

Modello di calcolo 3D sulla geodinamica recente delle alpi

Autor(en): **Muttoni, Andrea / Hilmar Gudmundsson, G.**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Bollettino della Società ticinese di scienze naturali**

Band (Jahr): **83 (1995)**

PDF erstellt am: **22.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-1003305>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

MODELLI DI CALCOLO 3D SULLA GEODINAMICA RECENTE DELLE ALPI

ANDREA MUTTONI 1) , G. HILMAR GUDMUNDSSON 2)

1) MUTTONI A. & BEFFA F., geofisica e geologia,
c.p. 266, CH-6760 Faido

2) Geophysics Program, University of Washington,
Seattle, WA 98195 - USA

RIASSUNTO

È stato utilizzato un modello geodinamico 3D per calcolare il campo di sollecitazione e di deformazione causato da variazioni di densità all' interno della crosta terrestre e del mantello superiore. I dati di immissione sono composti dal rilievo topografico dell'Europa centrale, dalla struttura della crosta e della litosfera terrestre e dai maggiori bacini sedimentari. Inoltre è stato preso in considerazione un modello di viscosità 1D. Un confronto tra l'anomalia di Bouguer calcolata e quella misurata si è reso necessario per assicurarsi della corretta distribuzione delle masse nel modello. Non sono state applicate forze esterne. È ipotizzato un comportamento reologico-viscoso lineare.

L'orientazione del campo di sollecitazione coincide in generale con quello previsto dalle analisi focali dei terremoti. In particolare il modello mostra, nelle Alpi occidentali, la rotazione degli assi principali del campo di sollecitazione come conseguenza della struttura locale della crosta. Sovrapposto al generale regime di compressione nelle Alpi, dovuto alla radice litosferica, c'è una regione all'interno delle Alpi stesse che mostra, causa il grosso spessore della crosta, estensione. La convergenza delle placche è dovuta alla struttura profonda della radice litosferica. Sebbene il calcolo evidenzi l'innalzamento delle Alpi, i risultati appaiono qui assai discordanti.

ABSTRACT

A 3D geodynamical model is used to calculate the stress and the strain-rate field of the Alpine region caused by density variations within the crust and the upper mantle. The input variables are the topography of central Europe, crustal and lithospheric thickness as determined by seismic measurements, and all major sedimentary basins, together with a depth dependent viscosity profile. Comparison of measured and calculated Bouguer anomalies was used to ensure correct mass distribution within the model. No external forces were applied at the boundaries. A linearly viscous rheological behavior was assumed.

The calculated stress field orientation is in good general agreement with the one expected from focal plane solution. In particular does the model predict the observed rotation of the principal axis in the western Alps to be a consequence of the local crustal structure. Superimposed on the general compressive stress regime of the Alps, caused by the lithospheric root, is a region of extensional stresses within the Alps themselves, which results

from the much greater than average crustal thickness. This prediction does not depend critically on the input-parameters, and is thought to be a general feature of converging plates boundaries, were the convergence is caused by a deep lying lithospheric root. Although an overall order-of-magnitude agreement between measured and calculated uplift rates can be achieved, the spatial variation of the calculated values is not in accordance with observations, suggesting either that the assumed rheological behavior is in error, or another cause of the observed uplift such as glacial isostatic rebound.

1. INTRODUZIONE

Questo testo si basa prevalentemente su un lavoro di diploma (MUTTONI, 1993) eseguito durante il semestre estivo presso l'Istituto di Geofisica del Politecnico Federale di Zurigo (ETHZ).

I modelli geodinamici servono a rappresentare le strutture profonde nonché le loro proprietà fisico-reologiche, in maniera da poter ottimizzare i risultati calcolati con valori ottenuti da misurazioni e osservazioni. Questo procedimento dovrebbe indurci a meglio comprendere le cause che conducono a determinate condizioni fisiche.

Le Alpi sono caratterizzate da strutture asimmetriche che ne accentuano la tridi-mensionalità. Quest'ultima è presente sia sulla superficie terrestre (topografia) come pure nelle strutture profonde (crosta, litosfera inferiore). Anche i grandi bacini sedimentari presenti nelle vicinanze della catena alpina (p. es. bacino del Po, della Molassa) mostrano un'asimmetria assiale, inoltre non sono distribuiti simmetricamente intorno alle Alpi.

Importanti problematiche riguardanti la geodinamica delle Alpi (anomalie di gravità, velocità d'innalzamento rispettivamente di subsidenza, nonché dimensione e direzione delle componenti principali di sollecitazione) sono state finora studiate con l'ausilio di modelli geodinamici 2D (p. es. Geotraverse Basel-Chiasso, MUELLER et al., 1980, WERNER e KISSLING, 1985; ECORS-CROP, BEYER et al., 1989; EGT-NFP 20-Osttraverse, GUDMUNDSSON, 1989, HOLLIGER e KISSLING, 1992).

Le condizioni geometriche 3D sopraccitate accompagnate da una conoscenza relativamente buona delle strutture sottostanti le Alpi, hanno indotto ad eseguire per la prima volta un tentativo di realizzare un modello geodinamico tridimensionale.

Con questo lavoro si vuole determinare, con l'ausilio di un programma di calcolo 3D (CODYN3D) ideato da D. Werner e da G.H. Gudmundsson (ETHZ), che influsso hanno il rilievo topografico, i bacini sedimentari, la crosta terrestre e la litosfera inferiore sull'anomalia di Bouguer, sulla velocità di innalzamento rispettivamente di subsidenza, nonché sul campo di sollecitazione osservati nelle immediate vicinanze della superficie terrestre.

Condizione primaria per l'esecuzione di un calcolo 3D è l'allestimento di un modello contenente le principali strutture alpine (topografia, bacini sedimentari, crosta terrestre e litosfera inferiore). Questo modello dovrà pure contenere alcune informazioni sulle proprietà fisiche delle sopraccitate strutture.

Le forti semplificazioni necessarie ad allestire un modello 3D renderanno comunque difficile il confronto quantitativo tra le grandezze risultanti dal calcolo e quelle effettivamente osservate.

Non verrà riportata e discussa, causa motivi di spazio, tutta la regione utilizzata nel testo iniziale, (MUTTONI, 1993) ma bensì solamente una porzione della stessa (fig. 1.1.). Quindi alcune strutture modellate non appariranno per intero in questo testo.

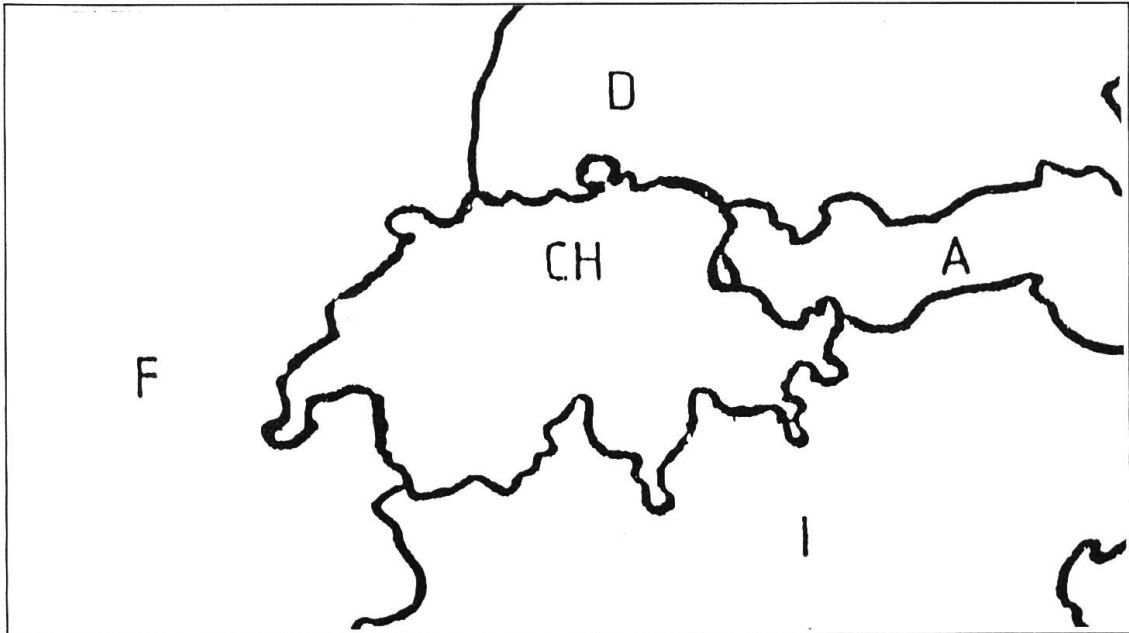


Fig. 1.1.: La posizione geografica della regione presa in considerazione in questo testo.

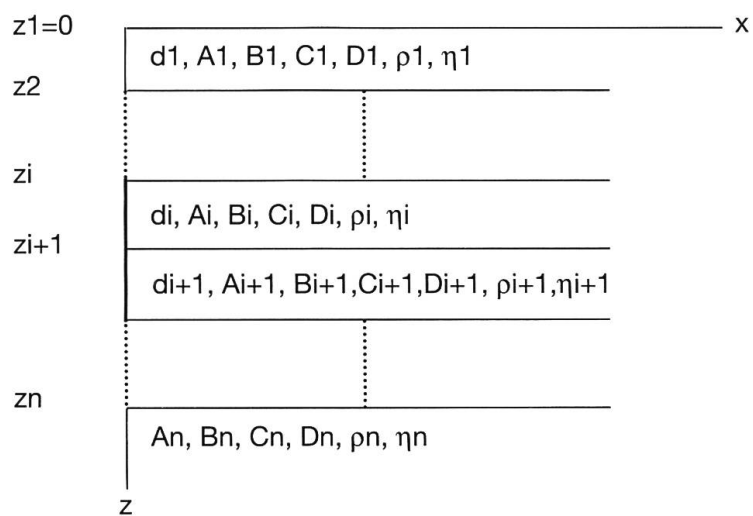
Per poter calcolare i singoli effetti delle strutture 3D si partirà da un modello a due strati (crosta e mantello) per poi aggiungere ulteriori strutture (topografia, bacini sedimentari e litosfera inferiore).

La zona di Ivrea, malgrado la sua indiscussa importanza, non verrà presa in considerazione in quanto la sua struttura risulta molto complicata e poco conosciuta.

2. METODOLOGIA

Principio fondamentale per il calcolo è la considerazione di un semispazio stratificato (fig. 2.1.) avente viscosità Newtoniana (il comportamento reologico della crosta terrestre non viene considerato elastico).

Fig. 2.1.: Modello di semispazio stratificato considerato dal programma CODYN3D.



L'asse y è da considerarsi perpendicolare al piano xz . z_i è la profondità dello strato i e z_n la profondità dell'ultimo strato. $d_i = z_{i+1} - z_i$ è lo spessore, A_i fino a D_i sono le costanti caratteristiche, ρ_i la densità e η_i la viscosità dello strato i .

Il calcolo si basa sulle equazioni di Navier-Stokes (ridotte in questo lavoro ad equazioni di Stokes).

La velocità di spostamento, che genera le sollecitazioni, ha origine da variazioni interne di densità. Le forze tettoniche non vengono prese in considerazione.

Punto di partenza è il metodo di calcolo bidimensionale (2D) descritto da McCONNEL (1965), FLEITOUT e FROIDEVAUX (1982), WERNER (1982, non pubblicato) e GUDMUNDSSON (1989) che, nell'ambito di questo lavoro, viene esteso ad una soluzione tridimensionale 1).

Con l'ausilio dello spessore, della densità e della viscosità vengono calcolate, per ogni strato, le costanti caratteristiche (fig. 2.1.). Sia il vettore di velocità che il campo di sollecitazione sono proporzionali a quest'ultime. Questi due valori potranno così venir determinati.

L'anomalia di Bouguer viene invece calcolata separatamente.

Innanzitutto bisogna stabilire un modello di riferimento (fig. 2.2.). Dopodiché bisognerà allestire il modello fisico, composto dai modelli delle strutture. Questi verranno realizzati digitalizzando carte geologiche e geofisiche (capitolo 3.: "Dati di immissione").

Il modello fisico è attorniato dal modello di calcolo (fig. 2.3.) ed in esso le strutture corrispondono al modello di riferimento (fig. 2.2.). Una continuazione periodica di questo sistema forma il modello di calcolo globale (fig. 2.3.).

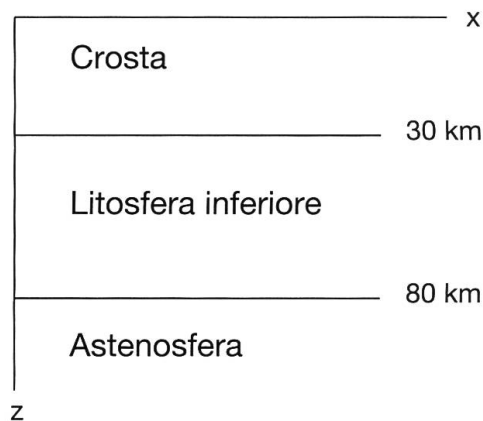


Fig. 2.2.: Modello di riferimento. L'asse y si trova perpendicolare al piano xz .

Il piano di lavoro del programma CODYN3D viene scomposto in cubi aventi lati dx , dy e dz (fig. 2.3.). I calcoli vengono eseguiti sul baricentro di questi cubi, quindi più piccoli saranno i cubi, più minuziosa dovrà essere la digitalizzazione e più dettagliato sarà il risultato. Il campo di lavoro utilizzato è suddiviso in cubi aventi lato 10 km.

Dai dati digitalizzati da carte geologiche verrà creata una griglia avente dimensioni $dx \times dy$ (10 km \times 10 km). I valori delle strutture presenti in forma digitale verranno quindi interpolati. Per poter eseguire questa interpolazione l'autore ha dovuto in parte aggiungere alle carte geologiche e geofisiche delle isolinee e dei punti ausiliari allo scopo di coprire le regioni con insufficienti informazioni riguardanti le strutture 2). Queste semplificazioni non hanno la pretesa di rappresentare la "reale struttura alpina" (non si vuole quindi completare ciò che al momento attuale è scientificamente sconosciuto). Esse fanno unicamente parte di un passo necessario per poter rappresentare un modello fisico semplificato.

I calcoli relativi al modello fisico vengono poi ripetuti periodicamente in direzione x e y nel modello di calcolo. I suddetti modelli vengono a loro volta ripetuti periodicamente nel modello di calcolo globale (fig. 2.3.).

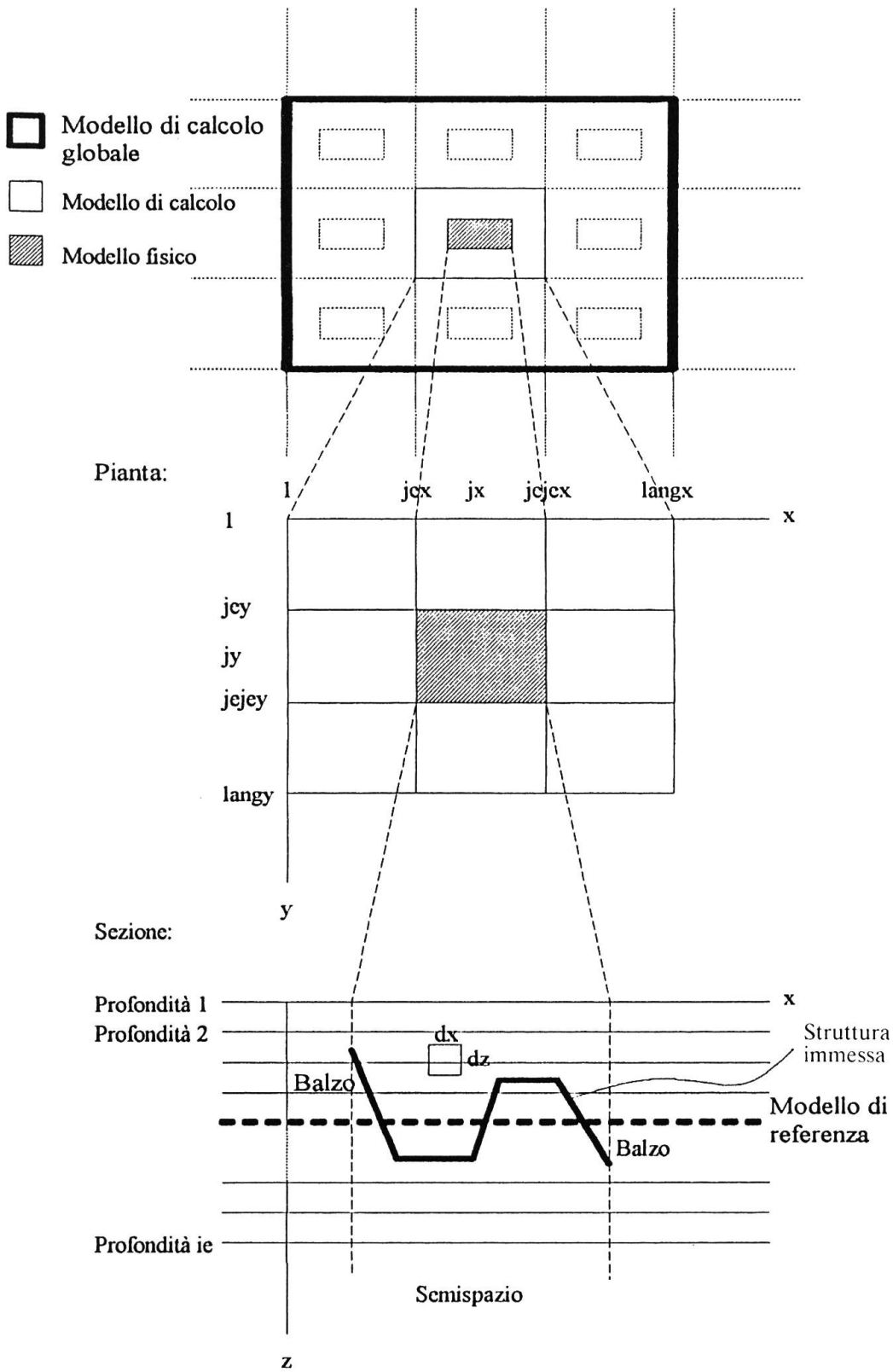


Fig. 2.3: Schema del campo di lavoro del programma CODYN3D.

Queste ripetizioni periodiche sono date dalla trattazione matematica che si basa sulla trasformata di Fourier. I valori della densità, che si trovano fuori dal modello fisico, vengono automaticamente portati a zero. Nel caso che al confine del modello fisico la profondità di una struttura non coincida con la profondità della struttura del modello di riferimento, allora ne scaturisce un balzo (fig. 2.3.). Questo genera degli effetti collaterali che si riscontreranno poi all'interno del modello fisico. Per questo motivo le strutture impostate (modello fisico) nel programma devono avere come minimo dimensione uguale alla più grande lunghezza d'onda risultante dal calcolo 3). Ne consegue che si dovranno immettere nel programma anche strutture localizzate a molti km di distanza dalle Alpi.

3. DATI DI IMMISSIONE

Per poter attivare il programma CODYN3D bisogna immettere le strutture, la densità e la viscosità. Le strutture prese in considerazione sono:

- 1) Il rilievo topografico
- 2) I bacini sedimentari
- 3) La crosta terrestre
- 4) La litosfera inferiore

I bacini sedimentari presi in considerazione sono: il bacino del Graben del Reno, quello della Molassa, quello del Po e quello Provenzale. Quest'ultimo non verrà trattato in questo riassunto in quanto ci si vuole limitare alle strutture situate nelle immediate vicinanze della catena alpina (fig. 1.1.).

Tutte le strutture (tranne il rilievo topografico) sono state ottenute dalla digitalizzazione di carte geologiche e geofisiche. Esse formeranno il modello fisico (fig. 2.3.).

Dato che l'attuale versione del programma non permette di ordinare più valori z ad un valore sulla piana xy, i balzi riscontrati nelle strutture dovranno venir rappresentati tramite dei gradienti molto elevati.

3.1. IL RILIEVO TOPOGRAFICO

I dati relativi alla topografia sono stati gentilmente messi a disposizione dal Prof. Dr. E. Klingelé (ETHZ). Essi si trovavano già in forma digitale. Una rappresentazione grafica della topografia è visibile nella fig. 3.1.

3.2. I BACINI SEDIMENTARI

I bacini sedimentari sono stati presi in considerazione in quanto la loro densità media mostra una grossa differenza rispetto alla densità della roccia circostante.

Una rappresentazione grafica dei bacini sedimentari trattati in questo testo è visibile nella fig. 3.2. (causa il carattere riassuntivo di questa pubblicazione le rappresentazioni grafiche dei bacini sedimentari non vengono riportate per intero).

L'allestimento del modello dei sedimenti del Graben del Reno è basato sulla carta di DOEBL e OLBRECHT (1972). I sedimenti appartengono tutti al Terziario.

Il modello dei sedimenti del bacino della Molassa è stato ottenuto dalla carta tettonica (BERTHELSEN et al., 1992) contenuta nel lavoro di FREEMAN e MUELLER (1992). In questa carta sono riportati i sedimenti aventi età inferiore all'Oligocene. Grossi problemi sono posti dalla Molassa Subalpina sovrastata dalle coltri Elvetiche. Dato che la velocità delle onde sismiche di compressione aumenta in direzione sud (LOHR, 1976), si può presumere che la densità della Molassa Subalpina sia superiore a quella della Molassa situata più a

setentrione. Le coltri Elvetiche sono pure composte in maggior parte da sedimenti, ne consegue che la differenza di densità tra la Molassa Subalpina e il sovrastante Elvetico non dovrebbe essere elevata.

Nell'ambito del calcolo la Molassa Subalpina non è stata considerata quale parte integrante del resto della Molassa. Il modello della Molassa mostra un'aumento della profondità dei sedimenti da Nord a Sud. La parte meridionale del bacino viene rappresentata da un pendio ad inclinazione molto elevata, inoltre la profondità massima dei sedimenti modellati supera i 4000 m.

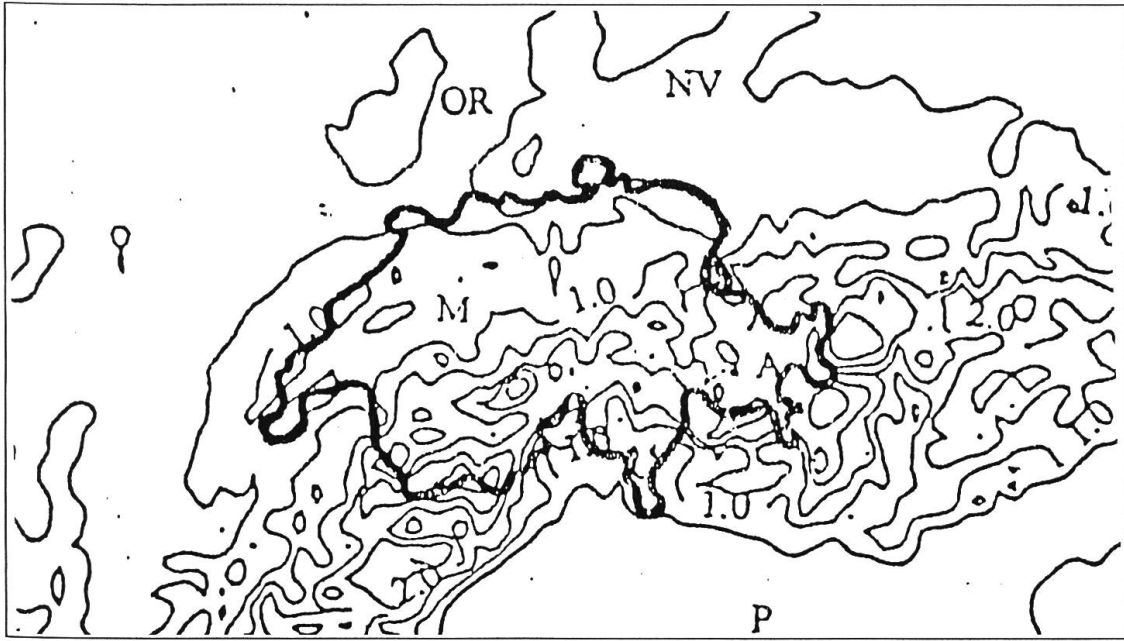


Fig. 3.1.: Rappresentazione grafica della topografia. Le cifre mostrano le altitudini in km. È rappresentata una linea di livello ogni 500 m. OR: Graben del Reno; M: bacino della Molassa; A: Alpi; P: bacino del Po.

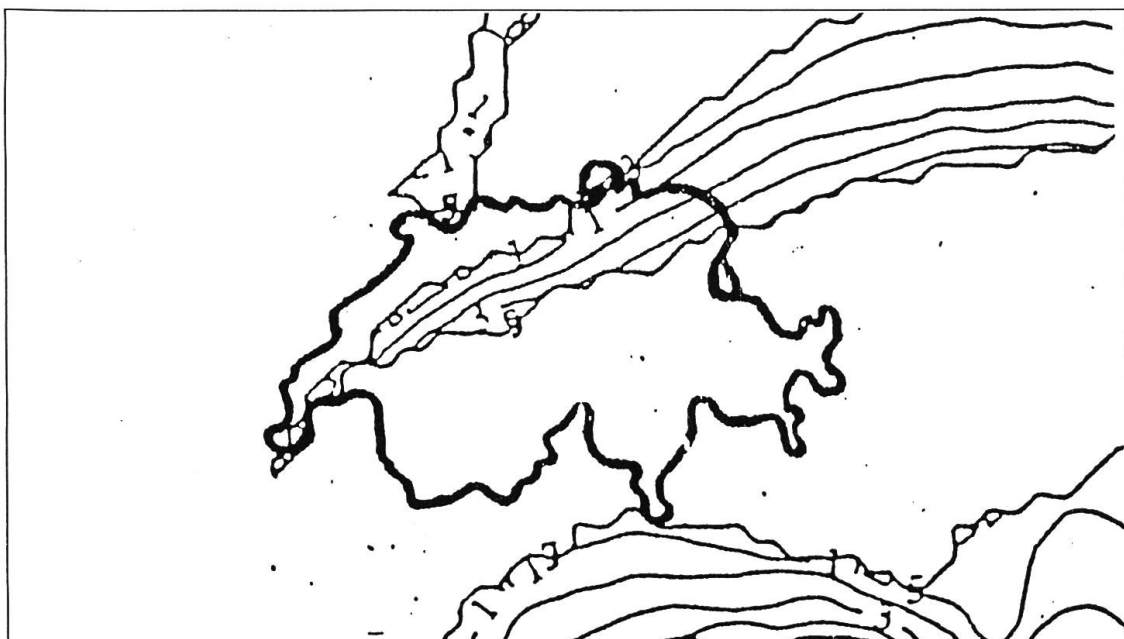


Fig. 3.2.: Rappresentazione grafica dei bacini sedimentari. Le isolinee coincidono con la profondità della base dei sedimenti in km. La distanza delle isolinee è di 1 km.

Il modello dei sedimenti del bacino del Po è stato allestito avvalendosi dei lavori di BERTHELSEN et al. (1992), BIGI et al. (1989), PIERI e GROPPI (1981) e CASSANO et al. (1986).

Sia nelle carte di BERTHELSEN et al. (1992) che in quelle di BIGI et al. (1989) la profondità dei sedimenti coincide con il limite inferiore del Pliocene.

Molte difficoltà sono state poste dalle strutture sovrascorrenti a vergenza sud-ovest. Queste sono datate Miocene ed hanno una densità maggiore rispetto ai sovrastanti sedimenti di origine pliocenico-quadernaria. Allo scopo di facilitare il compito le strutture tettoniche interne non sono state prese in considerazione, comunque la massa dei sedimenti miocenici è stata pienamente considerata nel calcolo (capitolo 3.5).

La geometria del bacino del Po è stata semplificata in quanto le isolinee dei sedimenti pliocenici sono state riportate fino al confine sud-occidentale del bacino. La profondità dei sedimenti aumenta da nord-est a sud-ovest superando gli 8000 m.

3.3. IL MODELLO DELLA CROSTA TERRESTRE

In questo lavoro la crosta terrestre viene trattata come uno strato unitario (non vengono prese in considerazione le differenti discontinuità all'interno della crosta).

Il modello della crosta utilizzato è stato eseguito tenendo conto dei lavori di KISSLING (1993), GIESE e BUNESS (1992) e MEISSNER et al. (1987). Questi lavori consistono in carte geofisiche rappresentanti le profondità, in forma di isolinee, del confine tra la crosta terrestre e la litosfera inferiore (discontinuità di Mohorovicic, detta Moho).

Sia per poter ottenere un legame tra i differenti lavori che per coprire le zone d'ombra sismiche (soprattutto nella zona di Ivrea) sono state effettuate delle semplificazioni da parte dell'autore. Queste semplificazioni non dovrebbero comunque avere delle grosse ripercussioni sul risultato finale. Nella fig. 3.3. è rappresentato il modello della Moho utilizzato per la digitalizzazione.

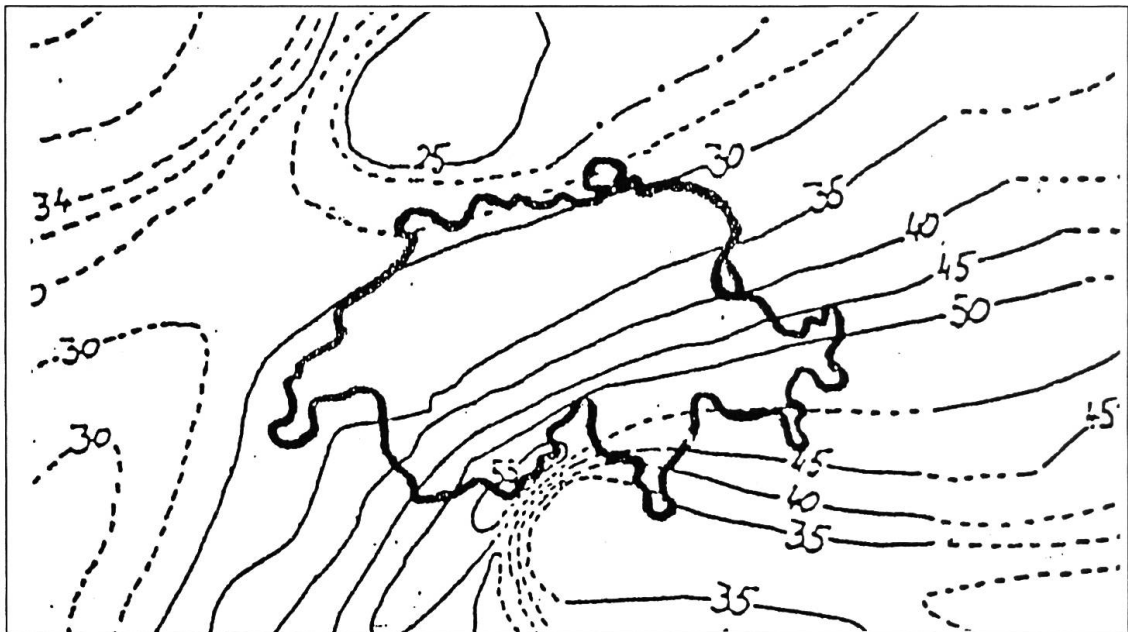


Fig. 3.3.: Modello della profondità della crosta terrestre. I numeri corrispondono alle profondità della Moho in km. Linee continue: dati da KISSLING (1993). Linee continue e punteggiate: dati da GIESE e BUNESS (1992). Linee tratteggiate: semplificazioni dell'autore.

3.4. IL MODELLO DELLA LITOSFERA INFERIORE

Causa la forte dispersione delle onde sismiche di superficie e dell'attuale limitato numero delle stazioni sismologiche, il limite inferiore della litosfera rimane poco conosciuto. I dati di immissione utilizzati in questo lavoro sono stati gentilmente messi a disposizione dal Prof. Dr. St. Mueller (fig. 3.4., linee continue). Essi sono stati ottenuti dai lavori di SPAKMAN (1990 a e 1990 b) che con l'ausilio della tomografia sismica ha studiato la struttura del mantello terrestre nella regione alpina. Un completamento di questa carta utilizzando altri lavori (p. es. MUELLER e PANZA, 1984 e SUHADOLC et al., 1990) non è stato preso in considerazione in quanto gli adattamenti e le interpretazioni sarebbero state troppo numerose. Per questo motivo ci si è limitati alla rappresentazione della radice litosferica (fig. 3.4.).

Anche in questo caso, per poter eseguire il calcolo, si è reso necessario aggiungere delle isolinee ausiliarie, rappresentate come linee tratteggiate nella fig. 3.4. Esternamente a questa struttura è stata postulata una litosfera avente spessore equivalente al modello di riferimento, cioè di 80 km (fig. 2.2.).

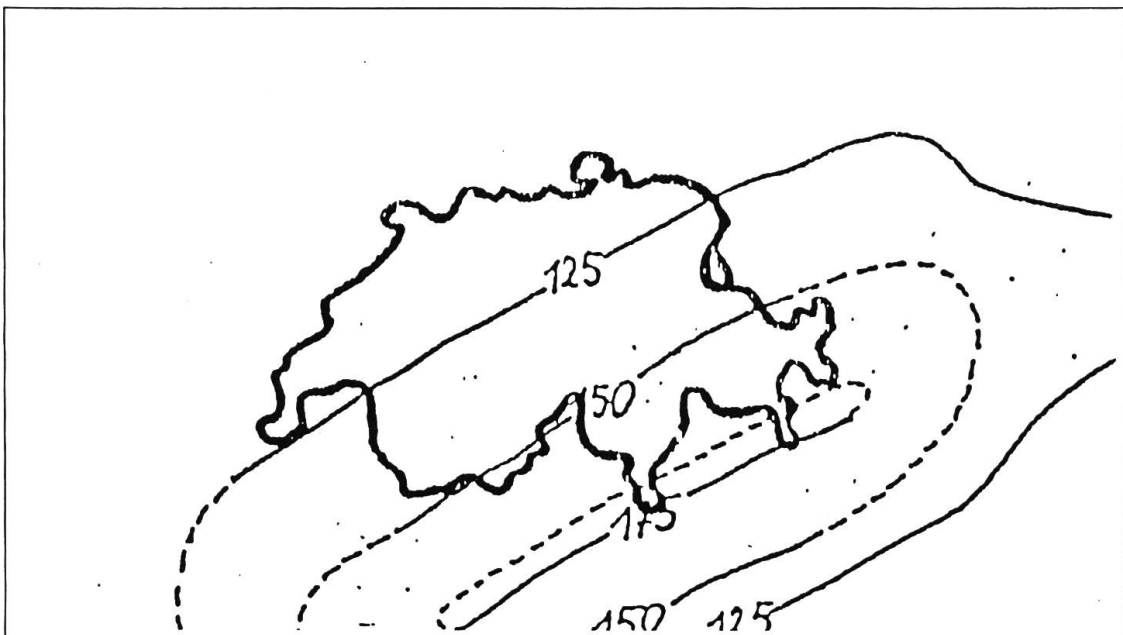


Fig. 3.4.: La struttura del modello della litosfera inferiore. Esso è stato eseguito secondo i dati di SPAKMAN (1990 a e 1990 b). Linee continue: dati forniti dal Prof. Dr. St. Mueller. Linee tratteggiate: isolinee ausiliarie inserite dall'autore. I valori corrispondono alle profondità in km. All'infuori dell'isolinea di 125 km è stata immessa nel calcolatore una profondità unitaria di 80 km. (corrispondente al modello di riferimento).

3.5. PARAMETRI FISICI

Per poter eseguire il calcolo è necessario inserire nel programma CODYN3D la densità e la viscosità delle strutture modellate.

La densità

Ad ogni struttura è stata attribuita una densità media. Per quanto riguarda i bacini sedimentari si è dovuto scegliere una densità media unitaria. Questa delimitazione è dovuta alla versione utilizzata del programma.

La densità del rilievo topografico

Per altitudini superiori al livello del mare è stata immessa una densità di 2670 kg/m³ (questa è la densità utilizzata per eseguire la correzione topografica circa il calcolo dell'anomalia di Bouguer). Per altitudini inferiori al livello del mare il programma determina automaticamente una densità di 1000 kg/m³.

La densità dei sedimenti

La densità dei sedimenti del bacino della Molassa:

Nel lavoro di SCHWENDENER (1984) è riportata una ripartizione verticale della densità dei sedimenti presenti nel bacino della Molassa. Riferendosi a questi dati si è potuto estrapolare una densità media di 2480 kg/m³.

La densità dei sedimenti del bacino del Po:

Il lavoro di SCHWENDENER (1984) contiene anche dei profili verticali raffiguranti la densità dei sedimenti del bacino del Po. Riportando questi dati al modello si ottiene una densità di 2250 kg/m³.

La densità dei sedimenti del Graben del Reno:

Per il calcolo è stato scelto un valore di 2400 kg/m³ (MUELLER e RYBACH, 1974).

La densità media dei bacini sedimentari:

Partendo dalla geometria dei modelli dei bacini sedimentari è stato valutato il loro rapporto di volume. Da qui è stata calcolata la loro densità che raggiunge i 2360 kg/m³ (questo valore è stato ottenuto tenendo in considerazione anche il bacino Provenzale il quale non è stato trattato in questo riassunto).

La densità della crosta terrestre

La determinazione della densità della crosta terrestre si basa sul lavoro di HOLLIGER e KISSLING (1992). Con l'ausilio di calcoli gravimetrici essi hanno modellato la litosfera sottostante le Alpi. Da questo modello è stata calcolata la densità media che raggiunge i 2850 kg/m³.

La densità della litosfera inferiore

Per quanto concerne la densità del mantello è stato utilizzato un valore medio di 3300 kg/m³ (MEISSNER, 1986).

La viscosità

La viscosità all'interno della terra è poco conosciuta. In questo capitolo viene rappresentato un modello monodimensionale (1D) della viscosità che possa poi essere utilizzato nel calcolo.

Per raggiungere questo obiettivo è stata estrapolata la viscosità su un modello a due strati (crosta e mantello). Questo per due motivi:

- 1) Le cause principali dei movimenti verticali nella regione delle Alpi sono da ricercare nello spessore della crosta terrestre (p. es. GUBLER et al., 1981).
- 2) I movimenti verticali misurati nelle Alpi (GUBLER et al., 1981 e GUBLER, 1991) e il rilievo della Moho hanno uguale lunghezza d'onda.

Il modello della viscosità utilizzato (MUTTONI, 1993) è riportato nella fig. 3.5. Si noti comunque che esso rappresenta unicamente una delle possibili soluzioni, infatti altri modelli potrebbero fornire risultati analoghi o addirittura migliori.

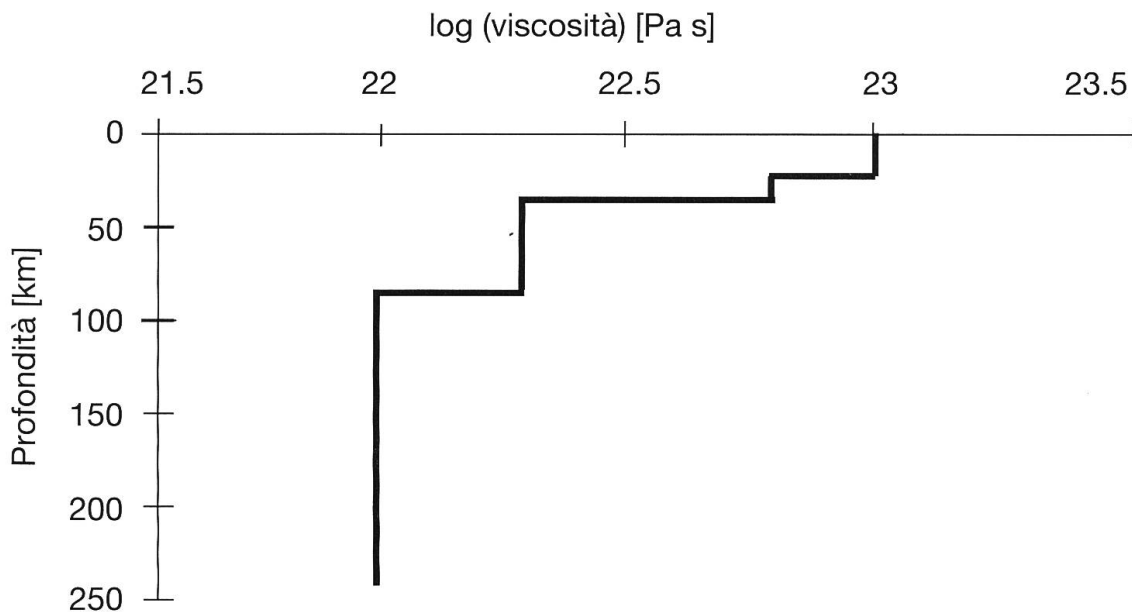


Fig. 3.5.: Modello 1D della viscosità in funzione della profondità utilizzato per il calcolo geodinamico 3D.

4. RISULTATI

Nel testo originale (MUTTONI, 1993) i risultati ottenuti dai modelli di calcolo 3D hanno fornito molte indicazioni. In questo riassunto verranno presentati esclusivamente i risultati più significativi.

Essenzialmente sono stati eseguiti quattro differenti modelli. Modello 1 concerne unicamente la Moho, modello 2 la Moho e il rilievo topografico, modello 3 la Moho, il rilievo topografico e i bacini sedimentari, ed infine, il modello 4 comprendente tutte le strutture modellate (vedi capitolo 3: "Dati di immissione"), cioè; Moho, rilievo topografico, bacini sedimentari e litosfera inferiore. Con questo sistema si sono potuti calcolare l'anomalia di Bouguer, la velocità di spostamento e il campo di sollecitazione delle singole strutture (ad esempio sottraendo il modello 4 dal modello 3 si può calcolare l'anomalia di Bouguer provocata dalla litosfera inferiore).

4.1. EFFETTI DELLE STRUTTURE 3D SULL'ANOMALIA DI BOUGUER

Nelle Alpi l'anomalia di Bouguer calcolata per il modello 1 ha valori negativi in quanto la crosta terrestre ha densità inferiore rispetto al mantello circostante. Valori estremi sono raggiunti nel sud-est del Vallese (-200 mgal) e nei Grigioni orientali (-240 mgal). In queste due regioni è stata pure modellata la Moho più profonda (vedi figura 3.3).

L'aggiunta della topografia (modello 2) non ha portato variazioni, in quanto l'effetto provocato da quest'ultima viene automaticamente corretto.

L'annessione dei bacini sedimentari (modello 3) ha avuto una minima influenza sui valori ottenuti nei modelli 1 e 2 per le Alpi centrali.

Dato che i bacini sedimentari hanno densità minore rispetto alla crosta terrestre, avranno, in analogia al modello 1, un'anomalia di Bouguer negativa. Questo fatto è ben visibile nella figura 4.1. dove è riportata la differenza tra il modello 3 e il modello 2 (ciò indica automaticamente l'anomalia di Bouguer provocata dai singoli bacini sedimentari). Nel bacino del Po si riscontrano valori massimi di -120 mgal (non visibile nella fig. 4.1.) mentre in quello della Molassa di -60 mgal. I sedimenti del Graben del Reno provocano invece un'anomalia maggiore a -30 mgal.



Fig. 4.1: Anomalia di Bouguer calcolata: Modello 3 - modello 2. Ciò mostra l'anomalia provocata dai singoli bacini sedimentari. I valori corrispondono a mgal.

L'anomalia di Bouguer calcolata per il modello 4 è riportata nella figura 4.2. L'aggiunta della radice litosferica ha prodotto importanti conseguenze, specialmente nell'arco alpino. Dato che la litosfera inferiore ha densità maggiore rispetto alla sottostante astenosfera, essa riduce notevolmente i valori estremi ottenuti nei precedenti modelli. Il valore minimo nel Vallese meridionale ammonta ora a -140 mgal, quello nei Grigioni orientali si è spostato verso est ed è stato ridotto a -200 mgal.

L'aggiunta della pesante radice litosferica ha per conseguenza che le isanomale nelle Alpi vengano spostate verso sud.

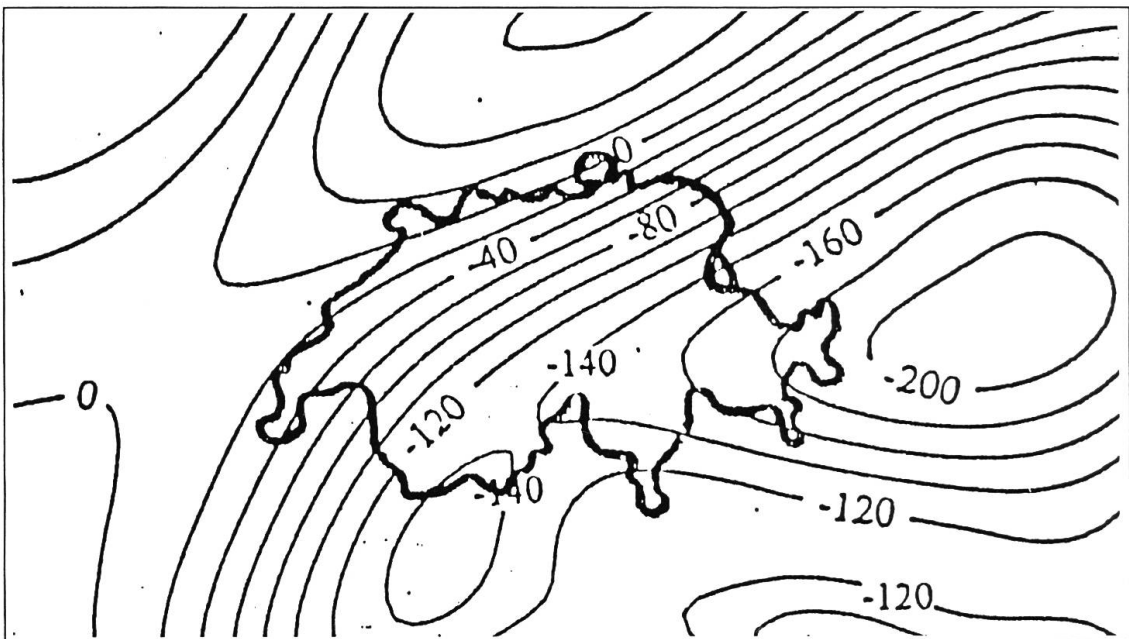


Fig. 4.2: Anomalia di Bouguer calcolata per il modello 4. I numeri indicano valori in mgal.

La figura 4.3 indica l'anomalia di Bouguer provocata dalla litosfera. Essa raggiunge un valore massimo di +70 mgal e si estende per ca. 640 km.

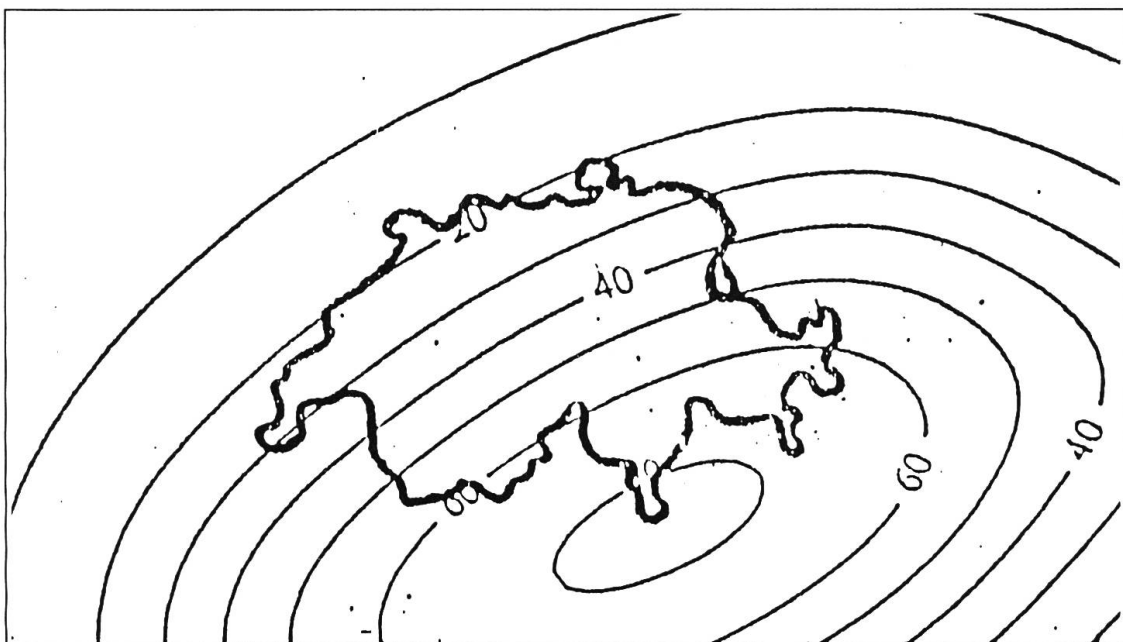


Fig. 4.3: Anomalia di Bouguer calcolata: Modello 4 - modello 3. Ciò mostra l'anomalia provocata dalla radice litosferica. I valori corrispondono a mgal.

4.2. EFFETTI DELLE STRUTTURE 3D SULLA VELOCITÀ DI SPOSTAMENTO

In questo capitolo verranno presentati in maniera qualitativa i risultati riguardanti la velocità di spostamento verticale (positiva: innalzamento, negativa: subsidenza).

Il più grande influsso sulla velocità verticale di spostamento è provocato dalla Moho (modello 1). Causa la sua densità più bassa rispetto al materiale circostante essa tende ad innalzarsi.

L'aggiunta della topografia (modello 2) provoca un'abbassamento della velocità di innalzamento in quanto il rilievo topografico, causa il suo peso, tende ad incrementare la subsidenza. Nel modello 2 la velocità rimane comunque positiva in quanto l'effetto provocato dalla topografia è circa 50 % più basso di quello provocato dalla crosta (modello 1). Da notare che, secondo i risultati ottenuti, l'influsso dovuto al peso delle Alpi è riscontrabile fino a circa 350 km a nord di Berna.

L'addizione dei bacini sedimentari (modello 3) provoca un'ulteriore incremento della velocità d'innalzamento in quanto la loro densità è minore a quella del materiale circostante.

La litosfera modellata, causa la sua più grande densità rispetto al materiale circostante, tende a subsidenza, ed il suo influsso interessa una regione di ca. 530 km. La velocità di subsidenza della radice litosferica è circa 3 volte minore alla velocità d'innalzamento provocato dalla crosta, ne consegue che nelle Alpi si ottiene una velocità verticale positiva.

4.3. EFFETTI DELLE STRUTTURE 3D SUL CAMPO DI SOLLECITAZIONE

In questo capitolo verranno presentati in maniera qualitativa i risultati riguardanti le componenti principali del campo di sollecitazione (positivo: compressione, negativo: estensione).

Le sollecitazioni calcolate nelle vicinanze della superficie terrestre mostrano che la crosta (modello 1) provoca estensione. Maggiore sarà la differenza di profondità tra la Moho modellata e la Moho del modello di riferimento, maggiore sarà pure la magnitudine delle tensioni. In vicinanza della catena montagnosa del Giura si trova il limite con la zona di compressione.

L'aggiunta del rilievo topografico (modello 2) ha come conseguenza un'indebolimento della magnitudine d'estensione. La linea estensione-compressione si sposta più a sud situandosi nella parte meridionale delle montagne del Giura. La compressione provocata dalla topografia ammonta, nelle Alpi centrali, a circa il 40 % dell'estensione provocata dalla Moho (modello 1).

I bacini sedimentari provocano un'ulteriore incremento dell'estensione. Il loro contributo resta comunque molto limitato.

Una notevole compressione è provocata dalla radice litosferica. Anche se sulla superficie terrestre essa è minore a quella provocata dal rilievo topografico, contribuisce a far diminuire l'estensione nelle Alpi. Il limite compressione-estensione al nord delle Alpi si sposta quindi ulteriormente verso sud. Per il modello 4 esso si situa lungo la linea Montreux-Berna-Zurigo. Il limite compressione-estensione al sud delle Alpi al contrario si sposta verso nord localizzandosi lungo la linea Locarno-Bellinzona.

Le isolinee del campo di sollecitazione sono parallele all'arco alpino.

5. DISCUSSIONE

In questo capitolo vengono discussi i risultati descritti nel capitolo 4.

Dato che il modello di viscosità utilizzato è solamente 1D (il principio fisico-matematico impiegato non permette l'allestimento di modelli di viscosità a più componenti) gli effetti delle strutture sia sulla velocità di spostamento che sul campo di sollecitazione possono venir discussi solamente in maniera qualitativa. Ciò è dovuto al fatto che questi valori sono proporzionali alla viscosità (una suddivisione 1D della viscosità all'interno della terra è ritenuta poco probabile). L'anomalia di Bouguer, al contrario, può venir discussa quantitativamente in quanto essa non è proporzionale alla viscosità.

5.1. L'ANOMALIA DI BOUGUER

Nell'ambito di un modello geodinamico il calcolo dell'anomalia di Bouguer serve a stabilire se il rapporto di masse sia stato scelto adeguatamente o meno.

Come previsto la Moho (modello 1) è responsabile dell'anomalia più grossa.

In fig. 4.1. si può osservare l'anomalia di Bouguer provocata dai bacini sedimentari: nella parte più meridionale del bacino del Po l'anomalia ammonta a - 120 mgal. Se si compara questo calcolo con quello di SCHWENDENER (1984) si nota che le lunghezze d'onda combaciano e che le ampiezze sono simili. Nel modello di SCHWENDENER (1984) la medesima anomalia ammonta a - 130 mgal. Da notare che SCHWENDENER (1984) nel suo modello ha utilizzato una densità minore ($\Delta\rho = - 210 \text{ kg/m}^3$). Per quanto riguarda il bacino della Molassa le lunghezze d'onda coincidono con quelle calcolate nel lavoro di SCHWENDENER (1984). Si denotano comunque delle differenze: il valore massimo per il modello proposto ammonta infatti a - 60 mgal, mentre, nel modello di SCHWENDENER (1984) la stessa anomalia raggiunge un valore di - 26 mgal. In questo lavoro è stata utilizzata una densità media più piccola ($\Delta\rho = - 120 \text{ kg/m}^3$).

Per quel che concerne il bacino del Graben del Reno i valori calcolati coincidono molto bene con i valori ottenuti da KAHLE e WERNER (1980). Ciò è dovuto al fatto che per entrambi i modelli sono state utilizzate densità quasi uguali.

Causa il maggiore volume, il bacino del Po esercita un maggiore influsso nelle Alpi Centrali rispetto all'influsso esercitato dai sedimenti del bacino della Molassa.

Nella figura 4.3. è riportato l'effetto gravitazionale della radice litosferica, esso ammonta a + 70 mgal ed ha una lunghezza d'onda di circa 640 km. Questi valori si possono correlare molto bene con i valori ottenuti da KISSLING (1982) e da SCHWENDENER (1984). KISSLING (1982), avvalendosi di modelli gravimetrici, ha determinato l'effetto gravitazionale della radice litosferica schematica a + 60 mgal. SCHWENDENER (1984) ha invece trovato un'anomalia residua di + 80 mgal provocata da un corpo situato nel mantello superiore. L'aggiunta della radice litosferica al modello 3 ha come conseguenza, causa la forte asimmetria, uno spostamento delle isoanomalie in direzione sud.

L'anomalia risultante nel modello 4 si lascia ben correlare con l'anomalia di Bouguer misurata, nell'ambito del progetto EGT da KLINGELÉ et al. (1990). Nelle Alpi i valori calcolati sono in generale lievemente inferiori a quelli misurati. Lungo un profilo rappresentativo (EGT) questa discrepanza raggiunge valori massimi inferiori al 3 %. Correlano molto bene invece le lunghezze d'onda.

5.2. LA VELOCITÀ DI SPOSTAMENTO

Causa il grosso contrasto di densità alla base della Moho ($\Delta\rho = - 480$ mgal) la crosta terrestre provoca, nella regione delle Alpi, un grosso innalzamento (velocità di spostamento verticale positiva) della superficie terrestre.

L'aggiunta della topografia al modello 1 (modello 2) ha come conseguenza un ridimensionamento dell'innalzamento (ca. del 50 %). La curvatura dell'arco alpino ha come conseguenza che la subsidenza dovuta alla topografia si estende maggiormente verso nord che verso sud.

Causa la più bassa densità rispetto al materiale circostante i sedimenti dei bacini sedimentari provocano estensione. Gli effetti estensivi di quest'ultimi influenzano comunque in maniera assai esigua le condizioni nelle Alpi.

La radice litosferica provoca invece, causa il positivo contrasto di densità nei confronti della circostante astenosfera ($\Delta\rho = + 50$ mgal), una subsidenza. Essa resta comunque inferiore all'innalzamento causato dalla Moho (modello 1), ne consegue che nelle Alpi si ha una velocità di spostamento verticale positiva (le Alpi si alzano).

Da misurazioni geodetiche (p. es. GUBLER et al., 1981) è risaputo che la maggior parte delle Alpi si innalzano rispetto ad Aarburg (punto di riferimento geodetico nel nord-ovest della Svizzera) e che le maggiori velocità d'innalzamento sono rilevate nelle regioni di Coira e di Briga. Questo è pure stato calcolato per il modello 4. Dalle misurazioni geodetiche è pure conosciuto che ad occidente della linea Sciaffusa-Losanna avviene, rispetto ad Aarburg, una subsidenza.

Anche nella regione della pianura padana è stato ottenuto un'innalzamento, ciò non corrisponde però alle osservazioni. Questa discrepanza è da addebitare molto probabilmente alla sovrapposizione delle isolinee appartenenti alle regioni alpina e appenninica.

Nei pressi della superficie risulta che l'influsso della topografia è maggiore rispetto a quello della radice litosferica, questo è da attribuire alla maggiore superficie coperta dalla topografia rispetto a quella coperta dalla radice litosferica.

Secondo GUDMUNDSSON (1994) l'innalzamento delle Alpi potrebbe essere in parte causato dal ritiro dei ghiacciai del Würm.

5.3. IL CAMPO DI SOLLECITAZIONE

Sia la grossa differenza di densità con il mantello terrestre che le grosse profondità della Moho fanno sì che nelle Alpi (modello 1) si crei un'estensione molto accentuata. Anche i sedimenti, causa il loro contrasto di densità negativo, provocano estensione.

Quest'ultima viene tuttavia parzialmente compensata dalla topografia e dalla radice litosferica.

La topografia provoca infatti compressione in quanto agisce come un carico, mentre la compressione provocata dalla litosfera è invece da addebitarsi sia all'effetto carico che alla maggiore densità rispetto all'astenosfera circostante. Nella regione del bacino del Po l'aggiunta della litosfera (modello 4) al modello 3 ha come conseguenza una compressione, mentre nelle Alpi le linee con uguale valore di sollecitazione subiscono uno spostamento generale verso sud-est. La compressione provocata dalla radice litosferica e dalla topografia non riesce però a compensare pienamente l'estensione provocata dai sedimenti e soprattutto dalla crosta terrestre. Ciò ha come conseguenza che nelle Alpi Centrali risulta estensione (in particolare nelle zone dove è stata modellata la Moho più profonda). Nel modello 4 risulta compressione a sud-est delle Alpi, estensione nelle Alpi centrali e di nuovo compressione a nord-ovest delle Alpi.

A nord delle Alpi la transizione tra estensione e compressione è localizzata lungo la linea Montreux-Berna-Zurigo. Dall'analisi focale dei terremoti poco profondi (profondità minore a 10 km) MAURER (1993) ha estrapolato che nella zona meridionale del Vallese vige estensione avente direzione sud-est. Partendo dal nord del Vallese si trova invece uno spostamento sinistrale (il che induce a compressione). Dal modello 4 si può estrapolare una zona di transizione simile, mentre a sud delle Alpi questa si situa lungo la linea Locarno-Bellinzona6).

Gli assi della componente principale di sollecitazione hanno direzione perpendicolare all'arco alpino e sono molto ben visibili nella figura 5.1.

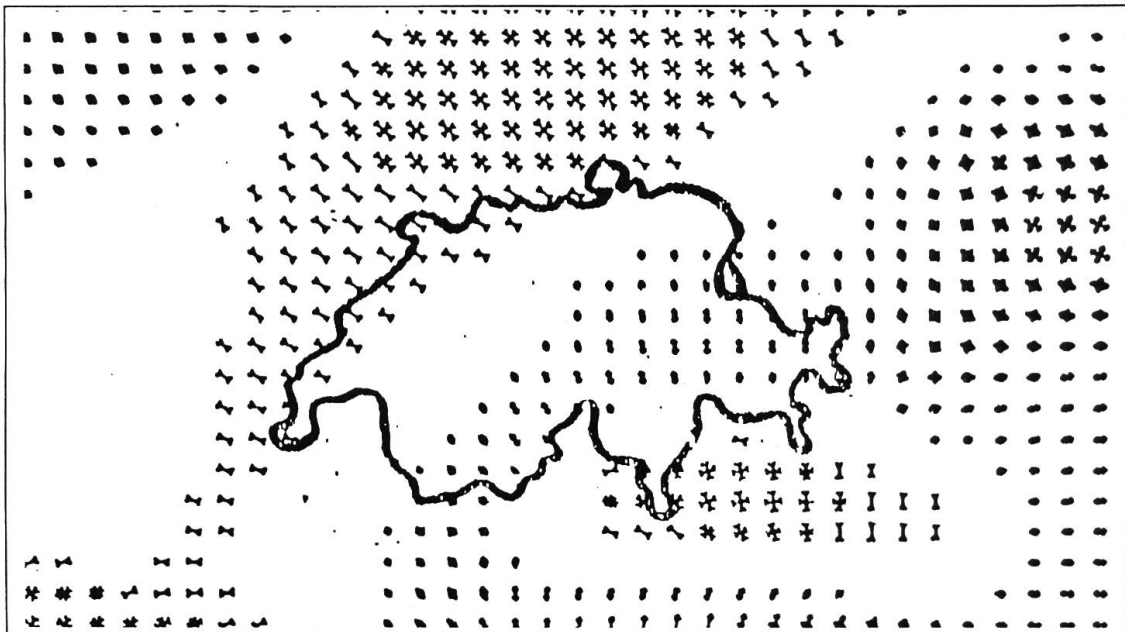


Fig. 5.1.: Direzione della componente principale del vettore di sollecitazione. Freccette indicanti direzioni opposte mostrano estensione. Zone bianche indicano la transizione tra compressione ed estensione.

6. CONCLUSIONI

In un modello geodinamico il calcolo dell'anomalia di Bouguer indica se le masse facenti parte dello stesso siano state scelte in maniera adeguata o meno. Quando le anomalie calcolate corrispondono a quelle misurate, allora si potrà discutere il campo delle velocità e di sollecitazione. Punti deboli di questo procedimento sono le supposizioni di un modello

1D della viscosità e la considerazione di una crosta terrestre fluida. Tuttavia abbiamo potuto dimostrare come l'effetto della viscosità in un tale modello sia meno importante di quanto postulato all'inizio del lavoro. Per questo motivo si sono potuti correlare, in maniera qualitativa, i risultati ottenuti dal calcolo con le osservazioni.

Da questo lavoro appare evidente che la crosta esercita il più grande effetto sul calcolo 3D. Questo significa che le estensioni, le anomalie negative di Bouguer e gli innalzamenti risultanti nelle Alpi sono da attribuire soprattutto all'effetto della crosta terrestre. La causa principale è data dal fatto che alla base della Moho si trova il contrasto di densità più elevato e che la massa della crosta terrestre risulta la più grande di tutte le strutture prese in considerazione in questo lavoro. Importante appare anche la constatazione che, sulla superficie terrestre, la topografia esercita maggior influsso della radice litosferica.

In questo modello non sono state utilizzate forze tettoniche globali. Dato però che i risultati ottenuti sono correlabili ad osservazioni e misurazioni, si può presupporre che nelle Alpi il campo regionale di sollecitazione e di deformazione predomini su quello globale.

Risultati positivi si sono potuti constatare nel calcolo dell'anomalia di Bouguer, infatti i valori estremi e le lunghezze d'onda corrispondono con i valori misurati nell'ambito del progetto EGT. Buoni risultati sono pure stati forniti dal calcolo dell'anomalia gravitazionale della radice litosferica, come pure dei sedimenti del Graben del Reno e del bacino del Po.

Il calcolo della velocità verticale di spostamento al modello 4 non ha fornito invece risultati incoraggianti. Ciò può suggerire un'errata assunzione del modello reologico oppure che non sia stato preso in considerazione lo scioglimento dei ghiacciai del Würm (GUDMUNDSSON, comunicazione personale.). Il calcolo degli effetti delle diverse strutture 3D sulla velocità di spostamento ha invece fornito utili risultati.

Seppure risulti sempre molto difficile interpretare il campo di sollecitazione, il modello 4 ha fornito dei risultati molto interessanti. Si è infatti potuto seguire la zona di transizione tra estensione e compressione correlandola con osservazioni dirette (questo al nord delle Alpi). La rotazione, perpendicolare alla catena alpina, delle componenti principali del vettore di sollecitazione (cfr. PAVONI, 1975 e MUELLER, 1984) è pure da considerarsi come un'ottimo risultato. Essa è da attribuire alla struttura locale della crosta.

L'estensione riscontrata nelle Alpi centrali è causata dal grosso spessore della crosta terrestre. La convergenza delle placche è dovuta alla struttura profonda della radice litosferica.

RINGRAZIAMENTI

Gli autori ringraziano l'ing. Floriano Beffa, dello studio MUTTONI A. & BEFFA F., per la lettura critica del manoscritto.

BIBLIOGRAFIA

BERTHELSEN, A., BUROLLET, P., DAL PIAZ, G.V., FRANKE, W. AND TRÜMPY, R., 1992: Tectonics. In: D. Blundell, R. Freeman and St. Mueller (eds). *A Continent Revealed - The European Geotraverse*. Cambridge Univ. Press, Cambridge UK.

BEYER, R., CAROZZO, M.T., LANZA, R., MILETTO, M. and REY, D. 1989: Gravity modelling along the ECORS-CROP vertical seismic reflection profile through the western Alps. *Tectonophysics*, 162, pp. 203-218.

BIGI, G., CASTELLARIN, A., CATALANO, R., COLI, M., COSENTINO, D., DAL PIAZ, G.V., LENTINI, F., PAROTTO, M., PATACCA, E., PRATURLON, A., SALVINI, F., SARTORI, R., SCANDONE, P. and VAI, G.B., 1989: Synthetic Structural-Kinematic Map of Italy. XXVIII International Geological Congress - Washington D.C.

CASSANO, E., ANELLI, L., FICHERA, R. E CAPPELLI, V., 1986: Pianura Padana: interpretazione di dati geofisici e geologici. 73° Congresso Società Geologica Italiana, Roma, pp. 27.

- DOEBL, F. AND OLBRECHT, W., 1972: An isobath Map of the Tertiary base in the Rhingraben. In: J.H. Illies and K. Fuchs (eds): Approaches to taphrogenesis. Inter-Union Commission on Geodynamics, Scientific Report no. 8, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, pp. 71-71.
- FLEITOUT, L. AND FROIDEVAUX, C., 1982: Tectonics and topography for a lithosphere containing density heterogeneities. *Tectonics*, Vol. 1, No. 1, pp. 21-56.
- FREEMAN, R. AND MUELLER, ST., 1992: Atlas of compiled data. In: D. Blundell, R. Freeman and St. Mueller (eds). *A Continent Revealed - The European Geotraverse*. Cambridge Univ. Press, Cambridge UK, pp. 73.
- GIESE, P. and BUNESS, H., 1992: Moho Depth. In: D. Blundell, R. Freeman and St. Mueller (eds). *A Continent Revealed - The European Geotraverse*. Cambridge Univ. Press, Cambridge UK.
- GUBLER, E., KAHLE, H.G., KLINGELÉ, E., MUELLER, ST. and OLIVIER, R., 1981: Recent crustal movements in Switzerland and their geophysical interpretation. *Tectonophysics*, 71, pp. 125-152.
- GUBLER, E., 1991: Map 5. First order levelling net and recent crustal movements. Report on the Geodetic Activities in the Years 1987-1991 presented to the International Association of Geodesy at the XX General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics, Vienna, August 1991, Swiss Geodetic Commission, ETH-Hönggerberg, Zürich.
- GUDMUNDSSON, G.H., 1989: Modellrechnungen zu rezenten Alpenhebungen. Diplomarbeit, Abteilung für Mathematik und Physik, ETH Zürich, pp. 78.
- GUDMUNDSSON, G.H., 1994: An order-of-magnitude estimate of the current uplift-rates in Switzerland caused by the Würm Alpine deglaciation. *Eclogae geol. Helv.*, 87/2, pp. 545-557.
- HOLLIGER, K. and KISSLING, E., 1992: Gravity interpretation of a unified 2-D acoustic image of the central Alpine collision zone. *Geophys. J. Int.*, 111, pp. 213-225.
- KAHLE, H.G. and WERNER, D., 1980: A geophysical study of the Rhinegraben - II. Gravity anomalies and geothermal implications. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 62, pp. 631-648.
- KISSLING, E., 1982: Aufbau der Kruste und des oberen Mantels in der Schweiz. Schweizerische Geodätische Kommission. *Geodätisch-geophysikalische Arbeiten in der Schweiz*, Band 35, pp. 37-126.
- KISSLING, E., 1993: Deep structures of the Alps - what do we really know?. *Physics of the Earth and Plan. Int. Letter.*, 79, pp. 87-112.
- KLINGELÉ, E., LAHMEYER, B. and FREEMAN, R., 1990: Bouguer gravity anomalies. In: D. Blundell, R. Freeman and St. Mueller (eds). *A Continent Revealed - The European Geotraverse*. Cambridge Univ. Press, Cambridge UK.
- LOHR, J., 1976: Alpine stress documented by anomalous seismic velocities in the Molasse trough. In: H., Closs, D., Roeder and K., Schmidt (eds): *Alps, Apennines and Hellenides*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, BRD, pp. 69-71.
- MCCONNELL, R.K., 1965: Isostatic adjustment in a layered Earth. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 70, No. 20, pp. 5171-5188.
- MAURER, H.R., 1993: Seismotectonics and upper crustal structure in the western Swiss Alps. Diss. ETH, pp. 159.
- MEISSNER, 1986: *The Continental Crust*. Academic Press, New York, pp. 426.
- MEISSNER, R., WEVER, TH. and FLÜH, E.R., 1987: The Moho in Europe - implications for crustal development. *Ann. Geophys.*, 5, pp. 357-364.
- MUELLER, ST., 1984: Dynamic processes in the Alpine arc. *Annales Geophysicae*, 1984, 2, 2, pp. 161-164.

- MUELLER, ST., Ansorge, J., Egloff, R. and Kissling, E., 1980: A crustal section along the Swiss Geotraverse from the Rhinegraben to the Po plain. *Eclogae geol. Helv.*, 73/2: pp. 463-485.
- MUELLER, ST. and PANZA, G.F., 1984: The lithosphere-asthenosphere system in Europe. In: D.A. Glason and St. Mueller (eds). *First EGT-Workshop - The Northern Segment*. European Science Foundation, Strasbourg, pp. 93-112.
- MUELLER, ST. and RYBACH, L., 1974: Crustal dynamics in the central part of the Rheingraben. In: J.H. Illies and K. Fuchs: *Approaches to Taphrogenesis*. Schweizerbart, Stuttgart, pp. 379-388.
- MUTTONI, A., 1993: 3D-Modellrechnungen zur rezenten Geodynamik des Alpenraumes. *Diplomarbeit an der ETH*, pp. 78.
- PAVONI, N., 1975: Zur Seismotektonik des Westalpenbogens. *Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik, Fachblatt III/IV-75*, pp. 185-187.
- PIERI, M. and GROPPI, G., 1981: Subsurface Geological Structure of the Po-Plain, Italy. *Consiglio Nazionale delle Ricerche, Progetto Finalizzato Geodinamica, Sottoprogetto 'Modello Strutturale'*, Pubblicazione no. 414.
- SCHWENDENER, H., 1984: Ein gravimetrisches Krusten-Mantel-Modell für ein Profil vom nördlichen Alpenvorland bis an die Ligurische Küste. *Schweizerische Geodätische Kommission. Geodätisch-geophysikalische Arbeiten in der Schweiz*, Kümmerly & Frei, Bern, Band 36, pp. 160.
- SPAKMAN, W., 1990 A: The structure of the lithosphere and the mantle beneath the Alps as mapped by delay time tomography. In: R. Freeman, P. Giese and St. Mueller (eds). *The European Geotraverse: Integrative Studies*. European Science Foundation, Strasbourg, France, pp. 213-220.
- SPAKMAN, W., 1990 B: Tomographic images of the upper mantle below central Europe and the Mediterranean. *Terra Nova*, 2, pp. 542-553.
- SUHADOLC, P., PANZA, G.F. and MUELLER ST., 1990: Physical properties of the lithosphere-asthenosphere system in Europe. In: R. Freeman and St. Mueller (eds). *The European Geotraverse, Part 6. Tectonophysics*, 176, pp. 123-135.
- WERNER, D. and KISSLING, E., 1985: Gravity anomalies and dynamics of the Swiss Alps. In: C. Eva and N. Pavoni (eds), *Seismotectonics. Tectonophysics*, 117: 97-108.

