfessurazione termica a causa dell'elevatissimo grado di anisotropia del coefficiente di dilatazione termica lineare degli individui cristallini di calcite. La roccia utilizzata per la sperimentazione è caratterizzata da un valore della porosità iniziale molto basso e da una notevole omogeneità ed isotropia in grande; inoltre la sua costituzione monocristallina, con grani equidimensionali, rende più semplice l'interpretazione dei fenomeni di microfessurazione indotti.

Il confronto tra la porosità imbibita e quella derivante dalle misure di densità ed anche la differenza tra le velocità longitudinali sature e secche indicano che la porosità iniziale della nostra roccia è dovuta essenzialmente a pori e fessure con alto rapporto di forma; al contrario, il trattamento termico dà origine ad una porosità (alla massima temperatura) dello stesso ordine di grandezza di quella iniziale e costituita da un reticolo di microfessure idraulicamente collegato.

In realtà, nel corso della sperimentazione l'omogeneità del materiale roccioso è apparsa meno ovvia di quanto l'esame a vista lasciava supporre. Infatti, le misure di densità e velocità sismica hanno rilevato una certa variabilità di comportamento tra campioni prelevati a distanza di circa 1 m da un blocco apparentemente omogeneo.

Tale disomogeneità, sulla base della differenza di ogni grandezza scalata rispetto al valore medio ottenuto da ognuno dei due blocchi campione, risulta dell'ordine del 14 e del 4%, rispettivamente, per la porosità e per le velocità sismiche. Sebbene il grado di disomogeneità sia modesto le prove sono state condotte, per lo più, solo sui campioni provenienti da uno dei due blocchi, ottenendo risultati soddisfacentemente omogenei e ripetibili, anche nelle prove meccaniche di resistenza e deformabilità dalle quali si ricavano usualmente valori notevolmente dispersi.

Anche le caratteristiche di isotropia del materiale roccioso sono state investigate, in quanto bande appena evidenti di colore grigio chiaro e la natura metamorfica del marmo potevano far supporre la presenza di una tessitura orientata. La misura della velocità dell'onda longitudinale su diversi poli diametrali di un campione sferico indica la presenza di una simmetria di tipo polare, ma con grado di anisotropia pari a circa il 3%. La modesta entità dell'anisotropia, insieme al fatto che tutti i provini sono stati preparati con l'asse di simmetria geometrico coincidente circa con l'asse di isotropia meccanica del materiale roccioso, ha consentito di utilizzare i modelli di comportamento meccanico dei mezzi isotropi.

La microfessurazione termica del marmo è stata messa in evidenza, innanzitutto, dalle misure di deformazioni irreversibili, presenti anche a temperature notevolmente basse. L'andamento di tali deformazioni risulta proporzionale al quadrato della temperatura di trattamento, in accordo con modelli teorici.

L'effetto del trattamento termico sulla nostra roccia si risente sin dalla temperatura di 50°C, come è stato rilevato soprattutto da misure di velocità sismica, indubbiamente il parametro più sensibile a brevi variazioni del quadro microfessurativo. Il valore della temperatura di soglia di microfessurazione così determinato risulta inferiore a quello previsto dal modello teorico basato sulla teoria della meccanica della frattura e illustrato nel cap. 4. Ciò può essere spiegato tenendo conto che il modello simula le condizioni medie di sforzo nell'aggregato cristallino (ciascun cristallo è considerato immerso in una matrice isotropa con caratteristiche elastiche e termiche medie) mentre, in realtà, possono verificarsi localmente condizioni di maggior contrasto tra i coefficienti di dilatazione termica, che danno origine a stati di sforzo più gravosi.

La constatazione di una così bassa temperatura di soglia di microfessurazione del marmo ha una notevole rilevanza anche per i problemi di degradazione di tale materiale usato come rivestimento o per opere d'arte.

Le misure statiche evidenziano che la microfessurazione influenza soprattutto il comportamento deformativo della roccia e, in misura meno accentuata, quello resistivo. Una sintesi dei risultati è riportata nelle figg. 7.1 e 7.2, nelle quali sono rappresentati i valori medi ottenuti per ogni temperatura di



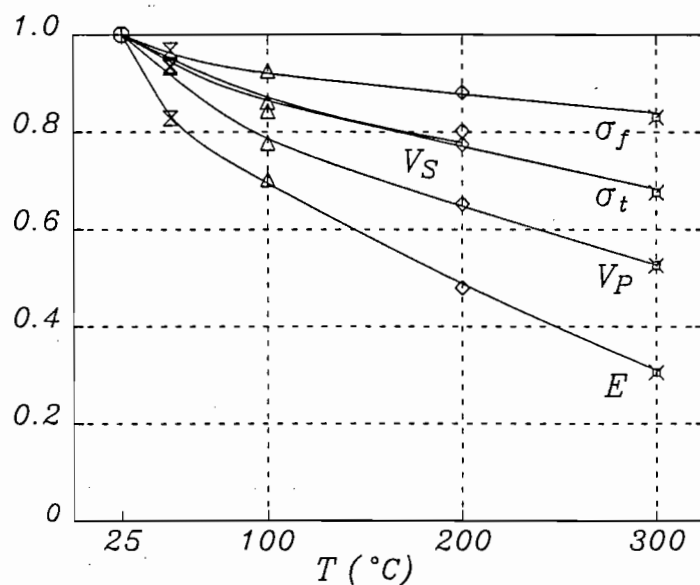


Fig. 7.1 - Valori medi di modulo elastico, resistenza a compressione uniassiale e a trazione brasiliana, velocità delle onde longitudinali e trasversali scalati rispetto al valor medio ottenuto da provini in condizioni naturali in funzione della temperatura di trattamento

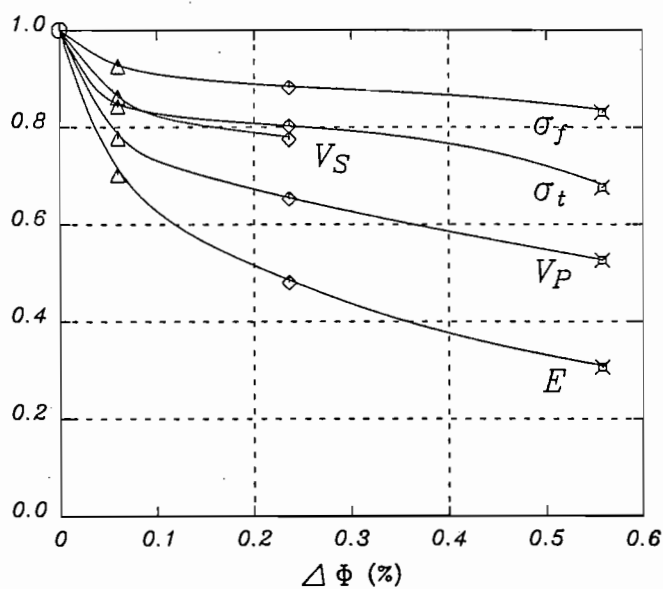


Fig. 7.2 - Valori medi di modulo elastico, resistenza a compressione uniassiale e a trazione brasiliana, velocità delle onde longitudinali e trasversali scalati rispetto al valor medio ottenuto da provini in condizioni naturali in funzione dell'incremento di porosità medio indotto dal trattamento termico

trattamento delle grandezze modulo elastico, resistenza a compressione uniassiale e resistenza a trazione brasilliana, velocità longitudinale e trasversale scalati rispetto agli analoghi valori del marmo in condizioni naturali; tali grandezze sono rappresentate in funzione della temperatura di trattamento nella prima di tali figure e dell'incremento di porosità dovuto al trattamento termico nella seconda. Si nota che il decadimento delle caratteristiche meccaniche è più rapido in corrispondenza dei bassi valori di porosità, indicando che tale grandezza non influenza le caratteristiche meccaniche direttamente ma, verosimilmente, solo tramite il parametro definito come "efficacia" del sistema di microfessure. Si rileva anche che la microfessurazione influenza maggiormente la resistenza a trazione rispetto a quella di compressione.

In prove di compressione uniassiale il marmo microfessurato mostra curve sforzi-deformazioni fortemente non lineari; se da una parte risulta rilevante l'incremento delle deformazioni assiali e volumetriche, molto minore è quello delle deformazioni laterali, per cui il coefficiente di Poisson si riduce drasticamente. All'aumentare del grado di microfessurazione si nota anche un incremento della fragilità dei campioni, messo in evidenza dalla rottura brusca sempre più ravvicinata al picco di resistenza.

Si osserva, inoltre, che la porzione iniziale della curva sforzi-deformazioni assiali presenta una concavità verso il basso, indicando una diminuzione del modulo al crescere dello sforzo applicato. Tale comportamento, riscontrato anche in altri tipi di rocce cristalline naturalmente microfessurate, era stato attribuito da altri Autori alla mobilitazione di microfessure chiuse sotto l'azione di sforzi interni. L'osservazione che nel marmo artificialmente microfessurato un comportamento analogo, sebbene di minore entità, si riscontra anche in prove di compressione isotropa fa ritenere probabile che esso sia piuttosto da attribuire a schiacciamento o tranciamento di asperità locali nelle microfessure indotte.

Le prove di compressione isotropa, spinte sino a 60 MPa, evidenziano un comportamento non lineare e la presenza di deformazioni irreversibili, al termine del primo ciclo, di rilevante entità (circa il 30% della deformazione totale per provini microfessurati a 300 °C). In rocce naturalmente microfessurate, con incrementi della compressibilità rispetto alla matrice analoghi a quelli riscontrati nel marmo studiato, le deformazioni irreversibili a seguito di cicli di carico isotropo risultano notevolmente minori. Ciò sembra indicare che le caratteristiche delle microfessure di origine termica sono in parte diverse da quelle delle microfessure naturali e non completamente rispettabili con il modello di microfessure discoidali (che prevede una relazione sforzi-deformazione reversibile anche non lineare).

L'analisi delle proprietà dinamiche delle rocce microfessurate mostra che la velocità delle onde P determinata su campioni asciutti e, ancor più, la differenza

tra la velocità su campioni saturi e asciutti sono grandezze molto sensibili al grado e alle caratteristiche della microfessurazione.

Le relazioni tra le velocità delle onde P ed S per campioni asciutti e saturi sono complessivamente in discreto accordo con i modelli di mezzi microfessurati, che ipotizzano microfessure discoidali a sezione ellittica. Le lievi ma significative differenze tra le velocità delle onde S in condizioni di campioni asciutti e saturi indicano che con le frequenze di vibrazione adottate nel corso della sperimentazione non vengono raggiunte condizioni "isobare" nell'interno del volume elementare di roccia.

Le misure delle velocità in condizioni di sforzo uniassiale hanno riproposto quanto già indicato dalle misure di deformabilità statica; gli andamenti delle onde P ed S in funzione del carico mostrano chiaramente sia l'effetto della progressiva chiusura delle microfessure orientate perpendicolarmente al carico sia quello della estensione di microfessure parallele al carico nella fase di dilatanza che precede la rottura.

Le prove di compressione isotropa mettono in luce che la massima pressione di confinamento adottata (60 MPa) non è in grado di chiudere le microfessure aventi i più alti rapporti di forma.

Dai modelli di comportamento teorici di mezzi microfessurati, adottando uno schema differenziale autoconsistente, sono state ricavate indicazioni per la descrizione dello spettro microfessurativo della roccia trattata termicamente. L'analisi è stata effettuata sia sulle misure di deformabilità statica che su quelle dinamiche ottenute nel corso di prove di compressione triassiale isotropa.

Da tali analisi è stata determinata la distribuzione della efficacia delle microfessure in funzione della pressione di chiusura e, successivamente, sulla base delle relazioni teoriche tra rapporto di forma e pressione di chiusura, anche la distribuzione della porosità in funzione del fattore di forma.

Si rileva che l'incremento di deformabilità del marmo termicamente microfessurato è da attribuirsi prevalentemente a microfessure con rapporto di forma inferiore a  $1 \cdot 10^{-3}$ ; tuttavia, sussistono notevoli divergenze tra i risultati delle prove statiche e quelli delle prove dinamiche sia per quanto riguarda l'efficacia complessiva del sistema di microfessure che per la sua distribuzione. Il modello di microfessure ellissoidico non sembra pertanto del tutto soddisfacente nel descrivere il comportamento del marmo microfessurato.

Infine è da mettere in evidenza che le esperienze condotte hanno indicato che le prove dinamiche, per la semplicità e la buona ripetibilità delle misure, forniscono un efficace strumento per lo studio di materiali microfessurati, consentendo di rilevare variazioni del quadro microfessurativo o condizioni di anisotropia anche di modesta entità.

**BIBLIOGRAFIA**

- ABOUDI J. (1987b) - *Constitutive relations for cracked metal matrix composites*. Mech. of Materials, **6**, 303-315
- ABOUDI J., BENVENISTE Y. (1987) - *The effective moduli of cracked bodies in plane deformations*. Eng. Fracture Mech., **26**, 171-184
- ABOUDI J. (1987a) - *Stiffness reduction of cracked solids*. Eng. Fracture Mech., **26**, 637-650
- ALLISON H., LAMA R.D. (1979) - *Low frequency sounding technique for predicting progressive failure of rock*. Rock Mech., **12**, 79-97
- ALONSO F.J., SUAREZ del RIO L.M. (1985) - *Velocidad de propagacion de ondas en rocas carbonatadas*. Trabajos de Geologia, Univ. de Oviedo, **15**, 315-324
- ANDERSON D.L., MINSTER B., COLE D. (1974) - *The effect of oriented cracks on seismic velocities*. J. Geoph. Res., **79**, 4011-4015
- ARMARI G., BERGO G., PERAZZIN L. (1988) - *Alterazione e resistenza meccanica di superfici di discontinuità in masse lapidee*. Riv. It. Geotecnica, **1**, 51-67
- ASHWORTH T., SMITH D.R. (1985) - *Measurement methods for thermal transport properties of rocks*. 26th US Symp. Rock Mech., Rapid City, 797-805
- ATKINSON B.K. (1984) - *Subcritical crack growth in geological materials*. J. Geoph. Res., **89**, 4077-4114
- ATTEWELL P.B., TAYLOR R.K. (1969) - *A microtextural interpretation of a welsh slate*. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., **6**, 423-438
- ATTEWELL P.B., SANDFORD M.R. (1970) - *Triaxial anisotropy of wave velocity and elastic moduli in slate and their axial concordance with fabric and tectonic symmetry*. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., **7**, 183-207

- ATTEWELL P.B., SANDFORD M.R. (1974) - *Intrinsic shear strength of a brittle, anisotropic rock. I - Experimental and mechanical interpretation. II - Textural data acquisition and processing. III - Textural interpretation of failure.* Int. J. Rock Mech. Min. Sci., **11**, 423-451
- BABUSKA V. (1972) - *Elasticity and anisotropy of dunite and bronzitite.* J. Geoph. Res., **77**, 6955-6965
- BABUSKA V., PROS Z. (1984) - *Velocity anisotropy in granodiorite and quartzite due to the distribution of microcracks.* Geophys. J. R. astr. Soc., **76**, 121-127
- BARRON K. (1971) - *Brittle fracture initiation in and ultimate failure of rocks. Part I - Isotropic rock. Part II - Anisotropic rocks: theory. Part III - Anisotropic rocks: experimental results.* Int. J. Rock Mech. Min. Sci., **8**, 541-575
- BAUER S.J., JOHNSON B. (1979) - *Effects of slow uniform heating on the physical properties of the Westerly and Charcoal granites.* 20th US Symp. Rock Mech., Austin
- BAUER S.J., HANDIN J. (1983) - *Thermal expansion and cracking of three confined, water-saturated igneous rocks to 800°C.* Rock Mech. and Rock Eng., **16**, 181-198
- BENNET H.F. (1972) - *A simple seismic model for determining principal anisotropic direction.* J. Geoph. Res., **77**, 3078-3080
- BENVENISTE Y. (1987) - *A new approach to the application of Mori-Tanaka's theory in composite materials.* Mech. of Materials, **6**, 147-157
- BERG C.A. (1965) - *Deformation of fine cracks under high pressure and shear.* J. Geoph. Res., **70**, 3447-3452
- BERRY P., CREA G., MARTINO P., RIBACCHI R. (1974) - *The influence of fabric on the deformability of anisotropic rock.* 3rd Congr. ISRM, **2A**, 105-110, Denver
- BERTAGNINI A., FRANZINI M., GRATZIU C., SPAMPINATO M. (1984) - *Il marmo cotto in natura e nei monumenti.* Rendiconti Soc. It. Min. Petr., **39**, 39-46
- BIRCH F. (1966) - *Compressibility; elastic constants.* In "Handbook of physical constants", The Geological Society of America Memoir 97
- BISHOP A.W. (1973) - *The influence of an undrained change in stress on the pore*

*pressure in porous media of low compressibility. Geotechnique, XXIII, 435-442*

BOLEY B.A., WEINER J.H. (1960) - *Theory of thermal stresses*. Wiley, New York

BORELLI G.B. (1983) - *Misure delle velocità P ed S in laboratorio ed in situ. 2° Conv. Annuale Gruppo Naz. Geof. della Terra Solida*

BRACE W.F. (1965a) - *Some new measurements of linear compressibility of rocks. J. Geoph. Res., 70, 391-398*

BRACE W.F. (1965b) - *Relation of elastic properties of rocks to fabric. J. Geoph. Res., 70, 5657-5667*

BRACE W.F., WALSH J.B., FRANGOS W.T. (1968) - *Permeability of granite under high pressure. J. Geoph. Res., 73, 2249-2260*

BRACE W.F. (1969) - *Micromechanics in rock systems. Int. Conf. Struct. Solid Mech. Engng Design in Civil Eng. Mat., 187-203, Southampton*

BRACE W.F. (1977) - *Permeability from resistivity and pore shape. J. Geoph. Res., 82, 3343-3349*

BRACE W.F., SILVER E., HADLEY K., GOETZE C. (1972) - *Cracks and pores: a closer look. Science, 178, 162-163*

BRADY B.T. (1969) - *The non-linear mechanical behaviour of brittle rock. Part I - Stress-strain behaviour during regions I and II. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 6, 211-225*

BRADY B.T. (1973) - *A mechanical equation of state for brittle rock. Part II - The prefailure initiation behaviour of brittle rock. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 10, 291-309*

BRUNER W.M. (1976) - *Comment on "Seismic velocities in dry and saturated cracked solids" by R.J. O'Connell and B. Budiansky. J. Geoph. Res., 81, 2573-2576*

BRUNER W.M. (1979) - *Crack growth and the thermoelastic behaviour of rocks. J. Geoph. Res., 84, 5578-5590*

BRUNER W.M. (1984) - *Crack growth during unroofing of crustal rocks: effects on*

- thermoelastic behaviour and near-surface stresses. J. Geoph. Res.*, **89**, 4167-4184
- BUDIANSKY B., O'CONNELL R.J. (1976) - *Elastic moduli of a cracked solid. Int. J. Solids Structures*, **12**, 81-97
- BUR T.R. (1969) - *Transformations of the elastic constants for anisotropic media by successive simple rotation. Bureau of Mines*, 1-15
- BUR T.R., THILL R.E., HJELMSTAD K.E. (1969) - *An ultrasonic method for determining the elastic symmetry of materials. Bureau of Mines*, 1-20
- CALLEJA L., RUIZ de ARGANDONA V.G. (1985) - *Variación de la expansión térmica en rocas cristalinas. Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, **15**, 307-313
- CARLSON S.R., WANG H.F. (1986) - *Microcrack porosity and in situ stress in Illinois borehole UPH 3. J. Geoph. Res.*, **91**, 10421-10428
- CARSLAW H.S., JAEGER J.C. (1959) - *Conduction of heat in solids. Oxford University Press*
- CASTAGNA J.P., BATZLE M.L., EASTWOOD R.L. (1985) - *Relationships between compressional-wave and shear-wave velocities in clastic silicate rocks. Geophysics*, **50**, 571-581
- CHATTERJEE A.K., MAL A.K. (1978) - *Elastic moduli of two-component systems. J. Geoph. Res.*, **83**, 1785-1792
- CHAYE' D'ALBISSIN N., TOURENQ C. (1976) - *L'analyse des microstructures: application à la recherche des conditions de déformation des roches et à la prévision de leurs propriétés mécaniques. Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, **XVIII**, 93-126
- CHAYE' D'ALBISSIN M., SIRIEYS P. (1989) - *Déformabilité thermique des roches: relations avec leur structure. Int. Conf. "Rock at Great Depth", Pau*, 363-370
- CHENG C.H., TOKSOZ M.N. (1979) - *Inversion of seismic velocities for the pore aspect ratio spectrum of a rock. J. Geoph. Res.*, **84**, 7533-7543
- CHRISTENSEN N.I. (1965) - *Compressional wave velocities in metamorphic rocks at pressures to 10 kilobars. J. Geoph. Res.*, **70**, 6147-6164

- CHRISTENSEN N.I. (1966) - *Shear wave velocities in metamorphic rocks at pressures to 10 kilobars*. J. Geoph. Res., **71**, 3549-3556
- CLARK S.P. (1966) - *Thermal conductivity*. In "Handbook of physical constants", The Geological Society of America Memoir 97
- CLARK V.A., SPENCER W., TITTMANN B.R. (1981) - *The effect of thermal cycling on the seismic quality factor Q of some sedimentary rocks*. J. Geoph. Res., **86**, 7078-7094
- CLEARY M.P. (1978) - *Elastic and dynamic response regimes of fluid-impregnated solids with diverse microstructures*. Int. J. Solids Structures, **14**, 795-819
- CLEARY M.P., CHEN I., LEE S. (1980) - *Self-consistent techniques for heterogeneous media*. J. Eng. Mech. Div., **106**, 861-887
- COLI M. (1989) - *Litho-structural assemblage and deformation history of "Carrara marble"*. Boll. Soc. Geol. It., **108**, 581-590
- CRAMPIN S. (1984a) - *An introduction to wave propagation in anisotropic media*. Geophys. J. R. astr. Soc., **76**, 17-28
- CRAMPIN S. (1984b) - *Effective anisotropic elastic constants for wave propagation through cracked solids*. Geophys. J. R. astr. Soc., **76**, 135-145
- CRAMPIN S. (1985a) - *Evaluation of anisotropy by shear-wave splitting*. Geophysics, **50**, 142-152
- CRAMPIN S. (1985b) - *Evidence for aligned cracks in the Earth's crust*. First Break, **3**, 12-15
- CRAMPIN S., MCGONIGLE R., BAMFORD D. (1980) - *Estimating crack parameters from observations of P-wave velocity anisotropy*. Geophysics, **45**, 345-360
- CRAMPIN S., MCGONIGLE R. (1981) - *The variation of delays in stress-induced anisotropic polarization anomalies*. Geophys. J. R. astr. Soc., **64**, 115-131
- CRAMPIN S., EVANS R., ATKINSON B.K. (1984) - *Earthquake prediction: a new physical basis*. Geophys. J. R. astr. Soc., **76**, 147-156
- CRAMPIN S., ATKINSON B.K. (1985) - *Microcracks in the Earth's crust*. First Break, **3**, 16-20



- CRAMPIN S., MCGONIGLE R., ANDO MASATAKA (1986) - *Extensive-dilatancy anisotropy beneath Mount Hood, Oregon and the effect of aspect ratio on seismic velocities through aligned cracks*. J. Geoph. Res., **91**, 12703-12710
- CREA G., MARTINO D., RIBACCHI R. (1981) - *Influenza delle caratteristiche strutturali sull'anisotropia delle rocce*. Riv. It. Geotecnica, **15**, 235-260
- CRUDEN D.M. (1974) - *The static fatigue of brittle rock under uniaxial compression*. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., **11**, 67-73
- DA GAMA C.D. (1971) - *Studying rock fractures by wave attenuation methods*. Fissuration des Roches, Symp. ISRM, Nancy, comm. 1-2
- DAPENA J.E., GARCIA del CURA A., ORDONEZ S. (1988) - *Study of the limestone rock used in the construction of palaces in Madrid during the 18th and 19th centuries*. Symp. Eng. Geol. of Ancient Works, Monuments and Historical Sites, 683-690
- DEERE D.V. (1968) - *Geological considerations*. In "Rock mechanics in engineering practice". Wiley, New York
- DEKLOTZ E.J., BROWN J.W., STEMLER O.A. (1970) - *Anisotropy of a schistose gneiss*. 2nd Congr. ISRM, Belgrado, 465-470
- DELAMETER W.R., HERRMANN G., BARNETT D.M. (1975) - *Weakening of an elastic solid by a rectangular array of cracks*. J. Applied Mech., 74-80
- DEL GRECO O., PEILA D. (1988) - *Formulazione polinomiale di un involucro di resistenza per le rocce*. Boll. Ass. Min. Sub., **25**, 205-222
- DI TOMMASO A., PASCALE G., CIANFRONE F. (1989) - *Experimental microseismic evaluation of artificially induced defects on stonework*. Fracture of Concrete and Rock, London, 265-277
- DIGBY P.J., MURRELL S.A.F (1975) - *The role of shear stress concentrations in the initiation of brittle fracture in bodies containing closed cracks*. Bull. Seism. Soc. Am., **65**, 1163-1171
- DIGBY P.J., MURRELL S.A.F (1976) - *The deformation of flat ellipsoidal cavities under large confining pressures*. Bull. Seism. Soc. Am., **66**, 425-431
- DOMANY E., GUBERNATIS J.E., KRUMHANSL (1975) - *The elasticity of polycrystals and*

- rocks. *J. Geoph. Res.*, **80**, 4851-4856
- DOMENICO S.N. (1984) - *Rock lithology and porosity determination from shear and compressional wave velocity*. *Geophysics*, **49**, 1188-1195
- DOUGLASS P.M., VOIGHT (1969) - *Anisotropy of granites: a reflection of microscopic fabric*. *Geotechnique*, **19**, 376-398
- DOUMA J. (1988) - *The effect of the aspect ratio on crack-induced anisotropy*. *Geoph. Prospecting*, **36**, 614-632
- DUELLMANN M., HEITFELD K.H. (19..) - *Influence of grain fabric anisotropy on the elastic properties of rocks*. 150-162
- DUFFAUT P., WOJTKOWIAK F., JOSIEN J.P., PINEAU J.L. (1979) - *Les vides, principal facteur du comportement mécanique des roches*. 4th Congr.ISRM, Montreaux, 115-121
- DURHAM W.B., ABEY A.E. (1981) - *The effect of pressure and temperature on the thermal properties of a salt and a quartz monzonite*. 22nd US Symp. Rock Mech., Cambridge, 85-90
- EDMOND J.M. PATERSON M.S. (1972) - *Volume changes during the deformation of rocks at high pressures*. *Int. J. Rock Mech. Sci.*, **9**, 161-182
- ENGELDER T. (1984) - *The time-dependent strain relaxation of Algeria granite*. *Int. J. Rock Mech. Sci.*, **21**, 63-73
- ENGELDER T., SBAR M.L., KRANZ R. (1977) - *A mechanism for strain relaxation of Barre granite: opening of microfractures*. *Pure Appl.Geophys.*, **115**, 27-40
- ENGELDER T., PLUMB R. (1984) - *Changes in 'in situ' ultrasonic properties of rock on strain relaxation*. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, **21**, 75-82
- EVANS A.G., CLARKE D.R. (1980) - *Residual stresses and microcracking induced by thermal contraction inhomogeneity*. In "Thermal Stresses in Severe Environments", ed. Hasselman and Heller, 629-648
- FARRAN J., PERANI R. (1974) - *Microfissuration, déformation et compressibilité des roches sous charges triaxiales*. 3th Congr.ISRM, Denver, 138-143
- FEVES M., SIMMONS G. (1976) - *Effects of stress on cracks in Westerly granite*. *Bull.*

- Seism. Soc. Am., **66**, 1755-1765
- FJAER E., HOLT R.M., RAAEN A.M. (1989) - *Rock mechanics and rock acoustics*. Int.Conf. "Rock at Great Depth", Pau, 355-362
- FONSEKA G.M., MURRELL S.A.F., BARNES P. (1985) - *Scanning electron microscope and acoustic emission studies of crack development in rocks*. Int. J. Rock Mech. Sci., **22**, 273-289
- FOURMAINTRAUX D. (1975) - *Quantification des discontinuités des roches et des massifs rocheux*. Rock Mech., **7**
- FRANKLIN J.A., HOEK E. (1970) - *Developments in triaxial testing technique*. Rock Mechanics, **2**, 223-228
- FRANZINI M., GRATZIU C., SPAMPINATO M. (1984) - *Degradazione del marmo per effetto di variazioni di temperatura*. Rendiconti Soc. It. Min. Petr., **39**, 47-58
- FREDRICH J.T., WONG T.-F. (1986) - *Micromechanics of thermally induced cracking in three crustal rocks*. J. Geoph. Res., **91**, 12743-12764
- FRIEDMAN M. (1972) - *Residual elastic strain in rocks*. Tectonophysics, **15**, 297-330
- FRIEDMAN M., BUR T.R. (1974) - *Investigation of the relation among residual strain, fabric, fracture and ultrasonic attenuation and velocity in rocks*. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., **11**, 221-234
- FRIEDMAN M., HANDIN J., HIGGS N.G., LANTZ J.R. (1979) - *Strength and ductility of four dry igneous rocks at low pressures, and temperatures to partial melting*. Proc. 20th Symp. on Rock Mech., Austin, 35-50
- GANGI A.F. (1981) - *The variation of mechanical and transport properties of cracked rock with pressure*. 22nd US Symp. Rock Mech., Cambridge, 91-95
- GANGI A.F. (1987) - *The variation of the thermal-expansion coefficient of cracked and porous rocks with pressure and temperature*. 28th US Symp. Rock Mech., Tucson, 391-398
- GARBIN H.D., KNOPOFF L. (1973) - *The compressional modulus of a material permeated by a random distribution of circular cracks*. Quart. Appl. Math., **30**, 453-464

- GARBIN H.D., KNOPOFF L. (1975a) - *The shear modulus of a material permeated by a random distribution of free circular cracks*. *Quart. Appl. Math.*, **33**, 296-300
- GARBIN H.D., KNOPOFF L. (1975b) - *Elastic moduli of a medium with liquid-filled cracks*. *Quart. Appl. Math.*, **33**, 301-303
- GARDNER R.D., PINCUS H.J. (1968) - *Fluorescent dye penetrants applied to rock fractures*. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, **5**, 155-158
- GARG S.K., NUR A. (1973) - *Effective stress laws for fluid-saturated porous rocks*. *J. Geoph. Res.*, **78**, 5911-5921
- GASSMANN F. (1951) - *Über die Elastizität poröser Medien*. *Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik*, **17**
- GEROGIANNOPOULOS N.G., BROWN E.T. (1978) - *The critical state concept applied to rock*. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, **15**, 1-10
- GLADWIN M.T., STACEY F.D. (1973) - *Ultrasonic pulse velocity as a rock stress sensor*. *Tectonophysics*, **21**, 39-45
- GOLDSMITH W., SACKMAN J.L., TAYLOR R.L. (1977) - *Property determination and wave propagation in a block of Barre granite*. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **67**, 87-102
- GORBATSEVICH F.F. (1987) - *Physical principles and instruments for the acoustic polarization method of determining elastic anisotropy in rock samples*. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **91**, 493-500
- GORDON R.B., DAVIS L.A. (1968) - *Velocity and attenuation of seismic waves in imperfectly elastic rock*. *J. Geoph. Res.*, **73**, 3917-3935
- GOWD T.N. (1980) - *Factors affecting the acoustic emission response of triaxially compressed rock*. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, **17**, 219-223
- GREEN D.H., WANG H.F. (1986) - *Fluid pressure response to undrained compression in saturated sedimentary rock*. *Geophysics*, **51**, 948-956
- GRUJIC N. (1974) - *Ultrasonic testing of foundation rock*. 3th Cong. ISRM, Denver, 404-409
- GUPTA I.N. (1973) - *Discussion on "Elastic velocity anisotropy in the presence of an*

- anisotropic initial stress*" by Dahlen F.A. Bull. Seism. Soc. Am., **63**, 1174-1175
- HADLEY K. (1976) - *Comparison of calculated and observed crack densities and seismic velocities in Westerly granite*. J. Geoph. Res., **81**, 3484-3494
- HAIMSON B.C. (1974) - *Mechanical behaviour of rock under cyclic loading*. 3th Congr. ISRM, Denver, 373-378
- HASAN S.E. (1978) - *Thermophysical properties of rocks*. 19th US Symp. Rock Mech., Nevada, 210-214
- HASHIN Z. (1962) - *The elastic moduli of heterogeneous materials*. J. Applied Mech., 143-150
- HASHIN Z. (1970) - *Theory of composite materials*. Mechanics of Composite Materials, 5th Int. Symp. on Naval Structural Mechanics, 201-229
- HASHIN Z., SHTRIKMAN S. (1962a) - *On some variational principles in anisotropic and nonhomogeneous elasticity*. J. Mech. Phys. Solids, **10**, 335-342
- HASHIN Z., SHTRIKMAN S. (1962b) - *A variational approach to the theory of the elastic behaviour of polycrystals*. J. Mech. Phys. Solids, **10**, 343-352
- HEARD H.C., PAGE L. (1982) - *Elastic moduli, thermal expansion and inferred permeability of two granites to 350°C and 55 MPa*. J. Geoph. Res., **87**, 9340-9348
- HEINZE W.D., GOETZE C. (1974) - *Numerical simulation of stress concentrations in rocks*. Int. J. Rock. Mech. Min. Sci., **11**, 151-155
- HEUZE F.E. (1983) - *High-temperature mechanical, physical and thermal properties of granitic rocks - A review*. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., **20**, 3-10
- HOEK E., BROWN E.T. (1980a) - *Empirical strength criterion for rock masses*. J. Geot. Engng. Div., **106**, 1013-1035
- HOEK E., BROWN E.T. (1980b) - *Underground excavations in rock*. The Institutions of Mining and Metallurgy, London
- HOENIG A. (1978) - *The behaviour of a flat elliptical crack in an anisotropic elastic body*. Int. J. Solids Structures, **14**, 925-934

- HOENIG A. (1979) - *Elastic moduli of a non randomly cracked body*. Int. J. Solids Structures, **15**, 137-154
- HOLCOMB D.J. (1978) - *A quantitative model of dilatancy in dry rock and its application to Westerly granite*. J. Geoph. Res., **83**, 4941-4950
- HOMAND-ETIENNE F. (1989) - *Action de la température sur les roches: dilatation et fissuration*. Int. Conf. "Rock at Great Depth", Pau, 371-378
- HOMAND-ETIENNE F., TROALEN J.P. (1984) - *Behaviour of granites and limestones subjected to slow and homogeneous temperature changes*. Eng. Geology, **20**, 219-233
- HOMAND-ETIENNE F., HOUPERT R. (1989) - *Thermally induced microcracking in granites: characterization and analysis*. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., **26**, 125-134
- HORII H., NEMAT-NASSER S. (1983) - *Overall moduli of solids with microcracks: load-induced anisotropy*. J. Mech. Phys. Solids, **31**, 155-171
- HOUPERT R., HOMAND-ETIENNE F. (1979) - *Influence de la température sur le comportement mécanique des roches*. 4th Congr. ISRM, Montreaux, **1**, 177-180
- HOUSLEY R.M., TITTMANN B.R., CIRLIN E.H. (1974) - *Crustal porosity information from internal friction profile*. Bull. Seism. Soc. Am., **64**, 2003-2004
- HUDSON J.A. (1981) - *Wave speeds and attenuation of elastic waves in material containing cracks*. Geophys. J. R. astr. Soc., **64**, 133-150
- HUDSON J.A. (1986) - *A higher order approximation to the wave propagation constant for a cracked solid*. Geophys. J. R. astr. Soc., **87**, 265-274
- IIDA K., KUMAZAWA M. (1970) - *Elastic anisotropy of crystalline schist and dunite*. Rock Mech. in Japan, 26-28
- ISRM (1978) - *Suggested methods for determining tensile strength of rock materials*. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., **15**, 99-103
- ISRM (1979a) - *Suggested methods for determining the uniaxial compressive strength and deformability of rock materials*. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., **16**, 135-140

- ISRM (1979b) - *Suggested methods for determining water content, porosity, density, absorption and related properties and swelling and slake-durability index properties*. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., **16**, 141-156
- ISRM (1983) - *Suggested methods for determining the strength of rock materials in triaxial compression: revised version*. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., **20**, 283-290
- JAEGER J.C., COOK N.G.W. (1971) - *Crack phenomena and the mechanism of fracture*. In: "Fundamentals of Rock Mechanics", Science Paperbacks, 310-334
- JENKINS G.M. (1969) - *The influence of fine microfissures on mechanical properties*. Int. Conf. on Struct. Solid Mech. Engineer Design in Civ. Eng. Mat., Southampton, 67-73
- JOHNSON B., GANGI A.F., HANDIN J. (1978) - *Thermal cracking of rock subjected to slow, uniform temperature changes*. 19th US Symp. Rock Mech., Nevada, 259-267
- JOHNSON B., FRIEDMAN M., HOPKINS T.W., BAUER S.J. (1987) - *Strength and microfracturing of Westerly granite extended wet and dry at temperatures to 800°C and pressures to 200 MPa*. 28th US Symp. Rock Mech., Tucson, 399-412
- JOHNSON L.R., WENK H.R. (1974) - *Anisotropy of physical properties in metamorphic rocks*. Tectonophysics, **23**, 79-98
- JOHNSTON D.H., TOKSOZ M.N., TIMUR A. (1979) - *Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: II. Mechanisms*. Geophysics, **44**, 691-711
- JOHNSTON D.H., TOKSOZ M.N. (1980a) - *Ultrasonic P and S wave attenuation in dry and saturated rocks under pressure*. J. Geoph. Res., **85**, 925-936
- JOHNSTON D.H., TOKSOZ M.N. (1980b) - *Thermal cracking and amplitude dependent attenuation*. J. Geoph. Res., **85**, 937-942
- JONES T.D. (1986) - *Pore fluids and frequency-dependent wave propagation in rocks*. Geophysics, **51**, 1939-1953
- JONES C., MURREL S.A.F. (1989) - *Acoustic compressional wave velocity and dilatancy in triaxially stressed rock*. Int. Conf. "Rock at Great Depth", Pau, 241-247

- JOVANOVIĆ R. (1970) - *Anisotropy of rocks as an element. Principle for rock classification in engineering. geological sense.* 2nd Congr. ISRM, Belgrado, 271-275
- KACHANOV M. (1980) - *Continuum model of medium with cracks.* J. Eng. Mech. Div., 1039-1051
- KACHANOV M. (1982) - *A microcrack model of rock inelasticity. Part I: Frictional sliding on microcracks. Part II: Propagation of microcracks.* Mech. of Materials, **1**, 19-41
- KANATANI K.-I. (1984a) - *Distribution of directional data and fabric tensors.* Int. J. Engng. Sci., **22**, 149-164
- KANATANI K.-I. (1984b) - *Stereological determination of structural anisotropy.* Int. J. Engng. Sci., **22**, 531-546
- KANATANI K.-I. (1985a) - *Procedures for stereological estimation of structural anisotropy.* Int. J. Engng. Sci., **23**, 587-598
- KANATANI K.-I. (1985b) - *Measurement of crack distribution in a rock mass from observation of its surfaces.* Soils and Foundation, **25**, 77-83
- KARCZ I., DICKMAN S.R. (1979) - *Determination of fracture intensity.* Tectonophysics, **56**, T1-T7
- KEMENY J.M., COOK N.G.W. (1986) - *Effective moduli, non-linear deformation and strength of a cracked elastic solid.* Int. J. Rock Mech. Min. Sci., **23**, 107-118
- KEMENY J.M., COOK N.G.W. (1987) - *Determination of rock fracture parameters from crack models for failure in compression.* 28th US Symp. Rock Mech., Tucson, 367-374
- KING M.S. (1966) - *Wave velocities in rocks as a function of changes in overburden pressure and pore fluid saturants.* Geophysics, **31**, 50-73
- KING M.S., XU S. (1989) - *Shear-wave birefringence and directional permeability in fractured rock.* Int. Conf. "Rock at Great Depth", Pau, 265-272
- KORONEOS E.G., TASSOJANNOPOULOS AI., DIAMANTOPOULOU A. (1980) - *On the mechanical and physical properties of ten hellenic marbles.* Eng. Geology, **16**, 263-290



- KORRINGA J., THOMPSON D.D. (1977) - *Comment on the self-consistent imbedding approximation in the theory of elasticity of porous media*. J. Geoph. Res., **82**, 933-934
- KORRINGA J., BROWN R.J.S., THOMPSON D.D., RUNGE R.J. (1979) - *Self-consistent imbedding and the ellipsoidal model for porous rock*. J. Geoph. Res., **84**, 5591-5598
- KOWALLIS B.J., WANG H.F. (1983) - *Microcrack study of granitic cores from Illinois deep borehole UPH3*. J. Geoph. Res., **88**, 7373-7380
- KOVARI K., TISA A. (1975) - *Multiple failure state and strain controlled triaxial tests*. Rock Mech. , **7**, 17-33
- KOVARI K., TISA A., ATTINGER R.O. (1983) - *The concept of "continuous failure state" triaxial tests*. Rock Mech. and Rock Eng., **16**, 117-131
- KRANZ R.L. (1979a) - *Crack-crack and crack-pore interactions in stressed granite*. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., **16**, 37-47
- KRANZ R.L. (1979b) - *Crack growth and development during creep of Barre granite*. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., **18**, 23-35
- KRANZ R.L. (1983) - *Microcracks in rocks: a review*. Tectonophysics, **100**, 449-480
- KRANZ R.L., SCHOLZ C.H. (1977) - *Critical dilatant volume of rocks at the onset of tertiary creep*. J. Geoph. Res., **82**, 4893-4898
- KRONER E. (1980) - *Graded and perfect disorder in random media elasticity*. J. Eng. Mech. Div., **106**, 889-914
- KUSTER G.T., TOKSOZ N.M. (1974) - *Velocity and attenuation of seismic waves in two-phase media: Part I. Theoretical formulations. Part II. Experimental results*. Geophysics, **39**, 587-618
- KYOYA T., ICHIKAWA Y., KAWAMOTO T. (1985) - *A damage mechanics theory for discontinuous rock mass*. 5th Int. Conf. on Num. Meth. in Geomech., Nagoya, 469-480
- LAWS N. (1977) - *A note on interaction energies associated with cracks in anisotropic solids*. Philosophical Magazine, **36**, 367-372

- LAWS N., DVORAK G.J., HEJAZI M. (1983) - *Stiffness changes in unidirectional composites caused by crack systems*. Mech. of Materials, **2**, 123-137
- LAWS N., DVORAK G.J. (1984) - *The loss of stiffness of cracked laminates*. IUTAM, Fundamentals of Deformation and Fracture, Sheffield, 119-127
- LO K.Y., WAI R.S.C., ROWE R.K., THAM L. (1982) - *Non linear thermo-mechanical behaviour and stress analysis in rocks*. 23rd US Symp. Rock Mech., Berkeley, 620-627
- LOCKNER D.A., BYERLEE J. (1977) - *Acoustic emission and creep in rock at high confining pressure and differential stress*. Bull. Seism. Soc. Am., **67**, 247-258
- LOCKNER D.A., WALSH J.B., BYERLEE J.D. (1977) - *Changes in seismic velocity and attenuation during deformation of granite*. J. Geoph. Res., **82**, 5374-5378
- LOCKNER D.A., BYERLEE J.D. (1978) - *Development of fracture planes during creep in granite*. 2nd Conf. on Acoustic Emission and Microseismic Activity in Geologic Structures and Materials.
- LOGAN J.M. (1979) - *Brittle phenomena*. Reviews of Geoph. and Space Phys., **17**, 1121-1132
- LUCET N., ZINSZNER B. (1989) - *Effet de la pression de confinement sur l'atténuation intrinsèque des ondes de fréquences soniques: méthodologie de laboratoire et résultats pour les roches non argileuses*. Int. Conf. "Rock at Great Depth", Pau, 257-264
- LYAKHOVSKY V.A., MYASNIKOV V.P. (1987) - *On the relation between seismic wave velocity and stress in a solid*. Geophys. J. R. astr. Soc., **91**, 429-437
- MARCHESINI L., BISCONTIN G., FRASCATI S. (1972) - *Relazione tra porosità ed invecchiamento di marmi saccaroidi*. CNR, Centro di Studio Cause di Deterioramento e Metodi di Conservazione delle Opere d'Arte
- MARGOLIN L.G. (1983) - *Elastic moduli of a cracked body*. Int. J. Fracture, **22**, 65-79
- MARTIN R.J. (1972) - *Time-dependent crack growth in quartz and its application to the creep of rocks*. J. Geoph. Res., **77**, 1406-1419
- MASURE P. (1970) - *Comportement mécanique des roches à anisotropie planaire discontinue*. 2nd Congr. ISRM, Belgrado

- MAVKO G.M. (1979) - *Frictional attenuation: an inherent amplitude dependence*. J. Geoph. Res., **84**, 4769-4775
- MAVKO G.M., NUR A. (1978) - *The effect of nonelliptical cracks on the compressibility of rocks*. J. Geoph. Res., **83**, 4460-4468
- McLAUGHLIN R. (1977) - *A study of the differential scheme for composite materials*. Int. J. Engng. Sci., **15**, 237-244
- McTIGUE D.F. (1986) - *Thermoelastic response of fluid-saturated porous rock*. J. Geoph. Res., **91**, 9533-9542
- MOGILEVSKAYA S.E. (1970) - *Effect of composition, features of structural fabric and water saturation on rock deformability*. 2nd Cong. ISRM, Belgrado, 323-330
- MOLINA J.P., WACK B. (1982) - *Crack field characterization by ultrasonic attenuation - Preliminary study on rocks*. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., **19**, 267-278
- MONTOTO M., BEL-LAN A., MONTOTO L. (1978) - *Microscopic quantification of textures and fissures in rocks by digital image processing*. 51-60
- MORLIER P. (1971) - *Description de l'état de fissuration d'une roche à partir d'essais non destructifs simples*. Rock Mech., **3**, 125-138
- MURA T. (1984) - *General theory of inclusions*. IUTAM, Fundamentals of Deformation and Fracture, Sheffield, 75-89
- MURRELL S.A.F., MEREDITH P.G., SAMMONDS P.R., AYLING M.R., JONES C. (1989) - *High temperature triaxial apparatus for acoustic measurements*. Int. Conf. "Rock at Great Depth", Pau, 291-296
- NEMAT-NASSER S., TAYA M. (1981) - *On effective moduli of an elastic body containing periodically distributed voids*. Quart. Appl. Math., 43-59
- NEMAT-NASSER S., IWAKUMA T., HEJAZI M. (1982) - *On composites with periodic structure*. Mech. of Materials, **1**, 239-267
- NEWBORN M.A., STEIF P.S. (1987) - *Elastic moduli of colony-based lamellar solids*. Mech. of Materials, **6**, 211-217
- NICHOLSON C., SIMPSON D.W. (1985) - *Changes in  $V_p/V_s$  with depth: implications for appropriate velocity models, improved earthquake locations, and material*

- properties of the upper crust. Bull. Seism. Soc. Am., 75, 1105-1123*
- NISHI K., KOKUSHO T., ESASHI Y. (1983) - *Dynamic shear modulus and damping ratio of rocks for a wide confining pressure range. 5th Congr. ISRM, Melbourne*
- NUR A. (1971) - *Effects of stress on velocity anisotropy in rocks with cracks. J. Geoph. Res., 76, 2022-2034*
- NUR A. (1972) - *Dilatancy, pore fluids, and premonitory variations of ts/tp travel times. Bull. Seism. Soc. Am., 62, 1217-1222*
- NUR A. (1989) - *General report: seismic rock properties for rock mass descriptions and fluid flow monitoring. Int.Conf. "Rock at Great Depth", Pau, 1081-1102*
- NUR A., SIMMONS G. (1969a) - *The effect of saturation on velocity in low porosity rocks. Earth and Planet. Sci. Letters, 7, 183-193*
- NUR A., SIMMONS G. (1969b) - *Stress-induced velocity anisotropy in rock: an experimental study. J. Geoph. Res., 74, 6667-6674*
- NUR A., SIMMONS G. (1970) - *The origin of small cracks in igneous rocks. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 7, 307-314*
- O'CONNELL R.J., BUDIANSKY B. (1974) - *Seismic velocities in dry and saturated cracked solids. J. Geoph. Res., 79, 5412-5426*
- O'CONNELL R.J., BUDIANSKY B. (1977) - *Viscoelastic properties of fluid saturated cracked solids. J. Geoph. Res., 82, 5719-5735*
- ODA M. (1982) - *Fabric tensor for discontinuous geological materials. Soils and Foundations, 22, 96-108*
- ODA M. (1983) - *A method for evaluating the effect of crack geometry on the mechanical behaviour of cracked rock masses. Mech. of Materials, 2, 163-171*
- ODA M. (1985) - *Permeability tensor for discontinuous rock masses. Géotechnique, 35, 483-495*
- ODA M. (1988) - *An experimental study of the elasticity of mylonite rock with random cracks. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 25, 59-69*

- ODA M., SUZUKI K., MAESHIBU T. (1984) - *Elastic compliance for rock-like materials with random cracks*. Soils and Foundations, **24**, 27-40
- ODA M., MAESHIBU T. (1985) - *Characterization of jointed rock masses by fabric tensor*. 5th Int. Conf. on Num. Meth. in Geomech., Nagoya, 481-488
- ODA M., YAMABE T., KAMEMURA K. (1986) - *A crack tensor and its relation to wave velocity anisotropy in jointed rock masses*. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., **23**, 387-397
- ONAT E.T. (1984) - *Effective properties of elastic materials that contain penny shaped voids*. Int. J. Engng. Sci., **22**, 1013-1021
- PAGE L., HEARD H.C. (1981) - *Elastic moduli, thermal expansion and inferred permeability of Climax quartz monzonite and Sudbury gabbro to 500°C and 55 MPa*. 22nd US Symp. Rock Mech., Cambridge, 103-109
- PERAMI R. (1971a) - *Formation des microfissures dans les roches sous l'effet de variations homogènes de température*. Fissuration des Roches, Symp. ISRM, Nancy, comm. I-6
- PERAMI R. (1971b) - *Comportement mécanique sous charge uniaxiale de roches déjà microfissurées thermiquement*. Fissuration des Roches, Symp. ISRM, Nancy, comm. II-14
- PIAU M. (1979) - *Attenuation of a plane compressional wave by a random distribution of thin circular cracks*. Int. J. Engng. Sci., **17**, 151-167
- PIAU M. (1980) - *Crack-induced anisotropy and scattering in stressed rocks: effective elastic moduli and attenuation*. Int. J. Engng. Sci., **18**, 549-568
- PINCUS H.J. (1969) - *Sensitivity of optical data processing to changes in rock fabric. Part I - Geometric patterns*. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., **6**, 259-268
- PLUMB R., ENGELDER T., YALE D. (1984) - *Near-surface in situ stress. 3 Correlation with microcrack fabric within the New Hampshire granites*. J. Geoph. Res., **89**, 9350-9364
- POSCHLOD K., GRIMM W.D. (1988) - *The characterization of the pore space of crystalline natural stones*. Symp. Eng. Geol. of Ancient Works, Monuments and Historical Sites, 815-818

- PROS Z., BABUSKA V. (1968) - *An apparatus for investigating the elastic anisotropy on spherical rock samples*. *Studia Geoph. et Geol.*, 192-199
- PRUCZ J.C., FU S.H. (1989) - *Prediction of dynamic fracture modes in coal mining*. *Technical note*. *Int. J. Rock Mech. Sci.*, **26**, 161-167
- PYRAC-NOLTE L.J., MEYER L.R., COOK N.G.W., WITHERSPOON P. (1987) - *Hydraulic and mechanical properties of natural fractures in low permeability rock*. 6th ISRM Congr., **1**, 225-231
- RAFAVICH F., KENDALL C.H. St. C., TODD T.P. (1984) - *The relationship between acoustic properties and the petrographic character of carbonate rocks*. *Geophysics*, **49**, 1622-1636
- RAI C.S., HANSON K.E. (1988) - *Shear-wave velocity anisotropy in sedimentary rocks: a laboratory study*. *Geophysics*, **53**, 800-806
- RAO M.V.M.S., RAMANA Y.V. (1974) - *Dilatant behaviour of ultramafic rocks during fracture*. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, **11**, 183-203
- RASOLOFOSONAON P.N.J., ZINSZNER B. (1989) - *Effet de la relaxation des contraintes in-situ sur l'anisotropie ultrasonore P et S des carottes de forages*. *Int. Conf. "Rock at Great Depth"*, Pau, 305-312
- READ M.D., MEREDITH P.G., MURRELL S.A.F. (1989) - *Permeability measurement techniques under hydrostatic and deviatoric stress conditions*. *Int. Conf. "Rock at Great Depth"*, Pau, 211-217
- REYMOND M.C. (1978) - *Acoustic emission in rocks and concrete under laboratory conditions*. 2nd Conf. on Acoustic Emission and Microseismic Activity in Geologic Structures and Materials, Pennsylvania
- RIBACCHI R. (1985) - *Non linear behaviour of anisotropic rocks*. *Euromech Colloquium 196, "Rock and Soil Rheology"*, Bucharest, 199-243
- RICHTER D., SIMMONS G. (1974) - *Thermal expansion behaviour of igneous rocks*. *Int. J. Rock. Mech. Min. Sci.*, **11**, 403-411
- RODRIGUEZ F.P. (1966) - *Anisotropy of granites. Modulus of elasticity and ultimate strength ellipsoids, joint systems, slope attitudes and their correlations*. 1st Congr. ISRM, Lisboa, 721-731

- RODRIGUEZ F.P., AIRES BARROS L. (1970) - *Anisotropy of endogenetic rocks. Correlation between micro-petrographic index, ultimate strength and modulus of elasticity ellipsoids*. 2nd Congr. ISRM, Belgrado
- ROSEN B.W., HASHIN Z. (1970) - *Effective thermal expansion coefficients and specific heats of composite materials*. Int. J. Engng. Sci., **8**, 157-173
- ROSENGREN K.J., JAEGER J.C. (1968) - *The mechanical properties of an interlocked low-porosity aggregate*. Geotechnique, **18**, 317-326
- RUIZ de ARGANDONA V.G., CALLEJA L., MONTOTO M. (1985) - *Determinacion experimental del umbral de microfisuración termica de la "roca matriz" o "intact rock"*. Trabajos de Geologia, Univ. de Oviedo, **15**, 299-306
- SALAMON M.D.G. (1968) - *Elastic moduli of a stratified rock mass*. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., **5**, 519-527
- SAMMONDS P.R., AYLING M.R., MEREDITH P.G., MURRELL S.A.F. (1989) - *A laboratory investigation of acoustic emission and elastic wave velocity changes during rock failure under triaxial stresses*. Int. Conf. "Rock at Great Depth", Pau, 233-240
- SAMPAOLO A., ZANINETTI A. (1980) - *Misure di attenuazione d'onda in prove di compressione monoassiale su campioni di roccia*. 1-13
- SANGHA C.M., TALBOT C.J., DHIR R.K. (1974) - *Microfracturing of a sandstone in uniaxial compression*. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., **11**, 107-113
- SAVAGE J.C. (1966) - *Thermoelastic attenuation of elastic waves by cracks*. J. Geoph. Res., **1**, 3929-3938
- SAVANICK G.A., JOHNSON D.I. (1974) - *Measurements of the strength of grain boundaries in rock*. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., **11**, 173-180
- SCHOENBERG M., DOUMA J. (1988) - *Elastic wave propagation in media with parallel fractures and aligned cracks*. Geoph. Prospecting, **36**, 571-590
- SCHOLZ C. (1970) - *The role of microfracturing in rock deformation*. 2nd Congr. ISRM, Belgrado, 323-327
- SEEBURGER D.A., NUR A. (1984) - *A pore space model for rock permeability and bulk modulus*. J. Geoph. Res., **89**, 527-536

- SENIOR S.A., FRANKLIN J.A. (1987) - *Thermal characteristics of rock aggregate materials*. Ris. Rept. RR241, Ont. Ministry of Transport and Commun., Toronto
- SHEA V.R., HANSON D.R. (1988) - *Elastic wave velocity and attenuation as used to define phases of loading and failure in coal*. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., **25**, 431-437
- SHEARER P.M., CHAPMAN C.H. (1989) - *Ray tracing in azimuthally anisotropic media - I. Results for models of aligned cracks in the upper crust*. Geophys. J., **96**, 51-64
- SIEGFRIED R.W., SIMMONS G. (1978) - *Characterization of oriented cracks with differential strain analysis*. J. Geoph. Res., **83**, 1269-1278
- SIH G.C., PARIS P.C., IRWIN G.R. (19..) - *On cracks in rectilinearly anisotropic bodies*. Int. J. Fractures Mechanics, **1**, 189-203
- SIMMONS G., BRACE W.F. (1965) - *Comparison of static and dynamic measurements of compressibility of rocks*. J. Geoph. Res., 70
- SIMMONS G., SIEGFRIED R.W., FEVES M. (1974) - *Differential strain analysis: a new method for examining cracks in rock*. J. Geoph. Res., **79**, 4383-4385
- SIMMONS G., WANG H. (1971) - *Single crystal elastic constants and calculated aggregate properties: a handbook*. M.I.T. Press
- SIMMONS G., TODD T., BALDRIDGE W.S. (1975) - *Toward a quantitative relationship between elastic properties and cracks in low porosity rocks*. American J. of Science, **275**, 318-345
- SIMMONS G., COOPER H.W. (1978) - *Thermal cycling cracks in three igneous rocks*. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., **15**, 145-148
- SJOGREN B., OFSTHUS A., SANDBERG J. (1979) - *Seismic classification of rock mass qualities*. Geoph. Prospecting, **27**, 409-442
- SKINNER B.J. (1966) - *Thermal expansion*. In "Handbook of physical constants", The Geological Society of America Memoir 97
- SOGA N., MIZUTANI H., SPETZLER H., MARTIN R.J. (1978). *The effect of dilatancy on velocity anisotropy in Westerly granite*. J. Geoph. Res., **83**, 4451-4458



- SOMERTON W.H. (1958) - *Some thermal characteristics of porous rocks*. Petroleum Trans., AIME, **213**, 375-378
- SPENCER J.W., NUR A.N. (1976) - *The effects of pressure, temperature and pore water on velocities in Westerly granite*. J. Geoph. Res., **81**, 899-904
- SPRUNT E.S., BRACE W.F. (1974) - *Direct observation of microcavities in crystalline rocks*. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., **11**, 139-150
- STAGG K.G., ZIENKIEWICZ O.C. (1968) - *Rock mechanics in engineering practice*. Wiley, New York
- STESKY R.M. (1985) - *Compressional and shear velocities of dry and saturated jointed rock: a laboratory study*. Geophys. J. R. astr. Soc., **83**, 239-262
- STILLER H., WAGNER F.C., VOLLSTADT H. (1977) - *A two-phase model for the description of the influence of cracks on the P- and S-wave velocities in dry and saturated rock samples*. Tectonophysics, **43**, 181-197
- SUMARAC D., KRAJCINOVIC D. (1987) - *A self-consistent model for microcrack-weakened solids*. Mech.of Materials, **6**, 39-45
- SUNDBERG J. (1988) - *Thermal properties of soils and rocks*. Rep. no. 35, SGI
- TAKEUCHI S., SIMMONS G. (19..) - *Elasticity of water saturated rocks as a function of temperature and pressure*. J. Geoph. Res., 3315-3320
- TALEBI S. (1983) - *Une méthode précise pour la mise en évidence et l'étude de l'anisotropie dans les roches*. Revue de l'Institut Français du Pétrole, **38**, 439-453
- TANIMOTO C., IKEDA K. (1983) - *Acoustic and mechanical properties of jointed rock*. 5th Congr.ISRM, Melbourne, A15-A18
- THILL R.E. (1972) - *Acoustic methods for monitoring failure in rock*. Rock Mech., 648-687
- THILL R.E., McWILLIAMS J.R., BUR T.R. (1968) - *An acoustical bench for an ultrasonic pulse system*. Bureau of Mines, 1-22
- THILL R.E., WILLARD R.J., BUR T.R. (1969) - *Correlation of longitudinal velocity variation with rock fabric*. J. Geoph. Res., **74**, 4897-4909

- THILL R.E., BUR T.R., STECKLEY R.C. (1973) - *Velocity anisotropy in dry and saturated rock spheres and its relation to rock fabric*. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., **10**, 535-557
- THOMSEN L. (1972) - *Elasticity of polycrystals and rocks*. J. Geoph. Res., **77**, 315-327
- TILMANN S.E., BENNET H.F. (1973) - *Ultrasonic shear wave birefringence as a test of homogeneous elastic anisotropy*. J. Geoph. Res., **78**, 7623-7629
- TODD T., SIMMONS G. (1972) - *Effect of pore pressure on the velocity of compressional waves in low porosity rocks*. J. Geoph. Res., **77**, 3730-3743
- TOKSOZ M.N., CHENG C.H., TIMUR A. (1976) - *Velocities of seismic waves in porous rocks*. Geophysics, **41**, 621-645
- TOKSOZ M.N., JOHNSTON D.H., TIMUR A. (1979) - *Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: I. Laboratory measurements*. Geophysics, **44**, 681-690
- TOURENQ C., FOURMAINTRAUX D., DENIS A. (1971) - *Propagation des ondes et discontinuités des roches*. Fissuration des Roches, Symp. ISRM, Nancy, comm. I-1
- TRENT B.C. (1988) - *Microstructural effects in static and dynamic numerical experiments*. Key Questions in Rock Mechanics, 29th US Symp. Rock Mech., Minneapolis, 395-402
- TULLIS J., YUND R.A. (1977) - *Experimental deformation of dry Westerly granite*. J. Geoph. Res., **82**, 5703-5718
- TURUTA N.U., GALIMULLIN A.T., BLAGODARENKO Yu.L., PANCHENKO D.F., KARPINSKII A.V., RUZIN V.I. (1966) - *Velocity of propagation of elastic waves in a fissured medium*. Soviet Mining Science, 27-31
- UCHIYAMA S. (1986) - *Estimation of Q value in formations*. Int. Symp. "Engineering in Complex Rock Formations", Beijing, 304-308
- YANG H.J.P., KING M.S. (1986) - *A study of elastic wave velocities in dry and water-saturated, regularly-jointed rock masses*. Technical note. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., **23**, 277-280
- VOLK W. (1958) - *Applied statistics for engineers*. Mc-Graw Hill

- WALPOLE L.J. (1984) - *The analysis of the overall elastic properties of composite materials*. IUTAM, Fundamentals of Deformation and Fracture, Sheffield, 91-107
- WALSH J.B. (1965a) - *The effect of cracks on the compressibility of rock*. J. Geoph. Res., **70**, 381-389
- WALSH J.B. (1965b) - *The effect of cracks on the uniaxial elastic compression of rocks*. J. Geoph. Res., **70**, 399-411
- WALSH J.B. (1965c) - *The effect of cracks in rocks on Poisson's ratio*. J. Geoph. Res., **70**, 5249-5257
- WALSH J.B. (1966) - *Seismic wave attenuation in rock due to friction*. J. Geoph. Res., **71**, 2591-2599
- WALSH J.B., DECKER E.R. (1966) - *Effect of pressure and saturating fluid on the thermal conductivity of compact rock*. J. Geoph. Res., **71**, 3053-3061
- WALSH J.B. (1969) - *New analysis of attenuation in partially melted rock*. J. Geoph. Res., **74**, 4333-4337
- WALSH J.B. (1973a) - *Theoretical bounds on the adiabatic compressibility of rocks*. J. Geoph. Res., **78**, 7631-7636
- WALSH J.B. (1973b) - *Theoretical bounds for thermal expansion, specific heat, and strain energy due to internal stress*. J. Geoph. Res., **78**, 7636-7641
- WALSH J.B. (1980) - *Static deformation of rock*. J. Eng. Mech. Div., **106**, 1005-1019
- WALSH J.B., DECKER E.R. (1966) - *Effect of pressure and saturating fluid on the thermal conductivity of compact rock*. J. Geoph. Res., **71**, 3053-3061
- WALSH J.B., BRACE W.F. (1972) - *Elasticity of rock in uniaxial strain*. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., **9**, 7-15
- WALSH J.B., GROSENBAUGH M.A. (1979) - *A new model for analysing the effect of fractures on compressibility*. J. Geoph. Res., **84**, 3532-3536
- WALSH J.B., BRACE W.F. (1984) - *The effect of pressure on porosity and the transport properties of rock*. J. Geoph. Res., **89**, 9425-9431

- WANG C. (1966) - *Velocity of compressional waves in limestones, marbles, and a single crystal of calcite to 20 kilobars*. J. Geoph. Res., **71**, 3543-3547
- WANG C., LIN W., WENK H.R. (1975) - *The effect of water and pressure on velocities of elastic waves in a foliated rock*. J. Geoph. Res., **80**, 1065-1069
- WANG H.F., SIMMONS G. (1978) - *Microcracks in crystalline rock from 5.3 km depth in the Michigan basin*. J. Geoph. Res., **81**, 5849-5856
- WARREN N. (1973) - *Theoretical calculation of the compressibility of porous media*. J. Geoph. Res., **78**, 352-362
- WARREN N. (1982) - *Statistical characterization of complex crack and petrographic texture: application to predicting bulk physical properties*. 23rd US Symp. Rock Mech., Berkeley, 132-139
- WARREN N., TIERNAN M. (1981) - *Systematics of crack controlled mechanical properties for a suite of Conway granites from the White Mountains, New Hampshire*. Tectonophysics, **73**, 295-322
- WATT J.P., PESELNICK L. (1980) - *Clarification of the Hashin-Shtrikman bounds on the effective elastic moduli of polycrystals with hexagonal, trigonal, and tetragonal symmetries*. J. Appl. Phys., **51**, 1525-1531
- WILKENS R., SIMMONS G., CARUSO L. (1984) - *The ratio  $V_p/V_s$  as a discriminant of composition for siliceous limestones*. Geophysics, **49**, 1850-1860
- WILLARD R.J., Mc WILLIAMS J.R. (1969) - *Microstructural techniques in the study of physical properties of rock*. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., **6**, 1-12
- WILLIS J.R. (19..) - *The stress field around an elliptical crack in an anisotropic elastic medium*. Int. J. Engng. Sci., **6**, 253-263
- WILLIS J.R. (1977) - *Bounds and self-consistent estimates for the overall properties of anisotropic composites*. J. Mech.Phys. Solids, **25**, 185-202
- WILSON R.K., AIFANTIS E.C. (1984) - *A double porosity model for acoustic wave propagation in fractured-porous rock*. Int. J. Engng. Sci., **22**, 1209-1217
- WOEBER A.F., KATZ S., AHRENS T.J. (1963) - *Elasticity of selected rocks and minerals*. Geophysics, **28**, 658-663

- WONG T.-F., BRACE W.F. (1979) - *Thermal expansion of rocks: some measurements at high pressure*. Tectonophysics, **57**, 95-117
- WOHUA Z., VALLIAPAN S. (1990) - *Analysis of random anisotropic damage mechanics problems of rock mass. Part I - Probabilistic simulation*. Rock Mech. and Rock Eng., **23**, 91-1127
- WONG T.-F., BRACE W.F. (1979) - *Thermal expansion of rocks: some measurements at high pressure*. Tectonophysics, **57**, 95-117
- WU T.T. (1966) - *The effect of inclusion shape on the elastic moduli of a two-phase material*. Int. J. Solids Structures, **2**, 1-8
- ZEZZA U., PREVIDE MASSARA E., MASSA V., VENCHIARUTTI D. (1985) - *Effect of temperature on intergranular decohesion of the marbles*. 5th Int. Congr. on Deterioration and Conservation of Stone, Lausanne, 131-140
- ZHAO YIJUN, LI ZHAODIN (1988) - *Ultrasonic wave attenuation in dry and saturated rock under biaxial pressure*. 6th Int. Conf. on Num. Meth. in Geomech., Innsbruck, 1755-1762
- ZHENG Z., COOK N.G.W., MYER L.R. (1989) - *Stress induced microcrack geometry at failure in unconfined and confined axial compressive tests*. 30th US Symp. Rock Mech., Morgantown, 749-756
- ZIMMERMAN R.W. (1984) - *Elastic moduli of a solid with spherical pores: New self-consistent method*. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., **21**, 339-343
- ZIMMERMAN R.W., KING M.S. (1982) - *Compressibilities and effective stress coefficients for linear elastic porous solids: lower bounds and results for the case of randomly distributed spheroidal pores*. 23rd US Symp. Rock Mech., Berkeley, 712-719
- ZIMMERMAN R.W., KING M.S. (1985) - *Propagation of acoustic waves through cracked rock*. 26th US Symp. Rock Mech., Rapid City, 739-745

---

Non tutti i riferimenti segnalati in bibliografia sono stati citati nel testo; si riportano per completezza del quadro di conoscenza nel campo di ricerca che riguarda questa tesi.



## Elenco dei simboli

$\alpha$	fattore di forma ( <i>aspect ratio</i> )
$\alpha, \alpha_i, \alpha_{ij}$	tensore di dilatazione termica lineare e sue componenti
$\alpha_V$	coefficiente di dilatazione termica volumica
$\beta$	compressibilità volumica
$\delta_{ij}$	delta di Kronecker
$\varepsilon, \varepsilon_i, \varepsilon_{ij}$	tensore di deformazione e sue componenti
$\varepsilon^T, \varepsilon_{ij}^T, \varepsilon_{ijkl}^T$	tensore di deformazione «a distanza» e sue componenti
$\varepsilon_V$	deformazione volumica
$\kappa$	diffusività
$\Lambda, \Lambda_{ij}, \Lambda_{ijkl}$	tensore di trasformazione e sue componenti
$\mu$	viscosità
$\nu$	coefficiente di Poisson
$\rho$	densità
$\rho_s$	densità del solido
$\sigma, \sigma_i, \sigma_{ij}$	tensore degli sforzi e sue componenti
$\sigma_A$	tensore di sforzo uniforme «a distanza»
$\sigma_C$	sollecitazione di chiusura delle microfessure
$\sigma_f$	sollecitazione di rottura in compressione uniassiale
$\sigma_t$	sollecitazione di rottura a trazione
$\sigma_r, \sigma_\theta$	sforzi radiale e tangenziale
$\tau$	sollecitazione di taglio
$\phi$	porosità
$\omega$	parametro

$a$	semidimensione prevalente in una microfessura
$\mathbf{B}^{\mathbf{n}}$	tensore di trasformazione
$c$	semidimensione minore in una microfessura
$C_0 C^{\mathbf{n}}$	concentrazione in volume delle inclusioni
$C_p$	calore specifico
$d$	diametro
$\mathbf{D}, D_{ij}, D_{ijkl}$	tensore di tessitura e sue componenti
$e$	efficacia delle microfessure
$e_b$	efficacia delle microfessure in problemi piani
$E$	modulo elastico
$E(\mathbf{n})$ o $E(\mathbf{n}, \alpha)$	distribuzione del numero di microfessure
$E_e(\mathbf{n}), E_e(\sigma), E_e(\alpha)$	distribuzioni della efficacia delle microfessure
$E_\phi(\sigma), E_\phi(\alpha)$	distribuzione della porosità
$E_s(\mathbf{n})$	distribuzione di superficie delle microfessure
$\eta$	spessore relativo
$F$	fattore di formazione
$\mathbf{F}, F_{ij}, F_{ijkl}$	tensore di tessitura e sue componenti
$g$	peso
$G$	modulo di taglio
$G_{IC}$	velocità di rilascio della energia
$h$	altezza
$H$	coefficiente di trasmissione di calore superficiale
$k$	costante
$K$	modulo volumico
$K_l$	permeabilità
$K_T$	conducibilità
$K_I$	fattore di intensità dello sforzo di trazione
$K_{IC}$	fattore critico di intensità dello sforzo di trazione
$J$	energia elastica di deformazione
$L$	semilato grano quadrato
$L_A$	lunghezza delle microfessure per unità di superficie
$\mathbf{L}, L_{ij}, L_{ijkl}$	tensore di rigidità e sue componenti
$m$	parametro di Hoek
$\mathbf{M}^{\mathbf{m}}, M^{\mathbf{m}}_{ij}, M^{\mathbf{m}}_{ijkl}$	tensore di deformabilità della matrice solida e sue



	componenti
$M^{in}$	tensore di deformabilità della inclusione
$M$	tensore di deformabilità del mezzo equivalente
$M'$	tensore di deformabilità rappresentativo del mezzo circostante l'inclusione
$n$	numero di microfessure per unità di volume
$\mathbf{n}$	vettore della normale al piano caratteristico della microfessura
$N$	numero di microfessure per unità di area
$N, N_{ij}, N_{ijkl}$	tensore di tessitura e sue componenti
$N(\mathbf{m})$	distribuzione del numero di intersezioni per unità di lunghezza (oppure distribuzione della lunghezza delle tracce delle microfessure per unità di superficie)
$N_0$	numero delle prove
$p$	pressione
$P$	perimetro
$P_L$	numero di microfessure per unità di lunghezza
$Q$	assorbimento
$r_0$	raggio cilindro
$s$	deviazione standard
$S$	superficie
$S_V$	superficie delle microfessure per unità di volume
$t$	tempo
$t_1, t_2$	tempi caratteristici
$T$	temperatura
$T_s(r), T_{Cs}$	temperatura all'interno del cilindro e sulla superficie
$T_f$	temperatura del fluido
$T_{tr}$	temperatura di trattamento
$u$	pressione interstiziale
$u_f$	velocità del fluido
$v$	coefficiente di variazione
$V$	volume
$v_{it}$	velocità di incremento della temperatura
$W$	energia di deformazione per unità di volume



## RINGRAZIAMENTI

La conclusione di un lavoro è sempre accompagnata da un certo sollievo, ed è con questo spirito che vorrei ricordare alcuni di coloro che hanno permesso la realizzazione di questa ricerca.

Posso ritenere questa tesi un esempio di ricerca interdipartimentale per la collaborazione e la disponibilità delle apparecchiature offertami da numerosi Dipartimenti. Ringraziamenti vanno al Laboratorio di Geofisica Applicata, coordinato dal Prof. Bernabini, che mi ha consentito di ottenere una prima serie di misure dinamiche, al Laboratorio di Chimica di Via dell'Arancio, che mi ha fornito alcuni strumenti essenziali di lavoro, al Laboratorio di Geologia Applicata, coordinato dal Dott. De Casa, che mi ha assistito in alcuni momenti della sperimentazione, e infine al Laboratorio Geotecnico per la costante presenza e, in particolare, a Franco Brogi per il suo fine lavoro. Un ringraziamento va poi al Laboratorio di Arte Mineraria che mi ha ospitato per tutta la durata della ricerca e dal quale ho ricevuto, oltre alla possibilità di uso delle apparecchiature, sostegno professionale da parte di Massimo Delfini e Mauro Ferrini. Vorrei ricordare anche gli attivi collaboratori Gianni Rezoagli e Carlo Bartolucci, che mi hanno aiutato materialmente in alcuni momenti della sperimentazione.

I ringraziamenti diventano formali, ma solo apparentemente, se ricordo il Politecnico di Zurigo che, grazie al Prof. Kovari, mi ha messo a disposizione tutte le risorse tecniche e le strutture universitarie dalle quali ho ricevuto un esempio invidiabile di organizzazione del lavoro, ma ricordo anche tutti i collaboratori per la loro accoglienza.

Ringrazio il Prof. Ribacchi, principale sostenitore di questa tesi, per aver rappresentato una guida costantemente presente per la mia ricerca.

Ringrazio, inoltre, i Proff. del Collegio dei Docenti per i consigli relativi al testo, ed in particolare il Prof. Bernabini.

Vorrei sinceramente ringraziare Wanda De Palma che mi ha dimostrato un aiuto ed una disponibilità ben al di là della sua indubbia "professionalità".

Un grazie a tutti coloro che hanno partecipato alle ansie che mi hanno accompagnato in molte fasi del lavoro e, in particolare, agli "abitanti" di Via Monte d'Oro.

