

CARATTERI GEOFISICI DELLE STRUTTURE CROSTALI NELLA PROVINCIA GEOTERMICA TOSCANA

Riassunto

Abstract

1. Introduzione

2. I risultati più significativi dai dati sismici

3. Modelli gravimetrici

4. Conclusioni

Riferimenti bibliografici

RIASSUNTO

La ricostruzione dei principali eventi geologici, responsabili delle strutturazioni della crosta continentale, presenta ancora aspetti incogniti. Ad esempio, non sono state ancora comprese le cause profonde della subsidenza o degli inarcamenti crostali, le radici profonde delle maggiori tensioni, ecc. Per queste ragioni uno degli obiettivi che si propongono le scienze della terra è quello di ottenere immagini più accurate e dettagliate della crosta lungo tutto il suo spessore. I metodi sismici e gravimetrici rendono questo obiettivo possibile. Tuttavia rimangono problemi delicati da risolvere per la corretta interpretazione delle immagini sismiche e le correlazioni con le proprietà fisiche della crosta. In questa nota sono esaminati e discussi alcuni parametri geofisici discutendoli nel contesto dei possibili modelli strutturali dell'area toscana. Le conclusioni tratte non contraddicono un modello di crosta stirata ed assottigliata per processi termomeccanici, associati a stress estensionali o di taglio e soggetta ad un inarcamento per azione di movimenti di masse al tetto dell'astenosfera.

ABSTRACT

The main geological occurrence forming the structure of the continental crust still comprises many unknown aspects: for example the deep causes of subsidence and of the crustal arching, the deep lying roots of the major tensions, ecc.. For this reason earth scientists acknowledge the need for obtaining suitable images of the earth crust throughout its entire thickness. The seismic and gravimetric tools render this objective possible. An appropriate effort must be done to interpret in geological terms the seismic images and the physical properties of the rocks. In this paper some geophysical parameters of the crust in the Tuscany area are modeled and discussed. This crust is believed to be stretched and thinned by thermomechanical processes associated with extensional or shear stresses and with an active role of the asthenosphere.

PAROLE CHIAVE: strutture crostali, sismica, gravimetria, riflettività, strutture geotermiche.

Dipartimento di Ingegneria Navale, del Mare e per l'Ambiente - Università di Trieste - via Valerio, 10 - 34127 Trieste

KEY WORDS: crustal structures, seismic, gravity, reflectivity, geothermal structures.

1. INTRODUZIONE

La provincia geotermica della Toscana meridionale è stata oggetto di importanti attività minerarie per la ricerca di risorse energetiche. Dai primi sfruttamenti delle sorgenti geotermiche superficiali si è via via passati alle perforazioni profonde effettuate in modo sistematico dall'ENEL, anche entro le formazioni cristalline, ove è stata individuata una permeabilità sufficiente per lo sfruttamento industriale dei fluidi caldi (BATINI & NICOLICH, 1985).

Le informazioni ottenute dai pozzi, insieme a quelle delle prospezioni geofisiche e geologiche, hanno portato contributi per il riconoscimento delle unità geologiche e delle proprietà fisiche delle rocce, dalla copertura sedimentaria agli elementi metamorfici e cristallini del basamento. Ciò ha fornito materiale per modelli geodinamici sempre più accurati e per formulare ipotesi sulle mutue interazioni fra la crosta superiore e le sue parti inferiori ed il mantello.

La ricostruzione degli elementi strutturali dell'area è resa difficile dalla complessa fenomenologia geodinamica che l'ha interessata. La distensione generalizzata, che predomina a partire dal Tortoniano superiore, sembra possa essere stata interrotta da movimenti compressivi, da porre in relazione con quelli che hanno agito sulla catena appenninica esterna (BOCCALETTI *et al.*, 1991). L'importanza dei coinvolgimenti crostali in queste fasi non è stata ben chiarita. Così, per i fenomeni più recenti, come la successione di manifestazioni vulcaniche o la stessa persistenza di elevati flussi di calore, non ne sono stati accertati i rapporti con gli assetti crostali principali.

Dai dati geofisici ci si aspettano indicazioni sullo stato attuale della crosta cioè, nel caso specifico, l'immagine della strutturazione termomeccanica, in cui riconoscere i retaggi delle fasi evolutive precedenti e gli effetti delle trasformazioni recenti, per predisporre modelli sull'evoluzione di un'area, che potrebbe nascondere potenzialità industriali per sviluppare ulteriormente lo sfruttamento delle risorse geotermiche.

2. I RISULTATI PIÙ SIGNIFICATIVI DAI DATI SISMICI

Le misure geofisiche eseguite in superficie sono la

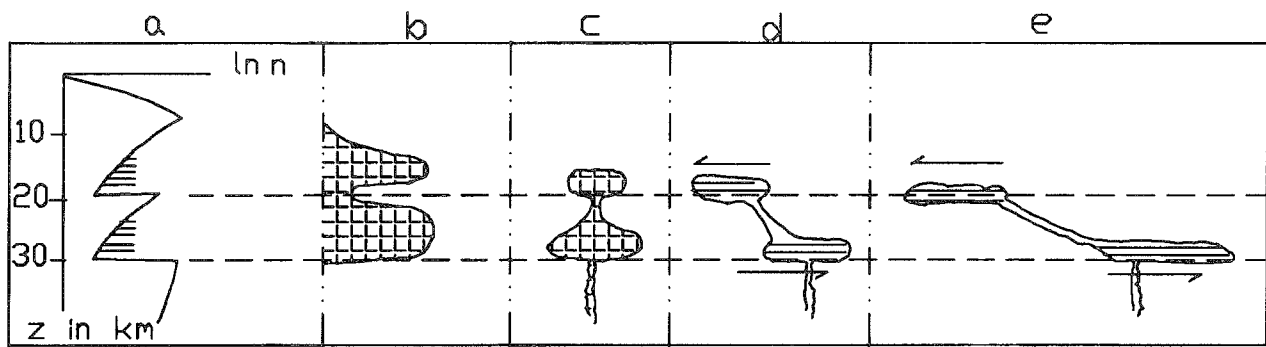


Fig. 1 a) Curva viscosità-profondità (n - z); b) riflettività (R - z); c) inomogeneità verticale non riflettiva entro la crosta a bassa viscosità; d,e) stratificazioni sub-orizzontali conseguenti all'applicazione di tensioni a carattere regionale che possono dare origine alle riflessioni laminare (tratto da WHEVER *et al.*, 1990).

risposta di strutturazioni corrispondenti al passato recente o allo stato attuale dell'edificio crostale. L'applicazione della metodologia sismica può favorire il riconoscimento di grandi strutture di taglio recenti o antiche, che comunque non siano state soggette a successivi fenomeni di recovering, nonché delle interfacce tra litologie ad elevato contrasto di impedenza acustica. Il dato sismico può essere sensibile alle rapide variazioni od alternanze nelle proprietà fisiche delle rocce e individuare possibili transizioni profonde ovvero piani di scorrimento tra l'elemento fragile e il duttile.

Isolando l'insieme delle riflessioni, ed interpretandole con l'aiuto delle velocità sismiche e delle informazioni geologiche o di altri metodi geofisici, è possibile elaborare modelli strutturali per descrivere i principali fenomeni. Esempi di importanti contributi sono le immagini della crosta inferiore ove si è osservata la presenza di fasci di riflettori che hanno suggerito l'idea delle lamellazioni sismiche. Si tratta generalmente di fasci sub-orizzontali, qualche volta pendenti o curvi, o con più complesse sovrapposizioni. Le lamellazioni sembrano terminare, e in modo abbastanza brusco, alla base della crosta (Moho). Invece la crosta superiore e media appare spesso trasparente per la presenza di grandi masse cristalline. Appaiono trasparenti anche i materiali di trasformazione recente, generati da processi tettono-termici nelle parti più profonde della crosta. Iperboli di diffrazione, quando presenti, vanno invece associate a pieghe o ad inomogeneità conseguenti a corpi ignei intrusi. Cunei e forme romboidali entro il basamento possono essere indici di accorciamenti crostali in ambiente di compressione.

In generale la causa esatta delle riflettività osservate non è nota, anche quando esse si possono direttamente collegare a precisi eventi tettonici. Sforzi applicati su base regionale possono indurre movimenti nella crosta superiore, rigida, rispetto agli intervalli reologicamente più deboli delle parti profonde e della litosfera sub-crostale (WHEVER *et al.*, 1990). Entro la crosta superiore si possono evidenziare riflessioni in corrispondenza delle strutturazioni interne alle zone di frattura o delle interazioni complesse in presenza di alternanze a litologia diversificata. Nella crosta intermedia, le deformazioni presenti possono aumenta-

re l'anisotropia sismica e quindi la riflettività che può essere generata anche da interferenze in corrispondenza di strati sottili, metamorfizzati in modo differenziato, o infine dalla presenza, nei sistemi geotermici, di fluidi ad alta pressione accumulati in serbatoi a sufficiente permeabilità (BATINI *et al.*, 1985). Comunque, le deformazioni entro la crosta superiore fragile appaiono separate dalle deformazioni più uniformi e a più grande lunghezza d'onda della crosta intermedia ed inferiore.

L'azione del campo di sforzi regionale risulta in un processo di riordino che può indurre uno scorrimento duttile nella crosta inferiore, in presenza di elevate temperature, e favorire la comparsa di riflessioni che hanno la loro causa originale nei contrasti litologici per intrusioni ignee, o per le stratificazioni alternate di materiali con differenti proprietà mineralogiche che hanno fatto seguito a compressioni o a fenomeni di metamorfismo (MOONEY & MEISSNER, 1992 e Fig.1).

La riflettività nella crosta superiore può venir studiata mediante perforazioni o seguita fino alla superficie e associata a strutture affioranti. Un esempio è dato dal fronte pennidico nelle Alpi Occidentali (DAMOTTE *et al.*, 1990) o dal retroscorrimento insubrico nelle Alpi Centrali (CNR, 1993), entrambi interessanti i primi 20 km della crosta fragile. Nelle Alpi la riflettività medio-alta è stata attribuita a contrasti litologici (SELLAMI, 1993), sia per contatto strutturale, che per contatto tettonico susseguente a scorrimenti o in corrispondenza di zone di taglio, ma non alla presenza di miloniti (MARCHANT, 1993).

Per verificare le ragioni della riflettività nelle unità di crosta inferiore è stata studiata una sezione, esposta praticamente in modo completo, di crosta inferiore continentale ercinica nelle Serre in Calabria. Sono stati applicati i metodi della sismica e si è tenuto conto dei dati strutturali e petrologici raccolti sugli affioramenti e dei dati petrofisici risultati dalle analisi in laboratorio (LUESCHEN *et al.*, 1991). Sfortunatamente, a causa dell'eccessiva pendenza delle giaciture, dell'ordine di 38° , le riflessioni entro le falde delle Serre non sono significative, nonostante sia stata verificata la presenza di alternanze pronunciate nella composizione dei materiali. Solo procedimenti di modellistica

sui dati misurati ci permettono ancora di affermare che la crosta inferiore presenta riflettività elevate per interferenza positiva entro stratificazioni con sottili e fitte alternanze di unità litologiche ben diversificate (LUESCHEN *et al.*, 1991). La sezione sismica ottenuta da questo esperimento, mette in evidenza numerosi fasci di riflessioni che pervadono la crosta intermedia ed inferiore del blocco calabro, al di sotto delle falde delle Serre. Per essi si richiama un'origine proprio da alternanze litologiche, contatti lungo superfici di scollamento, generate da movimenti tettonici e, solo alla base della crosta, da effetti termomeccanici di riordino, vista la presenza di un mantello a temperature elevate lungo il margine tirrenico.

Nella provincia geotermica toscana la riflettività finora rivelata riguarda il basamento cristallino con eventi straordinariamente ben marcati (immagini di "bright spots") a profondità comprese fra i 3 e i 10 km (BATINI & NICOLICH, 1984). Si parla dell'orizzonte "K" che non è stato studiato mediante perforazioni, principalmente a causa delle condizioni proibitive di temperatura, di pressione e corrosione. Quindi, varie sono le ipotesi sulla riflettività, associata alla presenza di fratture con intrappolamento di fluidi in seguito a processi di raffreddamento di estese intrusioni magmatiche (GIANNELLI *et al.*, 1987), oppure a fluidi intrappolati in corrispondenza della superficie di transizione fra materiali fragili e duttili nella crosta superiore (CAMELI *et al.*, 1993). Resta accettato che la presenza di fluidi possa costituire l'elemento determinante, almeno per gli aumenti più drammatici delle ampiezze (NICOLICH, 1985), anche se non è da escludere il contatto fra litotipi diversi lungo una superficie tettonica di taglio. Rimangono da definire invece le relazioni fra l'orizzonte "K" e le strutture profonde della crosta.

Studi di sismica a rifrazione hanno fornito un modello di assottigliamento ed inarcamento crostale (GIESE *et al.*, 1981), che può essere generato da un sollevamento astenosferico (LOCARDI, 1985; LOCARDI & NICOLICH, 1988), con drastica riduzione della litosfera e accumulo di fluidi con alternanze di materiali di trasformazione recente entro un'ampia zona di transizione crosta-mantello a profondità comprese fra 15 e forse più di 25 km.

3. MODELLI GRAVIMETRICI

I dati gravimetrici, sotto forma di anomalie di Bouguer e di ondulazioni del geode, costituiscono uno strumento interessante per la definizione degli andamenti strutturali delle grandi discontinuità, con particolare riguardo a quella alla base della crosta e tra litosfera ed astenosfera. La discontinuità crosta-mantello coinvolge volumi considerevoli con significative differenze di densità e, di conseguenza, costituisce uno dei più forti segnali gravimetrici.

Uno strumento complementare, anch'esso sensibile alle dislocazioni di masse all'interno della terra, è costituito dalle ondulazioni della superficie del geode, che si possono calcolare dalle anomalie del campo gravitazionale, integrate, sopra ai mari ed agli oceani, dai dati altimetrici

da satellite. Le ondulazioni del geode sono ovviamente anticorrelate con gli eccessi o i deficit di massa all'interno della terra, nel senso che un deficit di massa genera un'ondulazione positiva, mentre un eccesso di massa ne genera una negativa. Le ondulazioni del geode vengono rappresentate sotto forma di sviluppo in armoniche sferiche fino all'ordine e grado 360 (modello OSU89B, RAPP & PAULIS, 1990). I coefficienti dello sviluppo in armoniche sferiche sono correlabili con la profondità delle masse perturbanti nel senso che, più basso è l'ordine e grado dei coefficienti, più profonde sono le masse perturbanti. E' quindi possibile, utilizzando uno sviluppo parziale in armoniche sferiche, limitare la profondità delle sorgenti da studiare.

Nell'area toscana risulta particolarmente interessante lo sviluppo in armoniche sferiche 70-360, relativo a masse perturbanti comprese tra la superficie e circa 100 km di profondità, Fig. 2. Esso presenta un'ondulazione positiva, indice di un deficit di massa, in antitesi con il proposto assottigliamento crostale (LOCARDI & NICOLICH, 1988; NICOLICH & DAL PIAZ, 1990) e quindi con un eccesso di massa. Si può dedurre che la transizione crosta-mantello nell'area toscana è diversamente strutturata rispetto alle conoscenze attuali, ovvero che esistono significative disomogeneità al tetto del mantello superiore.

A livello regionale, un modello gravimetrico che riassume le strutture litosferiche note è rappresentato in Fig. 3. Il modello litosferico, forzatamente schematico, comprende le principali sorgenti del segnale gravimetrico, vale a dire: a) la copertura sedimentaria delimitata dal basamento magnetico, desunto dall'analisi del campo magnetico (CASSANO *et al.*, 1986); b) la discontinuità

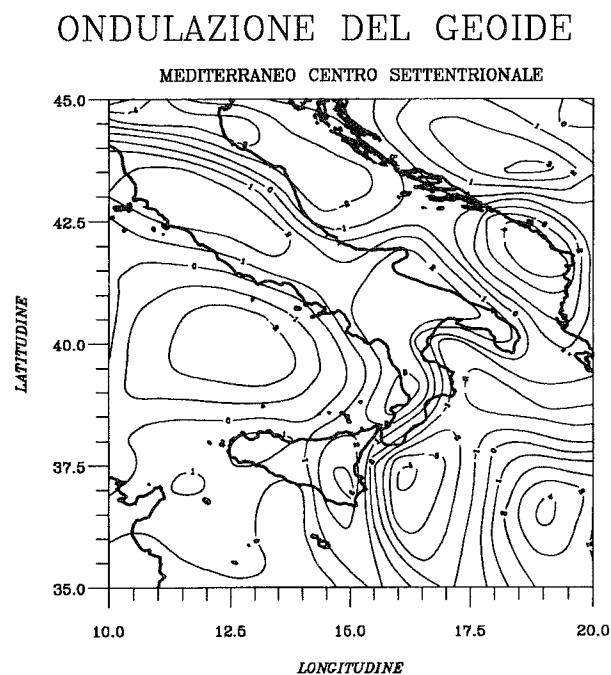


Fig. 2 Ondulazioni della superficie del geode nello sviluppo parziale in armoniche sferiche dal grado 70 al grado 360 (Equidistanza: 1 m.).

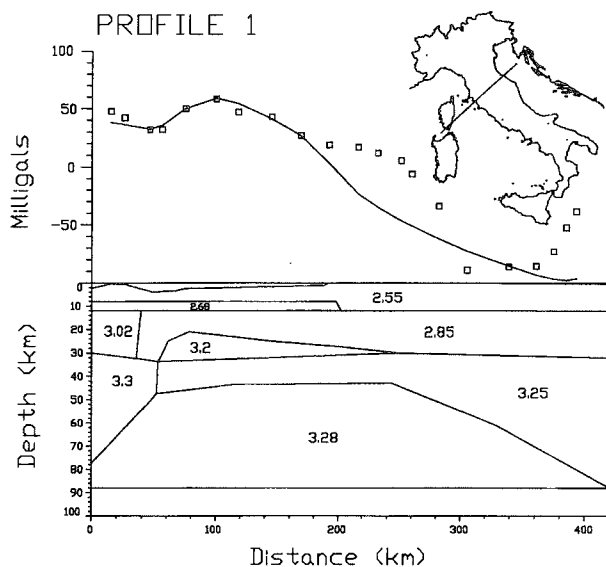


Fig. 3 Modello strutturale iniziale e profilo gravimetrico. Densità in g/cm^3 .

crosta-mantello, definita dai dati di sismica a rifrazione (NICOLICH & DAL PIAZ, 1990); c) la discontinuità litosfero-astenosfera, come rivelata da dati sismologici (PANZA, 1983). Le densità sono state calcolate utilizzando una relazione sperimentale tra velocità delle onde di compressione e densità (WOOLARD, 1989).

Come si vede, anche dal punto di vista della modellazione gravimetrica, le conoscenze attuali non soddisfano completamente il campo osservato. Quest'ultimo può essere riprodotto in modo soddisfacente o con l'ipotesi di discontinuità laterali nel mantello superiore (MARSON *et al.*, 1994), o con una sostanziale modifica della transizione crosta-mantello come indicato in Fig. 4.

In entrambi i casi, ma in modo più rilevante in Fig. 4, è evidente un assottigliamento ed inarcamento crostale, probabilmente legato ad un updoming astenosferico, nell'area interna in distensione, e ad una chiara flessura della litosfera adriatica, nell'area della catena.

Ritornando alle strutture più locali e superficiali della provincia geotermica toscana, ancora il contributo gravimetrico può essere determinante per la conoscenza delle proprietà fisiche delle rocce. I dati gravimetrici confermano una variazione negativa nelle anomalie (fino a -20 mgal) proprio dove si osserva l'orizzonte "K" a profondità minori (campi di Larderello e del M.te Amiata). Queste variazioni sono state spesso associate alla presenza di corpi magmatici, responsabili a loro volta dell'elevata termalità delle due aree (GIANNELLI *et al.*, 1987).

In Fig. 5 è mostrato un modello gravimetrico di una parte del profilo di Fig. 4, attraverso l'area interessata dai campi geotermici di Travale e Larderello. Il modello è limitato in profondità ai primi 10 km e comprende le

formazioni del flysch, le formazioni carbonatiche mesozoiche, il tetto del basamento metamorfico e la discontinuità all'interno del basamento nota come orizzonte "K". Le geometrie schematiche delle principali discontinuità e le densità delle formazioni sono state inizialmente desunte da dati di letteratura (TORO *et al.* 1994; BATINI & NICOLICH, 1984; REALE, 1989) e successivamente affinate mediante la modellazione gravimetrica bidimensionale diretta.

L'analisi del modello gravimetrico di Fig. 5 conferma una anomalia di Bouguer negativa dove si osserva l'orizzonte "K" a profondità minori. Per ottenere ciò, basta supporre che "K" rappresenti il tetto di un corpo a densità $2.60 g/cm^3$ a causa della presenza di fratture variamente distribuite o di porosità più elevata (5% o più), con i pori saturati da fluidi in fase gassosa o di vapore ad elevata termalità, rispetto ad un basamento circostante saturato in acqua "fredda" con densità crescente da 2.66 a 2.74 e con porosità più bassa (2% o inferiore).

E' evidente l'importanza per lo sfruttamento industriale delle risorse che da un tale modello consegue. Bisogna ammettere, tuttavia, che lo stesso effetto gravimetrico (anomalia negativa) può essere indotto dalla presenza di ammassi granitici all'interno della crosta e che del resto compaiono anche in diversi affioramenti. Però il carattere sismico delle riflessioni al tetto di questi ammassi, riconosciuto lungo alcuni profili, e' ben distinto da quello che si fa corrispondere all'orizzonte "K". Ovviamente solo linee sismiche ad alta risoluzione e buona penetrazione, opportunamente progettate ed integrate con rilievi geofisici complementari, in particolare gravimetrici, potranno portare contributi importanti e forse definitivi per la risoluzione del quesito.

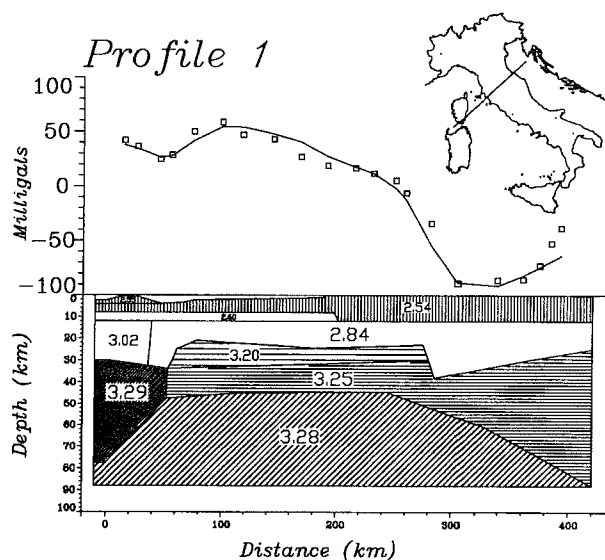


Fig. 4 - Best fitting del modello gravimetrico di Fig. 3 nell'ipotesi di variazioni strutturali della sola discontinuità crosta-mantello.

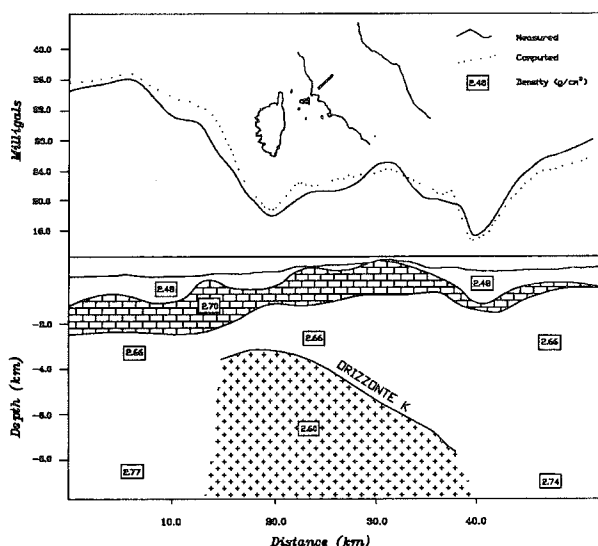


Fig. 5 - Modello strutturale e profilo gravimetrico nell'area geotermica toscana.

4. CONCLUSIONI

Nella provincia geotermica toscana non occorre quindi ipotizzare la presenza di un unico ed esteso corpo granitico entro la crosta, ma solo quella di un vero e proprio serbatoio profondo, alimentato dal basso ed espressione più superficiale di complesse variazioni delle proprietà petrofisiche nella transizione crosta-mantello. Questa transizione deve essere meglio definita e devono essere chiariti i rapporti litosfera-astenosfera. Il risultato non contraddice un modello di crosta stirata e assottigliata per processi termomeccanici, associati a stress estensionali o di taglio e soggetta ad un inarcamento per azione di movimenti di masse al tetto dell'astenosfera.

Il lavoro è stato eseguito nell'ambito dei finanziamenti MURST- 40%. Gli autori desiderano ringraziare il Prof. Antonio Lazzarotto per la proficua discussione e gli interessanti suggerimenti

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

BATINI F. & NICOLICH R. (1984) - *The application of seismic reflection method to geothermal exploration*. Seminar on Utiliz. of Geoth. Energy for Elect. Power Prod. and Space Heat., 14-17 may, Florence.

BATINI F. & NICOLICH R. (1985) - *P and S reflection seismic profiling and well logging in the Travale geothermal field*. *Geothermics*, **14**, 5/6, 731-747.

BATINI F., DUPRAT A. & NICOLICH R. (1985) - *Contribution of seismic reflection to the study of geothermal reservoirs in Tuscany*. *Trans. of Geoth. Resource Council*, **9**, 1, 242-252.

BOCCALETTI M., CERRINA FERONI A., MARTINELLI P., MORATTI G., PLESI G. & SANI F. (1991) - *L'alternanza distensione/compressione nel quadro evolutivo dei bacini neogenici dell'Appennino*

Settentrionale. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1991/1, 187-192. C.N.R. (1993) - *P. Strategico Crosta Profonda: CROP-ALPI CENTRALI*, Rapporto Finale.

GIANNELLI G., PUXEDDU M., BATINI F., BERTINI G., DINI I., NICOLICH R. & PANDELLI E. (1987) - *Geological model of a young volcano-plutonic system: the geothermal region of M.te Amiata (Tuscany, Italy)*. *Geothermics*, **17**, 5/6, 719-734.

CAMELI G.M., DINI I. & LIOTTA D., (1993). - *Upper crustal structure of the Larderello geothermal field as a feature of post-collisional extensional tectonics (Southern Tuscany, Italy)*. *Tectonophysics*, **224**, 413-423.

CASSANO E., FICHERA R. & ARISI ROTA F. (1986) - *Rilievo Aeromagnetico d'Italia. Alcuni risultati interpretabili*. AGIP

DAMOTTE B., NICOLICH R., CAZES M. & GUELLEC S. (1990) - *Mise en oeuvre, traitement et presentation du profil plaine du Po - Massif Central*. In: ROURE F., HEITZMANN P. & POLINO R. (Eds.) *Deep Structures of the Alps*. *Mem. Soc. geol. Fr., Paris*, **156**; *Mem. Soc. geol. Suisse, Zurich*, **1**; *Vol. Spec. Soc. Geol. It., Roma*, **1**, 15-27.

GIESE P., WIGGER P., MORELLI C. & NICOLICH R. (1981). *Seismischen Studien zur Bestimmung der Krustenstruktur im Bereich der geothermischen Anomalie der Toskana*. EUR 7578, de MF, 1-108.

LOCARDI E - (1985). *Neogene and Quaternary Mediterranean Volcanism: the Tyrrhenian example*. In: STANLEY D.J. & WEZEL F.C. (Eds.) *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Springer, Berlin, 273-292.

LOCARDI E. & NICOLICH R. (1988) - *Geodinamica del Tirreno e dell'Appennino centro-meridionale: la nuova carta della Moho*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41**, 121-140.

LUESCHEN E., NICOLICH R., CERNOBORI L., FUCHS K., KERN H., KRUEHL J.H., PERSOGLIA S., ROMANELLI M., SCHENK V., SIEGISMUND S. & TORTORICI L. (1991) - *A seismic reflection-refraction experiment across the exposed lower crust in Calabria (southern Italy): first results*. *Terra Nova*, **4**, 77-86.

MARCHANT R. (1993) - *The underground of the Western Alps*. *Mem. de Geol. Lousanne*, **15**, 1-137.

MARSON I., PANZA G.F., SUHADOLC P. (1994) - *Crust and upper mantle modes along the active Tyrrhenian rim*. *Terra Nova*, in press.

MOONEY W.D. & MEISSNER R. (1992) - *Multi-genetic origin of crustal reflectivity: a review of seismic reflection profiling of the continental lower crust and Moho*. In: FOUNTAIN D.M., ARCULUS R. & KAY R.W. (Eds.) *Continental lower crust*. Elsevier, Amsterdam, 45-79.

NICOLICH R. (1985) - *Metodi sismici nell'esplorazione geotermica profonda. Metodi per l'individuazione di acquiferi profondi in zone termicamente anomale*. ENEL-DSR, Tirrenia; 261-271.

NICOLICH R. & DAL PIAZ G. (1990). *Moho isobaths. Structural Models of Italy* N. 144, 3, CNR.

PANZA G.F. (1983) - *Structure of the lithosphere-asthenosphere system in the Mediterranean Region*. *Annales Geophysicae*, **2**, 137-138.

RAPP R.H. & PAVLIS N.K. (1990) - *The development and analysis of geopotential coefficient models to spherical harmonic degree 360*. *J. of Geophys. Res.*, **95**, B13, 21885-21911.

REALE O. (1989) - *Modelli geofisici tridimensionali di sistemi geotermici profondi: contributo ad una modellazione dinamica*. Univ. di Trieste - DINMA, tesi di laurea.

SELLAMI S. (1993) - *Proprietes physiques de roches des Alpes Suisses et leur utilisation a l'analyse de la reflectivite de la croute*

Alpine. Doctor these, Univ. de Geneve.

TORO B., BRUSCHI S., DI FILIPPO M. & DINI I. (1994) - *Tridimensional gravity model of the Travale geothermal field*. *Proc. Int. Symp. Geothermics 94 in Europe*. Orleans France, 8-9 Feb 1994, BRGM, **230**, 21-27.

WHEVER TH., MEISSNER R. & SADOWIAK P. (Dekorp Research Group) (1990) - *Comparative investigations of continental reflectivity*. *Tectonophysics*, **173**, 199-206.

WOOLARD G.P. (1975) - *Regional changes in gravity and their relation to crustal parameters*. *Bureau Gravimetrique Int. Bull. d'Inf.* **36**, 106-110.