

SUGLI EFFETTI MECCANICI DI PROCESSI INDOTTI DA INCREMENTI LOCALIZZATI E TRANSIENTI DELLA PRESSIONE DEI FLUIDI E IMPLICAZIONI SULLE MODALITÀ ED I TEMPI DI ACCREZIONE DEL SISTEMA A THRUST UMBRO-MARCHIGIANO()**

INDICE

RIASSUNTO	pag. 279
ABSTRACT	" 279
INTRODUZIONE	" 280
IL SISTEMA A THRUST UMBRO-MARCHIGIANO	" 280
EFFETTI MECCANICI DELLA PRESSIONE INTERSTIZIALE	" 281
MODELLO DI STRUTTURAZIONE DI UN SISTEMA A THRUST	" 284
DISCUSSIONE	" 285
CONCLUSIONI	" 288
BIBLIOGRAFIA	" 289

RIASSUNTO

Il sistema a *thrust* umbro - marchigiano (UMTS) si è sviluppato, a partire dal Tortoniano, attraverso l'accrescimento tettonico del *multilayer* di copertura del margine afro - adriatico. L'UMTS è costituito da differenti *thrust sheet* i cui caratteri salienti (a scala regionale) sono stati evidenziati da BAILY *et alii* (1988) e la cui geometria 2D può essere espressa dal rapporto di aspetto del sistema (i.e. dal rapporto tra la spaziatura dei principali *thrust* L e la profondità dello scollamento D; CELLO & DEIANA, 1995). Poiché è stato osservato che alcune delle associazioni di strutture pre e sinorogeniche che caratterizzano i singoli *thrust sheet* possono considerarsi dei chiari indicatori geologici di processi nei quali i fluidi interstiziali (e più in particolare la loro elevata pressione parziale) hanno giocato un ruolo determinante (CELLO *et alii*, 1995), è evidente che la storia deformativa dell'UMTS è in qualche modo dominata da fenomeni che dipendono fortemente anche dalle caratteristiche poro - elastiche delle rocce.

Le modalità ed il ruolo svolto dai fluidi nei processi deformativi sono stati indagati, con approcci diversi, da numerosi Autori (ad esempio: RUTTER, 1976; SPRUNT & NUR, 1977; HOLL *et alii*, 1995). Per i processi di *thrusting* si rimanda specificamente al pionieristico lavoro di HUBBERT & RUBBY (1959) ed a quello, più recente, di CELLO & NUR (1988). Questi ultimi Autori, sulla base delle conoscenze acquisite sperimentalmente sul comportamento poroelastico delle rocce, propongono un modello di *thrust tectonics* che precisa le possibili modalità di strutturazione e di deformazione interna di un sistema a *thrust*. Il modello proposto consente di effettuare previsioni abbastanza accurate sia sulla geometria del sistema che sulla scansione temporale degli eventi deformativi associati al processo di *thrusting*.

Nel presente lavoro vengono illustrati i risultati di un test eseguito nelle zone esterne del sistema umbro - marchigiano con l'obiettivo di confrontare i risultati dell'analisi con quelli previsti dall'applicazione del modello. I parametri considerati maggiormente discriminanti per la verifica, e che pertanto sono stati appositamente analizzati per l'UMTS al fine di po-

ter essere proficuamente utilizzati per il confronto, sono: lo stile strutturale, il rapporto di aspetto del sistema e la cronologia della deformazione.

I risultati complessivi del test sembrano confermare chiaramente l'assunto iniziale sul quale si basa la ricerca e cioè che i parametri analizzati dipendono fortemente da un unico processo: l'incremento localizzato e transiente della pressione dei fluidi interstiziali in risposta all'applicazione di sforzi tangenziali.

Nel lavoro vengono inoltre sottolineate le possibili implicazioni che il modello può avere a fini applicativi. In particolare viene proposta una relazione spazio - temporale che può essere utilizzata per datare un evento deformativo e/o per evidenziare eventuali *thrust* "fuori sequenza".

Vengono anche discusse due possibili applicazioni della relazione che definisce il rapporto di aspetto dell'UMTS. La prima riguarda la possibilità di utilizzare detta relazione per valutare la profondità di scollamento di un *thrust* semplicemente misurando su di una carta, o da una sezione geologica, la spaziatura media tra i principali *thrust* del sistema e/o per localizzare eventuali *thrust* ciechi. La seconda riguarda invece il suo utilizzo come fattore di correzione della profondità di scollamento di un *thrust* quando, una volta verificata la sua validità regionale, localmente si evidenziano importanti variazioni dei valori che ne definiscono il rapporto di aspetto (CALAMITA *et alii*, 1994).

I risultati dello studio sembrano infine suggerire una maggiore attenzione rispetto ad alcuni dei dogmi della tettonica a *thrust*. In particolare andrebbero ridimensionati il ruolo e l'importanza del controllo litologico nei processi di *thrusting* e ridefiniti i termini "in e fuori sequenza" che si riferiscono, in realtà, a due aspetti complementari di un unico processo di accrescimento crostale che coinvolge, in tempi diversi, unità di copertura e di basamento.

ABSTRACT

The results of a geometric analysis of the external zones of the Umbria - Marche thrust system allowed us to derive the aspect ratio of the system, whereas chronological data relative to the closing time of activity (CTA) of single thrusts furnished a linear relationship between CTA and the distance X of a thrust from a reference point within the system.

The computed values and the stability of the above parameters over a regional domain suggest that they can be related to processes that might play a major role in thrust tectonics. In particular they seem to support a model in which localized and transient increases of pore fluid pressure dominate rock behaviour during thrusting.

The implications of this are discussed with reference to the:

- applicability of the model for predicting the timing of deformation;
- possibility of deriving information on the depth of major thrusts;
- role of lithology in the mechanics of thrusting;
- redefinition of terms such as "out of sequence thrusts" which, in fact, seem to record the interference of thrust - related structures which develop from decollements located at different crustal depths.

(*)Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Camerino.

(**)Lavoro eseguito con fondi MURST (40% e 60%).

PAROLE CHIAVE: Tettonica a *thrust*, Appennino umbro-marchigiano, Pressione dei fluidi.

KEY WORDS: Thrust tectonics, Umbria - Marche Apennines, Pore pressure.

INTRODUZIONE

In anni recenti lo studio delle catene a pieghe e sovrascorrimenti (sistemi a *thrust*) ha ricevuto un notevole impulso a seguito del rinnovato interesse industriale per la ricerca e l'esplorazione di giacimenti di idrocarburi anche di modeste dimensioni, e/o di basso potenziale estrattivo, che in passato non venivano considerati economicamente interessanti dagli operatori del settore.

Sulla base di questa motivazione si è andata sviluppando, in quasi tutti i Paesi industrializzati, una sorta di naturale sinergia tra "petrolieri" che dispongono di mezzi adeguati e di tecnologie avanzate per l'acquisizione e l'elaborazione di dati geologici e geofisici di sottosuolo e ricercatori universitari che, operando da tempo in aree di interesse con finalità scientifiche, concorrono da un lato a migliorare le conoscenze di specifici ambiti territoriali e dall'altro ad elaborare modelli interpretativi e/o previsionali degli assetti regionali.

Il risultato di questa collaborazione ha portato ad una migliore conoscenza delle strutture e delle geometrie che caratterizzano le catene a pieghe e sovrascorrimenti e ad una sostanziale revisione dei modelli di strutturazione dei sistemi a *thrust*.

In questo lavoro sono illustrati i risultati di un'analisi geometrica del sistema umbro - marchigiano e vengono presentate e discusse alcune relazioni spazio - temporali derivate per questa catena.

Gli elementi essenziali del sistema, così come emergono dall'analisi, sono poi inquadrati in un modello di strutturazione fondato su di un'unica assunzione verificata anche su basi teorico - sperimentali; cioè, che i processi di fagliamento e la conseguente messa in posto delle principali unità stratigrafico - strutturali (*thrust sheets*) si realizzano "in sequenza" secondo modalità e tempi imposti dallo sviluppo, in regime compressivo, di fenomeni transienti indotti da incrementi localizzati della pressione di fluidi interstiziali.

IL SISTEMA A THRUST UMBRO-MARCHIGIANO

Il sistema a *thrust* umbro-marchigiano (che di seguito indicheremo anche con la sigla UMTS, da *Umbria-Marche Thrust System*; CALAMITA *et alii*, 1994) si è sviluppato, a partire dal Tortoniano, attraverso l'accrescimento tettonico del *multilayer* di copertura del margine afro-adriatico.

Nelle sue linee essenziali esso risulta costituito da differenti *thrust sheet* che comprendono parte della successione sedimentaria umbro-marchigiana (di età Giurassico-Miocene medio), sedimenti torbiditici ed emipelagici di avanfossa e/o di bacini di *piggy back*, di età variabile (Mio-Plio-Pleistocenica) in funzione della loro posizione strutturale e porzioni di basamento (CALAMITA *et alii*, 1994 e referenze citate; ALVAREZ *et alii*, 1995).

L'attuale assetto strutturale di questo settore appenninico (Fig. 1) è imputabile essenzialmente alle fasi neogeniche di accrescimento del sistema a *thrust*, anche

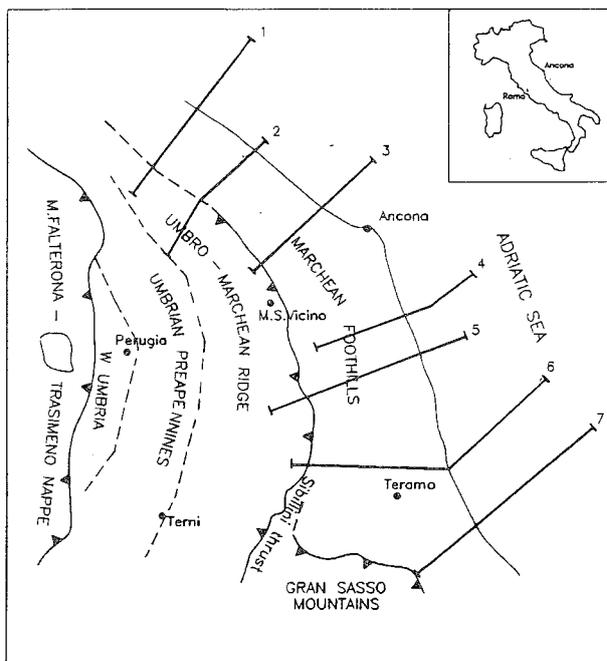


Fig. 1 - Province strutturali dell'Appennino umbro-marchigiano. 1-7 rappresentano le tracce dei segmenti più orientali dei profili geologici regionali proposti da BALLY *et alii* (1988).

se i processi orogenetici sono stati a volte condizionati dall'attivazione di strutture pre-esistenti (CELLO & COPPOLA, 1989; CELLO *et alii*, 1995) e, subordinatamente, dallo sviluppo di elementi distensivi che hanno talvolta invertito e/o rimodellato le originarie strutture compressive (CALAMITA *et alii*, 1994).

I caratteri salienti del UMTS (a scala regionale) sono stati evidenziati da BALLY *et alii* (1988) e possono essere espressi in 2D dal rapporto di aspetto del sistema (i.e. dal rapporto tra la spaziatura dei principali *thrust* L e la profondità dello scollamento D; CELLO & DELANA, 1995).

I caratteri sedimentari delle torbiditi Mio-Plio-Pleistoceniche hanno invece consentito di registrare gli effetti della migrazione dei depocentri, nelle aree di avanfossa, via via che i processi di *thrusting* procedevano in sequenza verso l'avanpaese (RICCI LUCCHI & ORI, 1986) e di valutare con accuratezza i tempi di tale processo (PATACCA & SCANDONE, 1989).

Ad una scala diversa di analisi (passando cioè dalla scala dell'intero sistema a quella delle singole unità stratigrafico-strutturali) è possibile anche evidenziare numerosi dettagli circa i meccanismi ed i prodotti (strutture) della deformazione associata alle fasi neogeniche. Nell'ambito di un dato *thrust sheet* la successione coinvolta nella deformazione risulta infatti interessata da strutture tettoniche che riflettono modalità di deformazione diverse, variabili nello spazio e/o nel tempo, in risposta all'applicazione di sforzi tangenziali. La variabilità delle strutture presenti e le diverse tipologie che le caratterizzano dipendono naturalmente dai parametri della deformazione (temperatura, pressione di confinamento, pressione dei fluidi, tasso di deformazione specifica, etc.) e dalla loro collocazione cronologica rispetto ai processi deformativi che si sviluppano durante la messa in posto di un *thrust sheet*. In questo senso è possibile distinguere strutture tettoniche pre, sin, e post-*thrusting* (altrimenti dette anche pre, sin e post-orogeniche).

In Appennino appartengono alla categoria delle strutture tettoniche pre-orogeniche:

1) alcune faglie e pieghe di crescita che si enucleano negli stadi iniziali di attivazione di *thrust* che interessano i sedimenti di avampessa;

2) un clivaggio stilolitico pervasivo che testimonia una compressione parallela alla stratificazione, probabilmente legata a fenomeni di *buckling pre-thrusting*;

3) associazioni mesostrutturali di faglie e fratture di estensione e/o ibride, presenti in sedimenti inframesiniani, che testimoniano di un'estensione parallela ad un margine di avampessa non ancora deformato (MAZZOLI, 1994);

4) faglie minori sin-sedimentarie, pre-mioceniche, riattivate e non, durante le fasi di strutturazione del UMTS (CELLO & COPPOLA, 1989; CELLO *et alii*, 1995);

a quella delle strutture tettoniche sin - orogeniche:

5) singoli *thrust*, ciechi e/o emergenti, con associate macropieghe di accomodamento e/o *fault propagation folds* (CALAMITA, 1990);

6) tettoniti *s-c* (BERTHÉ *et alii*, 1979);

7) *back thrusts*;

8) faglie di collasso;

9) faglie trascorrenti con funzione di trasferimento e/o di rampe laterali (BUTLER, 1982);

mentre nella categoria delle strutture tettoniche post-orogeniche sono comprese:

10) faglie normali ed inverse che tagliano strutture sin-orogeniche e che sono probabilmente indotte da condizioni locali di disequilibrio del cuneo tettonico (DAVIS *et alii*, 1983);

11) faglie pre - esistenti e/o di neoformazione attivate con componenti roto-traslazionali in regime di *stress* invariante a carattere compressivo (CELLO & COPPOLA, 1989; CALAMITA *et alii*, 1992);

12) faglie normali, transtensive e trascorrenti lungo le quali si impostano numerosi bacini intramontani (CALAMITA & PIZZI, 1992; CELLO *et alii*, 1995); spesso sismogenetiche, queste associazioni di strutture testimoniano di una modesta estensione essenzialmente coassiale con la compressione responsabile della strutturazione appenninica.

Le strutture pre e sin-orogeniche di cui ai punti 2,3,4,6,8, (si vedano alcuni esempi in Fig. 2) sono dei chiari indicatori di processi deformativi nei quali i fluidi interstiziali, e più in particolare la loro elevata pressione parziale (Pf), hanno giocato un ruolo determinante. Ulteriori evidenze circa l'importanza di questi fenomeni sono da ricercarsi anche nelle associazioni microstrutturali correlabili alle mesostrutture di cui sopra (i.e. microfrazture di varia tipologia con crescita di minerali fibrosi, cristalli contenenti inclusioni fluide e *fluid inclusion planes*, *sensu* LESPINASSE *et alii*, 1991).

EFFETTI MECCANICI DELLA PRESSIONE INTERSTIZIALE

Da quanto esposto in precedenza risulta evidente che la storia deformativa del sistema umbro - marchigiano è in qualche modo dominata da processi che dipendono fortemente anche dalle caratteristiche poro-elastiche del volume crostale soggetto a deformazione.

Lo studio del comportamento poro-elastico delle rocce è basato essenzialmente su modelli di simulazione numerica della geometria dei pori interstiziali contenenti i fluidi e del loro grado di connettività (GUEGEN & DIENES, 1989) e su verifiche sperimentali delle variazioni di porosità (ϕ) e permeabilità (K) in funzione dei carichi applicati a campioni di roccia (SPRUNT & NUR, 1977; HOLL *et alii*, 1995). La pressione dei fluidi interstiziali (Pf), a parità di altre condizioni, cresce al diminuire di ϕ quando K è sufficientemente bassa (10^{-8} , 10^{-6} Darcy) e torna in condizioni quasi - stazionarie (circa idrostatiche) quando K supera detti valori; ϕ può diminuire in vari modi, quello più efficiente e rapido è dovuto a processi *stress* - dipendenti (plasticizzazione di contatti tra grani, dissoluzione per pressione e rideposizione dei soluti) che, in rocce carbonatiche, iniziano a svilupparsi a temperature di poco superiori ai 100° C e per *strain rates* (tassi di deformazione specifica, Eh) compresi tra 10^{-16} e 10^{-12} sec^{-1} (RUTTER, 1976; SPRUNT & NUR, 1977). Se in natura si verificano situazioni che possono innescare processi che favoriscono condizioni di estrema variabilità dei valori di K (per esempio processi di ripetuta fratturazione in roccia e conseguente riempimento delle fratture) allora l'incremento di Pf connesso con la riduzione di ϕ diviene un fenomeno transiente che può anche essere ciclico (MASE & SMITH, 1987).

Nell'ambito di un *multilayer* sedimentario il fenomeno si localizza, di norma, nelle porzioni più profonde e la variazione di Pf nel tempo può essere descritta da una relazione del tipo: $Pf/dt = 2a + b$, che lega la diffusività idraulica (b) ad un termine (a) che esprime il tasso di deformazione specifica (CELLO & DEIANA, 1995 e bibliografia citata). Il valore di a dipende dalla compressibilità delle rocce e dei fluidi interstiziali e dal coefficiente di Poisson; b dipende invece dalla viscosità dei fluidi e dalla differenza di densità tra rocce e fluidi (RICE & CLEARLY, 1976). Quando $b < a$ (quando cioè la diffusività idraulica risulta essere meno efficiente della capacità di chiusura dei pori, a causa di un elevato tasso di deformazione specifica) allora è sufficiente una riduzione minima (inferiore, anche di molto, al 3% della porosità iniziale della roccia) perché Pf tenda a valori prossimi a quelli della pressione litostatica.

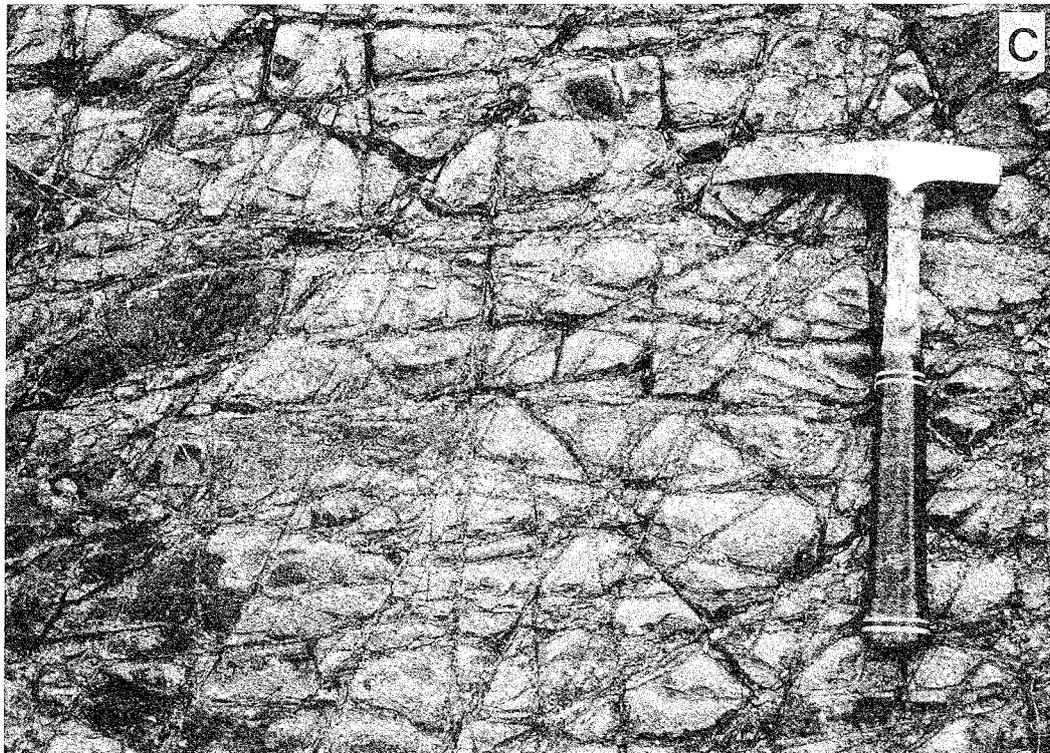
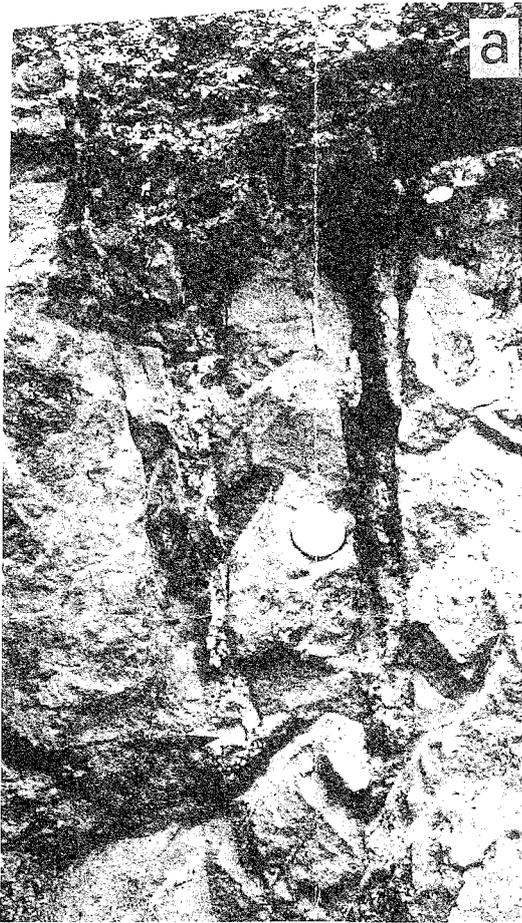
Il valore critico di permeabilità (Kc) oltre il quale Pf non può più aumentare va calcolato, per ogni specifica situazione naturale, definendo i parametri appropriati e ponendo $a = b$; nei casi più generali può ritenersi valida la seguente relazione:

$$Kc = 2 \times 10^{-8} D Eh \quad (1)$$

Una stima del tempo necessario Tc perché Pf eguagli la pressione litostatica (Plit) può essere invece ottenuta considerando il caso di un sistema chiuso, cioè idraulicamente sigillato e quindi con $b = 0$; per questa condizione si ottiene la seguente relazione:

$$Tc = 3.3 \times 10^{-11} D/Eh \quad (2)$$

Come si può osservare le stime di Kc e Tc dipendono entrambe dallo spessore D della sezione crostale sottoposta a *stress* e dal tasso di deformazione specifica (WALDER & NUR, 1984; CELLO & NUR, 1988); le relazioni che intercorrono tra detti parametri sono illustrate nei diagrammi di Fig. 3.



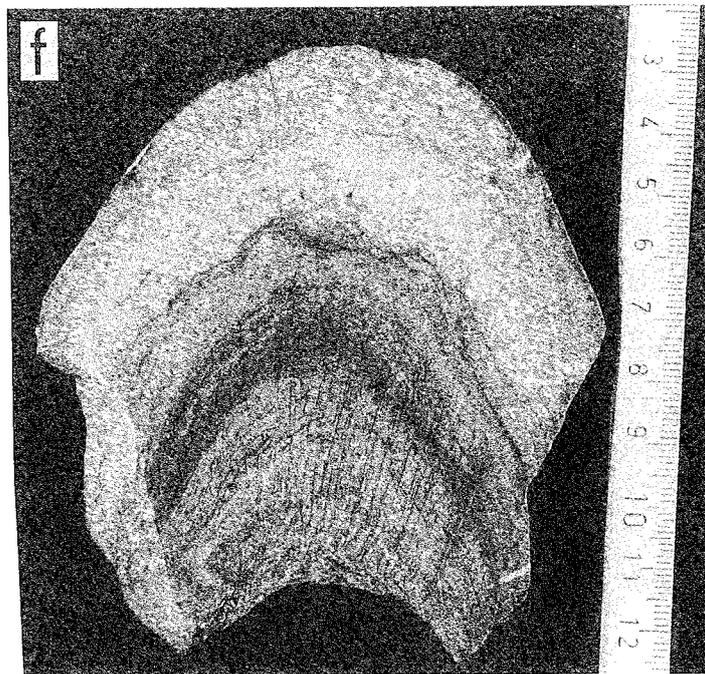
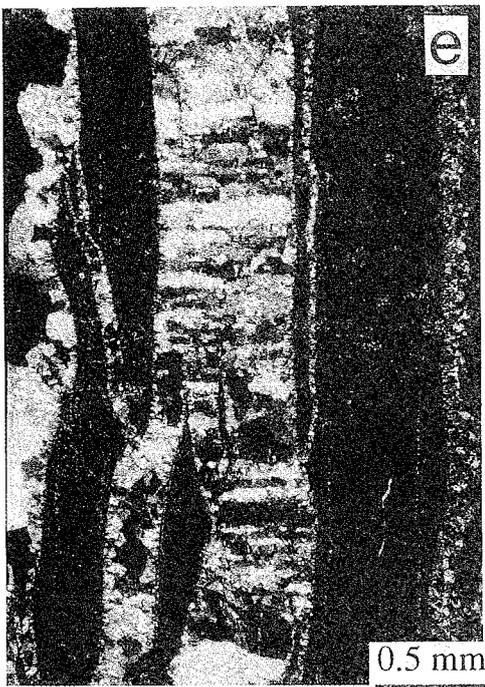
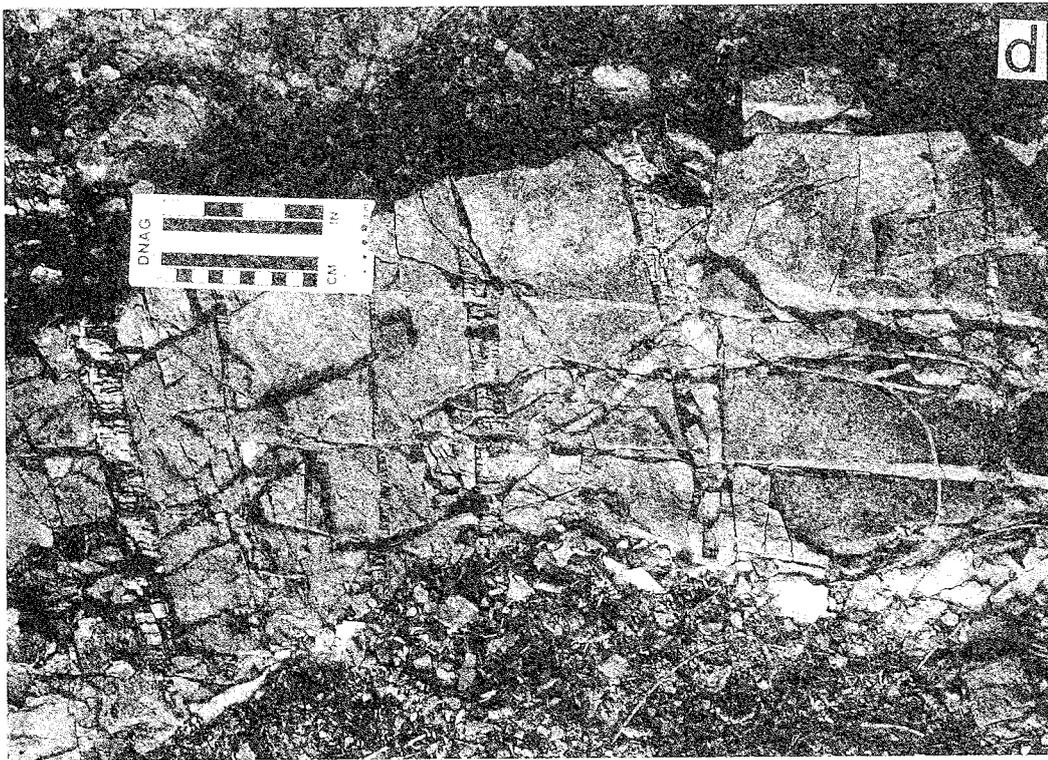


Fig. 2 - Esempi di strutture associate ad elevata pressione dei fluidi interstiziali. (a) Filoni sedimentari in livelli arenacei della *Formazione a Colombacci* (da MAZZOLI, 1994); (b) tettoniti s-c (da CALAMITA *et alii*, 1994); (c) campo di fratturazione idraulica osservabile su una superficie di strato calcareo (da MAZZOLI & CARNEMOLLA, 1993); (d) vene di estensione con riempimento di calcite in cristalli di notevoli dimensioni a geometria fibrosa antitassiale; (e) microfotografia mostrante vene di estensione di dimensioni variabili (da MAZZOLI, 1993); la geometria del tipo *stretched crystals* e le diverse generazioni di fratture presenti sono indicative di ripetuti processi di *crack-seal* (RAMSAY, 1980); (f) esempio di clivaggio stilolitico al nucleo e di fratture di estensione radiali sull'arco esterno di una piega in rocce carbonatiche (da MAZZOLI, 1992).

MODELLO DI STRUTTURAZIONE DI UN SISTEMA A THRUST

Sulla scorta dei risultati teorico-sperimentali sopra illustrati, CELLO & NUR (1988) hanno proposto un modello di strutturazione di un sistema a *thrust* che prevede meccanismi di messa in posto e di deformazione interna dei *thrust sheet* che si sviluppano in sequenza attraverso una successione ciclica di eventi caratterizzati dalla formazione di specifiche strutture tettoniche.

I punti essenziali del modello sono illustrati nello schema 2D e nel diagramma Pf/t di Fig. 4 e vengono di seguito brevemente discussi in relazione all'evoluzione di una sezione crostale, inizialmente indeformata, soggetta a compressione laterale.

In natura gli *strain rates* stimati dall'analisi dei processi orogenetici risultano essere nell'ordine di $10^{-14}/10^{-15} \text{ sec.}^{-1}$ (PFIFFNER & RAMSEY, 1982); per la sezione crostale rappresentata in Fig. 4, si è ipotizzato un valore di $10^{-15} \text{ sec.}^{-1}$.

Se le condizioni iniziali di ϕ e di K che caratterizzano il *multilayer* di Fig. 4 sono tali da consentire incrementi consistenti della pressione dei fluidi sotto carichi stazionari (quando cioè, per un dato regime di *stress*, i valori iniziali rappresentativi di ϕ sono intorno al 20-30% e quelli di K prossimi a 10^6 Darcy) allora, per una data profondità D , Pf crescerà fino ad eguagliare la pressione litostatica in un arco di tempo inferiore a 10^6 anni (si veda anche la Fig. 3). La zona in cui Pf eguaglia $Plit$ tenderà ad estendersi fino a raggiungere, al tempo t_1 , una lunghezza critica ($L_c = 1.6 D$) sufficiente per consentire l'attivazione di un segmento del potenziale *detachment* lungo il quale lo sforzo normale (σ_n) è completamente controbilanciato da Pf (CELLO & NUR, 1988). La condizione critica per lo scorrimento è pertanto definita dal valore di $\lambda = Pf / \sigma_n$, che in condizioni più favorevoli è pari ad 1.

Durante la fase di *thrusting* si registra, segnatamente alla formazione di tipiche rocce di faglia (con *scaly fabric* e/o tettoniti *s-c*), anche lo sviluppo di fratture associate alla superficie di scorrimento basale le quali determinano una variazione della permeabilità nelle rocce circostanti la faglia con conseguente dissipazione di un eccesso di Pf (CELLO & NUR, 1988; LABAUME *et alii*, 1995). Diminuendo il rapporto Pf / σ_n le condizioni di instabilità si propagano, al tempo t_2 , verso livelli crostali più superficiali (dove σ_n è più basso) per compensare la caduta di tensione associata al rapido decremento di Pf , mentre il segmento di faglia precedentemente attivo si blocca a causa dell'aumentata resistenza frizionale.

Al tempo t_3 lo stress disponibile nel sistema non è più sufficiente per mantenere attivo il *detachment* basale ma lo è invece perché possa realizzarsi la deformazione interna del *thrust sheet* appena impilato. In questa fase si sviluppano strutture di *pop-up* (con faglie anche retrovergenti e pieghe minori associate) che realizzano ispessimenti crostali la cui diretta conseguenza potrebbe essere quella di innescare l'attivazione di faglie distensive tendenti a ripristinare adeguate condizioni di equilibrio del cuneo (DAVIS *et alii*, 1983; PLATT, 1986). Al termine di questo ciclo di eventi si registrano anche fenomeni di collasso, tipicamente localizzati al *tip del thrust sheet*, connessi con i processi di dissipazione parziale dei fluidi e con la loro migrazione verso le aree di *footwall* dove, anche a causa dei ca-

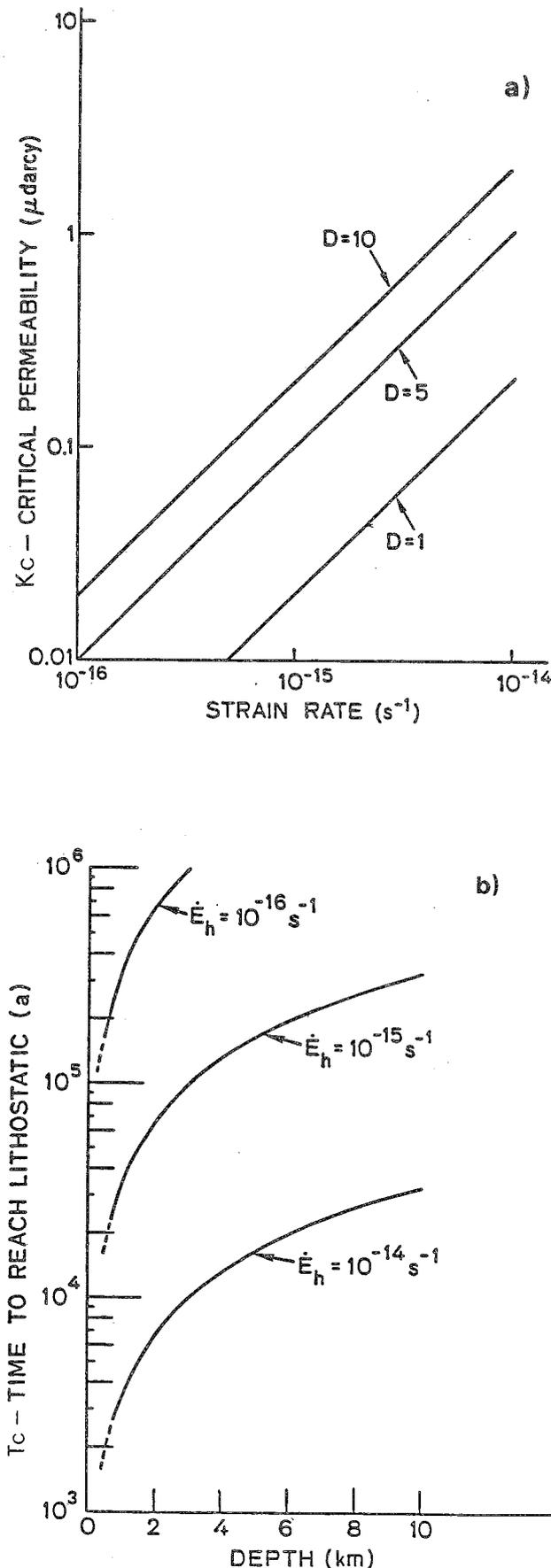


Fig. 3 - Variazioni di K_c (a) e T_c (b) con la profondità in funzione del tasso di deformazione specifica E_h (da WALDER, 1984).

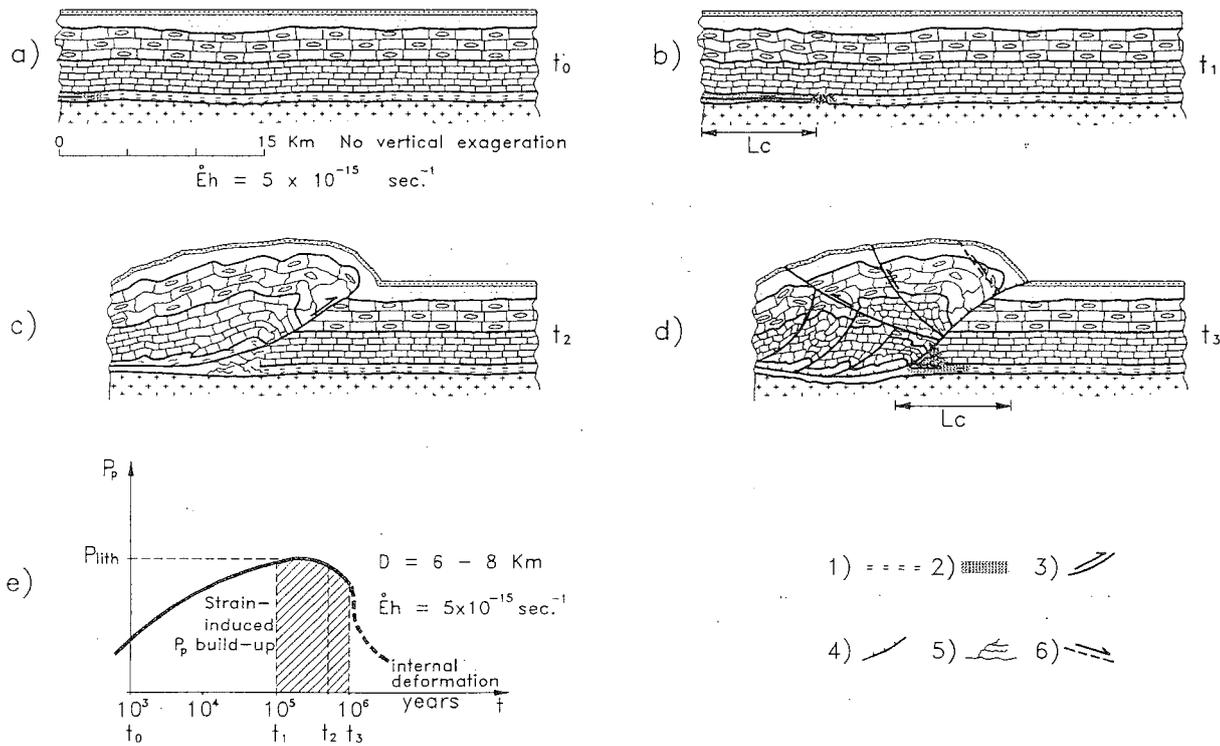


Fig. 4 - Modello di messa in posto e di deformazione interna di un *thrust sheet* (ridisegnato e leggermente modificato da CELLO & NUR, 1988). Per la spiegazione si veda il testo. 1) livello di scollamento, 2) aree caratterizzate da P_f elevata (maggiore della pressione idrostatica), 3) segmento di faglia attivo, 4) segmento di faglia inattivo, 5) campo di fratturazione idraulica, 6) faglia normale.

ricchi aggiuntivi dovuti a duplicazione tettonica, si impostano nuovamente condizioni favorevoli per un incremento generalizzato di P_f e quindi per l'avvio di un nuovo ciclo deformativo in aree più esterne.

Il modello proposto può essere adattato a differenti situazioni naturali in quanto è possibile simulare, oltre che condizioni tettoniche con *strain rates* variabili, anche le caratteristiche frizionali del potenziale *detachment* e quelle elasto-fragili e poro-elastiche dell'intero volume crostale.

DISCUSSIONE

Poco meno di 10 anni orsono, MORLEY (1986) e WOJTAŁ & MITRA (1986) suggerirono, in maniera del tutto indipendente, che i processi responsabili della strutturazione delle zone esterne di una catena a pieghe e sovrascorrimenti potevano considerarsi omologhi a quelli che avevano operato nel corso delle varie fasi della sua costruzione (quindi anche durante la costruzione delle sue zone interne) e che i meccanismi attraverso i quali si realizza l'accrescimento di un sistema a *thrust* potevano perciò essere più agevolmente studiati e meglio compresi attraverso lo studio delle sue aree più esterne e meno deformate. Se la nostra comprensione dei meccanismi di messa in posto e di deformazione delle unità esterne è corretta, noi dovremmo pertanto anche essere in grado di decodificare le evidenze geologiche che documentano gli stessi processi nelle zone interne.

A questo fine è stato eseguito un test, in Appennino umbro-marchigiano, con l'obiettivo di ricercare

evidenze a supporto del modello di strutturazione sopra illustrato e per confrontare i risultati dell'analisi con quelli previsti dall'applicazione del modello.

I parametri derivati per l'UMTS ed utilizzati ai fini del confronto sono (oltre allo stile strutturale): il rapporto di aspetto del sistema e la cronologia ed i tassi della deformazione (CELLO & DEIANA, 1995 e referenze citate). Detti parametri dovrebbero infatti dipendere fortemente, secondo il modello, da un unico processo: l'incremento localizzato e transiente della pressione dei fluidi interstiziali in risposta a carichi applicati con tassi di deformazione specifica dell'ordine dei $10^{-14}/10^{-15} \text{ sec.}^{-1}$; pertanto la loro esatta conoscenza risulta essere un fattore decisivo e discriminante ai fini della verifica oggetto di questo lavoro.

L'analisi delle zone esterne dell'UMTS ha evidenziato che:

- lo stile strutturale dell'area (così come è stato esemplificato nelle sezioni geologiche proposte da CALAMITA *et alii*, 1991) è caratterizzato dalla presenza di *thrust* sia ciechi che emergenti, raramente a geometria listrica e molto più frequentemente, invece, a *flat and ramp* e da strutture minori associate alla deformazione interna dei *thrust sheet*. La geometria d'insieme del sistema potrebbe quindi effettivamente dipendere dalle variazioni dei valori di λ che sono previste nel modello durante le fasi immediatamente successive all'attivazione del *detachment* basale. Le faglie di collasso ubicate sistematicamente al fronte dei *thrust sheet* potrebbero invece registrare gli effetti dei processi di migrazione dei fluidi verso le aree non ancora deformate di *footwall*;

— il sistema è caratterizzato da un rapporto di aspetto (L/D) pari a 1.6 (Fig. 5). Il valore 1.6 è lo stesso del rapporto tra spaziatura media (Lm) e spessore strutturale (Tm) dei principali *thrust sheet* (i.e. $Lm / Tm = 1.6$; CALAMITA *et alii*, 1994) e corrisponde, come ordine di grandezza, a quello stimato sperimentalmente da Cello & Nur (1988);

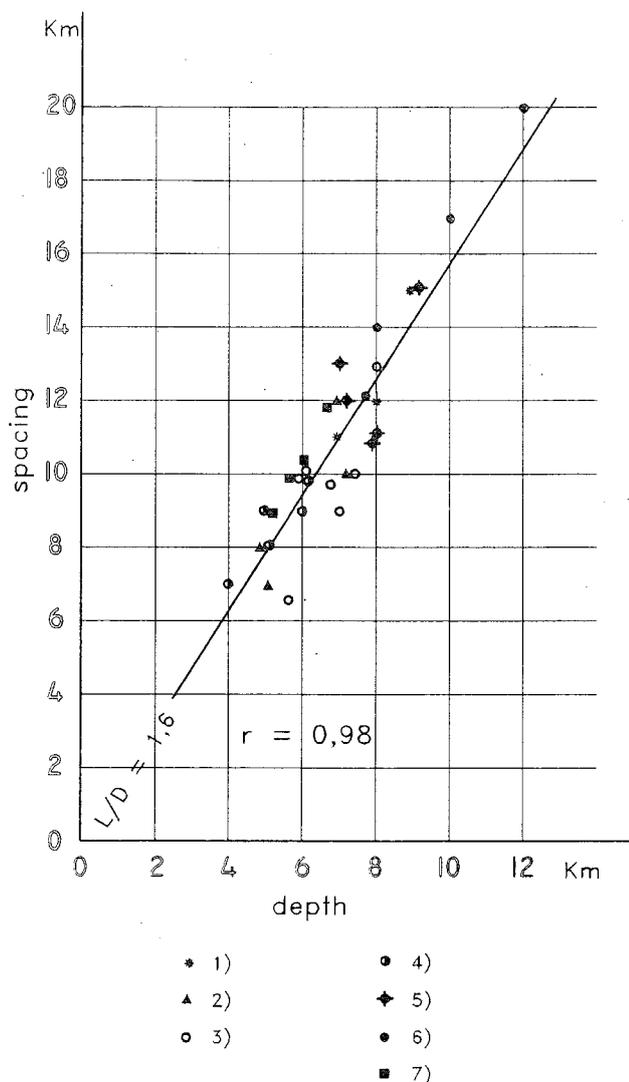


Fig. 5 - Diagramma L/D e rapporto di aspetto relativo alle zone esterne del UMTS (da CELLO & DEIANA, 1995). I punti sul diagramma, indicati con differente simbologia in funzione delle diverse zone (1-7, da nord a sud rispettivamente), sono stati derivati dai profili geologici proposti da BALLY *et alii* (1988) lungo le tracce indicate in Fig. 1.

— la cronologia degli eventi deformativi registrati nelle zone esterne dell'UMTS sembra rispecchiare, in maniera puntuale, le previsioni del modello circa i tempi di ricarica di Pf nelle condizioni date (rif. Fig. 4e). In particolare, lungo la sezione M.S. Vicino - Ancona (CALAMITA *et alii*, 1990), l'analisi integrata di dati geologici di superficie e di sottosuolo e l'interpretazione strutturale di linee sismiche hanno permesso di datare le torbiditi di chiusura di ogni singolo evento di *thrusting* (complessivamente ne so-

no stati individuati sei in un intervallo di tempo di circa quattro milioni di anni) fornendo così una stima del tempo necessario per la messa in posto di ogni singolo *thrust sheet* (per esempio 6.5×10^5 anni) e di ricavare la relazione spazio-temporale di Fig. 6;

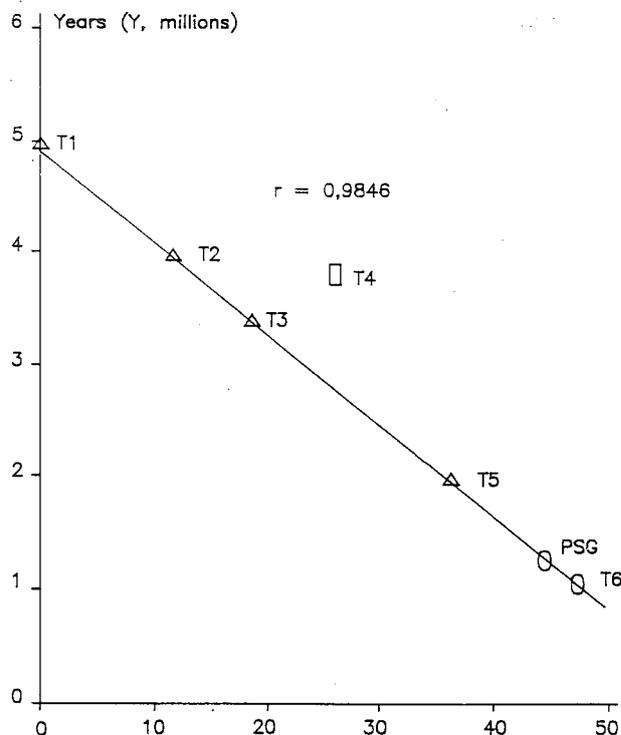


Fig. 6 - Relazione tra i tempi di chiusura di un evento deformativo connesso con la messa in posto di un *thrust sheet* (Y) e la distanza (X) di un singolo *thrust* rispetto al fronte dei Sibillini (da CALAMITA *et alii*, 1994). T2, T3, T4, T5, T6, si riferiscono a *thrust* compresi tra il fronte dei Sibillini (T1) e la costa adriatica nel settore Senigallia - Porto S. Giorgio (PSG).

— i tassi di raccorciamento stimati per le zone esterne del UMTS (CALAMITA *et alii*, 1994) mostrano che questi sono generalmente più elevati nei settori occidentali del sistema e tendono invece a diminuire in quelli più orientali secondo una legge di tipo esponenziale (Fig. 7a). L'andamento della curva di Fig. 7a suggerisce inoltre che i processi di *thrusting* non implicano necessariamente che lo *stress* sia distribuito uniformemente lungo l'intera sezione crostale (cosa che viene assunta, di solito, nella modellizzazione dei sistemi a *thrust*) ma, al contrario, che esso si localizzi in zone ristrette per poi decadere nel tempo in funzione della distanza dal punto di applicazione (Fig. 7b, curve 2 e 3).

Da quanto sopra esposto, e tenuto conto dei molti indicatori geologici che in Appennino centrale evidenziano il ruolo e l'importanza dei fluidi nei processi tettonici pre e sin *thrusting*, si ritiene quindi che i risultati dell'analisi effettuata nelle zone esterne dell'UMTS confermino pienamente la stretta dipendenza dei parametri considerati dall'insieme di eventi indotti dagli incrementi localizzati e transienti di Pf previsti dal modello.

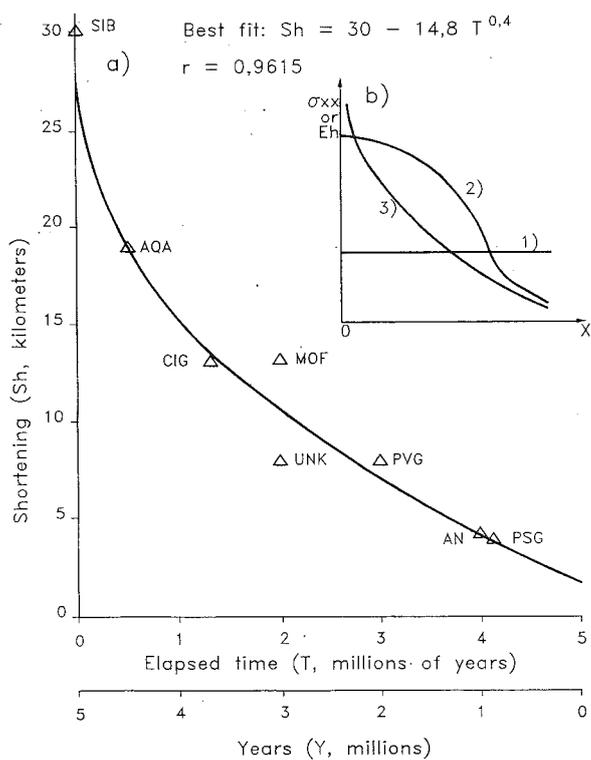


Fig. 7 - a) Variazione tempo - dipendente dei valori di raccorciamento osservati nelle zone esterne del UMTS. b) Curva di decremento dello *stress* per modelli semplificati di compressione laterale; 1) piastra, 2) semispazio con forze distribuite, 3) semispazio con forza localizzata (da CELLO & DEIANA, 1995).

Le implicazioni e le applicazioni che derivano da questa conferma sono molteplici.

Nel caso della relazione spazio-temporale di Fig. 6 ($Y = 4.9 - 0.08 X$) è evidente, per esempio, che essa può essere utilizzata per prevedere la cronologia di un evento deformativo (nota la posizione di un *thrust* rispetto ad un punto di riferimento dato) e quindi per datare le strutture associate a quell'evento.

CALAMITA *et alii* (1994) hanno verificato la validità di detta relazione applicandola ai *thrust* di Ancona e di Porto S. Giorgio i quali risultano attivi almeno fino al Pleistocene inferiore alto.

Un'altra possibile applicazione della relazione lineare di Fig. 6 è quella di evidenziare (direttamente dal diagramma) attraverso l'individuazione di punti anomali (per esempio il punto T4) eventuali *thrust* "fuori sequenza".

Un'importante implicazione che deriva invece dall'analisi della geometria, e quindi delle traiettorie dei principali *thrust*, è quella di valutare l'importanza che il controllo litologico esercita nei processi di *thrusting*.

Pur non escludendo il ruolo determinante che il contrasto di competenza che caratterizza un *multilayer* sedimentario può esercitare in alcuni casi (in particolare quando la successione presenta una marcata anisotropia meccanica), si ritiene infatti che, più in generale, la strutturazione di un sistema a *thrust* non sia condizionata solo dalla presenza di un livello basale originariamente incompetente; assunzione, questa, implicita e largamente accettata in molti lavori. Di fatto, se i processi di *thrusting* fossero effettivamente condizio-

nati solo dalla litologia, sarebbe logico attendersi che ogni *thrust* si propaghi all'interno di un livello di scollamento e che mantenga inalterata, nel tempo, la sua traiettoria sub-parallela alla stratificazione. Al contrario spesso si verifica quello che, a prima vista, potrebbe sembrare un paradosso meccanico; e cioè che le traiettorie originariamente sub-orizzontali dei *thrust* vengono abbandonate (posto che la geometria dominante in un sistema a *thrust* è quella a *flat and ramp*) per trasferire lo scollamento a livelli meccanicamente più competenti e quindi potenzialmente meno idonei a favorire raccorciamenti e duplicazioni tettoniche.

Nel modello proposto, invece, il cedimento (*yielding*) e/o la rottura di un potenziale livello di scollamento nell'ammasso roccioso soggetto a carichi tangenziali non dipendono direttamente dalle originarie condizioni fisico-meccaniche che lo caratterizzano ma soprattutto da variazioni localizzate del suo comportamento poro-elastico. In altri termini, le condizioni necessarie perché si possa verificare uno scollamento non sono predeterminate dalla litologia in quanto tale ma si realizzano invece, nel corso della deformazione, a mano a mano che il comportamento poro-elastico delle rocce raggiunge localmente uno stato critico caratterizzato da valori di λ prossimi a 1. Quando questo stato critico locale (che è transiente) si esaurisce, le mutate condizioni che derivano dal rapido decremento dei valori di λ consentono la propagazione dell'instabilità meccanica (i.e. del processo di fagliamento) verso livelli crostali più superficiali. Inoltre, poiché nelle catene a pieghe e sovrascorrimenti spesso risulta coinvolto anche il basamento di un *multilayer* di copertura e che lo stesso (al contrario della sovrastante sequenza sedimentaria) può considerarsi meccanicamente omogeneo ed isotropo, è evidente che il controllo litologico nei processi di *thrusting* deve considerarsi ancor più influente proprio nel caso di scollamenti localizzati nel basamento.

Un'altra importante implicazione che deriva dalla ridefinizione del ruolo e dei modi con cui Pf agisce nei processi di strutturazione di una catena a pieghe e sovrascorrimenti, è quella di consentire il superamento di "antiche" obiezioni a precedenti modelli di *thrust tectonics* i quali enfatizzavano il ruolo di Pf come fattore decisivo nei processi di *thrusting* (HUBBERT & RUBBY, 1959). Queste obiezioni, fondate per la maggior parte sulla evidente eterogeneità geologica ed idrologica delle strutture superficiali e sulla conseguente impossibilità di mantenere condizioni critiche (con $\lambda = 1$) alla base e per tutta la lunghezza del cuneo tettonico, sono superate, nel modello proposto, dal fatto che durante la messa in posto di un *thrust sheet*, la pressione dei fluidi si mantiene elevata solamente in un'area (di lunghezza L_c) alquanto ridotta rispetto alla sezione crostale complessivamente coinvolta nella deformazione.

Riguardo invece alle possibili applicazioni della relazione che definisce il rapporto di aspetto del sistema ($L/D = 1.6$) risulta evidente che, se la relazione ricavata è corretta, essa può essere utilizzata per valutare la profondità di scollamento di un *thrust* semplicemente misurando su di una carta, oppure da una sezione geologica, la spaziatura media del sistema o viceversa, se D è nota, per localizzare eventuali *thrust* ciechi.

CALAMITA *et alii* (1994) e CELLO & DEIANA (1995) hanno suggerito che la relazione lineare di Fig. 5 può anche essere utilizzata come fattore di correzione lo-

cale della profondità di scollamento quando, una volta verificata la sua validità regionale, localmente si evidenziano importanti dispersioni sul diagramma L/D, con variazioni apparenti del gradiente della retta. Sulla base di queste evidenze gli Autori hanno previsto, ad esempio, importanti variazioni di spessore delle evaporiti triassiche lungo la sezione M.S. Vicino - Ancona ed un parziale coinvolgimento del basamento nei *thrust* che interessano le zone esterne della catena.

Infine, posto che la relazione $L/D = 1.6$ possa ritenersi valida anche per le unità di basamento (dato che, come si è detto, il controllo litologico sui processi di *thrusting* che interessano porzioni di basamento può considerarsi pressoché inesistente) essa può anche essere utilizzata per valutare l'ubicazione di *thrust* profondi e non solo quella di scollamenti nella copertura.

Applicando il modello di strutturazione proposto alle unità di basamento, noi dovremmo però registrare, per i *thrust* più profondi, una progressione di eventi che vanno ad interferire con quelli, anch'essi in sequenza, che si sono nel frattempo già sviluppati nei livelli di copertura (Fig. 8). Questo perché i tempi della deformazione sono probabilmente diversi nei due livelli (a causa della diversa velocità di crescita di Pf, generalmente più elevata nelle rocce sedimentarie) così come lo sono anche la profondità degli scollamenti e quindi la spaziatura tra i *thrust*. Dallo schema di Fig. 8 emerge infatti chiaramente che utilizzando la relazione $L/D = 1.6$ per entrambi i livelli di scollamento ipotizzati e considerando come valori di attivazione dei singoli *thrust* della copertura gli stessi che sono stati calcolati per le zone esterne dell'UMTS (i.e. 6.5×10^5 anni), il tempo necessario per strutturare la porzione più pellicolare della sezione crostale rappresentata in Fig. 8 risulta essere di circa 5 M.A. In questo arco di tempo si osserva però che, a fronte dello sviluppo di n. 8 *thrust* in copertura (sequenza T1-T8), nell'ambito del basamento si attivano soltanto n. 4 *thrust* (sequenza Ta-Td). Ciò implica che il tempo di attivazione delle strutture che coinvolgono il basamento tende ad au-

mentare con la profondità fino a raggiungere un valore massimo di circa 1.3 M.A. in prossimità del passaggio crosta superiore / crosta inferiore. Questo sfasamento tra la messa in posto delle unità di copertura e di basamento fa sì che il luogo in cui si ha l'emersione di un *thrust* profondo corrisponda, in superficie, ad una zona di interferenza tra strutture pre-esistenti nelle unità di copertura e strutture più recenti associate alla risalita di porzioni di basamento.

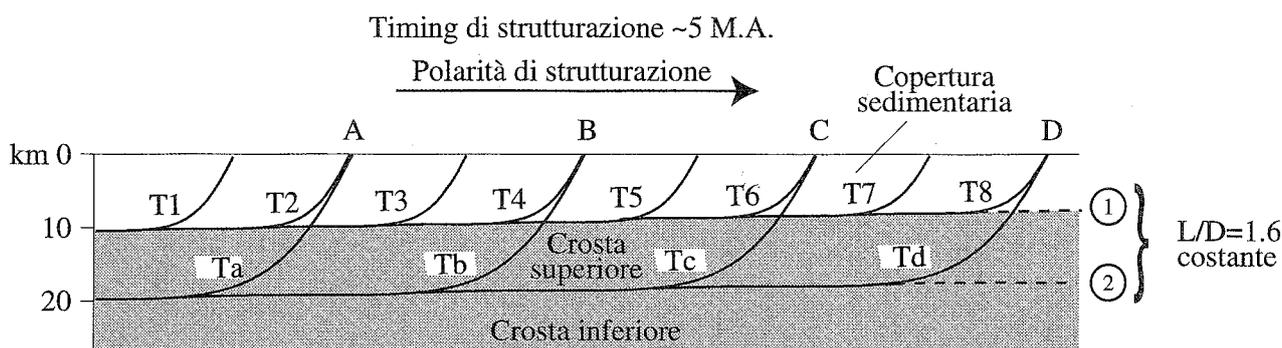
In altre parole le evidenze riportate in letteratura di situazioni "fuori sequenza" (MORLEY, 1988; BOCCALETTI *et alii*, 1995) potrebbero in realtà rappresentare dei motivi di interferenza connessi con la progressione, anch'essa in sequenza ma "non in fase" con quella della copertura, di processi di *thrusting* che interessano livelli crostali profondi.

CONCLUSIONI

I problemi connessi con l'accrescimento di un sistema a *thrust* sono spesso oggetto di studi miranti a riprodurre la geometria attuale di una catena a pieghe e sovrascorrimenti attraverso l'uso di modelli analogici e/o analitici che considerano il cuneo tettonico come un insieme meccanicamente omogeneo (per una discussione più approfondita sull'argomento si veda PRICE & McCLAY, 1981 e McCLAY, 1992).

Questo approccio implica anche che molti modelli di *thrust tectonics* si basino sull'assunzione che l'intero cuneo mantenga la sua integrità meccanica durante la deformazione e che l'ammasso roccioso di cui è costituito si deformi, nell'insieme, secondo il criterio di Coulomb-Mohr (DAVIS *et alii*, 1983) oppure si comporti come un materiale "macroscopicamente duttile" (PRICE, 1973).

In realtà un sistema a *thrust* è sempre interessato da numerose discontinuità meccaniche (i.e. faglie e sistemi di fratture) e la migrazione (per incrementi progressivi verso l'avampaese) dei processi di *thrusting* rap-



Sequenza di copertura T1-T8 = n. 8 *thrust*
 Sequenza di basamento (non in fase) Ta-Td = n. 4 *thrust*
 A-D = zone di interferenza con carattere di "fuori sequenza"

Fig. 8 - Modello di strutturazione (2D e per un intervallo temporale di circa 5 M. A.) riferito ad una sezione crostale interessata da due ipotetici livelli di scollamento. Il livello 1 potrebbe rappresentare il limite copertura/basamento, mentre il livello 2 potrebbe corrispondere ad uno scollamento intra - crostale localizzato in prossimità del passaggio fragile/duttile. T1-T8 rappresenta la sequenza di strutturazione della copertura; Ta-Td rappresenta la sequenza di strutturazione nel basamento a comportamento poroelastico. A,B,C,D, rappresentano zone di interferenza strutturale con caratteristiche strutture "fuori sequenza" rispetto alla "normale" progressione della deformazione nella copertura. Si noti che i processi di *thrusting* che interessano i due livelli di scollamento sono caratterizzati dalla stessa polarità ma non dalla stessa fase.

presenta il modo piú caratteristico attraverso il quale si costruisce una catena a pieghe e sovrascorrimenti (BOYER & ELLIOT, 1982).

Queste due osservazioni contraddicono quindi, almeno in parte, le assunzioni sulle quali si fondavano molti dei modelli precedenti e, per questo motivo, CELLO & NUR (1988) hanno proposto un modello di strutturazione che, partendo dalle osservazioni di cui sopra, tenesse nel debito conto anche il carattere "discontinuo" del processo di accrezione.

L'assunzione fondamentale sulla quale gli Autori basano il loro modello è che il comportamento meccanico dell'ammasso roccioso è dominato dalla interazione tra incrementi localizzati della pressione di fluidi interstiziali e caratteristiche poro-elastiche delle rocce.

Sulla base delle verifiche teorico-sperimentali di questa assunzione, CELLO & NUR (1988) definiscono sia le modalità di messa in posto e di deformazione interna di un *thrust sheet* che i tempi di questi processi.

La verifica sul campo della validità del modello e del suo potenziale in termini di previsioni (in particolare sul rapporto di aspetto del sistema e sulla cronologia della deformazione) e di applicazioni (per la valutazione della profondità di scollamento e/o per l'individuazione di *thrust* "fuori sequenza") è al momento ancora insufficiente, anche se SANI (1990) ne ha confermato alcuni aspetti nel settore Fiorenzuola - Bocca Trabaria (in Appennino settentrionale) e CALAMITA *et alii* (1994) e CELLO & DEIANA (1995) ne hanno esplorato alcune possibili applicazioni nelle zone esterne del sistema a *thrust* umbro-marchigiano.

Per valutare appieno l'impatto che il modello di strutturazione proposto potrebbe avere sulle nostre conoscenze riguardo al fenomeno *thrusting* bisognerà perciò attendere eventuali risultati di altri test in Appennino o anche in altre catene a pieghe e sovrascorrimenti.

In conclusione va però sottolineato che qualora i risultati di future verifiche dovessero confermare la validità complessiva del modello, ciò renderebbe probabilmente necessario anche una ridefinizione di alcuni dogmi della tettonica a *thrust*. In particolare dovrebbe essere ridimensionata l'importanza del controllo diretto della litologia nei processi di *thrusting* ed andrebbero ridefiniti i termini "in e fuori sequenza" che, in realtà, si riferiscono a due aspetti complementari di un unico processo di accrezione crostale che coinvolge, in tempi diversi, copertura e basamento.

BIBLIOGRAFIA

- ALVAREZ W., MINELLI G. & PIALLI G. (1995) - *Nuovi aspetti geologici e geodinamici del sistema Alpi-Appennini-Tirreno settentrionale*. Volume Riassunti Convegno "Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino", Camerino, 9-10 febbraio, 1.
- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1988) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines*. Mem. Soc. Geol. Ital., 35, 257-310.
- BERTHÉ D., CHOUKROUNE P. & JEGOUZO P. (1979) - *Orthogneiss, mylonite and noncoaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone*. J. Struct. Geol., 1, 31-42.
- BOCCALETTI M., BONINI M., MORATTI G. & SANI F. (1995) - *Nuove ipotesi sulla genesi e l'evoluzione dei bacini post-nappe nell'area interna dell'Appennino settentrionale*. Volume Riassunti Convegno "Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino", Camerino, 9-10 febbraio, 37-40.
- BOYER S.E. & ELLIOTT D. (1982) - *Thrust systems*. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 66, 1196-1230.
- BUTLER R.W.H. (1982) - *The terminology of structures in thrust belts*. J. Struct. Geol., 4 (3), 239-245.
- CALAMITA F. (1990) - *Thrusts and fold-related structures in the Umbria-Marche Apennines (Central Italy)*. Annales Tectonicae, 4, 83-117.
- CALAMITA F., CELLO G., INVERNIZZI C. & PALTRINIERI W. (1990) - *Stile strutturale e cronologia della deformazione lungo la traversa M.S. Vicino - Polverigi (Appennino marchigiano esterno)*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale, 69-86.
- CALAMITA F., CELLO G., CENTAMORE E., DEIANA G., MICARELLI A., PALTRINIERI W. & RIDOLFI M. (1991) - *Stile deformativo e cronologia della deformazione Lungo tre sezioni bilanciate dall'Appennino umbro-marchigiano alla costa adriatica*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale, 295-314.
- CALAMITA F., CELLO G., DEIANA G. & RON H. (1992) - *Evidenze di rotazioni di blocchi nell'area di M.S. Vicino - Cingoli e del M. Vettore (Appennino umbro-marchigiano)*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale 1, 73-81.
- CALAMITA F. & PIZZI A. (1992) - *Tettonica quaternaria nella dorsale appenninica umbro-marchigiana e bacini intrappenninici associati*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale 1, 17-25.
- CALAMITA F., CELLO G., DEIANA G. & PALTRINIERI W. (1994) - *Structural styles, chronology rates of deformation, and time-space relationships in the Umbria-Marche thrust system (central Apennines, Italy)*. Tectonics, 13, 4, 873-881.
- CELLO G. & NUR A. (1988) - *Emplacement of foreland thrust systems*. Tectonics, 7, 2, 261-271.
- CELLO G. & COPPOLA L. (1989) - *Modalità e stili deformativi nell'area anconetana*. Studi Geol. Camerti, 11, 37-47.
- CELLO G. & DEIANA G. (1995) - *Role and effects of pore fluid pressure in thrusting: the case history of the Umbria-Marche Apennines (central Italy)*. Tectonics, 14 (4), 848-854.
- CELLO G., GAZZANI D., MARCHEGIANI L. & TURCO E. (1995) - *Analisi mesostrutturale delle associazioni di strutture pre-orogeniche nell'Appennino umbro-marchigiano*. Volume Riassunti Convegno "Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino", Camerino, 9-10 febbraio, 282-283.
- CELLO G., MAZZOLI S., TONDI E. & TURCO E. (1995) - *Tettonica attiva in Appennino centrale e implicazioni per l'analisi della pericolosità sismica del settore assiale della catena umbro-marchigiana-abruzzese*. Studi Geologici Camerti, 13, 115-138.
- DAVIS D., SUPPE J. & DAHLEN F.A. (1983) - *Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges*. J.G.R., 88, 1153-1172.
- GUEGEN Y. & DIENES J. (1989) - *Transport properties of rocks from statistics and percolation*. Math. Geol., 21, 1-13.
- HOLL A., LEMPP C., ALTHAUS E. & NATAU O. (1995) - *Crustal fluids and their influence on the petrophysical behaviour of crustal rocks*. Terra Abstracts, Abstract supplement to Terra Nova Vol. 7, 52.
- HUBBERT M.K. & RUBEY W.W. (1959) - *Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting*. Geol. Soc. Am. Bull., 58, 362-375.
- LABAUME P., MALTMAN A.J., LEITCH E.C. & TOBIN H.J. (1995) - *Tectonic displacement and pore-water flow along scaly shear zones in the toe of the Barbados accretionary prism: results from ODP leg 156*. Terra Abstracts, Abstract supplement to Terra Nova, 7, 47.
- LESPINASSE M., CATHELINÉAU M. & POTY B. (1991) - *Time / space reconstruction of fluid percolation in thrust systems: the use of fluid inclusion planes (F.I.P.)*. Proc. 25th SGA Ann. Meeting, Nancy, A.A. Balkema Pub., 465-468.
- MASE C. W. & SMITH L. (1987) - *The role of pore fluids in tectonic processes*. Rev. Geophys., 6 (25), 1348-1358.
- MAZZOLI S. (1992) - *Structural analysis of the Mesozoic Lagonegro Units in SW Lucania (Southern Italian Apennines)*. Studi Geol. Camerti, 12, 117-146.
- MAZZOLI S. (1993) - *Low-temperature deformation of fine grained limestones and quartzites, Lagonegro basin Mesozoic succession (southern Apennines, Italy)*. Annales Tectonicae, 7 (1), 22-52.
- MAZZOLI S. & CARNEMOLLA S. (1993) - *Effects of the superposition of compaction and tectonic strain during folding of a multi-layer sequence - model and observations*. J. Struct. Geol., 15 (3-5), 277-291.
- MAZZOLI S. (1994) - *Early deformation features in syn-orogenic Mesinian sediments of the northern Marchean Apennines (Italy)*. Annales Tectonicae, 8 (2), in stampa.
- MCCLAY K.R. (ed.) (1992) - *Thrust Tectonics*. Chapman & Hall, London.

- MORLEY C.K. (1986) - *A classification of thrust fronts*. AAPG Bull., 70, 12-25.
- MORLEY C.K. (1988) - *Out-of-sequence thrusts*. Tectonics, 7(3), 539-561.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab*. Atti Conv. Lincei, 80, 157-176.
- PIFFNER O. A. & RAMSAY J. G. (1982) - *Constraints on geological strain rates: arguments from finite strain states of naturally deformed rocks*. J.G.R., 87/B1, 311-321.
- PLATT J.P. (1986) - *Dynamics of orogenic wedges and uplift of high-pressure metamorphic rocks*. Geol. Soc. Am. Bull., 97, 1037-1053.
- PRICE R. A. (1973) - *Large-scale gravitational flow of supracrustal rocks, southern Canadian Rockies*. In Gravity Tectonics, J. Wiley, New York, 491-502.
- PRICE N.J. & McCLAY K.R. (ed.) (1981) - *Thrust and nappe tectonics*. Spec. Pub. Geol. Soc. London.
- RAMSAY J.G. (1980) - *The crack-seal mechanism of rock deformation*. Nature, 284, 135-139.
- RICCI LUCCHI F. & ORI G. (1986) - *Syn-orogenic deposits of a migrating basin system in the NW Adriatic foreland: examples from Emilia Romagna region, Northern Apennines*. International Symposium on Foreland Basins, Fribourg, Switzerland, Excursion Guidebook, 137-176.
- RICE J. R. & CLEARLY M. P. (1976) - *Some basic stress diffusion solutions for fluid-saturated elastic porous media with compressible constituents*. Rev. Geophys., 14, 227-241.
- RUTTER E. H. (1976) - *The kinetics of rock deformation by pressure solution*. Philos. Trans. R. Soc. London, A, 283, 203-219.
- SPRUNT E. S. & NUR A. (1977) - *Destruction of porosity through pressure solution*. Geophysics, 42, 726-741.
- SANI F. (1990) - *I thrusts appenninici esterni nel settore Fiorenzuola - Bocca Trabaria. Evoluzione deformativa ed implicazioni strutturali*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale, 87-98.
- WALDER J., S. & NUR A. (1984) - *Porosity reduction and crustal pore pressure development*. J. Geophys. Res., 11(89), 539-548.
- WALDER J.S. (1984) - *Coupling between fluid flow and deformation in porous rocks*. Rock Physics Project, Stanford University, 21, 1-252. Stanford, California.
- WOJTAŁ S. & MITRA G. (1986) - *Strain hardening and strain softening in fault zones from foreland thrusts*. Geol. Soc. Am. Bull., 97, 674-687.