

## DEFORMAZIONE SPERIMENTALE E LA REOLOGIA DELLA LITOSFERA

## INDICE

RIASSUNTO	pag.	149
ABSTRACT	"	149
INTRODUZIONE	"	149
MECCANISMI DI DEFORMAZIONE	"	150
RELAZIONI TRA MICROSTRUTTURA E RESISTENZA DURANTE LA DEFORMAZIONE PLASTICA	"	150
TRANSIZIONE FRAGILE-DUTTILE	"	151
LIMITI DELLA DEFORMAZIONE SPERIMENTALE	"	152
STRATIFICAZIONE REOLOGICA DELLA LITOSFERA	"	152
FATTORI CHE DETERMINANO LA CONCENTRAZIONE DELLA DEFORMAZIONE IN ZONE DI SHEAR	"	152
ESEMPIO DI STRATIFICAZIONE REOLOGICA APPLICATA ALL'APPENNINO SETTENTRIONALE	"	153
MODELLO GEOLOGICO	"	153
MODELLO LITOLOGICO SEMPLIFICATO	"	153
MODELLO TERMICO	"	154
MODELLO REOLOGICO	"	155
DISCUSSIONE DEL MODELLO	"	157
BIBLIOGRAFIA	"	157

## RIASSUNTO

Le leggi di flusso sono determinate sperimentalmente deformando rocce naturali o sintetiche, prevalentemente monomineraliche. Il loro utilizzo permette di valutare il profilo di resistenza di una sezione litosferica, nota la struttura geologica e termica. Il principale limite dell'applicabilità delle leggi di flusso alle situazioni naturali riguarda la velocità di deformazione. Poiché in laboratorio si ottengono microstrutture confrontabili con quelle naturali si può supporre che le leggi di flusso possano essere estrapolate alle velocità di deformazione caratteristiche dei processi geologici. Nella litosfera, a parte i primi chilometri dove le rocce si deformano per cataclasi, i meccanismi di deformazione attivi sono la plasticità intracristallina e la diffusione allo stato solido. Il secondo può essere attivo solo a bassi valori di sforzo differenziale e per rocce a grana minuta, indicando che la plasticità intracristallina è il meccanismo che più probabilmente domina nella crosta. La diffusione allo stato solido prevale in limitate zone (zone di *shear*) dove la grana viene mantenuta molto fine per ragioni tettoniche.

Un modello reologico applicato agli Appennini settentrionali mostra che la transizione fragile-duttile si realizza a diverse profondità. Queste transizioni sono la più probabile sede degli scollamenti a grande scala.

(\*) Dipartimento di Scienze della Terra, via Botticelli 23, Milano, Italia

## ABSTRACT

The experimental deformation of monomineralic aggregates allows us to calculate the flow laws, which in turn permit to evaluate the strength profile within the lithosphere, if a geological and thermal gradient profile is known. The main problem of the experimental deformation techniques regards the strain rate level which cannot reproduce natural situations. On the other hand microstructures produced at high temperature, during the deformation tests, are identical to the natural microstructures, indicating the flow law may be extrapolated to strain level typical of geological processes. Diffusive mass transfer may be active only at a very low stress level and fine grain size, which means that it will not be the dominant mechanism within the crust, whilst the dislocation creep will probably be the dominant one. The former may prevail along shear zones in which a strong tectonic grain size reduction will promote the diffusion processes.

A rheologic model of the Northern Apennines shows that there are several ductile-brittle transition within the lithosphere. These transitions are thought to correspond to the major detachment zones.

PAROLECHIAVE: Reologia, Appennino settentrionale, CROP

KEY WORDS: Rheology, Northern Apennine, CROP

## INTRODUZIONE

La deformazione sperimentale di aggregati monomineralici (rocce naturali o sintetiche) permette di determinare le leggi di flusso in funzione delle condizioni di temperatura, sforzo differenziale e microstruttura. Dalle leggi di flusso, noto il profilo geologico e la struttura termica, è possibile risalire in prima approssimazione al profilo di resistenza della litosfera (KUSZNIR & PARK, 1984). Nelle rocce estremamente deformate, come le miloniti, la resistenza alla deformazione, cataclastica o plastica, è dominata dalla fase mineralogica più debole che costituisce l'ossatura della roccia. Ciò risulta da osservazioni microstrutturali. Nelle miloniti infatti la fase mineralogica più debole è quella più deformata, indicando che la maggior parte della deformazione dell'intera roccia è accomodata da essa. In prima approssimazione, sarà possibile modellizzare il comportamento reologico di un aggregato polifasico in base alla fase meno resistente che costituisce l'ossatura della roccia. In quest'ottica un calcare o un marmo, che potrebbe rappresentare la copertura sedimentaria di una ipotetica sezione di crosta continentale, si comporterà essenzialmente come un aggregato di calcite; la crosta intermedia potrebbe comportarsi grossomodo come un aggregato di quarzo; la crosta inferiore come un aggregato di feldspati o

di pirosseni ed il mantello superiore come un aggregato di olivina. Le leggi di flusso per questi aggregati monofasici sono note sperimentalmente (AVÈ LALLEMANT, 1978; KIRBY & KRONENBERG, 1984; KRONENBERG & TULLIS, 1984; PATERSON & LUAN, 1990; ROSS & NIELSEN, 1987; TULLIS & YUND, 1985; BOLAND & TULLIS, 1986; HACKER & CHRISTIE, 1990; JI & MAINPRICE, 1986; KARATO, 1984; KARATO *et al.*, 1986; SCHMID *et al.*, 1977; SCHMID *et al.*, 1980; WALKER *et al.*, 1990).

Per le rocce deformate naturalmente o in laboratorio sono distinguibili tre principali meccanismi di deformazione: la deformazione cataclastica, la plasticità intracristallina e la diffusione allo stato solido.

Nelle rocce naturali è stato attivo sicuramente più di un meccanismo di deformazione durante la storia della deformazione; spesso l'ultimo meccanismo cancella tutte le evidenze microstrutturali dei precedenti (RUTTER, 1992). Altri fenomeni, quali l'*annealing* o la ricristallizzazione in condizioni statiche possono obliterare le caratteristiche diagnostiche prodotte da un meccanismo di deformazione. Nelle rocce deformate sperimentalmente è abbastanza semplice riconoscere il meccanismo di deformazione prevalente in quanto pressione e temperatura sono mantenute costanti durante tutto l'esperimento.

## MECCANISMI DI DEFORMAZIONE

I tre principali meccanismi di deformazione sono:

a) Deformazione cataclastica, che implica sia la fratturazione sia lo scivolamento frizionale di granuli o di frammenti di roccia, senza distorsione interna dei minerali. Essendo accompagnata dalla creazione di vuoti con conseguente aumento di volume (dilatanza), la deformazione cataclastica è fortemente dipendente dalla pressione confinante. È inoltre sensibile alla pressione dei fluidi interstiziali in quanto questa riduce lo sforzo efficace normale tra i frammenti. Al contrario è relativamente indipendente dalla velocità di deformazione e dalla temperatura. BYERLEE (1978) propose una legge valida per la maggior parte delle rocce, del tipo:

$$\sigma_t = 0.85\sigma_n \text{ (fino a 200 MPa di pressione)}$$

$$\sigma_t = 60 + 0.66\sigma_n \text{ (a pressione > 200 MPa)}$$

dove  $\sigma_t$  è lo sforzo di taglio e  $\sigma_n$  è lo sforzo normale.

I dati sperimentali mostrano che la dipendenza dalla temperatura e dalla velocità di deformazione è molto piccola, mentre sembra più importante la quantità di deformazione totale. BYERLEE infatti ha ricavato questa relazione empirica basandosi su esperimenti a piccola deformazione. In un recente lavoro, BLANPIED *et al.* (1988) mostrano che la resistenza può essere molto più bassa per grandi deformazioni (ossia per spostamenti di due porzioni di provino fino a 400 mm).

Bisogna infine tener conto che nella relazione di BYERLEE  $\sigma_n$  è uno sforzo efficace, quindi, in presenza di fluidi, viene abbassato dalla pressione dei pori.

b) Plasticità intracristallina, che implica la distorsione della struttura cristallina tramite lo scorrimento di piani del reticolo cristallino e propagazione delle dislocazioni reticolari (HULL, 1965). Poiché il movimento delle dislocazioni

si lascia dietro una struttura perfettamente intatta, si può considerare la plasticità intracristallina in gran parte indipendente dalla pressione confinante in quanto avviene a volume costante. FISCHER & PATERSON (1989) hanno notato una piccola ma significativa formazione di vuoti anche ad alta temperatura nella deformazione plastica di un marmo. In questi casi allora la deformazione plastica intracristallina può dipendere dalla pressione confinante.

La deformazione è facilitata da alte temperature e piccole velocità di deformazione, e si traduce solitamente in un'orientazione preferenziale cristallografica (OPC) e dimensionale (OPD) dei minerali. A temperature elevate la deformazione plastica è accompagnata da neoformazione di granuli (ricristallizzazione dinamica) di dimensioni minori rispetto ai proto-granuli. Nella deformazione plastica il moto delle dislocazioni può essere accompagnato anche da altri processi, quali il recupero dinamico, che influenzano il comportamento del materiale e la microstruttura prodotta.

c) Deformazione per diffusione allo stato solido, che comporta il trasferimento di materia dai bordi dei granuli perpendicolari allo sforzo maggiore, ai bordi sottoposti allo sforzo minore. Generalmente da questo tipo di meccanismo non consegue un OPC, ma solo OPD. Anche questo meccanismo è termoattivato ed è inoltre facilitato dalla presenza di granuli molto piccoli, in quanto la distanza tra bordo sorgente di materia e bordo ricevente è più piccola (RUTTER & BRODIE, 1988a); teoricamente avviene a volume costante e quindi è indipendente dalla pressione. Per impedire l'apertura di vuoti (compatibilità di deformazione) si verificano slittamenti lungo i bordi dei granuli (GBS). In taluni casi, ad alta temperatura e quando la grana è molto fine, la tendenza alla crescita delle dimensioni dei granuli è controbilanciata dalla ricristallizzazione dinamica, che porta ad un equilibrio della microstruttura. Questo tipo di deformazione è noto in metallurgia come "flusso superplastico", e non è ancora mai stato riprodotto con sicurezza su materiali naturali. Le miloniti di alta temperatura a grana omogenea e fine (dell'ordine di qualche micron) presenti in molte sezioni cristalline, che hanno accomodato deformazioni totali anche dell'ordine delle migliaia per cento, possono essere effettivamente prova di flusso superplastico avvenuto in condizioni naturali. Va infine ricordato che la deformazione, in ciascuno dei tre meccanismi soprariportati, può essere sia localizzata in faglie o zone di taglio, sia distribuita nell'intera massa.

## RELAZIONI TRA MICROSTRUTTURA E RESISTENZA DURANTE LA DEFORMAZIONE PLASTICA (casi b e c)

Durante la deformazione si assiste ad una ricristallizzazione dinamica sia attraverso la progressiva rotazione dei subgranuli ad angoli di *misfit* (angolo tra l'orientazione reticolare dalle due parti del bordo del subgranulo) maggiori di 10°, oppure attraverso la nucleazione e crescita di nuovi granuli. I due meccanismi producono strutture simili, ma avvengono a diverse condizioni di temperatura; il primo avviene a più basse temperature, il secondo a temperature più alte (WHITE, 1976). Via via che la deformazione procede, i nuovi granuli si deformano a loro volta, immagazzi-

nando energia di deformazione, e diventano siti preferenziali per la nascita di un nuovo granulo, portando a una ricristallizzazione dinamica che si realizza in modo ciclico, in grado di accomodare deformazioni enormi con una microstruttura dinamicamente stabile (SELLARS, 1978; TULLIS & YUND, 1985). Questo processo è noto con il nome di “flusso stazionario” definito come deformazione a velocità, sforzo differenziale, temperatura e microstruttura costanti. Una legge di flusso semiempirica per il flusso stazionario, che rappresenta bene il comportamento di molte rocce, è del tipo:

$$\dot{\epsilon}' = A \sigma^n \text{Exp}(-H/RT) \quad (1)$$

dove:  $\dot{\epsilon}'$  è la velocità di deformazione

A è una costante

$\sigma$  è lo sforzo differenziale

n è un numero

H è l'entalpia di attivazione

R è la costante dei gas

T è la temperatura assoluta.

Questa forma della legge di flusso è nota come “legge di potenza” per la quale la velocità di deformazione è controllata dalla velocità di diffusione. L'esponente n varia da 1, per i fluidi newtoniani, a 8 per i diversi materiali. Ad esempio l'esponente n per la calcite è compreso tra 1.7 e 7.6 (SCHMID *et al.*, 1977; SCHMID *et al.*, 1980; WALKER, 1990-1991; WALKER *et al.*, 1990).

Negli esperimenti nei quali è valida la “legge di potenza”, la deformazione è accompagnata da evidenze microstrutturali caratteristiche, quali il recupero dinamico o la ricristallizzazione a bassi sforzi differenziali, o lo sviluppo di un forte OPC ad alti sforzi. Quest'ultimo si sviluppa perchè esiste una differenza tra l'orientazione degli assi imposti dalla deformazione totale e l'orientazione dei singoli sistemi di slittamento. Così si sviluppa un sistema di “vorticità di compensazione” tra gli assi cristallografici e le coordinate dell'ellissoide di deformazione. Il tipo di OPC che ne risulta dipende dai valori relativi di sforzo critico che si risolvono su ciascun piano di slittamento (appartenente al *set* dei sistemi di slittamento disponibili), e dalla natura della storia della deformazione. Generalmente una deformazione di “*pure-shear*” produce un *fabric* con simmetria ortorombica, mentre una deformazione di “*simple-shear*” produce un *fabric* con simmetria monoclina (SCHMID & CASEY, 1986), con un certo angolo tra OPC e OPD. In generale l'intensità del *fabric* cresce al procedere della deformazione.

La diffusione allo stato solido nei metalli può avvenire sia all'interno dei granuli (Nabarro-Herring *creep*), che attraverso i bordi dei granuli (Coble *creep*) (RAJ & ASHBY, 1971). Nella diffusione allo stato solido la velocità di deformazione è direttamente proporzionale allo sforzo differenziale implicando che n = 1. La legge di flusso, anche nella forma empirica, dovrà tener conto della dimensione dei granuli. La (1) potrà essere allora riscritta:

$$\dot{\epsilon}' = A \sigma^m \text{Exp}(-H/RT) \quad (2)$$

dove: m è un numero compreso tra -1 e -3.

Questo tipo di deformazione deve comprendere anche lo scivolamento lungo i bordi dei granuli (GBS) per poter bilanciare la ridistribuzione di materia senza che il volume

totale subisca variazioni. In questo modo si formerà un OPD, senza però nessun OPC. Le microstrutture tipiche della deformazione per diffusione sono comunque comuni anche in rocce deformate a temperature inaspettatamente basse (anche tenendo conto della bassissima velocità di deformazione). In alcuni di questi casi il trasferimento di massa può essere stato facilitato dalla presenza di un fluido intergranulare, per dissoluzione (PS = *Pressure Solution*). La PS è detta congruente quando la fase depositata è identica a quella che si scioglie nel sito sorgente; è detta incongruente quando si verifica durante le reazioni metamorfiche. La PS è difficile da riprodurre in laboratorio perchè è un processo estremamente lento. È interessante notare che, poichè la PS è caratterizzata da una bassissima entalpia di attivazione, è impossibile cercare di aumentarne la velocità operando a più alta temperatura. Infatti, aumentando la temperatura, risultano favoriti altri meccanismi, caratterizzati da entalpia di attivazione maggiore, quali ad esempio la plasticità intracristallina.

Il flusso superplastico, nel quale il processo che accomoda la maggior parte della deformazione è la diffusione allo stato solido con GBS, mentre i granuli restano statisticamente equidimensionali, può dominare una volta che la dimensione dei granuli sia stata ridotta tettonicamente o per neogranulazione.

Ad alta temperatura, in un aggregato monofasico, la grana tende a crescere, riducendo, a parità di sforzo differenziale, la velocità della deformazione, perchè questo meccanismo è sensibile alla dimensione della grana. Questa tendenza viene soppressa se si introduce una seconda fase, come dimostrato dagli studi di metallurgia e dall'osservazione di alcune rocce deformate naturalmente (WALKER *et al.*, 1990). La seconda fase stabilizza il flusso superplastico perchè rallenta, o addirittura impedisce la crescita dei granuli.

Sempre dalla metallurgia è emerso che un GBS incompleto porta alla formazione di vuoti (cavitazione). Il mantenimento di una porosità anche piccola durante la deformazione ad alta temperatura ha un'enorme importanza geologica, in quanto la mobilità dei fluidi in crosta profonda può essere associata a zone di *shear* (KIRBY, 1985; CARTER & TSENN, 1987).

## TRANSIZIONE FRAGILE-DUTTILE

Nella maggior parte delle rocce deformate sperimentalmente, l'aumento della pressione confinante o della temperatura causa una modificazione nel modo di cedimento. Si passa generalmente da cedimento e slittamento lungo una sola discontinuità (fagliamento) ad un *flusso cataclastico* distribuito a tutto il volume interessato, prima di passare alla deformazione plastica a volume costante. Nel flusso cataclastico è necessaria una certa quantità di plasticità intracristallina per stabilizzare la deformazione cataclastica. Nelle rocce silicatiche è possibile ottenere plasticità intracristallina solo a temperatura maggiore di 300°C. È però possibile che in rocce molto porose prima della deformazione, il flusso cataclastico avvenga anche a più basse temperature. Ad esempio BLENKINSOP & RUTTER (1986) hanno descritto delle quarzite del Moine Thrust Zone (Scozia) piegate per flusso cataclastico; determinazioni

geotermometriche indicano che la temperatura è stata al massimo di 200°C.

La transizione fragile-duttile ovviamente dipende dal materiale in considerazione. È quindi possibile che in una sezione crostale dove i litotipi sono di diversa natura, si realizzino più d'una transizione fragile-duttile (KUSZNIR & PARK, 1984).

## LIMITI DELLA DEFORMAZIONE SPERIMENTALE

Le tecniche sperimentali più accreditate permettono di controllare sia la pressione confinante che la pressione dei pori almeno fino a parecchie centinaia di MPa (MegaPascal), sia di riscaldare il provino fino a 1200°C e di deformarlo a velocità di alcuni ordini di grandezza differenti ( $10^{-4}$  -  $10^{-7}$ ), ed infine di ottenere deformazioni di parecchie decine per cento (per maggior dettagli vedere TULLIS & TULLIS, 1978; PATERSON, 1976). La maggior parte degli esperimenti sono condotti mediante compressione assiale di un cilindro (campione) soggetto ad una pressione confinante trasmessa tramite un fluido (acqua, olio, kerosene) o un gas (argon in genere). Esistono anche apparecchiature che utilizzano solidi molto duttili come mezzo di confinamento (*piston cylinder*); queste ultime hanno il pregio di poter operare a grandi pressioni e temperature ed il difetto di fornire dati poco precisi.

Per deformare il campione, il carico assiale viene innalzato al di sopra della pressione confinante (prove in compressione), o diminuito al di sotto di questa (prove in estensione). L'eccesso di carico assiale è lo sforzo differenziale. Le dimensioni dei provini variano da pochi millimetri fino a circa due centimetri di lunghezza, con diametro fino a 9 millimetri. Non è quindi possibile verificare il comportamento reologico delle rocce a grana grossa, dell'ordine di parecchi millimetri, tipiche delle croste profonde esumate.

Le prove più comunemente effettuate sono quelle a velocità costante di spostamento del pistone, che possono corrispondere a deformazione costante finché il provino non si deforma troppo, cioè non varia troppo la sua lunghezza e il suo diametro (circa 2-4% di deformazione totale). Oltre questo valore di deformazione la velocità di spostamento del pistone e la velocità di deformazione saranno sempre più diverse e, per deformazioni maggiori del 20%, la velocità di deformazione sarà anche eterogenea all'interno del provino.

Come già accennato precedentemente, il limite tecnico più rilevante della reologia sperimentale riguarda la velocità di deformazione. Le rocce in natura si deformano con velocità dell'ordine di  $10^{-13}$  -  $10^{-15}$  sec<sup>-1</sup>. In laboratorio le prove a velocità di deformazione costante riescono a raggiungere velocità dell'ordine di  $10^{-6}$  -  $10^{-7}$  sec<sup>-1</sup>. Con le prove di rilassamento (*Stress Relaxation Test*) si raggiungono velocità dell'ordine di  $10^{-9}$  sec<sup>-1</sup>. Secondo PATERSON (1976) è possibile ovviare a questo inconveniente semplicemente aumentando la temperatura. Non esiste però nessuna dimostrazione che le condizioni riprodotte in laboratorio possano essere estrapolate a quelle naturali. L'unica possibilità di confronto proviene dal fatto che le microstrutture prodotte in laboratorio sono in genere ben confrontabili con quelle naturali.

Un ulteriore limitazione proviene dal fatto che alcune

rocce naturali sono state deformate a valori maggiori del 100% e, nel caso delle miloniti, a parecchie migliaia per cento. Negli esperimenti in compressione non si possono produrre deformazioni maggiori del 30%. Recentemente sono state fatte esperienze su aggregati sintetici di calcite a valori di deformazione dell'ordine del 1000%, operando in estensione (RUTTER *et al.*, 1992).

## STRATIFICAZIONE REOLOGICA DELLA LITOSFERA

Esiste un accordo tra i geologi e i geofisici nel considerare la litosfera continentale litologicamente stratificata. A questa corrisponde una stratificazione reologica, dove la crosta superiore ha un comportamento dominato dalle rocce quarzoso-feldspatiche, quella inferiore dalle rocce feldspatico-mafiche ed il mantello superiore da oliviniche. Ogni transizione è accompagnata da un netto aumento della resistenza al flusso plastico, seguito da una rapida diminuzione della resistenza all'aumentare della temperatura. Il profilo della resistenza alla deformazione plastica dipende dal gradiente geotermico, dal valore dell'ispessimento o assottigliamento della litosfera.

La forza totale che determina il "flusso" è data dagli sforzi tangenziali che muovono le placche. Il profilo di resistenza è costruito considerando un valore di sforzo di taglio costante per tutta la litosfera, integrato a tutto lo spessore della litosfera stessa. Il progressivo indebolimento verso il basso di ciascuno "strato" a causa dell'aumento della temperatura, costringe il profilo dello sforzo a oltrepassare in alcuni punti il limite di snervamento del materiale. Allora ci sarà una amplificazione dello sforzo negli intervalli più resistenti per mantenere costante la forza totale su una sezione verticale della litosfera. A causa dell'esistenza di livelli dove le rocce sono oltre il limite di snervamento, l'intera litosfera rimane in deficit di forza, che si esplica con un generale indebolimento, producendo un flusso plastico (fragile solo in superficie). Questo modello è limitato dall'assunzione che le rocce si deformino per *creep* stazionario. In natura non si producono grandi deformazioni a microstruttura della roccia costante, tranne nel caso del flusso superplastico, o di GBS e plasticità intracristallina ciclicamente seguita da ricristallizzazione dinamica. Secondo KIRBY (1985) le grandi deformazioni nella crosta si concentrano in sottili zone di *shear* per intensa riduzione delle dimensioni dei granuli. Un esempio proviene dall'Ivrea-Verbanò, che è vista come una porzione esumata di crosta profonda continentale. In essa BRODIE & RUTTER (1987) hanno riconosciuto alcune zone di *shear* in *facies* granulitica, caratterizzate da grana finissima (dell'ordine del micron o della frazione di micron). Le riflessioni profonde osservate dai geofisici nella crosta continentale profonda, che in qualche caso si spingono fino nel mantello superiore, potrebbero essere causate da zone di *shear* (BRODIE & RUTTER, 1987).

## FATTORI CHE DETERMINANO LA CONCENTRAZIONE DELLA DEFORMAZIONE IN ZONE DI SHEAR

CROWARD (1984) ha puntualizzato che il rilascio di sforzo a scala crostale avviene tramite lo sviluppo di zone

di *shear* distribuite in tutto lo spessore crostale, piuttosto che mediante fenomeni di flusso duttile uniforme e pervasivo.

Lo sviluppo di zone di *shear* è accompagnato da variazioni microstrutturali; la quantità di deformazione necessaria a modificare la microstruttura è fortemente legata al meccanismo di deformazione e alla natura del materiale che si deforma. KIRBY (1985) identifica un certo numero di processi responsabili della concentrazione della deformazione in una zona di *shear*. Tra questi i più importanti sono:

a) Deformazione cataclastica

Il cambiamento microstrutturale principale è la riduzione meccanica della grana. Si tratta di un meccanismo tipico della porzioni superiori della crosta, ma non ci sono ragioni che impediscano di credere che si possa sviluppare ad ogni temperatura e pressione, a patto che la pressione dei pori sia abbastanza alta.

b) Reazioni di *softening*

Le zone di *shear* presentano frequentemente una composizione mineralogica differente da quella della roccia ospite poichè contengono i prodotti di reazioni metamorfiche che, nel caso del talco, serpentino, miche ecc., indebolendo la roccia, favoriscono la localizzazione dello *shear*. Reazioni e trasformazioni di fase di vario tipo sono comuni nelle zone di *shear*, e spesso non è chiaro se le reazioni metamorfiche siano solo accidentalmente associate alla localizzazione dello *shear* o se sia la zona di debolezza stessa veicolo per l'apporto di reagenti come CO<sub>2</sub> o H<sub>2</sub>O che partecipano alle reazioni (BRODIE & RUTTER, 1985; RUTTER & BRODIE, 1988b).

c) Riduzione della dimensione dei granuli

La riduzione tettonica della grana può favorire la diffusione allo stato solido in luogo della plasticità intracristallina. L'indebolimento associato alla diminuzione della grana è uno dei più importanti meccanismi che porta la deformazione a localizzarsi in una zona di *shear*. Infatti, lo sforzo necessario a produrre la deformazione è molto più basso nel caso della diffusione allo stato solido che nel caso della deformazione per plasticità intracristallina. La deformazione allora si concentra prevalentemente nella zona a grana più fine (zona di *shear*). La diffusione attraverso i bordi dei granuli è inoltre favorita dalla presenza di acqua o di fuso intergranulare (COOPER & KOHLSTEDT, 1984).

d) Calore di frizione

È un meccanismo che può essere invocato per la propagazione e lo sviluppo continuo delle zone di *shear*. L'indebolimento per azione termica è favorito sia da una alta entalpia di attivazione per il flusso, che rende massimi gli incrementi di velocità di deformazione per una data variazione di temperatura, sia da ampie dimensioni della zona di *shear*, così da diminuire la perdita di calore, sia da alta velocità di deformazione, poichè la quantità di calore generato è proporzionale al prodotto della sforzo di taglio per la velocità della deformazione (RUTTER & BRODIE, 1992). Se lo sforzo differenziale è molto alto si può produrre fusione per frizione, come è testimoniato dalle

pseudotachiliti, frequenti nelle rocce mafiche di alto grado metamorfico.

## ESEMPIO DI STRATIFICAZIONE REOLOGICA APPLICATA ALL'APPENNINO SETTENTRIONALE

A livello puramente esemplificativo si è voluto creare un modello reologico grossolano applicato all'Appennino settentrionale, poco a Nord del crinale, lungo il tracciato del profilo CROP 01. Il modello geologico al quale viene applicato è stato fornito da A. CASTELLARIN e R. CAPOZZI (com. pers.). La creazione del modello ha seguito le seguenti fasi:

a) definizione del modello geologico di riferimento,

b) definizione di un modello litologico semplificato, per poter applicare le leggi di flusso, le densità e la conducibilità termica di materiali noti sperimentalmente,

c) calcolo di un profilo termico,

d) calcolo del profilo di resistenza in base alle leggi di flusso.

Modelli di questo tipo sono già stati proposti da diversi Autori per varie sezioni litosferiche (ad es. RANALLI, 1991)

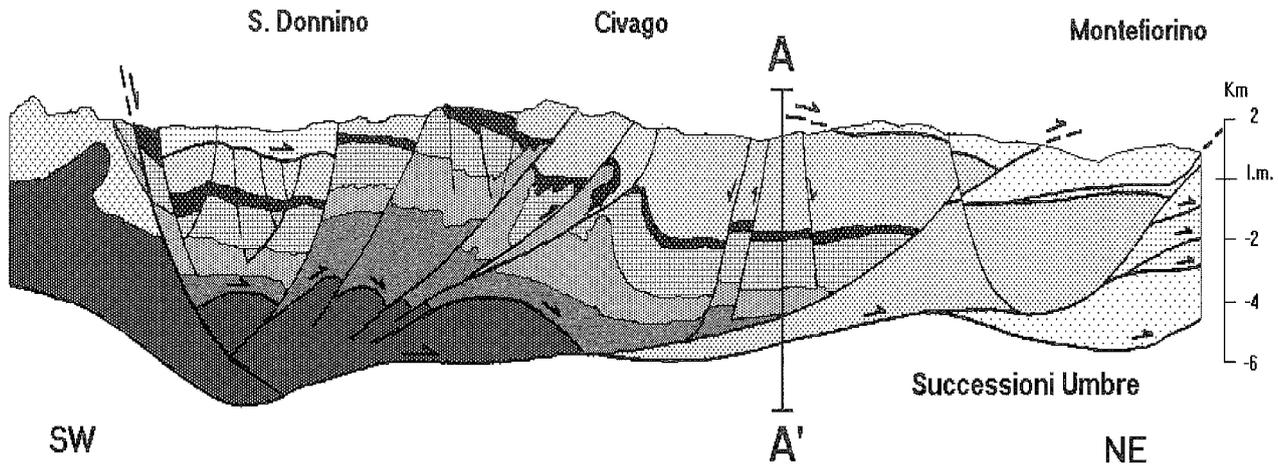
## MODELLO GEOLOGICO

Si tratta di un modello unidimensionale, così come si potrebbe ottenere scavando un pozzo fino al mantello superiore. Tale modello, fornito da A. CASTELLARIN e R. CAPOZZI (com. pers.) è riferito alla situazione geologica dell'Appennino settentrionale, a pochi chilometri a NE di Civago (RE), cioè lungo il tracciato del CROP 01. Le unità considerate sono il *Macigno* e le *Arenarie del M.te Cervarola*, gli *Scisti policromi*, il *Gruppo Calcareo e Calcareo-Siliceo Mesozoico*, i *Gessi e Calcareo Cavernoso*, il basamento della Falda Toscana, le successioni umbre e la restante crosta superiore, la crosta intermedia, la crosta inferiore e il mantello superiore. Una sezione geologica semplificata è riprodotta in Fig. 1.

## MODELLO LITOLOGICO SEMPLIFICATO

Nelle Fig. 2 e 3 sono riportate quattro colonnine. La prima colonnina rappresenta l'interpretazione geologica (dalla Sez. A-A' in Fig. 1). Nella seconda è riportato un modello litologico semplificato applicato al modello reologico. Nella terza un modello litologico semplificato applicato al modello termico e nella quarta un modello litologico con le densità associate. Queste semplificazioni sono state necessarie in quanto non sono note le proprietà reologiche, meccaniche e termiche dei litotipi rappresentati nella colonnina geologica. Per il modello reologico sono stati prescelti i litotipi rappresentativi riportati in Tab. 2 (dove non specificato è da intendersi un materiale in condizioni anidre).

La Fig. 3 è identica alla 2 tranne per il fatto che è stato considerato un modello geologico alternativo che prevede, in via del tutto ipotetico, la presenza delle successioni umbre al di sotto della Falda Toscana. Questo modello è stato costruito solo al fine di procedere con un esempio numerico e non vuole avere nessuna implicazione geologica strutturale dell'area.



## Legenda

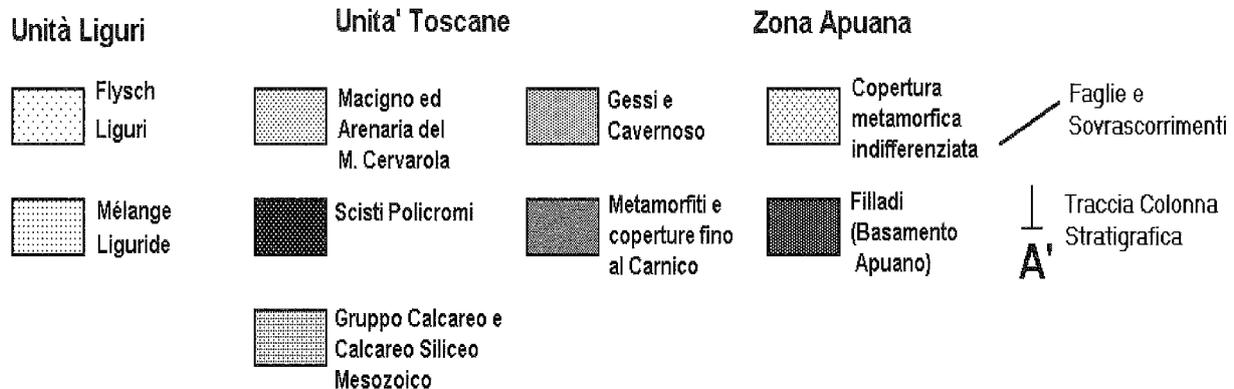


Fig. 1 - Sezione geologica semplificata dell'Appennino Emiliano lungo il profilo CROP 01; la scala orizzontale è uguale a quella verticale. La traccia A-A' rappresenta la localizzazione alla quale si riferiscono il modello termico e reologico.  
Da CASTELLARIN e collaboratori. Com. Pers.

Per il modello termico sono stati presi in considerazione i seguenti materiali:

<i>Macigno ed Arenarie del Monte Cervarola:</i>	marmo
<i>Scisti policromi:</i>	dolomite
<i>Gruppo Calcareo e Calcareo-Siliceo Mesozoico:</i>	marmo
<i>Gessi e Calcere Cavernoso:</i>	gesso
basamento della Falda Toscana:	granito
restante crosta superiore:	granito
crosta intermedia:	gabbro
crosta inferiore:	gabbro
mantello superiore:	peridotite

e, per la Fig. 3 anche:

<i>Marnoso Arenacea:</i>	marmo
<i>Multilayer Carbonatico:</i>	marmo
<i>Anidriti di Burano:</i>	gesso
<i>Arenarie:</i>	marmo

Nelle Fig. 2 e 3 i retini della colonna a) sono gli stessi della Fig. 1, mentre i retini delle altre tre colonne sono solo indicativi, per un confronto immediato.

Nella Fig. 3 nella quale sono ipotizzate le successioni ombre alla base della Falda Toscana, i retini sono del tutto indicativi.

## MODELLO TERMICO

È stato calcolato un profilo termico (caso unidimensionale, per sola conduzione) tramite un programma alle differenze finite in linguaggio *basic* scritto in collaborazione con l'Ing. N. Tosi, utilizzando le costanti riportate in Tab. 1, ricavate da HAENEL *et al.* (1988), FOUNTAIN *et al.* (1987) Il flusso di calore in superficie è stato valutato in base alla carta del flusso termico d'Europa (CERMAK & RYBACH, 1978), a 82.5 mW/mq. Si è inoltre ipotizzata una temperatura di 0 °C in superficie. È stata infine valutata la produzione di calore dovuta alla radioattività naturale, sulla base dei dati riportati in FOUNTAIN *et al.* (1987) ed HAENEL *et al.* (1988) e tenendo conto della differenza di età tra le rocce riportate in letteratura e quelle presenti lungo il profilo. I profili termici calcolati alle varie profondità per i due modelli geologici sono riportati in Fig. 4. Dalla Fig. 4 emerge che alla profondità di circa 20 Km le temperature si avvicinano a 700°C. Ciò implicherebbe una fusione parziale delle rocce a composizione granitica o pelitica. Probabilmente, come meccanismo di trasferimento del

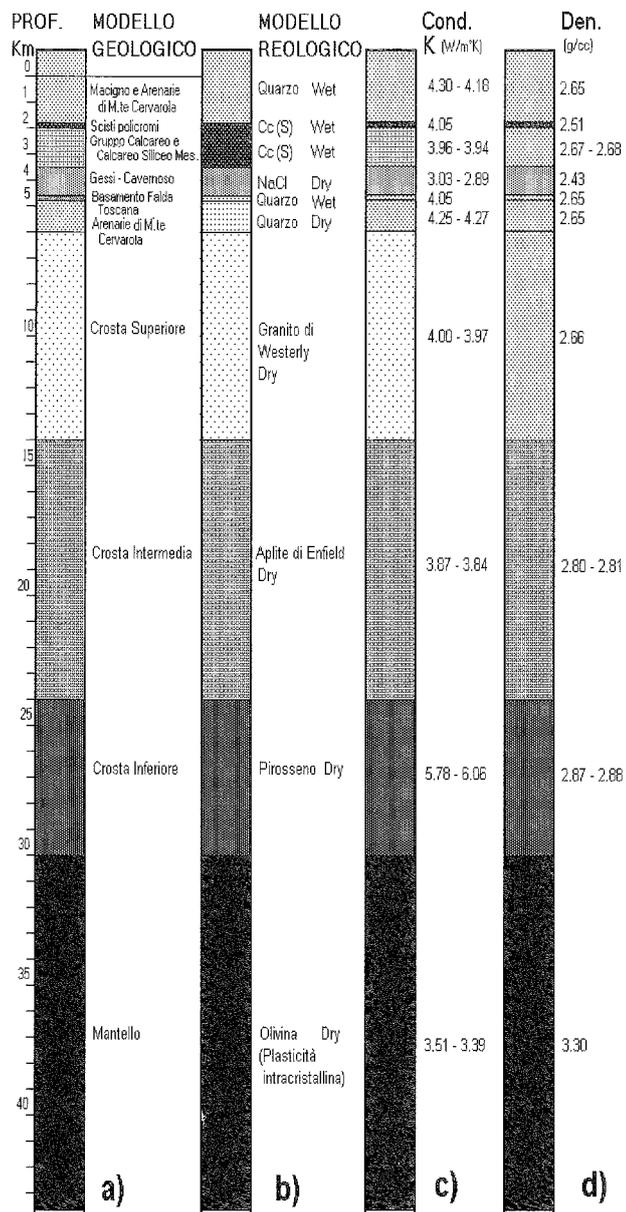


Fig. 2 - Le quattro colonnine rappresentano:  
 a) interpretazione geologica (dalla sez. A-A' in Fig. 1)  
 b) modello litologico semplificato applicato al modello reologico  
 c) modello litologico semplificato applicato al modello termico. Cond. stà per conducibilità termica  
 d) modello litologico con le densità associate. Den. stà per densità  
 Per il modello reologico sono stati prescelti i litotipi rappresentativi riportati in Tab. 2, mentre per il modello termico i litotipi sono descritti nel testo.  
 I retini della colonna a) sono gli stessi della Fig. 1, mentre i retini delle altre tre colonne sono solo indicativi, per un confronto immediato.

calore, bisognerebbe considerare la convezione insieme alla conduzione. In questo caso allora le temperature calcolate verrebbero più basse. Questo modello indica perciò un limite superiore della temperatura. Infine, temperature di 1000°C sembrano troppo alte per profondità di 45-50 chilometri (Fig. 4, curva geotermica relativa al modello geologico che prevede le successioni ombre alla base della Falda Toscana).

#### MODELLO REOLOGICO

In Fig. 4, insieme al profilo termico sono riportati i

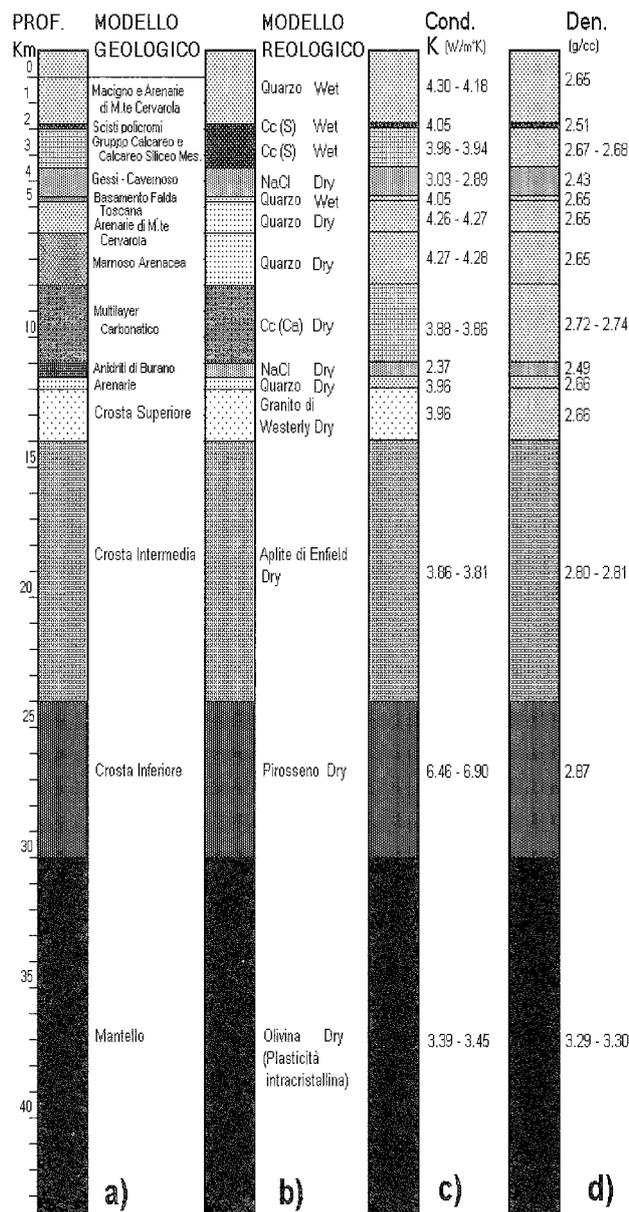


Fig. 3 - Come la Fig. 2, ma per un modello geologico che prevede le successioni ombre alla base della Falda Toscana.

profili di resistenza al flusso (o al cedimento) della litosfera secondo i due modelli geologici ipotizzati. Le profondità sono in ordinate e lo sforzo (in MPa, in scala logaritmica) in ascisse. Le leggi di flusso utilizzate per i vari materiali distinti nel modello litologico semplificato sono riportati in Tab. 2. Le due aree ombreggiate rappresentano la resistenza totale della litosfera integrata all'intera profondità. Emerge chiaramente che la resistenza per il modello che prevede le successioni ombre alla base della Falda Toscana è di gran lunga inferiore rispetto l'altro modello geologico.

Tab. 1 - Conducibilità termica, densità e loro derivate con la pressione e la temperatura dei litotipi più prossimi a quelli presenti nella sezione crostale di Fig. 1. La variazione della conducibilità termica con la temperatura dei litotipi rappresentanti la crosta inferiore e il mantello superiore sono in forma parabolica. Commenti e citazioni bibliografiche nel testo.

LITOTIPI	DENSITA' a P,T= 0 g/cc	DERIVATA CON TEM- PERATURA g/cc°K	DERIVATA CON PRESSIONE g/cc MPa	CONDUCEBILITA' TERMICA STRATO a P,T= 0 W/m°K	DERIVATA CON TEM- PERATURA W/m°K <sup>2</sup>	DERIVATA CON PRESSIONE W/m°K MPa	PRODUZIONE DI CALORE W/mc
1	2.66	-5*10 <sup>-5</sup>	1*10 <sup>-4</sup>	4.3	-4.0* 10 <sup>-4</sup>	4.5*10 <sup>-4</sup>	2.2*10 <sup>-6</sup>
2	2.5	-5*10 <sup>-5</sup>	4*10 <sup>-4</sup>	2.19	-4.5* 10 <sup>-4</sup>	4.5*10 <sup>-4</sup>	2.2*10 <sup>-6</sup>
3	2.66	-5*10 <sup>-5</sup>	4*10 <sup>-4</sup>	6.52	-0.00068	4.5*10 <sup>-4</sup>	8*10 <sup>-7</sup>
4	2.4	-5*10 <sup>-5</sup>	4*10 <sup>-4</sup>	6.0	-2.75*10 <sup>-3</sup>	4.5*10 <sup>-4</sup>	1*10 <sup>-7</sup>
5	2.66	-5*10 <sup>-5</sup>	1*10 <sup>-4</sup>	4.3	-4.5*10 <sup>-4</sup>	4.5*10 <sup>-4</sup>	1*10 <sup>-6</sup>
6	2.66	-1.7*10 <sup>-5</sup>	4*10 <sup>-4</sup>	3.28	-5*10 <sup>-4</sup>	4.5*10 <sup>-4</sup>	2.8*10 <sup>-6</sup>
7	2.8	-1.7*10 <sup>-5</sup>	3.5*10 <sup>-5</sup>	3.38	-5*10 <sup>-4</sup>	2*10 <sup>-4</sup>	2.8*10 <sup>-6</sup>
8	2.9	-5*10 <sup>-5</sup>	3*10 <sup>-5</sup>	①9.11*10 <sup>-6</sup> T <sup>2</sup> -9.15*10 <sup>-3</sup> T+6.14		2*10 <sup>-4</sup>	1.2*10 <sup>-8</sup>
9	3.34	-6*10 <sup>-5</sup>	2.5*10 <sup>-5</sup>	①1.68*10 <sup>-6</sup> T <sup>2</sup> -4.31*10 <sup>-3</sup> T+6.14		2*10 <sup>-4</sup>	2*10 <sup>-9</sup>

① Conducibilità termica in funzione della temperatura T del tipo aT<sup>2</sup>+bT+c

#### Litotipi:

- 1 = Macigno ed Arenarie del M.te Cervarola; Marnoso-Arenacea; Arenarie
- 2 = Scisti policromi
- 3 = Gruppo Calcarea e Calcarea-Siliceo Mesozoico; Multilayer Carbonatico
- 4 = Gessi e Calcarea Cavernoso; Anidriti di Burano
- 5 = Basamento Falda Toscana
- 6 = Crosta Superiore
- 7 = Crosta Intermedia
- 8 = Crosta Inferiore
- 9 = Mantello

Tab. 2 - Elenco delle costanti A, dell'entalpia di attivazione H e dell'esponente n dei litotipi più prossimi a quelli presenti nella sezione crostale di Fig. 1, in accordo a quanto richiesto dalla (1) per la determinazione dello sforzo differenziale s (resistenza). Le citazioni bibliografiche sono di seguito riportate. Commenti nel testo.

LITOTIPO	Legge di Flusso del Tipo	Log(A) (MPa/s)	H (Kj/mole)	n	REF.
1	Aggregato di quarzo in condizioni umide	-9.4	135	4	1
2	Quarzite di Simpson	-6.4	134	2.7	1
3	Calcarea di Solenhofen	4.3	213	1.7	2
4	Salgemma	1.48	152	2	3
5	Marmo di Carrara	3.1	418	7.6	4
6	Granito di Westerly	-5.7	186	3.3	5
7	Aplite di Enfield	-5.2	193	3.1	6
8	Clinopirossenite	-7.8	330	5.8	7
9	Dunite di Aheim e Anita Bay	4.5	535	3.6	8

- 1 = Macigno ed Arenarie del M.te Cervarola; Basamento Falda Toscana
- 2 = Marnoso-Arenacea; Arenarie a profondità maggiore di 5 Km
- 3 = Scisti policromi; Gruppo Calcarea e Calcarea-Siliceo Mesozoico
- 4 = Gessi e Calcarea Cavernoso; Anidriti di Burano
- 5 = Basamento Falda Toscana e Multilayer Carbonatico
- 6 = Crosta Superiore
- 7 = Crosta Intermedia
- 8 = Crosta Inferiore
- 9 = Mantello

#### Riferimenti

- 1 PATERSON & LUAN (1990)
- 2 SCHMID *et al.* (1977)
- 3 HEARD (1972)
- 4 SCHMID *et al.* (1980)
- 5 HAUSEN & CARTER (1983)
- 6 SHELTON & TULLIS (1981), ricalcolato da CARTER & TSENN (1987)
- 7 KIRBY & KRONENBERG (1984), ricalcolato da CARTER & TSENN (1987)
- 8 CHOPRA & PATERSON (1984)

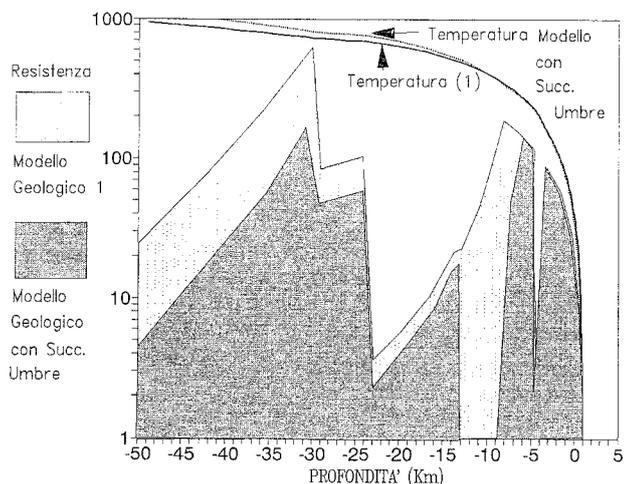


Fig. 4 - Profili termici e reologici applicati alla sez. A-A' di Fig. 1. Le profondità (in chilometri) sono in ordinate e lo sforzo (MPa) e le temperature (°C) (in scala logaritmica) in ascisse. Il profilo di temperatura relativa al modello geologico di Fig. 2 è rappresentata dalla linea continua, mentre quella relativa al modello geologico di Fig. 3 è tratteggiata. Il profilo di resistenza calcolato sulla base del modello geologico di Fig. 2 è rappresentato con l'area ombreggiata chiara, mentre quello relativo al modello di Fig. 3 è rappresentato con l'area ombreggiata scura. Le leggi di flusso utilizzate per i vari materiali distinti nei modelli litologici semplificati sono riportati in Tabella 2.

## DISCUSSIONE DEL MODELLO

Il modello reologico calcolato è decisamente influenzato dalla struttura termica anomala, caratteristica dell'Appennino tosco-emiliano interno. Il profilo termico è stato valutato grossolanamente, quindi un suo più attento esame potrebbe portare a delle considerevoli variazioni anche nel profilo reologico. Sulla base del modello reologico rappresentato dall'area ombreggiata più chiara, valutato sui dati del primo modello geologico, si ottengono le seguenti informazioni:

- la transizione fragile-duttile si ripete alla profondità di 3, 5 e 8 chilometri circa. Inoltre tra i 25 e i 30 Km di profondità esiste un brusco incremento nella resistenza. In caso di presenza di fluidi e per velocità di deformazione elevate si potrebbe passare a deformazione cataclastica localizzata. La prima conseguenza di ciò è che ci si potrebbe aspettare un'interruzione della sismicità naturale tra gli 8 e i 25 Km di profondità, ed una ripresa tra i 25 e i 30 Km di profondità (più o meno in corrispondenza della Moho). La sismicità dovrebbe poi scomparire completamente;

- da un punto di vista geodinamico è possibile individuare dei livelli relativamente meno resistenti nella copertura sedimentaria, a livello dei quali è più probabile che avvengano scollamenti a grande scala. Il livello più importante è sicuramente rappresentato dai *Gessi* e dal *Calcare Cavernoso*. Inoltre non è da escludere la possibilità di disaccoppiamento a livello della transizione crosta intermedia - crosta inferiore e crosta inferiore - mantello.

Sulla base del modello reologico rappresentato dall'area ombreggiata più scura, valutato sui dati del secondo modello geologico (che prevede le successioni ombre alla base della Falda Toscana), si ottengono le seguenti informazioni:

- la transizione fragile-duttile si ripete alla profondità di 3, 5 e 6 chilometri circa, e la resistenza anche qui si incrementa alle profondità comprese tra 25 e i 30 Km.

Valgono perciò le stesse considerazioni sopra riportate. È da notare però che alla Moho non si vede nessun brusco cambiamento di resistenza. Questo secondo modello esclude pertanto la possibilità di ripresa della sismicità naturale nella crosta inferiore, inoltre è improbabile il disaccoppiamento a livello della transizione crosta intermedia-crosta inferiore e crosta inferiore- mantello. Risulta invece molto interessante il minimo di resistenza presente alla base delle successioni ombre (*Anidriti di Burano*), a livello delle quali è più probabile che avvengano gli scollamenti a grande scala.

## RINGRAZIAMENTI

Si ringraziano Alberto Castellarin e Rossella Capozzi per aver fornito le sezioni geologiche interpretate del tracciato del CROP-01 e per la costruttiva revisione del manoscritto. Inoltre l'Ing. Nicola Tosi per il sostanziale aiuto nella modellizzazione matematica per il calcolo del profilo termico.

## BIBLIOGRAFIA

AVÈ LALLEMANT H.G. (1978) - *Experimental deformation of diopside and websterite*. Tectonophysics, **48**, 1-27.

BLANPIED M.L., TULLIS T.E. & WEEKS J.D. (1988) - *Textural and mechanical evolution of granite gouge in high displacement sliding experiments*. EOS, **69**, 1463.

BLENKINSOP T.G. & RUTTER E.H. (1986) - *Cataclastic deformation in quartzites of the Moine Thrust zone*. Jour. Struct. Geol., **8**, 669-684.

BOLAND J.N. & TULLIS T.E. (1986) - *Deformation behavior of wet and dry clinopyroxene in the brittle to ductile transition region*. In: B.E.HOBBS & H.C.HEARD (Eds.), Mineral and Rock deformation: Laboratory Studies, The Paterson Volume, Geophys. Monograph. Ser., **36** Amer. Geophys. Union, Washington, D.C., 35-49.

BRODIE K.H. & RUTTER E.H. (1985) - *On the relationship between deformation and metamorphism with special reference to the behaviour of basic rocks*. In: A. THOMPSON & D.C. RUBIE (Eds.), Metamorphic reactions: Kinetics, textures and deformations. Adv. Phys. Geochem. **4**, Springer, Berlin, 138-179.

BRODIE K.H. & RUTTER E. H. (1987) - *Deep crustal extensional faulting in the Ivrea Zone of northern Italy*. Tectonophysics, **140**, 193-212.

BYERLEE J.D. (1978) - *Friction of rocks*. Pure Appl. Geophys. **116**, 615- 626.

CARTER N.L. & TSENN M.C. (1987) - *Flow properties of continental lithosphere*. Tectonophysics, **136**, 27-63.

CERMAK V. & RYBACH L. (1978) - *Terrestrial heat flow in Europe*. Springer Verlag, Berlin, pp 328.

CHOPRA P.N. & PATERSON M.S. (1984) - *The role of water in the deformation of dunite*. J. Geophys. Res., **89**, 7861-7876.

COOPER R.F. & KOHLSTEDT D.L. (1984) - *Reology and structure of olivine basalts partial melts*. J. Geophys. Res., **91**, 9315-9323.

- CROWARD M.P. (1984) - *Major shear zones in the precambrian crust; examples from NW Scotland and Southern Africa and their significance*. In: A. KRONER and R. GREILING (Eds.), *Precambrian Tectonics Illustrated*, E. Schweitzerbartsche Verlagsbuchhandlung (Nagele U. Obermiller), Stuttgart, 207-236.
- FISCHER G.J. & PATERSON M.S. (1989) - *Dilatancy during the deformation of rocks at high temperatures and pressures*. *J. Geophys. Res.*, **94**, 17607-17617.
- FOUNTAIN D.M., SALISBURY M.H. & FURLOG K.P. (1987) - *Heat production and thermal conductivity of rocks from the Pikwitonei-Sachigo continental cross section, central Manitoba: implications for the thermal structure of Archean crust*. *Can. J. Earth Sci.*, **24**, 1583-1594.
- HACKER D.B. & CHRISTIE J.M. (1990) - *Brittle/ductile and plastic/cataclastic transition in experimentally deformed and metamorphosed amphibolite*. In: DURHAM W., DUBA A., HANDIN J. & WANG H. (Eds.), *Brittle-ductile transitions*. The Heard Volume. *Geophys. Monogr.*, Am. Geophys. Union, **56**.
- HAENEL R., RYBACH L. & STEGENA L. (1988) - *Handbook of terrestrial heat flow density determination*. Kluwer, Dordrecht, pp. 486.
- HANSEN F.D. & CARTER N.L. (1983) - *Semibrittle creep of dry and wet Westerly granite at 1000 MPa*. U.S. Symp. on Rock Mechanics, 24th, Texas A & M University College Station, Tex., 429-447.
- HEARD H.C. (1972) - *Steady-state flow in polycrystalline halite at pressure of 2 Kilobars*. In: HEARD H.C., BORG I.Y., CARTER N.L. & RALEIGH C.B. (Eds.), *Flow and Fracture of Rocks*. *Geophys. Monogr. Ser.*, **16**, AGU Washington D.C., 191-210.
- HULL D. (1965) - *Introduction to dislocation*. The Commonwealth and International Library. H. Finnieston, D. Hopkins, W. Owen ed. pp. 257.
- JI S. & MAINPRICE D.H. (1986) - *Transition from power law to Newtonian creep in experimentally deformed dry albite rock*. *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **67**, 1235.
- KARATO S. (1984) - *Grain size distribution and rheology of the upper mantle*. *Tectonophysics*, **104**, 155-176.
- KARATO S., PATERSON M.S. & FITZGERALD J.D. (1986) - *Rheology of synthetic olivine aggregates: influence of grain size and water*. *J. Geophys. Res.*, **91**, 8151- 8176.
- KARATO S., TORIUNI M. & FUJII T. (1982) - *Dynamic recrystallization and high-temperature rheology of olivine*. In: S. AKIMOTO & M. H. MANGHNANI (Eds.), *High-Pressure Research in Geophysics*. *Adv. Earth Planet. Sci.*, **12**, 171-179.
- KEKULAWALA K.R.S.S., PATERSON M.S. & BOLAND J.N. (1978) - *Hydrolytic weakening in quartz*. *Tectonophysics*, **46**, T1-T6.
- KIRBY S.H. (1983) - *Rheology of the lithosphere*. *Reviews Geophys. Space Phys.*, **21**, 1458-1487.
- KIRBY S.H. (1985) - *Rock mechanics observations pertinent to the reology of the continental lithosphere and the localization of strain along shear zones*. *Tectonophysics*, **119**, 1-27.
- KIRBY S.H. & KRONENBERG A.K. (1984) - *Deformation of clinopyroxenite: evidence for a transition in flow mechanisms and semibrittle behavior*. *J. Geophys. Res.*, **89**, 3177-3192.
- KRONENBERG A.K. & TULLIS J. (1984) - *Flow strengths of quartz aggregates: grain size and pressure effects due to hydrolytic weakening*. *J. Geophys. Res.*, **89**, 4281-4297.
- KUSZNIR N.J. & PARK R.G. (1984) - *The strength of intraplate lithosphere*. *Phys. Earth & Planetary Interiors*, **36**, 224-235.
- KUSZNIR N.J. & PARK R.G. (1986) - *Continental lithosphere strength: the critical role of lower crustal deformation*. In: DAWSON, CARSWELL, HALL, & WEDEPOHL (Eds.), *The Nature of the lower Continental Crust*, Geological Society Special Publication No. **24**, 79-93.
- PATERSON M.S. (1976) - *Some current aspects of experimental rock deformation*. *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, **A238**, 163-172.
- PATERSON M.S. & LUAN F.C. (1990) - *Quartzite rheology under geological conditions*. In: KNIPE R.J. & RUTTER E.H. (Eds.), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*. Geological Society Special Publication, **54**, 299-307.
- RAJ R. & ASHBY M.F. (1971) - *On grain boundary sliding and diffusional creep*. *Metall. Trans.*, **2**, 1113-1127.
- RANALLI G. (1991) - *The microphysical approach to mantle rheology*. In: SABADINI *et al.* (Eds.), *Glacial Isostasy, Sea-Level and Mantle Rheology*. Kluwer, Dordrecht, 343-378.
- ROSS J.V. & NIELSEN K.C. (1987) - *High temperature flow of wet polycrystalline enstatite*. *Tectonophysics*, **44**, 233-261.
- RUTTER E.H. (1992) - *The mechanics of natural rock deformation*. In: J. HUDSON (Ed.), *Comprehensive Rock Engineering*. Pergamon Press, London, (in stampa)
- RUTTER E.H. & BRODIE K.H. (1988a) - *The role of tectonic grainsize reduction in the rheological stratification of the lithosphere*. *Geol. Rundschau*, **77**, 295-308
- RUTTER E.H. & BRODIE K.H. (1988b) - *Experimental "syntectonic" dehydration of serpentinite under conditions of controlled pore water pressure*. *J. Geophys. Res.*, **93**, 4907-4932.
- RUTTER E.H. & BRODIE K.H. (1992) - *Rheology of the lower crust*. In: D. FOUNTAIN, R. ARCULUS & R. KAY (Eds.), *Geology of the lower continental crust*, Elsevier.
- RUTTER. E.H., CASEY M. & BURLINI L. (1992) - *Preferred crystallographic orientation development during the flow of fine grained calcite rocks*. 29th IGC Kyoto, Aug. 24 - Sept. 8, 1992.
- SCHMID S.M., BOLAND J.N. & PATERSON M.S. (1977) - *Superplastic flow in fine-grained limestone*. *Tectonophysics*, **43**, 257-291.
- SCHMID S.M., PATERSON M.S. & BOLAND J.N. (1980) - *High temperature flow and dynamic recrystallization in Carrara marble*. *Tectonophysics*, **60**, 254-280.
- SCHMID S.M. & CASEY M. (1986) - *Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns*. *Am. Geophys. Un. Monograph.*, **36**, 263-268.
- SELLARS C.M. (1978) - *Recrystallization of metals during hot deformation*. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, **A228**, 147-158.

SHELTON G. & TULLIS J.A. (1981) - *Experimental flow laws for crustal rocks*. Trans. Amer. Geophys. Union, **62**, 396.

TULLIS T.E. & TULLIS J. (1988) - *Experimental deformation techniques*. Am. Geophys. Union. Monograph., **36**, 297-234.

TULLIS J. & YUND R.A. (1985) - *Dynamic recrystallization of feldspar: a mechanism for ductile shear zone formation*. Geology, **13**, 238-241.

WALKER A.N., RUTTER E.H. & BRODIE K.H. (1990) - *Experimental study of grain-size sensitive flow of synthetic, hot pressed*

*calcite rocks*. In: KNIPE R.J. & RUTTER E.H. (Eds.), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*, Geological Society Special Publication, **54**, 259-284.

WALKER A.N. (1990) - *An experimental study of grain-size sensitive flow of hot-pressed, synthetic rocks*. Ph.D. Thesis at Royal School of Mines, Imperial College, London, 318 pp.

WHITE S.H. (1976) - *The effects of strain on the microstructures, fabric and deformation mechanism in quartzites*. Philos. Trans. Roy. Soc. London, **A238**, 69-86.

