

## IPOTESI DI UN MODELLO DI CROSTA SUPERIORE PER LE AREE GEOTERMICHE TOSCANE

Riassunto

Abstract

1. Introduzione

2. Dati

3. Discussione

Riferimenti bibliografici

PAROLE CHIAVE: faglia e rocce di faglia, alterazione idrotermale, interazione acqua-roccia, campo geotermico.

KEY WORDS: fault and fault rocks, brittle-ductile boundary, hydrothermal alteration, rock-water interaction, geothermal field.

### RIASSUNTO

Filladi, micascisti e gneiss, attraversati da sondaggi profondi (3-4 km) nei campi geotermici toscani, mostrano deformazioni fragili e vene idrotermali alle temperature attuali di 350 - 450°C. Inoltre, il quarzo idrotermale associato a biotite e tormalina contiene inclusioni fluide con temperature di intrappolamento superiori a 550°C. L'apparente contraddizione con i dati sperimentali, che prevedono un comportamento duttile delle rocce cristalline a temperature superiori a 350 - 400°C, si può spiegare con una elevata deformazione per unità di tempo ( $10^{-12}$  -  $10^{-10}$  sec<sup>-1</sup>) durante la messa in posto di batoliti granitici. Il riflettore sismico di tipo "bright-spot", presente al di sotto delle aree geotermiche toscane, è interpretato come un orizzonte fratturato, mineralizzato e periodicamente invaso da fluidi salini cristallini, secondo un meccanismo di apertura/chiusura di "faglie-valvola", descritto per altre zone tettonicamente attive, come il sistema di faglie di San Andreas.

### ABSTRACT

Phyllite, micaschist and gneiss, found in the intermediate-deep geothermal wells in Tuscany, show evidence of faults, joints and dilational veins at present-day temperatures of 350 - 450°C. Fluid inclusions in hydrothermal quartz associated with biotite and tourmaline show trapping temperatures higher than 550°C. Therefore the reservoir rocks had in the past, and still have today, a brittle behaviour during the interaction with the geothermal fluid. The apparent contradiction with the experimental data, predicting a steady state creep for crustal rocks at temperatures of 350-400°C, can be explained assuming a strain rate of  $10^{-12}$  -  $10^{-10}$  sec<sup>-1</sup>, during the emplacement of granite batholiths, as already reported in other zones of major tectonic deformation. The "bright-spot" seismic reflector present underneath the geothermal areas of Tuscany is interpreted as a fractured horizon, largely sealed by hydrothermal minerals and periodically permeated by crustal brines, according a model of "fault-valve" opening, already suggested for other active tectonic zones, such as the San Andreas fault system.

### 1. INTRODUZIONE

FOURNIER (1990) e GIANELLI (1992) hanno recentemente discusso i dati geologici ottenuti dalle perforazioni profonde (fino ed oltre 4 km dal piano campagna) in campi geotermici attivi, ed hanno proposto alcune ipotesi sulla profondità e le temperature alle quali le rocce cristalline passano da un comportamento meccanico fragile ad uno duttile in presenza di un gradiente geotermico elevato. FOURNIER (1990), prendendo in considerazione i dati di tre pozzi profondi perforati a Larderello (Italia), Nesjavellir (Islanda) e The Geysers (USA) conclude che il passaggio da condizioni fragili a duttili dovrebbe avvenire a profondità di 4-5 km nei tre campi geotermici considerati; si deve inoltre assumere una deformazione per unità di tempo (È) maggiore del valore di ( $10^{-14}$  sec<sup>-1</sup>) generalmente accettato per la crosta continentale delle catene orogeniche. GIANELLI (1992) fa osservare che le rocce cristalline (filladi, micascisti e gneiss) perforate a Larderello in almeno tre pozzi profondi e a temperature superiori a 400°C, mostrano deformazioni fragili. Inoltre, il riempimento di fratture e faglie con minerali di alta temperatura (biotite e tormalina) e le temperature di intrappolamento desunte dalle inclusioni fluide presenti nel quarzo idrotermale, indicano eventi di deformazione fragile avvenuti a temperature superiori di circa 50-100°C rispetto a quelle attuali. In questa nota si riassumeranno i dati geologici e geofisici che permettono di ipotizzare delle temperature elevate per il passaggio fragile-duttile per la crosta superficiale di Larderello e della zona del monte Amiata. Verrà inoltre proposto un modello crostale che prevede deformazioni fragili fino a 6 e forse 8 km e temperature di 450-550°C. Questo modello è quindi contrario alle conclusioni di BERTINI *et al.* (1991), che, relativamente al profilo CROP-03, sostengono la presenza di una crosta duttile anche a profondità di soli 4-8 km e concidente con l'orizzonte sismico "K" (BATINI *et al.*, 1983a).

### 2. DATI

Prove geologiche e geofisiche indicano un comportamento rigido della crosta 4 km al di sotto dei campi

geotermici di Larderello e del monte Amiata.

I dati geologici relativi al problema proposto sono stati forniti, in particolare, dai pozzi "Sasso 22", "VC11" e "San Pompeo 2", localizzati nella zona dei "Laghi" a Larderello (BERTINI *et al.*, 1980; BATINI *et al.*, 1983a; BATINI *et al.*, 1983b). Recentemente altri dati interessanti sono stati forniti da pozzi perforati nella zona di Carboli. I dati termometrici pubblicati indicano che, a 3-4 km dal piano campagna, sono state misurate o stimate temperature superiori a 450°C. A temperature attorno a questo valore le rocce non mostrano una diffusa evidenza di comportamento plastico attuale o sub-attuale. I tipi litologici incontrati



Fig. 1 - a) Faglia con spostamento della scistosità alpina.

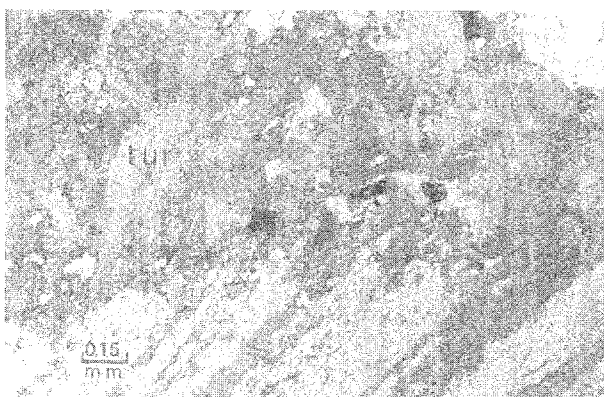


Fig. 1 - b) vena idrotermale con minerali di alta temperatura di formazione (tur = tormalina), presente in un pozzo geotermico a Larderello con temperature attuali superiori a 400°C.

sono filladi, quarziti e micascisti caratterizzati da una scistosità alpina ben sviluppata, e gneiss, con strutture deformative erciniche conservate (ELTER & PANDELLI, 1990). Non si osservano miloniti posteriori all'evento scistogeno Alpino; al contrario, sono presenti faglie e fratture (Fig. 1a,b), vene idrotermali con minerali di riempimento con strutture "a pettine" e superfici striate. Queste strutture, posteriori alla scistosità alpina, indicano chiaramente una deformazione di tipo fragile. I minerali idrotermali presenti in alcuni pozzi profondi, come il "San Pompeo 2", indicano la presenza di alte temperature durante la loro formazione. Ad analoghe conclusioni portano i risultati di studi eseguiti sulle inclusioni fluide: associazioni idrotermali caratterizzate da biotite, quarzo e tormalina si formarono a temperature comprese tra 450 e 550°C. Simili temperature di intrappolamento sono stimate per inclusioni fluide secondarie presenti in microfratture in filoni granitici (CATHELINÉAU *et al.*, 1989; CAVARRETTA & PUXEDDU, 1990). Solo localmente si osservano fenomeni di sostituzione metasomatica, in particolare l'epidotizzazione di filladi nel pozzo "Sasso 22" a 1600 e 3387 m e la presenza di cornubianiti carbonatiche metasomatiche (es. pozzi "Sasso 22" 1600 m e "Selva 4a", 3370 m; tutti i dati di profondità si intendono riferiti al piano campagna). Vene non dilatative sono presenti nel pozzo "San Pompeo 2", 2389 m: la roccia metamorfica è pervasa da biotite, quarzo e tormalina idrotermali. Si deve inoltre ricordare la diffusa presenza di biotite post-cinematica nelle zone più, profonde dei campi di Larderello e del Monte Amiata (BERTINI *et al.*, 1985). La mica è cristallizzata in ambiente statico, attivato da alte temperature e probabilmente in presenza di un fluido intrappolato tra gli spazi intragranulari in rocce vicine alle condizioni di comportamento meccanico duttile. Queste associazioni sono peraltro tagliate da vene dilatative contenenti gli stessi minerali che sostituiscono i minerali del metamorfismo regionale. Questo indica eventi di deformazione rigida sotto condizioni termiche molto vicine o appena inferiori a quelle di formazione delle blastesi termometamorfiche. È poco probabile che i minerali idrotermali di alta temperatura si siano depositi in fratture formatesi in livelli cristallini più elevati. Infatti le zone geotermiche toscane sono state caratterizzate da circolazione idrotermale, sicuramente fin dalla intrusione di plutoni granitici di età compresa tra 2.5 e 3.8 Ma (VILLA *et al.*, 1987). Poiché la precipitazione di minerali in vene idrotermali è un processo geologicamente molto rapido (HELGESON, 1970), è estremamente improbabile che le fratture siano rimaste aperte fino alla deposizione di minerali di alta temperatura. Bisogna ancora precisare che, a Larderello, non si osservano mai associazioni di minerali idrotermali sostituiti da altri di temperatura più elevata, ma solamente il contrario (CAVARRETTA & PUXEDDU, 1990).

In conclusione ci sono prove indicanti che, nelle zone profonde del campo di Larderello fino ad ora esplorate, le rocce mostrano un comportamento rigido, e che tale comportamento le caratterizzava largamente anche a temperature superiori a quelle attuali.

Nella zona del Monte Amiata, nel pozzo "PC 29" è

stata misurata una temperatura di circa 350°C alla profondità di 3.4 km. Le rocce serbatoio sono filladi e quarziti, permeabili per fratturazione e contenenti un fluido salino clorurato-sodico. Le fratture sono in parte sigillate da epidoto, quarzo, albite e adularia (BERTINI *et al.*, 1985). Una risposta rigida alla deformazione da parte di rocce quarzitiche e filladiche, di composizione variabile da granitica a granodioritica, sembra contrastare con i dati sperimentali e i parametri fisici di rocce sottoposte a sforzo meccanico (vedi dati riassunti in CARTER & TSENN, 1987). A temperature superiori a 350-400°C le rocce cristalline a prevalente composizione quarzosa dovrebbero mostrare un comportamento duttile (vedi Fig. 2). La discussione verterà su questo problema.

I dati sismici sono particolarmente importanti per chiarire in problema del passaggio da condizioni di deformazione fragile a quella duttile. Indagini di sismica a riflessione hanno indicato la presenza di un livello cristallino con caratteristiche di bright spot e definito "orizzonte K". Questo orizzonte si trova a 3-6 km di profondità a Larderello-Travale e a 5-6 km nella zona SE del Monte Amiata (BATINI *et al.*, 1983a; GIANELLI *et al.*, 1988). L' "orizzonte K" è stato interpretato come un incassante fratturato, mineralizzato e iniettato di filoni al di sopra di un' intrusione granitica (BERTINI *et al.*, 1985). La distanza tra questo complesso di filoni e rocce alterate e l'intrusione può essere di qualche centinaio di metri. Si veda ad esempio i modelli proposti da BURNHAM (1979). Dati di telesismica e uno studio di tomografia sismica (FOLEY *et al.*, 1990; BLOCK *et al.*, 1993) confermano la presenza di un batolite al di sotto di 6 km a Larderello. Inoltre la presenza di ipocentri fino a 8 km di profondità indica un comportamento rigido delle rocce cristalline 2-4 km al di sotto della zona fino ad oggi esplorata dai sondaggi. Per quanto riguarda il Monte Amiata, i dati geologici, petrografici, sismici e gravimetrici (GIANELLI *et al.*, 1988), indicano la presenza di un batolite a circa 6-8 km e un modello cristallino analogo a quello di Larderello.

### 3. DISCUSSIONE

L' insieme dei dati geologici e geofisici sostiene l' ipotesi di un comportamento rigido della crosta superficiale al di sotto delle aree geotermiche toscane di Larderello e del Monte Amiata. Esiste anche l' evidenza che corpi granitici si sono intrusi in sezioni cristalline rigide, come è testimoniato dalla presenza di un incassante fratturato e iniettato di dicchi. Solo a profondità superiori a 6-8 km, e temperature forse superiori a circa 600°C, l' espansione del carapace dell' intrusione e l' aumento di volume dovuto al passaggio di fase magma + liquido = cristalli + vapore (ebollizione retrograda) possono essere stati contenuti dalla deformazione plastica dell' incassante (per una discussione su questo punto si veda BURNHAM, 1979, con relativa bibliografia). Non si ritiene quindi valida l' interpretazione dell' "orizzonte K" come il passaggio fragile-duttile a profondità cristalline di soli 4 km (BERTINI *et al.*

1991), dove, come detto, ci sono prove geologiche (carotaggi) di rocce fratturate e fagliate. Non si nota inoltre, dai dati pubblicati (vedi ad es. BATINI *et al.*, 1983a), la continuità dell' "orizzonte K" proposta da BERTINI *et al.* (1991).

La discussione sul comportamento meccanico delle rocce cristalline può essere agevolata dall' osservazione dei diagrammi sforzo-temperatura, riportati in Fig. 2a,b,c,d. I dati sperimentali usati per costruire i diagrammi sono stati presi da CARTER & TSENN (1987); dagli stessi è stata presa l' equazione esponenziale usata per calcolare i valori della sollecitazione di flusso plastico. La resistenza al taglio è stata calcolata usando due diverse relazioni, quella di BYERLEE (1978) e quella di HAIMSON & DOE (1983). Si sono assunte condizioni distensive e una sollecitazione effettiva uguale alla differenza tra la pressione di carico e quella idrostatica, e un gradiente di temperatura di 100°C/km. Questa stima è in accordo con i valori di sollecitazione in situ incontrati in perforazioni cristalline in rocce metamorfiche e granitiche. Ad esempio, nel sondaggio Soultz Sous Forets, sono stati stimati dei valori del gradiente di  $\sigma$  verticale di 23.5 MPa/km e, a 2 km di profondità, dei valori di sollecitazione media di circa 35 MPa (BAUMGARTNER *et al.*, 1990). Alle condizioni, ipotizzate per le zone geotermiche toscane, le rocce cristalline a 3-4 km di profondità hanno un comportamento duttile, assumendo valori di  $\dot{\epsilon}$  di  $10^{-14}$  sec<sup>-1</sup>. FOURNIER (1991) suggerisce una litologia cristallina mediamente assimilabile a materiale quarzo-dioritico. In questo caso le rocce sono fragili solo assumendo un valore di  $\dot{\epsilon}$  di  $10^{-12}$  sec<sup>-1</sup>. GIANELLI (1992) nota che questo valore può non essere sufficiente e, a meno di non ammettere una importante componente plagioclasica nelle rocce del basamento di Larderello e del Monte Amiata, si devono prendere in considerazione valori di  $\dot{\epsilon}$  estremamente elevati,  $10^{-10}$  sec<sup>-1</sup>, proposti solo per zone cristalline sottoposte a eventi tettonici formidabili (ad es. zona della Faglia di San Andreas). KUSZMIR & PARK (1987) e LYNCH & MORGAN (1987) suggeriscono che la crosta continentale caratterizzata da alti valori di flusso di calore, dell' ordine di quelli misurati nelle aree geotermiche toscane (circa 120 mWm<sup>-2</sup>, vedi PERUSINI *et al.*, 1983), deve avere una resistenza all' estensione 10-20 più bassa della crosta normale e valori di  $\epsilon$  molto maggiori del valore di  $10^{-14}$  sec<sup>-1</sup>. A questo proposito MONGELLI *et al.* (1989) ipotizzano un assottigliamento importante ( $\beta=3$ ) per la litosfera della Toscana meridionale. Valori elevati di  $\dot{\epsilon}$  devono essere messi in relazione alla intrusione di plutoni granitici al di sotto delle zone di Larderello e del Monte Amiata. È noto che l' intrusione di graniti sviluppa un' energia formidabile, stimata in circa  $10^{16}$  J per km<sup>3</sup> di magma (BRIMHALL & CRESER (1987). Questa energia meccanica viene rilasciata in tempi geologicamente brevi e quindi porta a valori di  $\dot{\epsilon}$  elevati. La Fig. 2a,b,c,d suggerisce che, per temperature variabili da 400 a 500°C, assumendo valori elevati di deformazione per unità di tempo, sforzi prevalentemente distensivi e litologie con componente plagioclasica importante, la crosta toscana al di sotto delle aree geotermiche può avere un comportamento fragile anche ad alte tem-

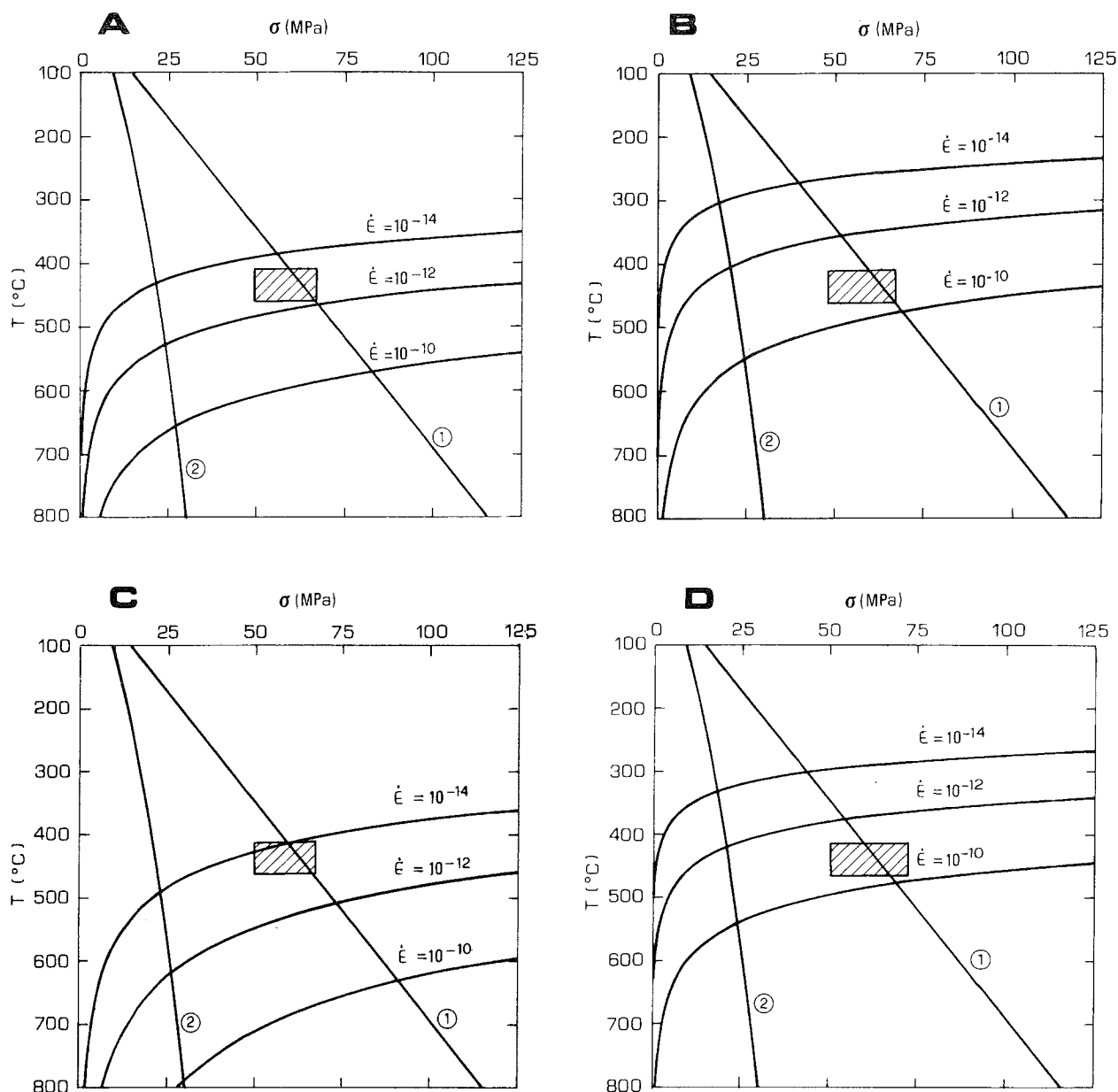


Figura 2) - Diagrammi sforzi - temperatura per diversi materiali cristallini. Le curve a costante  $\dot{\epsilon}$  (= deformazione per unita' di tempo) indicano la variazione dello sforzo di flusso plastico con la temperatura. Le curve 1 e 2 rappresentano lo sforzo di taglio, secondo le equazioni di BYERLEE (1978) e HAIMSON & DOE (1983) rispettivamente. A = quarzodiorite; B = granito saturo d' acqua; C = granito "secco"; D = quarzite. Il rettangolo tratteggiato rappresenta le verosimili condizioni P-T per le rocce cristalline a 3-4 km al di sotto di Larderello e del Monte Amiata.

perature.

Non é possibile, al momento, proporre modelli di regime degli sforzi nelle zone di Larderello e del Monte Amiata e si possono fare solo osservazioni relative ai dati di alcuni pozzi. Recentemente GIANELLI & BERTINI (1993) hanno segnalato la presenza di fratture idrauliche a circa 1000 m dal piano campagna. In zone più profonde del campo sono presenti faglie con inclinazione di circa 60-70° (es. pozzo "Carboli 11" a 3500 m). La presenza di locali livelli di breccie a quarzo, biotite e tormalina (CAVARRETTA & PUXEDDU, 1990), permette di ipotizzare fenomeni di idrofratturazione anche in livelli cristallini profondi 3-4 km. Anche il ritrovamento di un fluido a pressio-

ne superiore a quella idrostatica, incontrato dal pozzo "San Pompeo 2", é in accordo con la locale presenza di faglie capaci di drenare fluidi geopressurizzati verso le parti superiori del sistema geotermico.

Un possibile modello di comportamento alla fratturazione fragile delle rocce metamorfiche incontrate nei sondaggi geotermici in Toscana può essere schematizzato osservando in diagramma di Mohr della Fig. 3, costruito assumendo un angolo di frizione interna di 30° e riportando i valori degli sforzi normalizzati rispetto alla resistenza alla trazione T (vedi PHILLIPS, 1972). A titolo esemplificativo sono riportati tre cerchi tangenti alla curva di involuppo del diagramma di Mohr. Il

cerchio tangente in A corrisponde ad uno sforzo effettivo di  $8T$  e ad una inclinazione del piano di frattura di circa  $60^\circ$ . Per i cerchi tangenti in B e C gli sforzi effettivi principali e gli angoli di inclinazione delle fratture sono rispettivamente  $5.5T$ ,  $70^\circ$  e  $2T$ ,  $90^\circ$ . Assumendo una resistenza alla trazione di 15 Mpa, compatibile con le litologie presenti (es. JAEGER & COOK, 1969), si vede che faglie verticali sono possibili per uno sforzo principale effettivo di circa 45 Mpa, corrispondente a circa 1.7 km di profondità; per profondità minori lo sforzo differenziale è uguale o minore di  $4T$ , per cui il cerchio degli sforzi è tangente alla curva di inviluppo del diagramma di Mohr in corrispondenza dell'ascissa, se la pressione dell'acqua permeante la roccia supera lo sforzo minimo principale di una quantità uguale alla resistenza alla trazione. Sotto questa condizione può verificarsi la fratturazione idraulica (JAEGER & COOK, 1969). In conclusione, le caratteristiche principali della crosta al di sotto di Larderello-Travale e del Monte Amiata, potrebbero essere le seguenti:

— Uno spessore ridotto, in conseguenza della risalita del mantello fino a circa 20-25 km, come suggerito da un modello sismico e gravimetrico di NICOLICH & PELLIS (1979).

— Una diffusa granitizzazione in zone crostali medie e profonde e la messa in posto dei graniti in un incassante a comportamento meccanico rigido, iniezione di dicchi e diffusa alterazione idrotermale dell'incassante.

— La riattivazione di precedenti sistemi di faglie, formazione di faglie con angolo di inclinazione variabile da circa  $60^\circ$  fino a  $90^\circ$  tra 4.5 e 1 km di profondità. Processi di fratturazione idraulica furono possibili almeno fino a 1

km di profondità. La diffusione e l'importanza di quest'ultimo processo è ancora da valutare.

— Il persistere del comportamento fragile delle rocce almeno fino a 5-6 km e quindi ben al di sotto della zona geotermica fino ad ora esplorata. L'"orizzonte K" non può essere univocamente interpretato come il passaggio da crosta rigida a crosta duttile e serbatoi geotermici possono esistere anche al di sotto delle profondità fino ad ora raggiunte dai sondaggi profondi, qualora non intervengano fenomeni importanti di autosigillamento delle fratture. Intrusioni cicliche di fluidi ipersalini crostali possono avvenire lungo "faglie-valvola", secondo il modello descritto da SIBSON (1992).

## RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

BATINI F., BERTINI G., GIANELLI G., PANDELI E. & PUXEDDU M. (1983a) - *Deep structure of the Larderello field: contribution from recent geophysical and geological data*. Mem. Soc. Geol. It., **25**, 219-235.

BATINI F., BERTINI G., BOTTAI A., BURGASSI P.D., CAPPETTI G., GIANELLI G. & PUXEDDU M. (1983b) - *San Pompeo deep well: a high temperature and high pressure geothermal system*. 3rd EC Int. Seminar "European Geothermal Update", 20 Nov. - 1 Dec. 1983, Munich, 341-353.

BATINI F., CONSOLE R. & LUONGO G. (1984) - *Seismological study of Larderello-Travale geothermal area*. Seminar on utilization of energy for electric power production and space heating, Florence (Italy), 14-17 May, 1984, restricted publication, 18 pages.

BAUMGARTNER J., HANSEN J. & RUMMEL F. (1990) - *New concepts of hydrofrac stress data interpretation at GPK1, Soult Sous Forests*. In: "Hot dry rock - Camborne School of Mines International Conference", a cura di R. Baria, Robertson Scientific Publications, London, 353-362.

BERTINI G., CAMELI G.M., COSTANTINI A., DECANDIA F.A., DI FILIPPO M., DINI I., ELTER M., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., PANDELI E., SANDRELLI F. & TORO B. (1991) - *Struttura geologica tra i monti di Campiglia e Rapolano Terme (Toscana Meridionale): stato attuale delle conoscenze e problematiche*. Studi Geologici Camerti, vol. speciale **1991/1**, 155-178.

BERTINI G., GIANELLI G., PANDELI E. & PUXEDDU M. (1985) - *Distribution of hydrothermal minerals in Larderello-Travale and Mt. Amiata geothermal fields (Italy)*. Geothermal Resources Council Trans., **9**, 262-266.

BERTINI G., GIOVANNONI A., STEFANI G.C., GIANELLI G., PUXEDDU M. & SQUARCI P. (1980) - *Deep exploration in Larderello field: Sasso 22 drilling venture*. Proc. 2nd Int. seminar on results of EC Geothermal Energy Research, Strasbourg, 4-6 March, 1980. Reidel, Dordrecht, 303-314.

BLOCK L.V., TOKSOZ M.N. & BATINI F. (1992) - *Velocity structure of the Larderello geothermal system field determined from local earthquake arrival time data*. Journal Geoph. Res., in press.

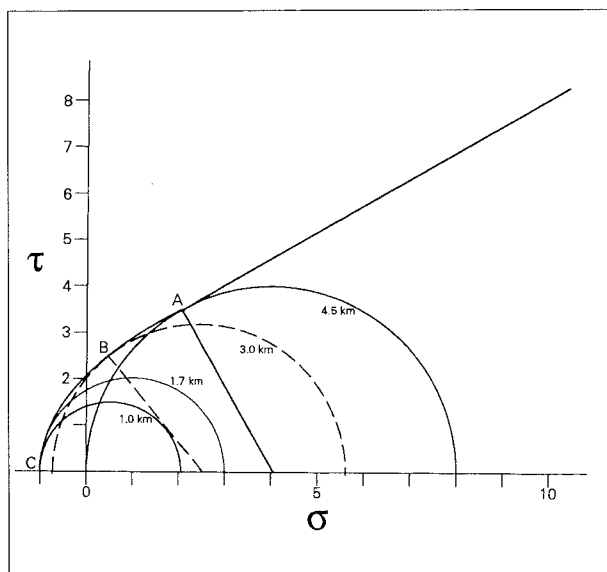


Figura 3) - Diagramma di Mohr con valori sforzo di taglio - sforzo compressivo normalizzati rispetto alla deformazione al taglio (si veda il testo per la spiegazione).

- BRIMHALL G.H. & CRERAR D.A. (1987) - *Ore fluids: magmatic to supergene*. In: "Thermodynamic modeling of geological materials: Minerals, fluids and melts", a cura di I.S.E. Charnichael & H.P. Eugster. Min. Soc. of Am., Reviews in Mineralogy, **17**, 235-322.
- BURNHAM C.W. (1979) - *Magma and hydrothermal fluids*. In: "Geochemistry of hydrothermal ore deposits", a cura di H.L. Barnes, seconda edizione, John Wiley & Sons, New York, 71-136.
- BYERLEE J.D. (1978) - *Friction of rocks*. In: "Rock friction and earthquake prediction", Contribution to Current Research in Geophysics, a cura di J.D. Byerlee e M. Wyss, Birkhauser Verlag, Basel, 615-626.
- CARTER N.C. & TSENN M. (1987) - *Flow properties of continental lithosphere*. Tectonophysics, **136**, 27-63.
- CATHELINEAU M., DUBESSY J., MARIGNAC C., VALORI A., GIANELLI G. & PUXEDDU M. (1989) - *Pressure-temperature-fluid composition changes from magmatic to present day stages in the Larderello geothermal field (Italy)*. Proc. Int. Symp. Water-Rock Interaction WRI-6, a cura di D.L. Miles, Balkema, Rotterdam, 137-140.
- CAVARRETTA G. & PUXEDDU M. (1990) - *Schorl-dravite-ferridravite tourmalines deposited by hydrothermal magmatic fluids during early evolution of the Larderello geothermal field, Italy*. Econ. Geol., **85**, 1236-1251.
- ELTER F.M. & PANDELI E. (1991) - *Alpine and Hercynian orogenic phases in the basement rocks of the Northern Apennines (Larderello geothermal field, Southern Tuscany, Italy)*. Ecl. Geol. Helv., **83**, 241-264.
- FOLEY J.E., TOKSOZ M.N. & BATINI F. (1990) - *Three dimensional inversion of teleseismic travel times for velocity structure in the Larderello geothermal field, Italy*. Geotherm. Resour. Coun. Trans., **14**, 1413-1419.
- FOURNIER R.O. (1990) - *The transition from hydrostatic to greater than hydrostatic fluid pressure in presently active continental hydrothermal systems in crystalline rock*. Geophys. Res. Lett., **18**, 955-958.
- GIANELLI G. (1992) - *Brittle deformation and crustal models in high thermal gradient regions: a contribution from the petrographic and geophysical data of Larderello and Monte Amiata geothermal fields (Italy)*. Plinius, **8**, 91-92.
- GIANELLI G. & BERTINI G. (1993) - *Natural hydraulic fracturing in the Larderello geothermal field: evidence from well MV5A*. Boll. Soc. Geol. It., **112**, 507 - 512.
- GIANELLI G., PUXEDDU M., BATINI F., BERTINI G., DINI I., PANDELI E. & NICOLICH R. (1988) - *Geological model of a young volcano-plutonic system: the geothermal region of Monte Amiata (Tuscany, Italy)*. Geothermics, **17**, 719-734.
- HAIMSON B.C. & DOE T.W. (1983) - *State of stress, permeability and fractures in the Precambrian granite of Northern Illinois*. J. Geophys. Res., **88**, 7355-7371.
- HELGESON H.C. (1970) - *Reaction rates in hydrothermal flow systems*. Econ. Geol., **65**, 299-303.
- JAEGER J.C. & COOK N.G.W. (1969) - *Fundamentals of Rock Mechanics*. Chapman and Hall, 585 pp. London.
- KUSZNIR N.J. & PARK R.G. (1987) - *The extensional strength of the continental lithosphere: its dependence on geothermal gradient, and crustal composition and thickness*. In: "Continental extensional tectonics", a cura di: M.P. COWARD, J.F. DEWEY & P.L. HANCOCK. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 35-52.
- LYNCH H.D. & MORGAN P. (1987) - *The tensile strength of the lithosphere and the localization of extension*. In: "Continental extensional tectonics", a cura di: M.P. COWARD, J.F. DEWEY & P.L. HANCOCK. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 53-65.
- MONGELLI F., PUXEDDU M. & ZITO G. (1989) - *Anomalie residue del flusso di calore nella fascia Tosco-Laziale: interpretazione dell'anomalia di Larderello*. 8a Conferenza Gruppo Nazionale Geofisica della Terra Solida, Roma, 1147-1170.
- NICOLICH R. & PELLIS G. (1979) - *Il contributo dei dati geofisici per lo studio delle strutture crostali della provincia geotermica toscolaziale*. Ist. Geologia Applicata e Miniere, Università di Trieste, contributo n. **41**, 1-52.
- PERUSINI P., SQUARCI P., TAFFI L., LODDO M., MONGELLI F. & TRAMACERE A. (1983) - *Misure di flusso di calore nella "Dorsale Medio Toscana" tra Monticiano e Roccastrada*. Terzo Seminario Informativo del Progetto Finalizzato Energetica (Energia Geotermica), Roma 1982. Propaganda Editoriale Grafica, Milano, 99-112.
- PHILLIPS W.J. (1972) - *Hydraulic fracturing and mineralization*. Journ. Geol. Soc. Geol. London, **218**, 337-359.
- SIBSON R.H. (1992) - *Implication of fault-valve behaviour for rupture nucleation and recurrence*. Tectonophysics, **211**, 283-293.
- VILLA I., GIANELLI G., PUXEDDU M., BERTINI G. & PANDELI E. (1987) - *Granitic dykes of 3.8 Ma age from a 3.5 km deep geothermal well at Larderello (Italy)*. Proc. Conf. Granites and their surroundings, Verbania, Italy, 28 Sept.-3 October, 1987, Ricerca scientifica ed educazione permanente, Milan University, supplemento **59**, 163-164.