

FLUSSO DI CALORE NELLA REGIONE TOSCANA

RIASSUNTO

La mappa del flusso geotermico della regione tosco-laziale e del prospiciente Mar Tirreno settentrionale è stata filtrata con un filtro passa-basso con una lunghezza d'onda di taglio di 150 km. Sono state ottenute due mappe: una rappresenta il flusso di calore regionale, l'altra il flusso di calore residuo.

La mappa regionale è stata interpretata mediante il modello del "simple stretching" di MCKENZIE (1978), sulla base della storia tettonica della regione: l'alto flusso di calore regionale è stato spiegato mediante la distensione della litosfera di un fattore $\beta=3$ (MONGELLI *et al.*, 1986).

Per quanto riguarda invece il flusso di calore residuo l'analisi delle diverse anomalie positive evidenziate è iniziata con quella di Larderello: le numerose informazioni petrografiche, geologiche e geofisiche, esistenti nell'area, hanno consentito a MONGELLI *et al.* (1990) di realizzare un modello quantitativo che, oltre a spiegare l'anomalia sulla base della presenza nel sottosuolo di un diapiro astenosferico, suggerisce un suo probabile ruolo geodinamico.

ABSTRACT

The heat flow density map of the Tuscan-Latinal region and of the facing Northern Tyrrhenian Sea has been filtered by a low-pass filter with a cut-off wavelength of 150 km. So, two maps have been realized: the first one shows the regional field, the other one the residual field.

To explain the high regional heat flow, first of all the effects of the past thermal history of the region, related to the tectonic events, have been removed. Then the corrected heat flow has been interpreted by the simple stretching model of MCKENZIE (1978): the high heat flow of the region is explained by a stretching of the lithosphere of a factor $\beta=3$ (MONGELLI *et al.*, 1986).

The analysis of the residual heat flow density map has started from the Larderello positive anomaly. The information coming from petrography, geology and geophysics, has allowed to MONGELLI *et al.* (1990) to realize a model which explains the Larderello anomaly by an intrusive body of hot asthenospheric material, bell shaped, 15-20 km in diameter, extending from 5 km to 40 km depth. The presence of such a body has a relevant role in the geodynamics of the region.

PAROLE CHIAVE: Flusso di calore, Tettonica estensionale, Geodinamica, Toscana meridionale.

KEY WORDS: Heat flow, Extensional tectonics, Geodynamics, Southern Tuscany.

(*) Dipartimento di Geologia e Geofisica, Università di Bari.

1. INTRODUZIONE

La fascia pre-appenninica tosco-laziale e il prospiciente Mar Tirreno settentrionale sono le aree del territorio italiano più ricche di misure di flusso di calore. Ciò ha consentito di realizzare una mappa sufficientemente accurata del flusso geotermico superficiale.

Nella mappa (Fig. 1) risulta che tutta l'area è interessata da un elevato flusso di calore; sono anche ben evidenziate e definite diverse anomalie termiche di notevole interesse per la ricerca e lo sfruttamento dell'energia geotermica. Queste anomalie risultano sovrapposte a un campo termico a carattere regionale le cui cause appaiono differenti e legate alle vicende geodinamiche che hanno interessato la regione tosco-laziale e il Tirreno settentrionale (MONGELLI *et al.*, 1986).

Le anomalie più intense (fino a 1000 mW/m²) sono localizzate sulla terraferma, lungo la fascia pre-appenninica tosco-laziale che si estende da NE a SW, dove la densità delle misure di flusso è maggiore. Tali anomalie tuttavia appaiono poco estese arealmente (di piccola lunghezza d'onda) e mostrano una conformazione alquanto irregolare e tormentata, con salti anche di centinaia di mW/m² in poco spazio. Anomalie di maggiore lunghezza d'onda sono invece presenti verso il mare, dove si spingono anche a grande distanza dalla costa, mentre risultano compresse a NE e ad E da una fascia di bassi valori del flusso, compresi fra i 30 e 40 mW/m², che caratterizzano la catena montuosa appenninica.

Le cause di queste anomalie sono varie e sono da ricercare principalmente in fenomeni quali l'infiltrazione di acque meteoriche nelle zone permeabili (CALAMAI *et al.*, 1977), la conformazione topografica del territorio, la natura e la geometria delle strutture sepolte (GALEONE & MONGELLI, 1982), le intrusioni magmatiche e così via. Pur trattandosi di cause locali, non necessariamente sono superficiali (MONGELLI *et al.*, 1990).

Per una interpretazione della mappa alla luce delle conoscenze geodinamiche, strutturali e geoidrologiche dell'area investigata, MONGELLI *et al.* (1987) hanno operato una separazione delle componenti di diversa lunghezza d'onda del campo usando un filtro passa-basso.

2. CAMPO REGIONALE DEL FLUSSO DI CALORE

In Fig. 2 è mostrata la mappa del flusso regionale ottenuta filtrando il campo osservato con un filtro passa-basso avente una lunghezza d'onda di ta-

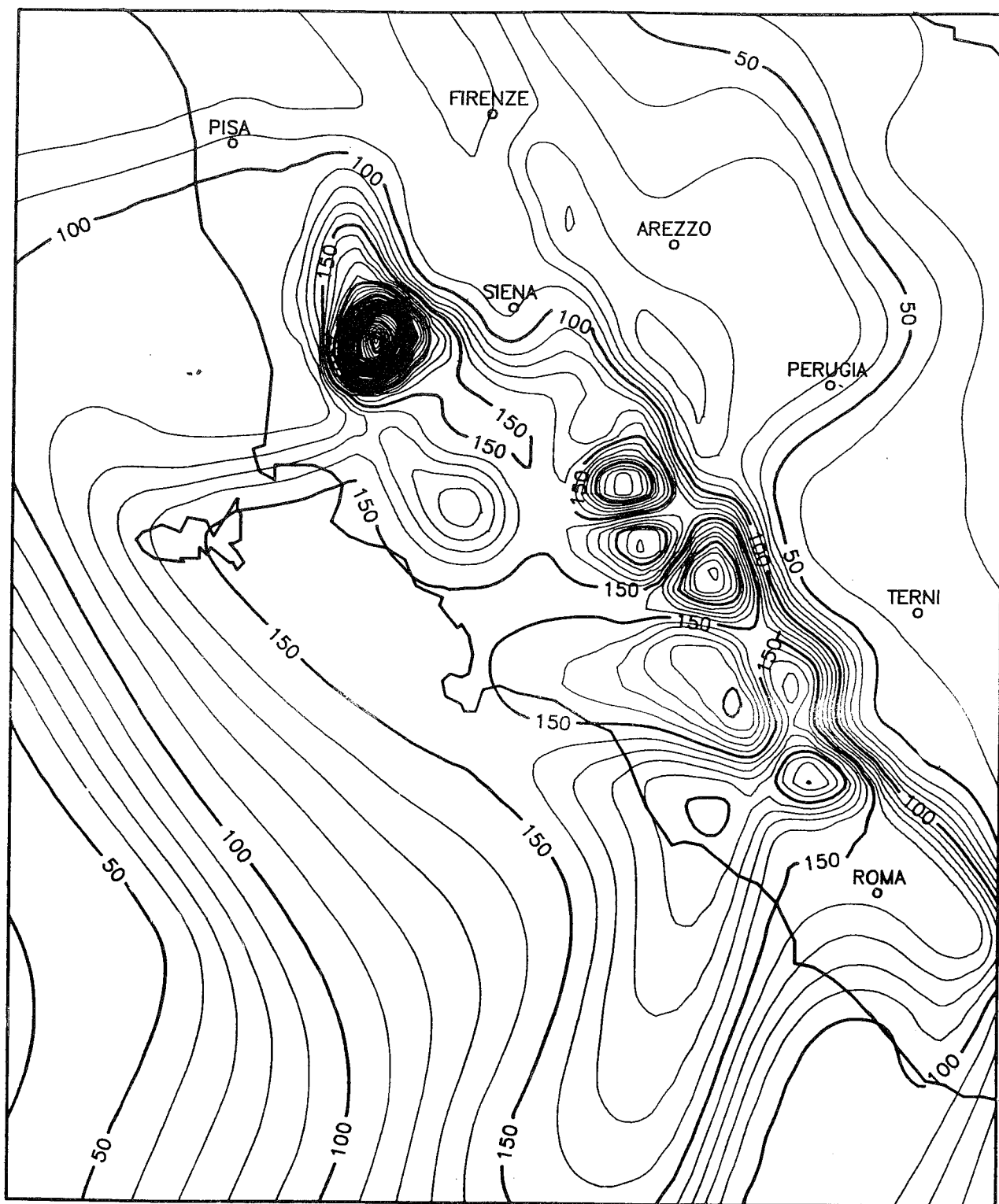


Fig. 1 - Mappa del flusso di calore osservato (in mW/m^2).

glio di 150 km.

Come si vede le linee di isoflusso risultano abbastanza regolari e allungate nella direzione NW-SE, con asse centrale coincidente grosso modo con la linea di costa della Toscana e del Lazio, dall'Isola d'Elba fin giù a Civitavecchia. Le linee di isoflusso si aprono poi verso S, verso il Tirreno Centrale.

Per spiegare l'alto flusso regionale, il modello

geodinamico più semplice è quello della distensione passiva di MCKENZIE (1978). In esso si assume che la litosfera stabile subisca ad un certo istante una distensione plastica uniforme; ciò comporta una risalita del materiale fluido astenosferico che induce un aumento del flusso di calore alla superficie del suolo (Fig. 3). Poichè la variazione del flusso di calore e l'assottigliamento litosferico sono in relazione fra loro, la mi-

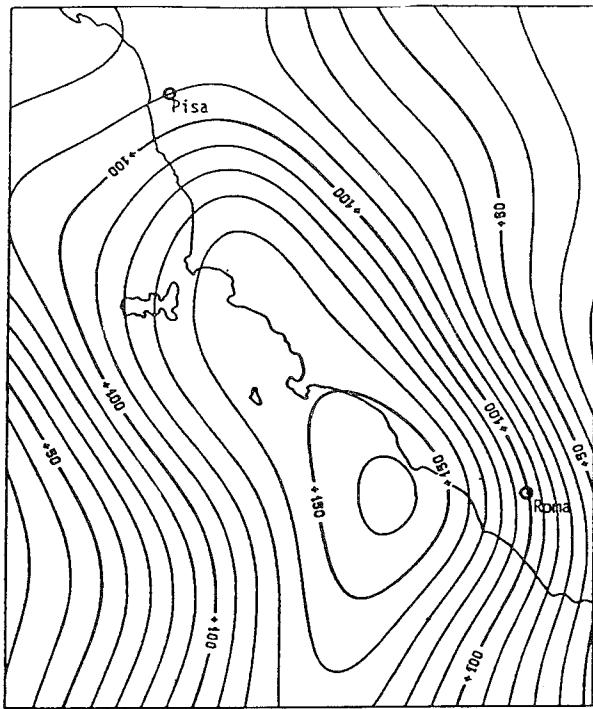


Fig. 2 - Flusso di calore regionale ottenuto con un filtro passa basso di 150 Km di lunghezza d'onda di taglio.

sura dell'uno consente il calcolo dell'altro.

Il modello di MCKENZIE si applica a bacini in quiete prima della distensione, cioè a bacini che non hanno subito altre vicende geodinamiche che possono averne modificato il campo termico.

Se, al contrario, la regione ha subito altri processi, è necessario ricostruire anzitutto la sua storia termica e valutare gli effetti ancora oggi presenti sul valore del flusso di calore osservato.

Il bacino toscano è stato oggetto di varie vicende tettoniche: il flusso di calore regionale può aver conservato in sé tracce delle perturbazioni termiche causate da tali vicende. Pertanto MONGELLI *et al.* (1986; 1989) hanno riconsiderato la storia termica della regione, a partire dall'Oligocene (-30 Ma), da quando cioè hanno inizio le vicende tettoniche che hanno generato la catena appenninica prima e il bacino toscano poi.

La prima fase fu di tipo compressivo e diede origine alla formazione della catena appenninica nell'area toscana: la crosta continentale fragile si spezzò in vari frammenti che si sistemarono uno sull'altro causando un ispessimento della crosta stessa, probabilmente fino a oltre 50 km.

Dopo l'arresto del processo nel Tortoniano (Miocene superiore, circa 6 Ma fa) il fronte compressivo migrò verso Est e nell'area si instaurò una tettonica distensiva. La litosfera e quindi anche la crosta fragile subirono uno stiramento graduale che le assottigliò notevolmente. Si formò così il bacino toscano, con creazione in superficie di fosse tettoniche e dorsali lungo direttrici NW-SE, ed ebbe origine una intensa attività magmatica, sia intrusiva che effusiva, molto diffusa nelle zone peritirreniche toscane e laziali.

Questi processi nel loro evolversi hanno modificato il campo termico originario della regione.

Il valore del flusso di calore in questa area che faceva parte del margine occidentale del promontorio africano doveva essere quello oggi misurato (63 mW/m²) sulle piattaforme carbonatiche stabili, la Iblea e la Apula, anch'esse appartenenti al promontorio africano. Tale flusso è in parte di origine radiogenica (30 mW/m²) e in parte di origine sublitosferica (33 mW/m²).

Il movimento dei blocchi, sia durante la fase compressiva che in quella distensiva, da un lato ha prodotto calore per attrito, dall'altro ha comportato una perdita di calore per rilassamento termico, dovuto alla conduzione del calore prodotto, da uno strato all'altro (BREWER, 1981).

Mentre il calore prodotto dall'attrito è stato smaltito nel tempo, la perdita conseguente al rilassamento ha ridotto il flusso di calore superficiale da 63 mW/m² a 55.2 mW/m². Di questi 33 mW/m² sono di origine aste-

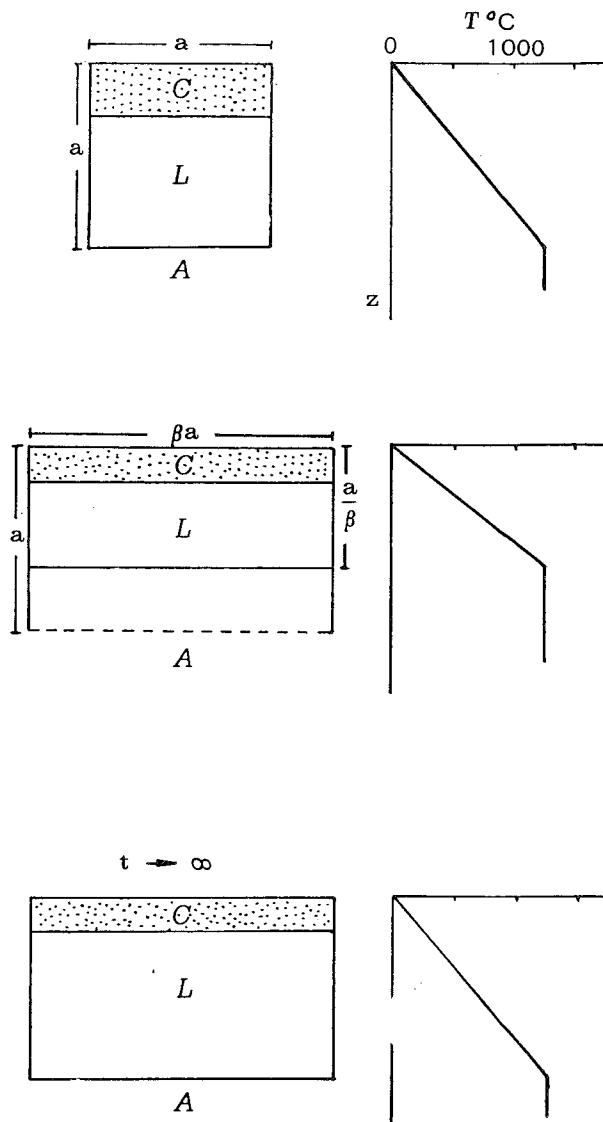


Fig. 3 - Modello di evoluzione termica della litosfera soggetta a distensione passiva (da MCKENZIE, 1978).

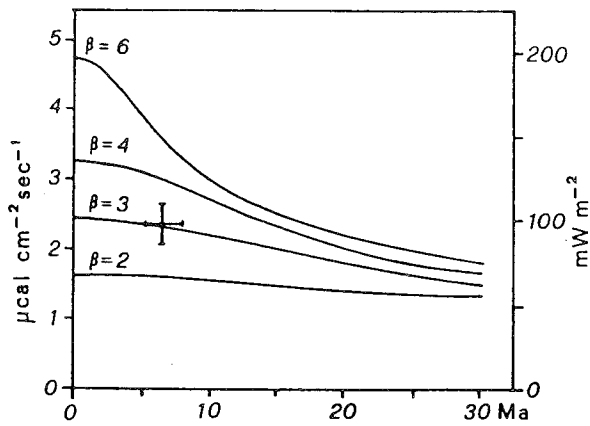


Fig. 4 - Flusso di calore nella regione toscana confrontato con le curve teoriche di raffreddamento secondo modello di distensione di MCKENZIE (1978).

nosferica e 22.2 mW/m^2 di origine litosferica crostale.

Come si vede nella Fig. 2, il bacino tosco-laziale risulta interamente racchiuso dalla isoflusso 100 mW/m^2 e poichè la isolinea di più alto valore che attraversa il bacino è di 140 mW/m^2 , si può ragionevolmente assumere 120 mW/m^2 come valore medio rappresentativo del flusso di calore attraverso tutto il bacino.

Per poter applicare alla regione il modello di distensione passiva di MCKENZIE (1978), in cui si considera solo il flusso di origine litosferica, è necessario quindi far riferimento alla differenza $(120 - 22.2) \text{ mW/m}^2 = 98 \text{ mW/m}^2$ fra il valore medio del flusso di calore regionale (120 mW/m^2) e quello di origine crostale (22.2 mW/m^2).

MONGELLI *et al.* (1986) calcolano per la regione un fattore di *stretching* o di assottigliamento litosferico β di poco superiore a 3 al momento della distensione avvenuta circa 6 Ma fa (Fig. 4).

Questo risultato è in ottimo accordo con i dati dello spessore litosferico dell'area toscana (Fig. 5) calcolati da CALCAGNILE & PANZA (1980) sulla base della dispersione delle onde superficiali. Poichè attualmente la crosta è ridotta a circa 20 km (NICOLICH & PELLIS, 1979), il fattore di assottigliamento della crosta β_c sarebbe di circa 2.5.

Un argomento su cui vale la pena di indagare è questa, sia pur piccola, discordanza fra assottigliamento crostale e assottigliamento litosferico: perchè tale discordanza potrebbe essere in relazione alle cause e alle modalità della distensione.

Un altro argomento da indagare è il contributo del movimento dell'acqua nella falda regionale al campo termico regionale.

3. CAMPO REGIONALE RESIDUO DEL FLUSSO DI CALORE

Il campo delle anomalie residue del flusso di calore, ottenuto sottraendo il campo regionale dal campo totale, è mostrato in Fig. 6 (MONGELLI *et al.*, 1990).

Come si vede, sono presenti anomalie positive, il

cui massimo si riscontra in corrispondenza dei campi geometrici di Larderello con 650 mW/m^2 , e anomalie negative, meno intense in valore assoluto mantenendosi tutte al di sopra di -75 mW/m^2 , che marcano le zone di infiltrazione di acqua meteorica. Le anomalie positive sono centrate sulla faccia pre-appenninica con andamento NW-SE. Si riconoscono, in successione, le anomalie di Larderello-Travale, del Monte Amiata, di Torre Alfina-Latera di Cesano. Esse risultano nettamente separate l'una dall'altra e ciò consente di studiarle separatamente.

Le maggiori informazioni sia geofisiche, che petrografiche e geologiche, si hanno per l'area di Larderello, la cui anomalia geotermica è mostrata in Fig. 7.

Mediante la sismica a riflessione si è messa in evidenza la presenza di un riflettore (orizzonte K) pressochè continuo alla profondità di 3-6 km (BATINI *et al.*, 1983). Al di sotto degli 8 km di profondità è stato inoltre osservata l'assenza di attività microsismica. Ciò fa supporre un comportamento duttile delle rocce (BATINI *et al.*, 1984). Le isobate del riflettore K individuano una superficie quasi rettangolare (10 km x 20 km) a profondità 5 km con orientazione NE-SW, e che presenta nella parte meridionale un rialzo fino a 3 km di profondità (Fig. 8).

FOLEY *et al.* (1989) invece segnalano un corpo caldo intrusivo, a forma cilindrica con diametro 15-20 km che raggiunge la profondità di 41 km, formato di due parti distinte: una parte superiore, crostale, da 6 a 21 km di profondità, e una parte superiore litosferica che si spinge oltre la profondità di 40 km (Fig.9). Ciò ha indotto MONGELLI *et al.* (1990) a supporre che si tratti di un diapiro astenosferico.

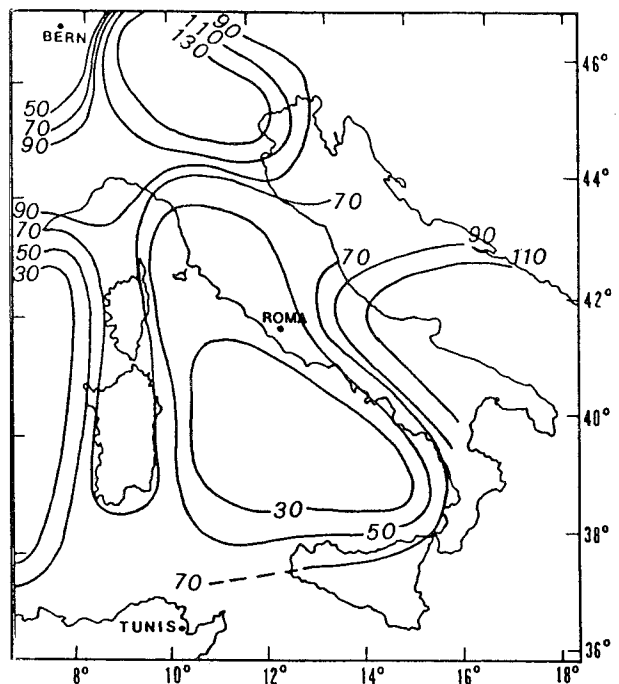


Fig. 5 - Spessore litosferico (km) del territorio italiano da CALCAGNILE & PANZA, 1980).

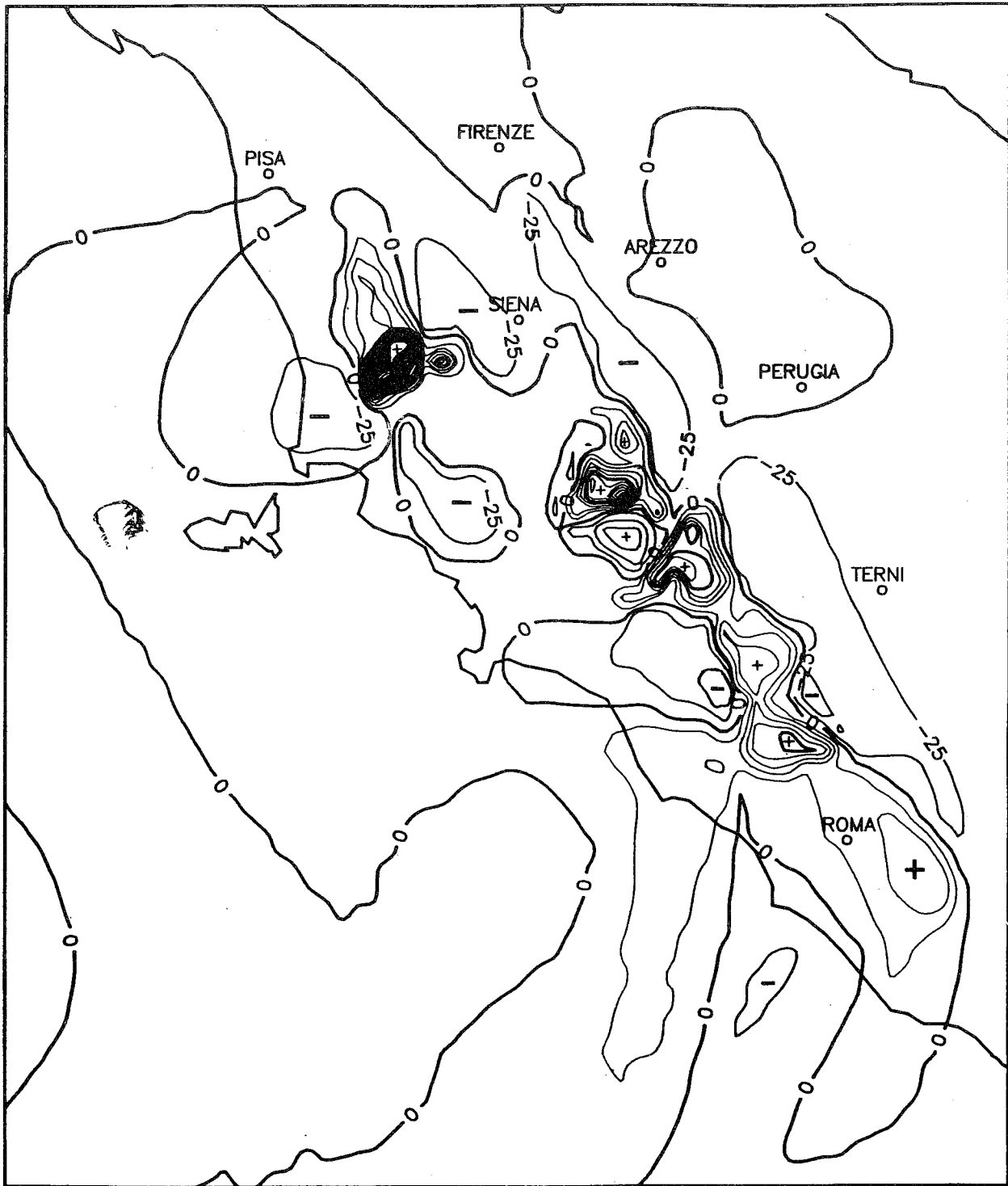


Fig. 6 - Mappa del flusso di calore residuo (mW/m^2).

Indagini petrografiche hanno evidenziato l'esistenza sotto al regione di Larderello di un corpo caldo anomalo a temperatura di oltre 900°C , con basso contenuto di elementi volatili e un carapace esterno solidificato ma ancora caldo ($450^\circ\text{C} < T < 580^\circ\text{C}$) di circa 2 km di spessore. DEL MORO *et al.* (1982) hanno calcolato per il basamento di Larderello una velocità di raffreddamento di $40^\circ\text{C}/\text{Ma}$ per profondità 0-3 km, e di $16^\circ\text{C}/\text{km}$ per profondità di 3-5 km.

In definitiva il corpo magmatico intruso di Larderello appare geometricamente definito e, pur risultando in raffreddamento, dopo circa 4 Ma produce un flusso superficiale ancora molto elevato.

MONGELLI *et al.* (1990) hanno realizzato un modello quantitativo per spiegare tali osservazioni. Essi hanno supposto che il corpo intruso abbia la forma di un parallelepipedo a forte sviluppo verticale, costituito da materiale astenosferico a temperatura di 1300°C ,

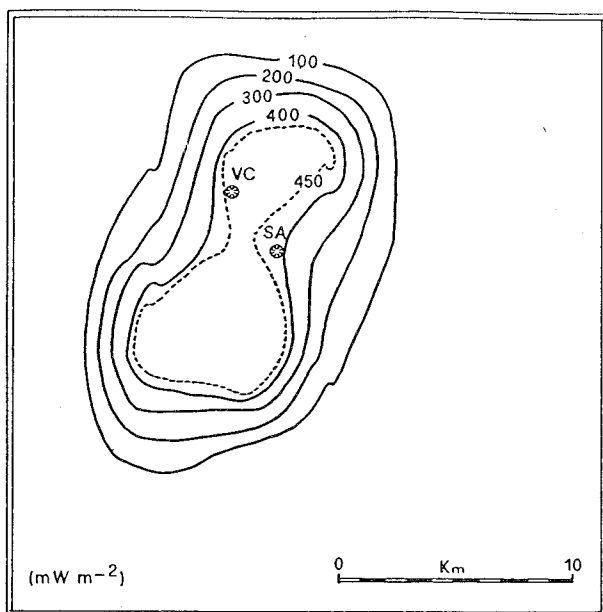


Fig. 7 - Anomalia geotermica principale di Larderello .

che è risalito dai 41 km fino ad una profondità di 5 km, fra i 3 e i 4 Ma fa.

In alternativa hanno ipotizzato che durante la fase intrusiva il materiale fuso astenosferico possa aver mobilizzato verso la superficie un corpo granitico, a temperatura di 900°C, di spessore fra i 5 e i 15 km. Durante le prime fasi di raffreddamento lo strato superficiale del corpo, di 5 km di spessore, ha liberato il calore latente di solidificazione determinando un aumento complessivo della sua temperatura di circa 400°C (MINIER *et al.*, 1988). Il corpo parallelepipedo si è intruso in una litosfera già calda per effetto dello *stretching* conseguente alla distensione: tenendo conto di ciò e attribuendo valori estremi alla conducibilità dei graniti, sono state ipotizzate due gradienti differenti per la roccia incassate (Fig. 10).

I calcoli effettuati in regime conduttivo per tre modelli compatibili con le osservazioni (Fig. 11) hanno dimostrato che le relative geotermie teoriche lungo l'asse centrale del corpo dopo 2,3,4 Ma, si mantengono sempre al di sotto dei valori osservati nei pozzi più profondi (Fig. 12).

Le conclusioni generali che si possono trarre sono le seguenti:

a) è necessario indagare con un modello fisico-matematico sul ruolo della circolazione delle acque nella falda acquifera regionale perché questo potrebbe portare ad una nuova valutazione del fattore β e quindi ad un diverso confronto fra i fattori di *stretching* crostale e litosferico. Tale confronto potrebbe confermare il modello di MCKENZIE o indurre a formulare un modello diverso;

b) il diapiro astenosferico potrebbe svolgere la funzione di migliorare l'accoppiamento litosfera-astenosfera e quindi avere (o aver avuto) dei riflessi sui movimenti della regione a grande scala. Sarebbe utile sapere se anche in corrispondenza delle altre anomalie

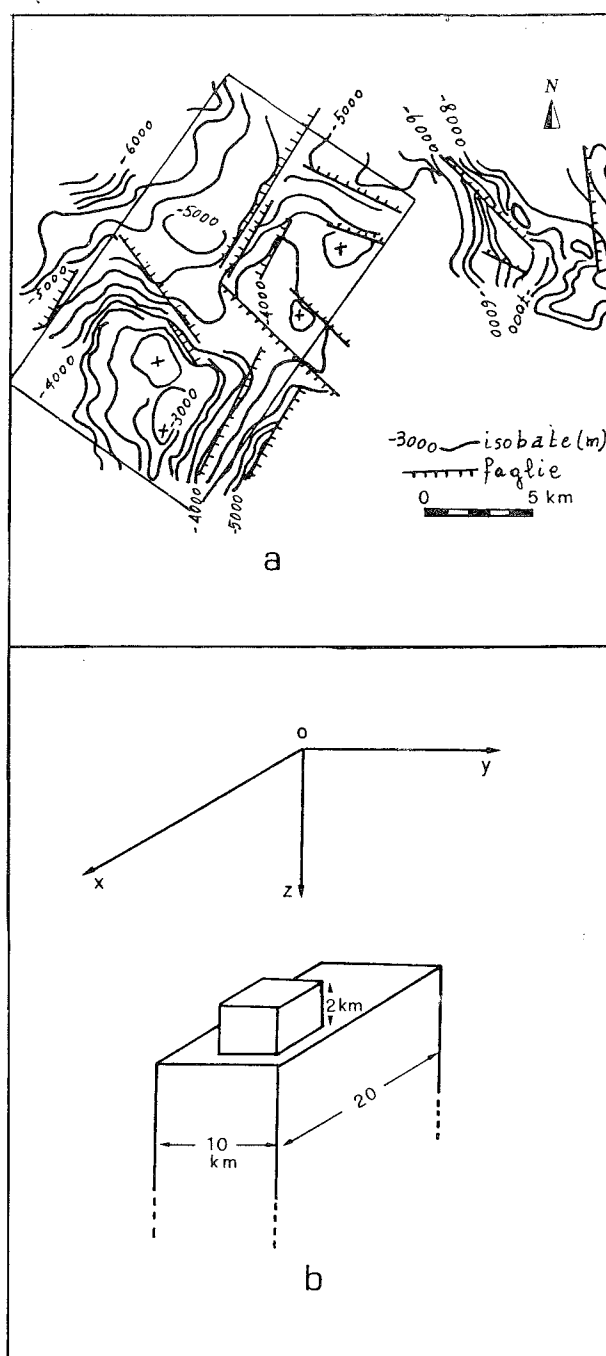
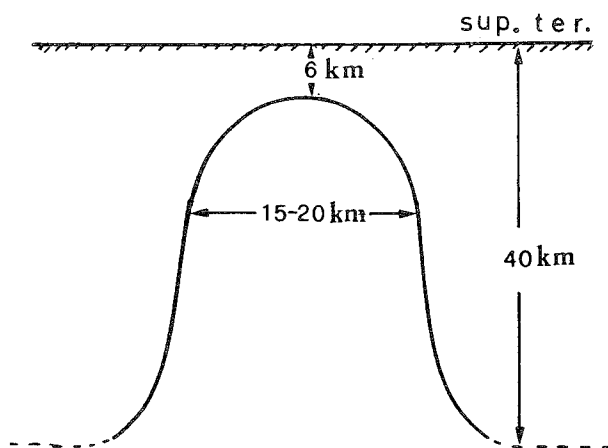


Fig. 8 - (a) Riflettore profondo ottenuto dalla sismica a riflessione nell'area di Larderello (BATINI *et al.*, 1983); (b) Modello del corpo riflettente.

termiche locali esistono corpi dello stesso genere;

c) è necessario invocare, per la litosfera incassante, gradienti termici superiori al normale affinché corpi caldi intrusivi sopravvivano, a distanza di tempo anche molto grande, e siano in grado di determinare anomalie del flusso di calore di entità pari a quella osservata a Larderello;

d) la non coincidenza fra le temperature osservate e quelle teoriche conferma che il trasferimento del calore avviene anche mediante il meccanismo della convezione da parte dei fluidi.



astenosfera

Fig. 9 - Modello di diapiro astenosferico dedotto dai dati di FOLEY et al. (1989).

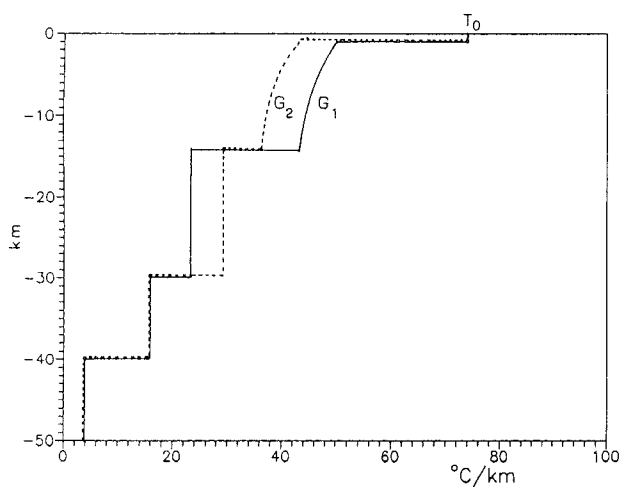


Fig. 10 - Gradienti di temperatura della roccia incassante per diversi valori della conducibilità dello strato granitico.

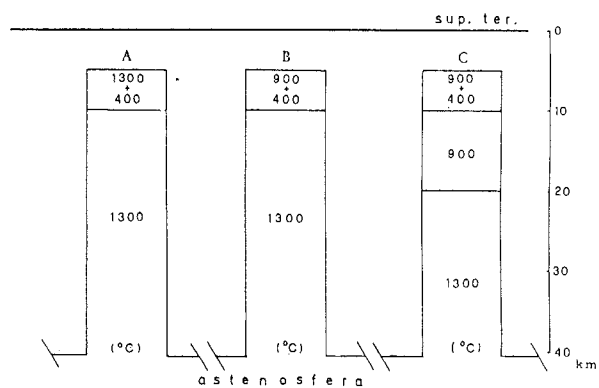


Fig. 11 - Distribuzione ipotizzata di temperatura del corpo intruso.

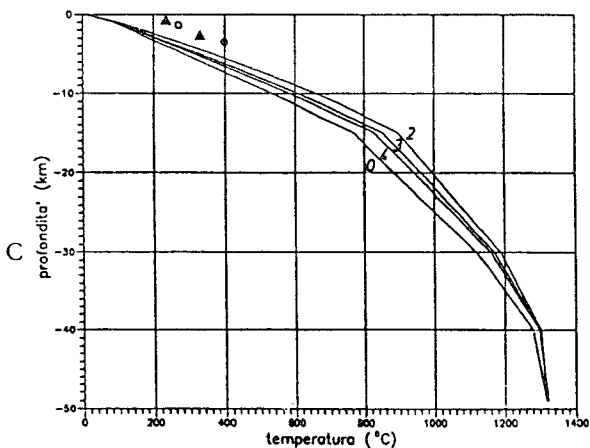
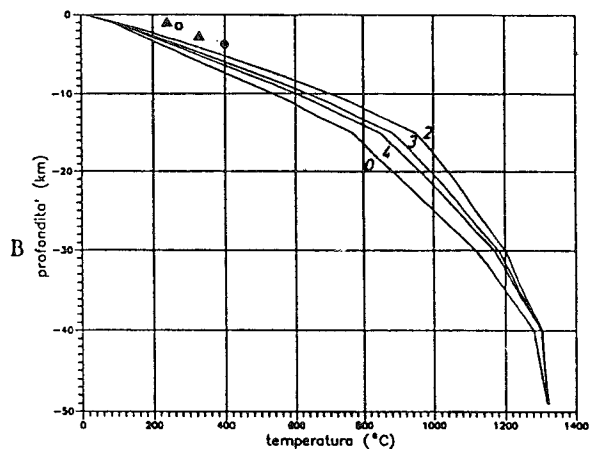
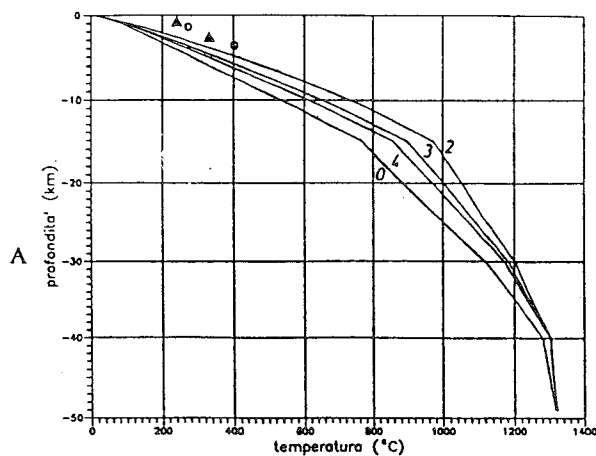


Fig. 12 - Andamento della temperatura con la profondità per $t=0,2,3,4$ Na (gradiente G_2) nella ipotesi A, B, C di Fig. 11. I triangoli si riferiscono alle temperature misurate nel pozzo VC11 e i cerchi a quelle del pozzo SA22 della Fig. 7.

BIBLIOGRAFIA

BATINI F., BERTINI G., GIANNELLI G., PANDELLI E. & PUXEDU M. (1983) - *Deep structure of the Larderello field: contribution from recent geophysical and geological data*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **5**, 219-235.

BATINI F., CONSOLE R. & LUONGO G. (1984) - *Seismological study of Larderello-Trevalle geothermal area*. U.N. Seminar on Utilization of Geothermal Energy for Electric Power Production and Space Heating, Florence, Italy 14-17 May 1984
 BREWER J. (1981) - *Thermal effects of thrust faulting*. *Earth Pl. Sc. Lett.*, **56**, 233-244.

- CALAMAI A., CATALDI F., LOCARDI E. & PRATURLON A. (1977) - *Distribuzione delle anomalie geotermiche nella pre-appenninica Tosco-Laziale (Italia)*. In *Simp. Int. Energia Geotermica en America Latine* (Ciudad de Guatemala, October 1976). I.I.L.A., Roma .
- CALCAGNILE G. & PANZA G.F. (1980) - *The main characteristics of the lithosphere-asthenosphere system in Italy and surrounding regions*. Pure Appl. Geophys., **199**, 865- 879.
- DEL MORO A., PUXEDDU M., RADICATI DI BROZOLO F. & VILLA I. (1982) - *Rb-Sr and K-Ar ages on mineral at temperature of 300-400°C from deep wells in the Larderello geothermal field (Italy)*. Contrib. Mineral. Petrol., **81**, 340-349.
- FOLEY J.E., TOKSOZ M.N. & BATINI F. (1989) - *Three dimensional inversion of teleismic travel time residuals for crust and upper mantle velocity structure in the Larderello geothermal field, Italy*. In stampa.
- GALEONE L. & MONGELLI F. (1982) - *Outlines for interpreting local heat anomalies in the Tuscan-Latial pre-Appenninic belt*. In V. CERMAK & R HAENEL (Ed), *Geothermics and Geothermal Energy*. Schweizerbart, Stuttgart, 181-190.
- MCKENZIE D. P. (1978) - *Some remarks on the development of sedimentary basins*. Earth Plan. Scien. Let., **40**, 25-32.
- MINIER J., REITER M., SHAFIQUILLAH M. & DAMON P. E. (1988) - *Goethermal studies in the Quemado area, New Mexico*. Geothermics, **17**, 735-756.
- MONGELLI F., ZITO G., TRAMACERE A. & PIERI P. (1986) - *Interpretazione tettonica del flusso di calore nella regione toscano-laziale*. Atti del V Conv. Naz. del GNGTS, 1157-1175.
- MONGELLI F., ZITO G., CIARANFI N. & PIERI P. (1989) - *Interpretation of heat flow density of the Apennine chain, Italy*. Tectonophysics, **164**, 267-280.
- MONGELLI F. PUXEDDU M. & ZITO G. (1990) - *Anomalie residue del flusso di calore nella fascia toscano-laziale. Interpretazione dell'anomalia di Larderello*. In corso di stampa sugli atti del Conv. Naz. del GNGTS, Roma, Nov., 1990.
- NICOLICH R. & PELLIS G. (1979) - *Il contributo dei datigeografici per lo studio delle strutture crostali della provincia geotermica Tosco-Laziale*. Univ. Trieste, Ist. Min. Geofis. Appl. Contib. 28.