

Geodätisch-geophysikalische Arbeiten in der Schweiz

(Fortsetzung der Publikationsreihe
«Astronomisch-geodätische Arbeiten in der Schweiz»)

herausgegeben von der

Schweizerischen Geodätischen Kommission
(Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft)

Sechsendreißigster Band

**Ein gravimetrisches
Krusten-Mantel-Modell
für ein Profil vom nördlichen
Alpenvorland bis an die
Ligurische Küste**

H. Schwendener

1984

Geodätisch-geophysikalische Arbeiten in der Schweiz

(Fortsetzung der Publikationsreihe
«Astronomisch-geodätische Arbeiten in der Schweiz»)

herausgegeben von der

Schweizerischen Geodätischen Kommission

(Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft)

Sechsendreißigster Band

**Ein gravimetrisches
Krusten-Mantel-Modell
für ein Profil vom nördlichen
Alpenvorland bis an die
Ligurische Küste**

H. Schwendener

1984

Adresse der Schweizerischen Geodätischen Kommission:

Institut für Geodäsie und Photogrammetrie
Eidg. Technische Hochschule Zürich
ETH-Hönggerberg
CH-8093 Zürich

Adresse der Schweizerischen Geophysikalischen Kommission:

Institut für Geophysik und
Schweizerischer Erdbebendienst
Eidg. Technische Hochschule Zürich
ETH-Hönggerberg
CH-8093 Zürich

Redaktion des 36. Bandes:
Prof. Dr. Stephan Müller
Dr. sc. nat. Heinrich Schwendener

Druck: Offsetdruck Bern AG

V O R W O R T

Der vorliegende 36. Band setzt die Reihe der "Geodätisch-geophysikalischen Arbeiten in der Schweiz" fort mit einer Veröffentlichung über "Ein gravimetrisches Krusten-Mantel-Modell für ein Profil vom nördlichen Alpenvorland bis an die Ligurische Küste", verfasst von Herrn Dr. Heinrich Schwendener. Es handelt sich dabei um einen exemplarischen Beitrag der Gravimetrie zum "Europäischen Geotraversen-Projekt" (EGT), einem internationalen multidisziplinären Grossunternehmen zur Kartierung eines repräsentativen Lithosphären-Streifens von Nordskandinavien quer durch Mitteleuropa und die Alpen bis nach Nordafrika. Der hier behandelte Profilstreifen erstreckt sich vom Bodensee-Gebiet mit einer Breite von rund 100 km und einer Länge von etwa 500 km durch die Zentralalpen und die Po-Ebene bis zum Golf von Genua.

Mit den gewonnenen detaillierten Daten war es erstmals möglich, ein dreidimensionales Schwere-Modell für diesen Abschnitt der EGT zu berechnen. Das resultierende Krusten-Mantel-Modell unterstützt unter anderem die Hypothese der Existenz einer grossräumigen Dichte-Anomalie ("Verschlukungszone") im oberen Erdmantel unter den Zentralalpen, die als eine Folge des noch andauernden Kollisionsvorganges zwischen der afrikanischen und der eurasischen Lithosphärenplatte anzusehen ist.

Die Bestimmung von Dichte-Anomalien in der Erdkruste und im oberen Erdmantel hat sich in den letzten Jahren auch zu einem zentralen Punkt der wissenschaftlichen Untersuchungen der Internationalen Assoziation für Geodäsie (IAG) entwickelt. Aktuelle Beispiele hierfür sind die Aktivitäten mehrerer IAG-Spezialstudiengruppen, die während der 18. IUGG-Generalversammlung in Hamburg (1983) gegründet wurden (z.B.

Integrierte Geodäsie, inertielle Messtechnik, Geoidbestimmung in Europa, lokale Schwerefeldbestimmung, dynamische Dichtemodelle). In diesem Zusammenhang bilden die von H. Schwendener dokumentierten Schweredaten und das daraus abgeleitete Krusten-Mantel-Modell eine wichtige Grundlage für die laufenden Forschungsarbeiten der Schweizerischen Geodätischen Kommission (SGK) im Rahmen der gravimetrischen sowie der astro- und satellitengeodätischen Geoidbestimmung.

Die Schweizerische Geophysikalische Kommission (SGPK) und die Schweizerische Geodätische Kommission (SGK) danken dem Autor für seinen wertvollen Beitrag zu dieser Veröffentlichung. Seine persönliche Einsatzbereitschaft von den Feldmessungen bis hin zur Erstellung des druckfertigen Manuskripts verdient besondere Anerkennung. Unser besonderer Dank geht an das Bundesamt für Bildung und Wissenschaft, die Eidgenössische Technische Hochschule Zürich und die Schweizerische Naturforschende Gesellschaft für ihre großzügige finanzielle Unterstützung. Herrn Dr. E. Klingelé möchten wir für die sorgfältige und kritische Durchsicht der ersten Fassung des Manuskriptes danken.

Im Namen der

Schweizerischen Geodätischen
Kommission

Schweizerischen Geophysikalischen
Kommission

Der Präsident

Der Präsident

Hans-Gert Kahle

Stephan Mueller

November 1984

Inhaltsverzeichnis

| | |
|--|-----|
| ZUSAMMENFASSUNG | I |
| ABSTRACT | III |
| RESUME | V |
| 1 EINLEITUNG | 1 |
| 2 PROBLEMSTELLUNG | 3 |
| 3 GEOLOGISCH-TEKTONISCHE ÜBERSICHT | 15 |
| 4 GRAVIMETRISCHE DATEN | 21 |
| 4.1 Übersicht | 21 |
| 4.2 Gravimetrische Vermessung | 23 |
| 4.3 Barometrische Höhenbestimmung | 23 |
| 4.3.1 Voraussetzungen | 23 |
| 4.3.2 Messmethode und verwendete Geräte | 24 |
| 4.3.3 Durchführung der Messungen | 25 |
| 4.3.4 Auswertung | 27 |
| 4.3.5 Genauigkeit der barometrischen Höhenbestimmung | 28 |
| 4.4 Berechnung der Bouguer-Anomalien | 30 |
| 4.4.1 Allgemeines | 30 |
| 4.4.2 Digitales Geländemodell zur Berechnung der Schwerewirkung der Topographie im Bereich von 20 und 2500 m | 30 |
| 4.4.3 Fehleranalyse für die Ermittlung der Schwerewirkung der Topographie | 30 |
| 4.4.4 Genauigkeit der Bouguer-Anomalien | 36 |
| 4.4.5 Diskussion der Bouguer-Anomalien | 38 |
| 5 REDUKTION DER BOUGUER-ANOMALIEN FÜR OBERFLÄCHENNAHE STÖRKÖRPER | 42 |
| 5.1 Quartäre Talfüllungen | 42 |
| 5.1.1 Allgemeines | 42 |
| 5.1.2 Quartäre Talfüllung im Veltlin | 43 |
| 5.1.3 Quartäre Talfüllungen im Domleschg und im Gebiet Bonaduz-Domat/Ems | 49 |
| 5.2 3-D Modelle der tertiären Sedimentbecken im Alpenvorland | 53 |
| 5.2.1 Allgemeines | 53 |
| 5.2.2 Modell der Molasse-Sedimente | 53 |
| 5.2.3 Schwerewirkung des Molasse-Modells | 55 |
| 5.2.4 Modell der Po-Sedimente | 55 |
| 5.2.5 Schwerewirkung des Modells der Po-Sedimente | 62 |
| 5.3 Schwerewirkung des Ivrea-Körpers | 65 |
| 5.4 Reduzierte Bouguer-Anomalien | 65 |
| 6 MODELL DER KRUSTE UND DES OBERSTEN MANTELS | 69 |
| 6.1 Grundlagen der gravimetrischen Modellrechnung | 69 |
| 6.2 Die Referenzkruste | 72 |
| 6.3 Methodik der Dichteinversion | 73 |

| | | |
|-------|---|-----|
| 6.4 | Seismische Daten und das daraus abgeleitete gravimetrische Krustenmodell (3-D) | 76 |
| 6.4.1 | Allgemeines | 76 |
| 6.4.2 | Konstruktion des gravimetrischen Krustenmodells mit den seismischen Daten | 79 |
| 6.4.3 | Berechnung des Schwereeffekts des gravimetrischen Krustenmodells | 84 |
| 6.4.4 | Die Anomalie am nördlichen Alpenrand | 86 |
| 6.4.5 | Die Anomalie im nördlichen Apennin | 92 |
| 6.4.6 | Definitives Krustenmodell | 92 |
| 7 | ANOMALIE IM OBERSTEN MANTEL UNTER DEN ALPEN | 103 |
| 7.1 | Geologische und geophysikalische Daten | 103 |
| 7.2 | Gravimetrisches Modell der Anomalie im obersten Erdmantel | 107 |
| 7.3 | Interpretation der Resultate aus der Dichteinversion des Krusten-Mantel-Modells | 120 |
| 8 | ZUSAMMENFASSUNG DER RESULTATE UND DISKUSSION | 126 |
| 9 | LITERATURVERZEICHNIS | 138 |

ZUSAMMENFASSUNG

Eine gravimetrische Vermessung (558 Schwerestationen) wurde auf einem 10 km breiten Streifen von Konstanz (D) bis nach Bergamo (I), senkrecht zum Streichen der Alpen, durchgeführt.

Für den grössten Teil der Stationen in Italien fand die barometrische Höhenbestimmung Anwendung, alle Stationen in der Schweiz befinden sich auf Vermessungspunkten der schweizerischen Landesvermessung. Die Reduktionsdichte zur Berechnung der Bouguer-Anomalien beträgt 2.67 g/ccm.

Diese Vermessung wurde mit schon existierenden Daten von deutschen, schweizerischen und italienischen Bouguer-Karten auf eine totale Länge von 485 km und eine Breite von 100 km erweitert und erstreckt sich damit vom schwäbischen Jura (D) im Norden bis an die ligurische Küste (I) im Süden.

Die Reduktion der Bouguer-Anomalien für bekannte oberflächennahe Störungen wie die Molasse-Sedimente, quartäre Sedimente der Alpentäler sowie die Sedimente der Po-Ebene erfolgte mit 3-dimensionalen numerischen Modellen. Reflexions- und refraktionsseismische Daten sowie Daten aus Bohrungen und geoelektrischen Untersuchungen bildeten die Grundlage bei der Ausarbeitung dieser Modelle und der Bestimmung der Dichteverteilungen.

Darauf erfolgte die Konstruktion eines 3-dimensionalen numerischen Modells der Kruste und des obersten Mantels. Die Evaluation der seismischen Resultate zeigte, dass eine Unterteilung der Kruste in 3 Schichten für dieses gravimetrische Modell am geeignetsten war.

Die Ermittlung der Dichteverteilung des Krusten-Mantel-Modells geschah mit einem Inversionsalgorithmus nach dem Prinzip der kleinsten Fehlerquadrate. Störkörper, die gravimetrisch, geologisch oder seismisch gefordert waren, wurden in der mittleren Kruste unter dem nördlichen Alpenrand und nahe der Oberfläche im nördlichen Apennin eingeführt.

Das Resultat dieses Vorgangs zeigt eine glatte positive Residualanomalie mit einer Maximalamplitude von mehr als 80 mgal und einer Länge von 500 km. Die gute Überdeckung mit seismischen Daten, welche als Grundlage für das Krusten-Mantel-Modell dienten, lassen die Möglichkeit einer intrakrustalen Störung als Ursache für die Residualanomalie ausschliessen. Sie muss deshalb ihren Ursprung im obersten Mantel haben.

Nach der Einführung eines Störkörpers im obersten Mantel erfolgte eine erneute Inversion der Dichte mit verschiedenen Parametern. Es resultiert in jedem Fall ein positiver Dichtekontrast zwischen 0.05 und 0.1 g/ccm für den Störkörper im obersten Mantel, bei Dichtekontrasten zwischen 0.3 und 0.5 g/ccm an der Moho-Diskontinuität. Ohne weitere Modifikationen im Modell wird damit eine gute Übereinstimmung zwischen der Modellanomalie und den reduzierten Bouguer-Anomalien erreicht.

Der positive Dichtekontrast für den Störkörper im obersten Mantel

ist jedoch zu gross, als dass er allein die Folge der Volumenabnahme bedingt durch eine negative Temperaturanomalie sein könnte, wie sie aus kinematischen Modellen resultierte. Verschiedene Möglichkeiten für diesen relativ grossen Dichtekontrast werden im Zusammenhang mit der Subduktion von Lithosphären-Material diskutiert. Die Hypothese einer Zone, in der während der Kontinent-Kontinent Kollisionsphase der Alpenbildung Lithosphärenmaterial bis in eine Tiefe von ca. 200 km vertikal nach unten subduziert wurde (Verschluckungszone) wird durch die Resultate dieser Arbeit unterstützt.

ABSTRACT

A gravimetric survey (558 gravity stations) was performed along a swathe of 10 km width from Constance (FRG) to Bergamo (I), perpendicular to the strike of the Alps.

Barometric levelling was used for most stations in Italy, whereas all stations in Switzerland were situated on bench marks of the national topographic survey. The Bouguer anomalies were calculated with a reduction density of 2.67 g/ccm. This survey was extended with existing data from Bouguer maps of Germany, Switzerland and Italy to a total length of 485 km and a total width of 100 km reaching from the Suabian Jura (FRG) in the north to the Ligurian coast (I) in the south.

The Bouguer anomalies were reduced with 3-dimensional numerical models for known shallow structures, such as the sediments of the Molasse basin, the quaternary sediments of the alpine valleys and the sediments of the Po-plain. Seismic reflection and refraction data as well as borehole- and geoelectric data were used to construct these models and determine their density distributions. A 3-dimensional computer model of the entire crust and the underlying upper mantle was then developed. The evaluation of seismic data showed that a 3-layer crust would be most appropriate for this gravimetric model.

In order to find the density distribution, an inversion technique using the least square criterion was applied on this crust-mantle model and the reduced Bouguer anomalies. Bodies with negative density-contrasts were proposed in the middle crust below the northern border of the Alps and near the surface in the northern Apennine mountains as indicated by the gravity, seismic or geological data.

The result of this procedure shows a smooth positive residual anomaly of 500 km length and a maximum amplitude of more than 80 mgal. The good coverage with high quality seismic data, on which the construction of this gravimetric model was based, precludes an intracrustal source for this residual anomaly. It therefore must originate from the upper mantle.

After introducing an anomalous body in the upper mantle the density inversion was performed again with several parameter sets. It always results in a positive density contrast between 0.05 and 0.1 g/ccm for the anomalous body in the upper mantle. The density contrast found at the Moho-discontinuity ranges from 0.3 to 0.5 km/s. A perfect fit between the reduced Bouguer anomalies and the anomalies calculated from the model is obtained without further modifications.

The positive density contrast of the anomaly in the upper mantle however is excessive to result only from the decrease of volume due to a negative temperature anomaly as suggested by kinematic models. Different possibilities for this high density contrast are discussed in relation with the presence of subducted lithos-

pheric material below the Alps. The hypothesis of a zone, where lithospheric material was subducted vertically downwards to about 200 km (Verschluckungszone) due to the continent-continent collision in the alpine orogeny is strongly supported by these results.

RESUME

Des mesures gravimétriques (558 stations) ont été effectuées dans une bande d'environ 10 km de largeur, perpendiculairement à l'axe alpin. Cette bande de terrain se situe entre Constance (RFA) et Bergamo (I).

Les stations se trouvant en Suisse ont été mesurées sur des points de triangulation de l'Office Fédéral de Topographie, alors que pour les pluarts des stations italiennes l'altitude a été obtenue par nivellement barométrique. Les anomalies de Bouguer ont été calculées à l'aide d'une densité de réduction de 2.67 g/ccm.

La région mesurée a été agrandie avec des données des cartes des anomalies de Bouguer allemandes, suisses et italiennes. La surface totale (485 km long, 100 km large) s'étend du Jura Suabe (RFA), au nord, jusqu'à la côte ligure (I), au sud.

La correction des anomalies de Bouguer pour des corps perturbateurs se trouvant près de la surface (sédiments molassiques, sédiments quaternaires des vallées alpines et sédiments de la plaine du Pô) a été effectuée avec des modèles numériques à trois dimensions. Des données de la sismique de réflexion, de réfraction de même que des données de forages et des mesures géoélectriques ont été utilisées pour la détermination de la forme et la distribution de densité de ces modèles.

Un modèle de la croûte terrestre et du manteau supérieur a été ensuite construit. Les résultats de la sismique ont montrés qu'une division de la croûte terrestre en trois couches était la plus appropriée.

Deux corps exotiques ont été introduits pour des raisons gravimétriques, géologiques et sismiques dans la croûte intermédiaire au nord des alpes et près de la surface dans la partie nord des apennins.

La distribution des densités de ce modèle de la croûte et du manteau a été trouvée en utilisant une méthode d'inversion basée sur le principe des moindres carrés.

Le résultat de ce processus donne une anomalie résiduelle douce avec une amplitude maximale de plus de 80 mgal et une largeur de 500 km. La qualité et la distribution spatiale des données sismiques permettent d'exclure une cause intracrustale pour cette anomalie. Pour cette raison elle devrait avoir son origine dans le manteau supérieur.

Après l'introduction d'un corps exotique dans le manteau supérieur une inversion des densités a été à nouveau effectuée avec différents paramètres. Il en résulte dans chacun des cas un contraste de densité positif compris entre 0.05 et 0.1 g/ccm dans le manteau supérieur. D'autre part le contraste de densité à l'interface croûte/manteau supérieur varie entre 0.3 et 0.5 g/ccm. Sans modifications supplémentaires un accord excellent entre les anomalies du modèle et les anomalies de Bouguer a été at-

teint.

Le contraste de densité dans le manteau supérieur est trop grand pour être expliqué seulement par une diminution de volume. Cette dernière ne peut être que la conséquence d'une anomalie négative de la température due à une zone de subduction.

Plusieurs possibilités en relation avec la subduction de matériel lithosphérique sont discutées comme cause supplémentaire de ce contraste marqué de densité.

L'hypothèse d'une zone lithosphérique ayant subi une subduction jusqu'à une profondeur de environ 200 km, durant la phase de collision continent-continent de l'orogénèse alpine est supportée par les résultats de ce travail.

1 EINLEITUNG

Die Alpen als Gebirgszug an der Nahtstelle von zwei kollidierenden Lithosphärenplatten gehören zu den eindrücklichsten Zeugen der aktiven Plattentektonik der Erde.

Während sich die Strukturen und Bewegungsvorgänge im obersten Stockwerk der Alpen mit geologischen Untersuchungen recht gut rekonstruieren lassen, entzieht sich der Aufbau in der Tiefe der direkten Beobachtung. Erst mit geophysikalischen Methoden ist es möglich geworden, Aufschluss über die Verhältnisse in der tieferen Erdkruste und dem obersten Mantel zu erhalten und damit Rückschlüsse auf die Prozesse zu ziehen, die sich während der Orogenese in diesem Tiefenbereich abspielten. Diese Kenntnisse sind grundlegend für das Verständnis der Rheologie, Kinematik und Dynamik von kollidierenden Lithosphärenplatten. Zusätzlich wird dadurch wertvolle Information im Hinblick auf das Verständnis des Antriebs der Plattentektonik gewonnen.

Zu den ersten geophysikalischen Untersuchungen der Tiefenstruktur der Alpen gehörten gravimetrische Arbeiten. So wurden von den Autoren Niethammer (1921), der die erste Schwerekarte der Schweiz erstellte, und von Lehner (1930) isostatische Untersuchungen auf dem Prinzip von Pratt (1855) und Hayford-Bowie (1912) im Gebiet der Schweizer Alpen durchgeführt. Bereits Heiskanen (1924) und später Salonen (1932), der eine ausführliche Arbeit über die Schweizer Alpen veröffentlichte, erkannten die Unrichtigkeit der Pratt'schen Hypothese und verwendeten das Prinzip von Airy (1855). Dieser Autor erklärt den isostatischen Ausgleich nicht mit einer Abnahme der Dichte bei zunehmender topographischer Höhe, sondern mit einer grösseren Mächtigkeit der Erdkruste. So gibt Salonen (1932) bereits den Wert von 40 - 46 km für die mittlere Krustenmächtigkeit unter den Schweizer Alpen an. Auch Schwinner (1931) und Holopainen (1947) fanden mit Arbeiten in den Ostalpen aufschlussreiche Resultate, gelang es doch letzterem unter anderem die negativen isostatischen Anomalien im Gebiet der Molasse und der lombardischen Ebene mit dem Effekt der tertiären Sedimente zu erklären. Bis zu diesem Zeitpunkt standen allen erwähnten Autoren lediglich die seismologischen Untersuchungen Gutenbergs (1928) zur Verfügung, die allerdings noch keine Anhaltspunkte für eine Alpenwurzel in Form einer Mächtigkeitszunahme der Kruste lieferten.

Gassmann und Prosen (1948) jedoch beschränkten einen grundsätzlich anderen Weg der gravimetrischen Untersuchung, da sie die Problematik der Hypothesen der Massenverteilung unter Meeresniveau, die allen isostatischen Methoden eigen ist, erkannten und vermeiden wollten. Auf einem Profil vom Schwarzwald bis in die Nähe von Bergamo berechneten sie zuerst mit Hilfe von 2-dimensionalen Störkörpern die Wirkung der Molasse und der mesozoischen Sedimente des Helvetikums auf Grund geologischer Information (Staub, 1926) und modellierten darauf mit den korrigierten Bouguer-Anomalien den Verlauf der Krusten-Mantel-Grenze (Moho) für eine Einschicht-Kruste. Sie forderten unter Chur eine 17 km mächtigere

Kruste als unter der Nordschweiz!

Diese von den gravimetrischen Interpretatoren geforderte Alpenwurzel wurde von Mintrop (1953) vehement angefochten, und führte dazu, dass mit den Sprengungen im Lac Rond (1956) und Lac Negre (1958) die grossangelegte refraktionsseismische Untersuchung der Alpen ihren Anfang nahm, welche ihren Höhepunkt in dem im Jahre 1975 beobachteten Alpenlängsprofil (Alpine Explosion Seismology Group 1976, Miller et al., 1978) erreichte, und die Existenz der Alpenwurzel in Form einer Mächtigkeitzunahme der Kruste, bestätigte. Mit diesen Resultaten änderten sich die Voraussetzungen für die gravimetrische Interpretation. Eine einheitliche seismische Interpretation dieser Profile im Gebiet der Schweiz wurde von Egloff (1979) durchgeführt. Neben zahlreichen weiteren Autoren wurden von Choudhury et al. (1971), Mueller und Talwani (1971), Makris (1971), Angenheister et al. (1972, 1975), Mueller et al. (1976), Miller et al. (1977), Perrier et al. (1980), Mueller (1982) sowie am Beispiel der Schweizer Geotraverse Basel-Chiasso von Kahle et al. (1976, 1980) kombinierte gravimetrisch-seismische Interpretationen durchgeführt. In zahlreichen Fällen wurden dabei sämtliche weiteren verfügbaren erdwissenschaftlichen Daten in die Interpretationen einbezogen, wie sie im Band Symposium Alpine Geotraverses 1980' (Ecl.Geol.Helv., 73/2) für die Schweizer Geotraverse Basel-Chiasso veröffentlicht sind. Allen erwähnten Untersuchungen liegt jedoch die 2-dimensionale gravimetrische Modellrechnung zugrunde.

Nach der Fertigstellung der neuen Schwerekarte der Schweiz durch Klingelé und Olivier (1979, 1980) lag in der Schweiz eine Studie mit überdurchschnittlich grosser Stationsdichte und hoher Datenqualität vor, die es Kissling (1980, 1982) zum ersten Mal erlaubte, einen Vergleich von 3-dimensionalen Modellen, basierend auf den seismisch gefundenen Änderungen der Krustenmächtigkeit, mit den Bouguer-Anomalien vorzunehmen. Ausgehend von der neuen Schwerekarte der Schweiz wurden zudem von Klingelé (1979) sowie Klingelé und Kissling (1982) 3-dimensionale isostatische Modelle nach den Hypothesen von Airy-Heiskanen und Vening-Meinesz berechnet und diskutiert.

Nicht zuletzt wurde diese Entwicklung in so kurzer Zeit neben dem verbesserten Datenmaterial durch den Einsatz grosser Rechenanlagen und der Entwicklung der entsprechenden Software durch die erwähnten Autoren ermöglicht.

2 PROBLEMSTELLUNG

Die in Fig.1 dargestellte neue Bouguer-Karte der Schweiz (Klingelé und Olivier, 1979) gibt die Änderungen der Schwere wieder, die durch die Überlagerung von sämtlichen im Untersuchungsgebiet vorhandenen gravimetrischen Störkörpern verursacht werden. Die Trennung der Anomalien der einzelnen Störkörper wird üblicherweise durch die Separation der Residualanomalien vom Regionalfeld erreicht. Dabei müssen sich jedoch die Wellenlängen der Residualanomalien, welche interpretiert werden sollen, deutlich von denjenigen der regionalen Anomalien unterscheiden. Eines der Hauptprobleme bei der Interpretation des Schwerefeldes in den Alpen liegt in der Tatsache, dass die Anomalien der einzelnen Störkörper kaum voneinander getrennt werden können. Der erste Schritt bei der Interpretation besteht deshalb darin, für die bekannten Störungen Modelle zu berechnen, in die sämtliche verfügbaren geologischen und geophysikalischen Daten miteinbezogen werden. Anschliessend wird die Schwerewirkung des Modells von den Bouguer-Anomalien subtrahiert.

Dies wurde von Kissling (1980,1982) für die Molasse-Sedimente und den Ivrea-Körper durchgeführt und lieferte die korrigierte Schwerekarte der Schweiz (Fig.2). Diese Karte gibt nun die Schwereanomalie, die durch die Zunahme der Krustenmächtigkeit unter den Alpen verursacht wird, bereits sehr viel besser wieder, wobei nach wie vor weitere Störkörper in der Kruste oder im Mantel eine Rolle spielen können.

Die relativ gute Kenntnis der Moho-Tiefen, d.h. der Krustenmächtigkeit (Fig.4) aus seismischen Untersuchungen (Egloff, 1979 und Mueller et al., 1980) erlaubte es Kissling (1980,1982), die Schwerewirkung der Änderung der Krustenmächtigkeit (unter Annahme einer Referenzkrustenmächtigkeit $T_0 = 30$ km und eines Dichtekontrasts an der Moho $d\rho = 0.30$ g/cm³) zu berechnen (Fig.3). Vergleicht man diese Modellschwere (Fig.3) mit der erwähnten Schwerekarte der Schweiz, korrigiert für die Molasse-Sedimente und Ivrea-Körper (Fig.2), so stellt man eine recht gute Übereinstimmung fest. Ein sehr niedriger Dichtekontrast um 0.3 g/cm³ könnte die Beziehung zwischen Mohotiefe und Bouguer-Anomalie (Kissling, 1982) erklären. Ein so geringer Dichtekontrast an der Moho steht jedoch in deutlichem Widerspruch zu dem von Egloff (1979) bei der Auswertung der refraktionsseismischen Profile in den Schweizer Alpen gefundenen Kontrast der Geschwindigkeit der Kompressionswellen (V_p) an der Moho, wenn darauf die gängigen Geschwindigkeits-Dichte-Beziehungen (z.B. Woollard 1975) angewandt werden. Kissling (1982) diskutiert folgende Möglichkeiten:

- Die verwendeten V_p /Dichte-Beziehungen sind in den Alpen nicht anwendbar.

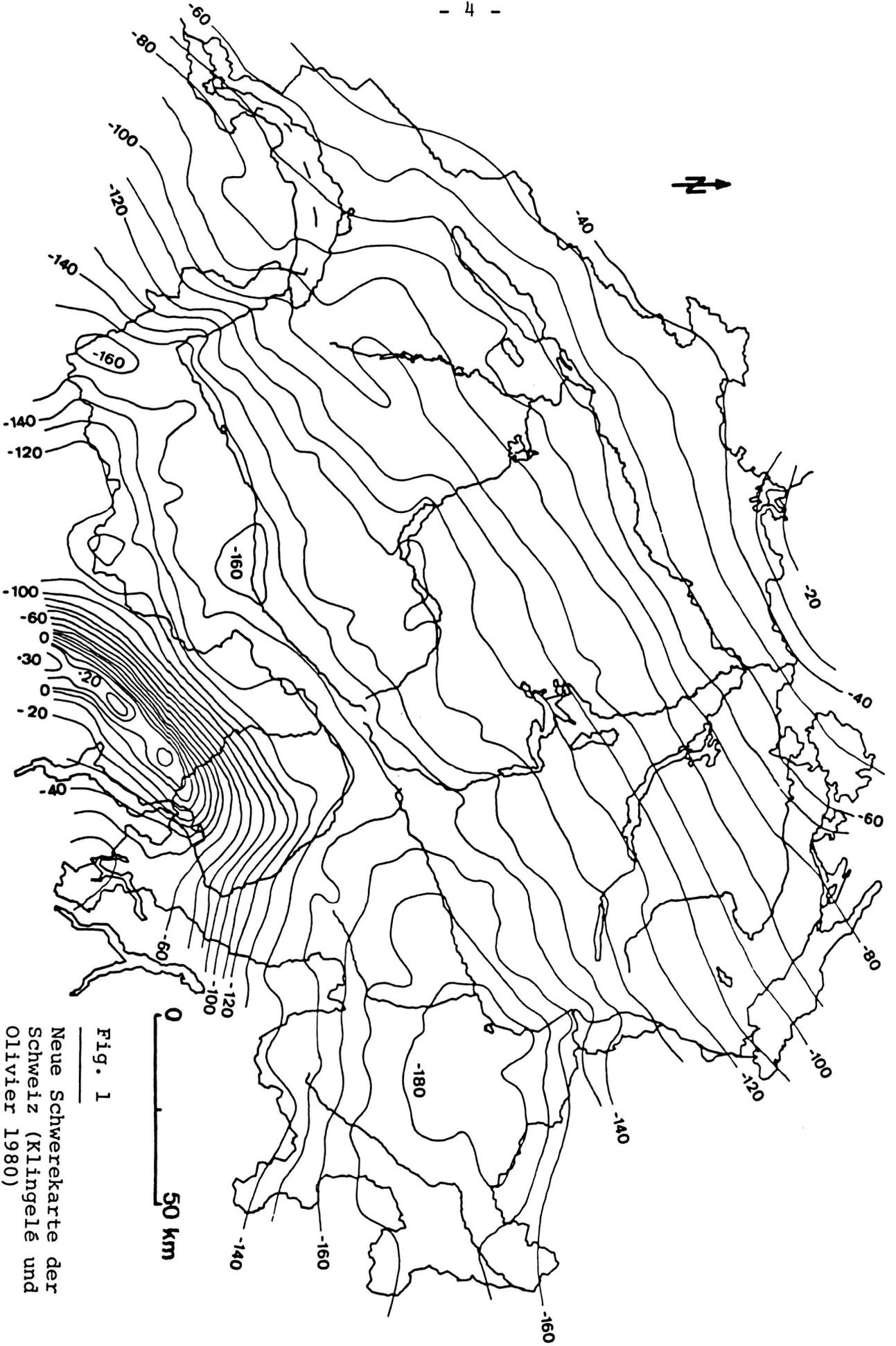


Fig. 1
Neue Schwerkarte der
Schweiz (Klingelé und
Olivier 1980)

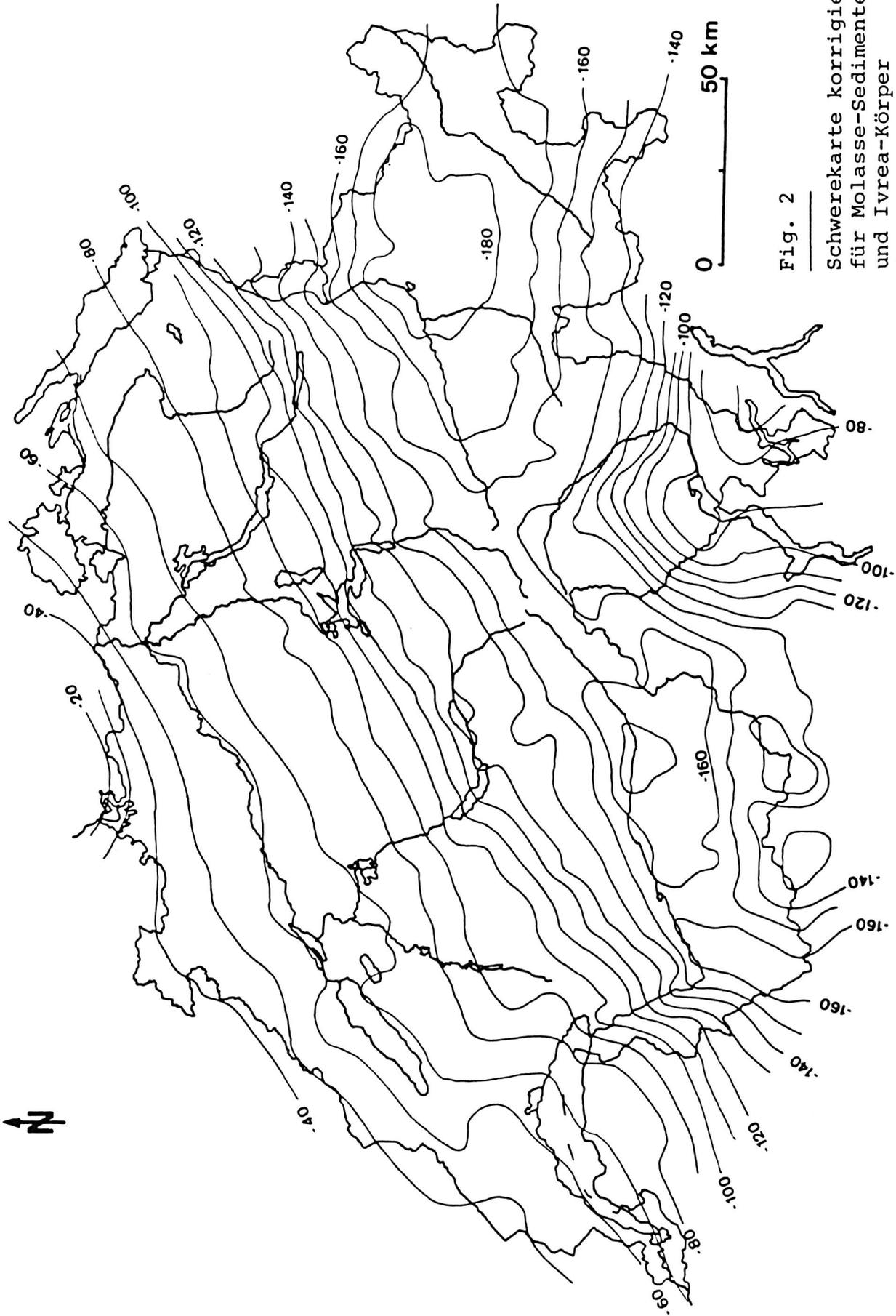


Fig. 2

Schwerekarte korrigiert
für Molasse-Sedimente
und Ivrea-Körper
(Kissling 1982)

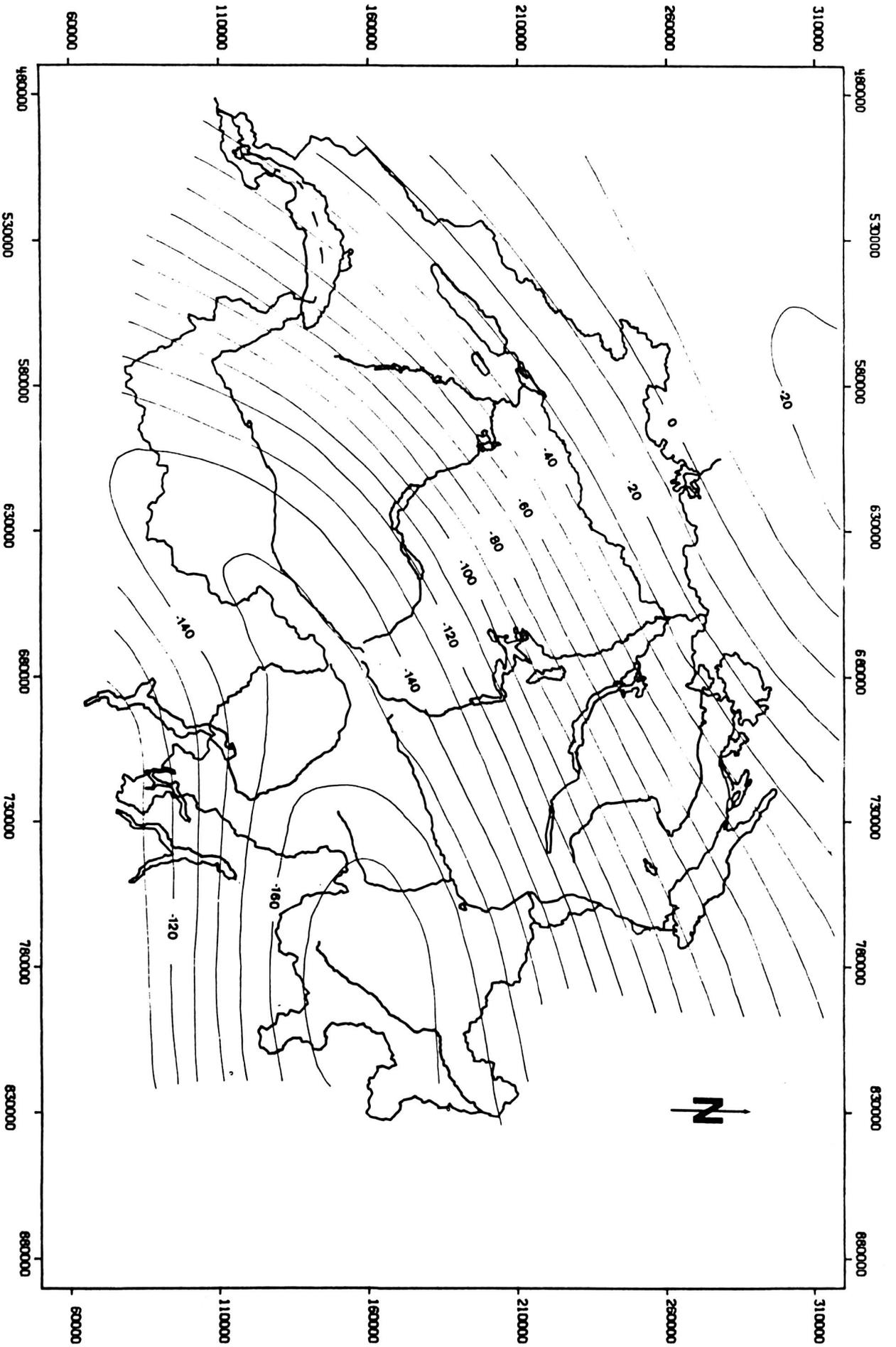


Fig. 3 Schwerwirkung der Aenderung der Krustenmächtigkeit (mgal)
mit den Parametern : $T_0 = 30 \text{ km}$, $\Delta\rho_{\text{Moho}} = 0.3 \text{ g/cm}^3$ (Kissling 1982)

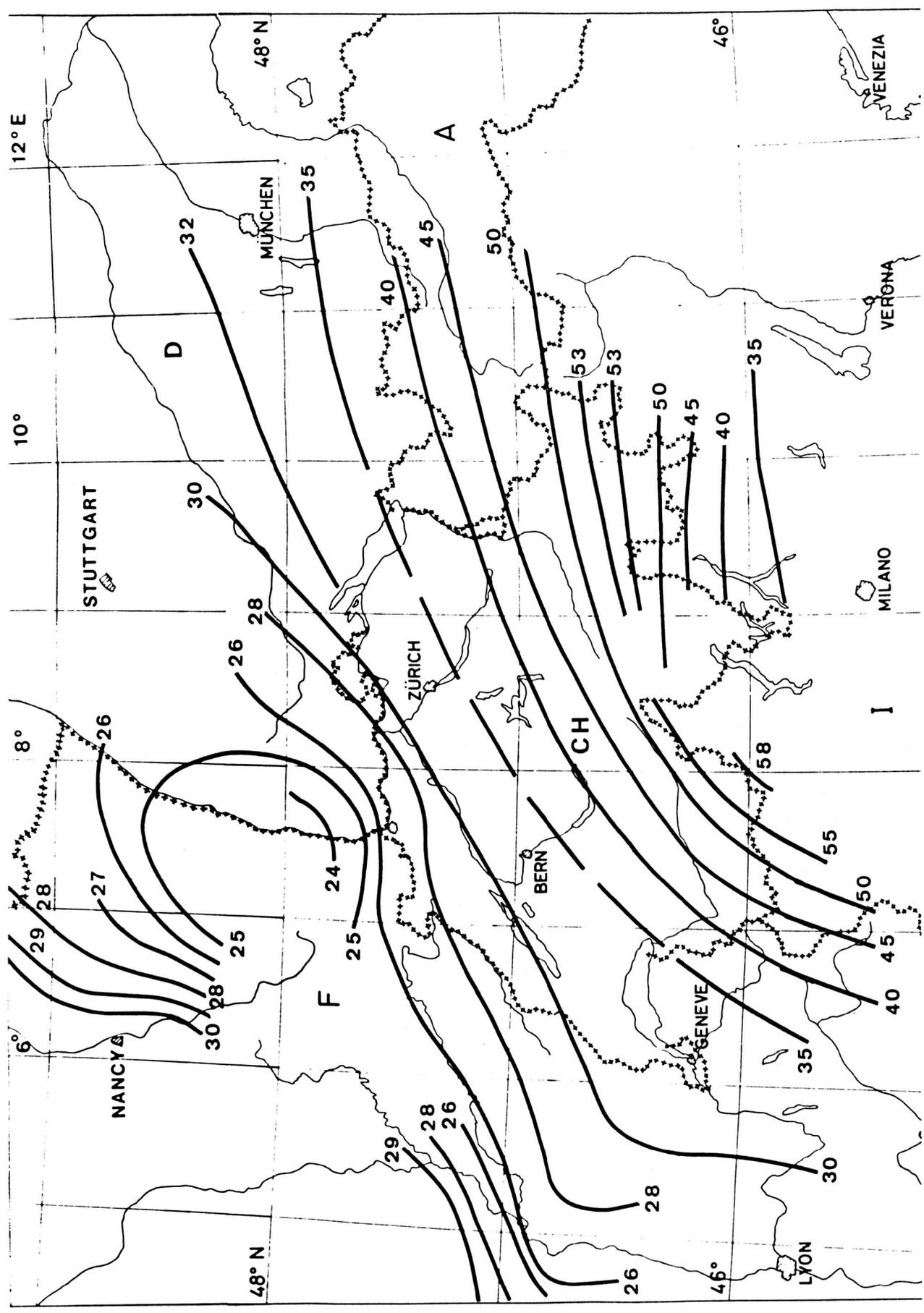


Fig. 4 Tiefenlinienplan der Mohorovičić-Diskontinuität nach Mueller et al. (1980)
— Einheit : km

- Die Zunahme der Mächtigkeit der unteren Kruste ist hauptverantwortlich bei der Mächtigkeitszunahme der Kruste unter den Alpen.
- Es existiert ein positiver Störkörper in der unteren Kruste (vgl. Mueller und Talwani (1971) für die Ostalpen sowie Kahle et al. (1976) für die Geotraverse Basel-Chiasso)
- Der Dichtekontrast an der Moho ist variabel.
- Es existiert ein positiver Störkörper im Mantel, der durch Teile einer kühleren und mächtigeren Lithosphäre im Bereich einer Verschluckungszone unter den Alpen verursacht wird (Panza und Mueller, 1978)

Klingelé und Kahle (1982) berechneten für die Beziehung zwischen Bouguer-Anomalien und mittleren topographischen Höhen im Kanton Graubünden Werte von ca. +1 mgal/km gegenüber -45 mgal/km für die übrigen Alpen. Selbst dieser Wert ist jedoch noch positiver als der von Woollard (1970) ermittelte positivste Wert aus einer Serie von weltweiten Daten (-50 mgal/km für Alaska). Diese Beobachtung deutet auf relativ zur Umgebung gesehen positivere Dichten in der Kruste oder im Mantel unter den Gebieten mit zunehmender topographischer Höhe hin.

In Fig.5 sind die Residualanomalien dargestellt, die nach Abzug der Schwerewirkung der Krustenmächtigkeit (Fig.3) von der korrigierten Schwerekarte der Schweiz (Fig.2) übrigbleiben. Fig.7 zeigt die isostatische Karte der Schweiz wie sie von Klingelé und Kissling (1982) berechnet wurde. Ein weiteres Indiz für die anomalen Verhältnisse im Kanton Graubünden erhalten wir, wenn wir ein Profil der erwähnten Residualanomalien von Konstanz bis ins Bergell (Fig.6) mit dem Profil der isostatischen Karte (Fig.8) vergleichen. Auffallend ist die Übereinstimmung der lokalen Anomalie mit Minimum im nördlichen Kanton Graubünden auf beiden Profilen. Andererseits beobachten wir in Fig.6 einen positiven Trend, der vom Nord- bis zum Südende +50 mgal beträgt und auf dem Profil der isostatischen Anomalien (Fig.8) nicht zu beobachten ist. Es ist denkbar, dass diese Zunahme der Residualanomalien die nördliche Flanke einer sehr viel langwelligeren Anomalie darstellt. Die Tatsache, dass dieser Trend bei den isostatischen Anomalien (Fig.7,8) nicht sichtbar ist, legt nahe, dass die über-tiefte Moho (im Gebiet des Bergells über 50 km, isostatisch wären aber nur 40-45 km nötig, vgl. Klingelé und Kissling 1982) tiefer unten massenmässig kompensiert wird.

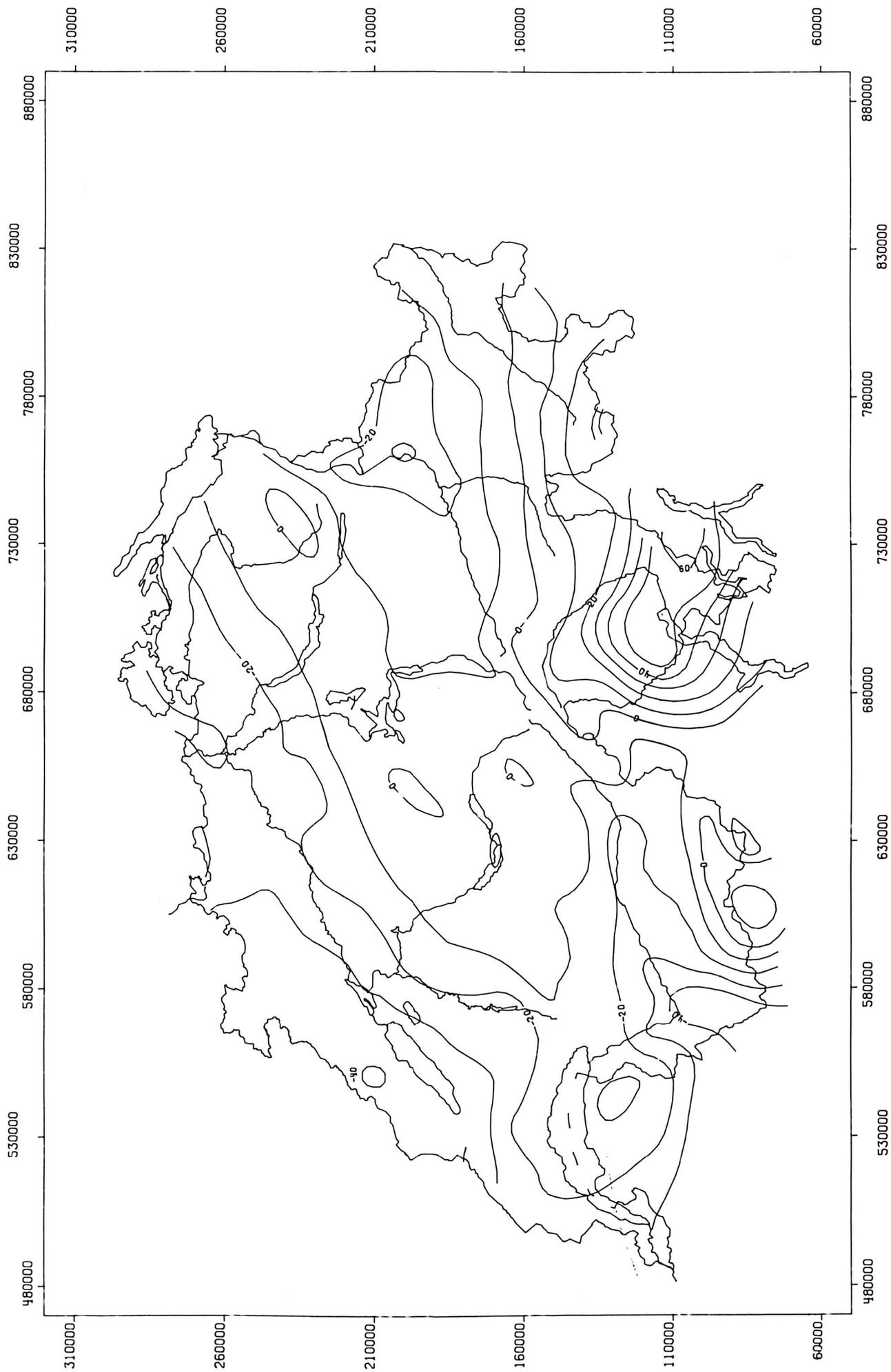


Fig. 5 Residualanomalien nach Abzug der Schwerewirkung der Aenderung der Krusten-
 mächtigkeit von der korrigierten Schwerekarte. Einheit : mgal

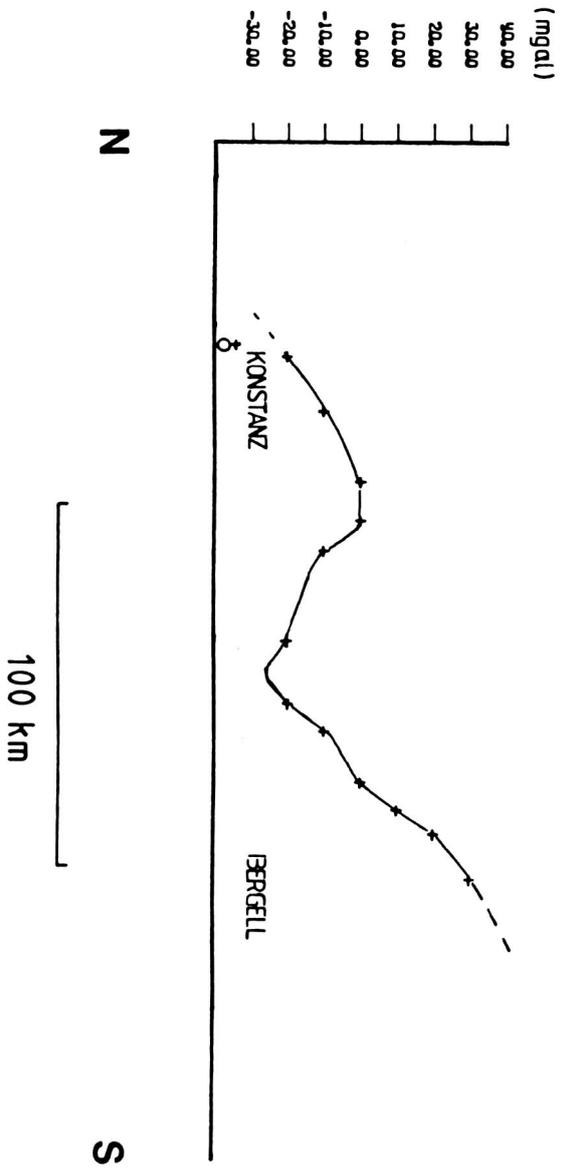


Fig. 6 Profil der Residualanomalien von Fig. 5, von Konstanz bis ins Bergell (Landesgrenze Schweiz/Italien)

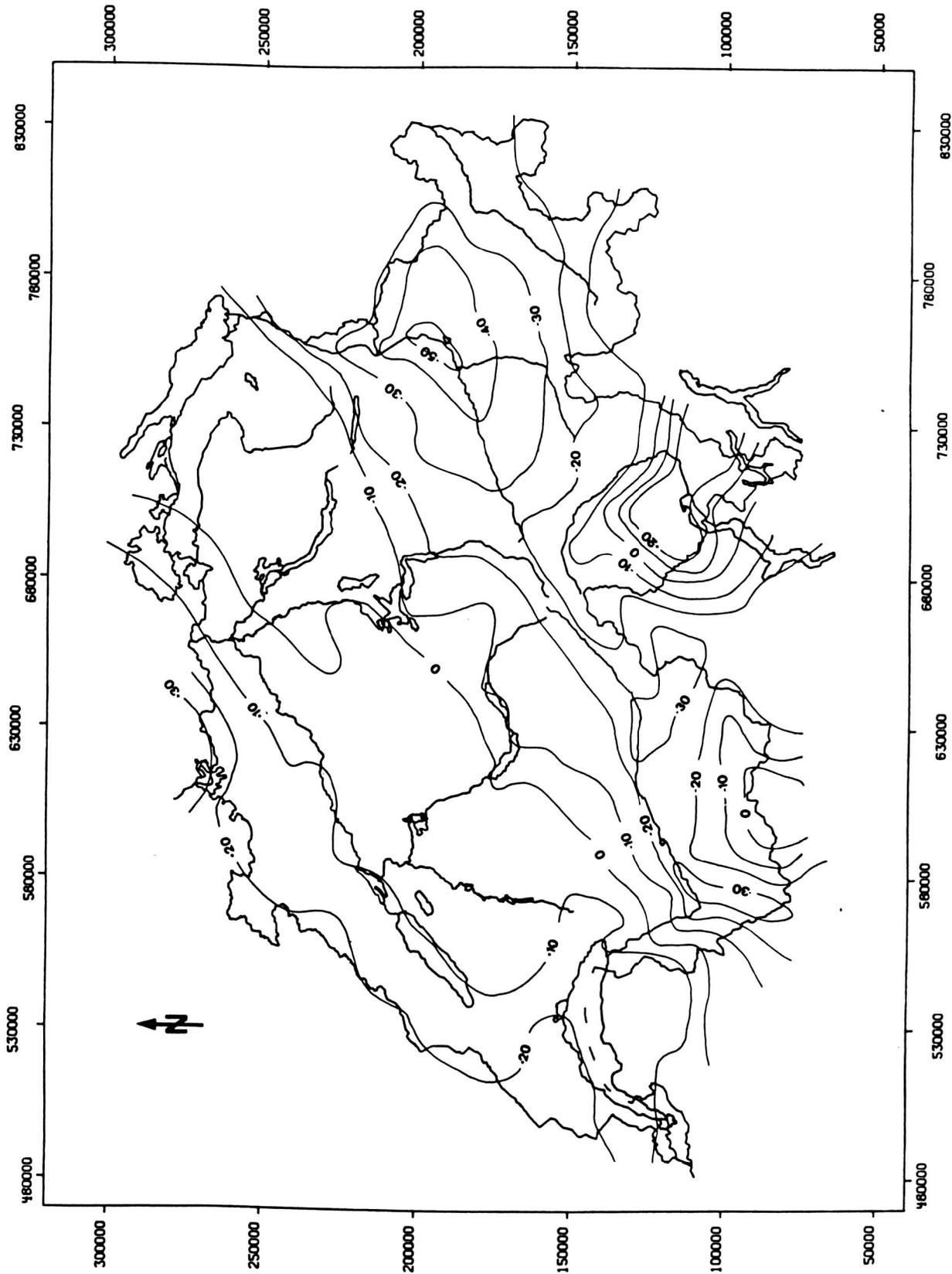


Fig. 7 Isostatische Anomalien (Airy-Heiskanen, $T = 32 \text{ km}$, $T = 2.67 \text{ g/cm}^3$, $P_C = 2.81 \text{ g/cm}^3$, $P_M = 3.31 \text{ g/cm}^3$) korrigiert für Molasse-Sedimente und Ivreakörper (Klingelé und Kissling 1982)

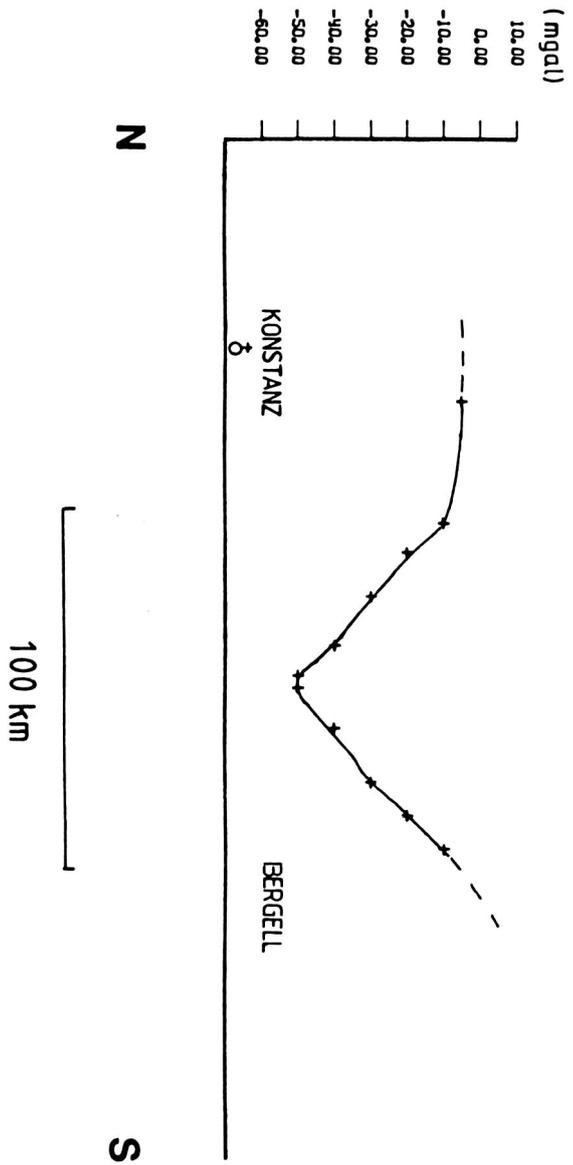


Fig. 8 Profil der isostatischen Anomalien von Konstanz bis ins Bergell (Landesgrenze Schweiz/Italien)

Im Hinblick auf das Projekt 'Europäische Geotraverse (EGT)' schien es sinnvoll, diese Fragen zunächst an einem Profil durch die Schweizerischen Alpen zu untersuchen, welches später in die gesamteuropäische Traverse integriert werden kann und Grundlagen für die detaillierten geophysikalischen und geologischen Untersuchungen liefert.

Die hier dargelegte Problematik kann nur gelöst werden, wenn sowohl das nördliche wie auch das südliche Alpenvorland mit den tertiären Sedimenten in die Interpretation einbezogen wird. Die oben erwähnte Schwierigkeit bei der Separation der Anomalien macht es notwendig, diese Störungen vorgängig zu modellieren. Dies ermöglicht es, die verbleibenden Anomalien, welche durch die Mächtigkeitsänderung der Kruste und eventuelle Störkörper in der Kruste und im obersten Mantel unter den Alpen verursacht werden, unter Einbezug des regionalen Verlaufs der Schwere zu interpretieren.

Während die zur Verfügung stehenden refraktionsseismischen Daten vorwiegend Information über die tiefer liegenden und grossräumigeren Strukturen der Kruste liefern, untersucht die Geologie den oberflächennahen geologisch-tektonischen Aufbau der Alpen, der für die Gravimetrie einen wichtigen Randwert darstellt. Diese Kenntnisse sind grundlegend, um gravimetrische Störkörper nahe der Oberfläche zu erkennen, falls notwendig zu modellieren und so Rückschlüsse auf tieferliegende Störungen ziehen zu können. Voraussetzung ist dabei allerdings, dass eine gravimetrische Vermessung mit genügend grosser Messpunktdichte zur Verfügung steht, die es erlaubt, die Anomalien mit der Geologie zu korrelieren. Die gravimetrische Modellrechnung wird bedeutend vereinfacht, wenn das Profil senkrecht zum Streichen der Hauptstrukturen verläuft. Damit wird der Einfluss von seitlichen Störungen möglichst klein gehalten, und es können zudem grösstmögliche horizontale Schwereänderungen erwartet werden.

Die Voraussetzung, dass die gravimetrische Untersuchung in einem Gebiet mit guter seismischer Information durchgeführt wird, ist im östlichen Teil der Schweiz am besten gewährleistet. Dies führte zur Wahl des Untersuchungsstreifens (Traverse) in gerader Linie von der Donau (Schwäbischer Jura) durch den Molassetrog (am westlichen Ende des Bodensees vorbei, in der Nähe von Konstanz) bis in die Alpen (ungefähr quer zum Streichen) nach Bergamo (Fig.9) und von hier durch die Po-Ebene nach Carrara, 30 km östlich von La Spezia (an der Ligurischen Küste). Von Konstanz bis nach Bergamo wurden mit eigenen Messungen auf einem 10 km breiten Streifen die Daten der neuen Schwerekarte der Schweiz und der Schwerekarte Italiens (Ballarin et al., 1972) verdichtet.

Die Anforderungen an die vorliegende Untersuchung waren deshalb:

- eine möglichst gleichmässige Überdeckung mit Schwerestationen im Alpenbereich des 10 km breiten Streifens zu erstellen, damit oberflächennahe Störkörper mit der Geologie korreliert und nötigenfalls interpretiert werden können;

- eine flächenmässige Vermessung im Bereich der Südalpen durchzuführen, um die Fortsetzung des Schwerefeldes vom Kanton Tessin in Richtung Osten zu belegen; ein Teil dieser Vermessung wurde im Rahmen der Diplomarbeit Meyer (1982) durchgeführt;
- die neuen gravimetrischen Daten in die bereits bestehenden Daten zu integrieren und damit eine Traverse von ca. 100 km Breite zu erstellen;
- die Reduktion der Schwereeffekte der quartären Talfüllungen in den Alpentälern durchzuführen;
- die Schwerewirkung der tertiären Molasse- und Po-Sedimente mit Hilfe von 3-dimensionalen Modellen zu berechnen;
- ein 3-dimensionales Mehrschichten-Krustenmodell basierend auf den seismischen Daten zu konstruieren und damit die oben erwähnten Fragen der Krustenstruktur abzuklären;
- eine allenfalls vorhandene Mantelanomalie qualitativ zu interpretieren, wozu die Länge des Profils (ca. 500 km) notwendig ist.

3 GEOLOGISCH-TEKTONISCHE ÜBERSICHT

Eine tektonische Karte, in der das bearbeitete Gebiet bezeichnet ist, stellt Fig.9 dar. Alle in dieser Arbeit gezeigten Schweizerprofile liegen auf der Linie A-A' in Fig.9. Im folgenden wird ein schematischer Abriss der Geologie anhand des in Fig.10 dargestellten Profils gegeben. Folgende Quellen dienten zur Konstruktion des geologischen Profils:

- Geologische Übersichtskarte von Südwestdeutschland (1:600000), herausgegeben vom Geologischen Landesamt, Baden-Württemberg (1954)
- Geologische Karte der Schweiz (1:500000), herausgegeben von der Schweizerischen Geologischen Kommission, bearbeitet von Spicher (1980)
- Tektonische Karte der Schweiz (1:500000), herausgegeben von der Schweizerischen Geologischen Kommission, bearbeitet von Spicher (1980)
- Milnes A.G. (1978), Structural zones and continental collision, Central Alps
- Nabholz,W. (1982), Geologische Profile : Konstanz - Clusone
St.Gallen - Como
- Trümpy,R. (1980), Geology of Switzerland, Part A + B
- Gwinner,M.P. (1971), Geologie der Alpen
- Pieri,M., and Groppi,G. (1981), Subsurface Geological Structure of the Po Plain, Italy
- Consiglio Nazionale delle Ricerche (C.N.R.) (1982),
Carta strutturale dell'Appennino settentrionale 1:250000
- Consiglio Nazionale delle Ricerche (C.N.R.) (1980),
Sezioni geologico-strutturali in scala 1:200000 attraverso
l'appennino settentrionale

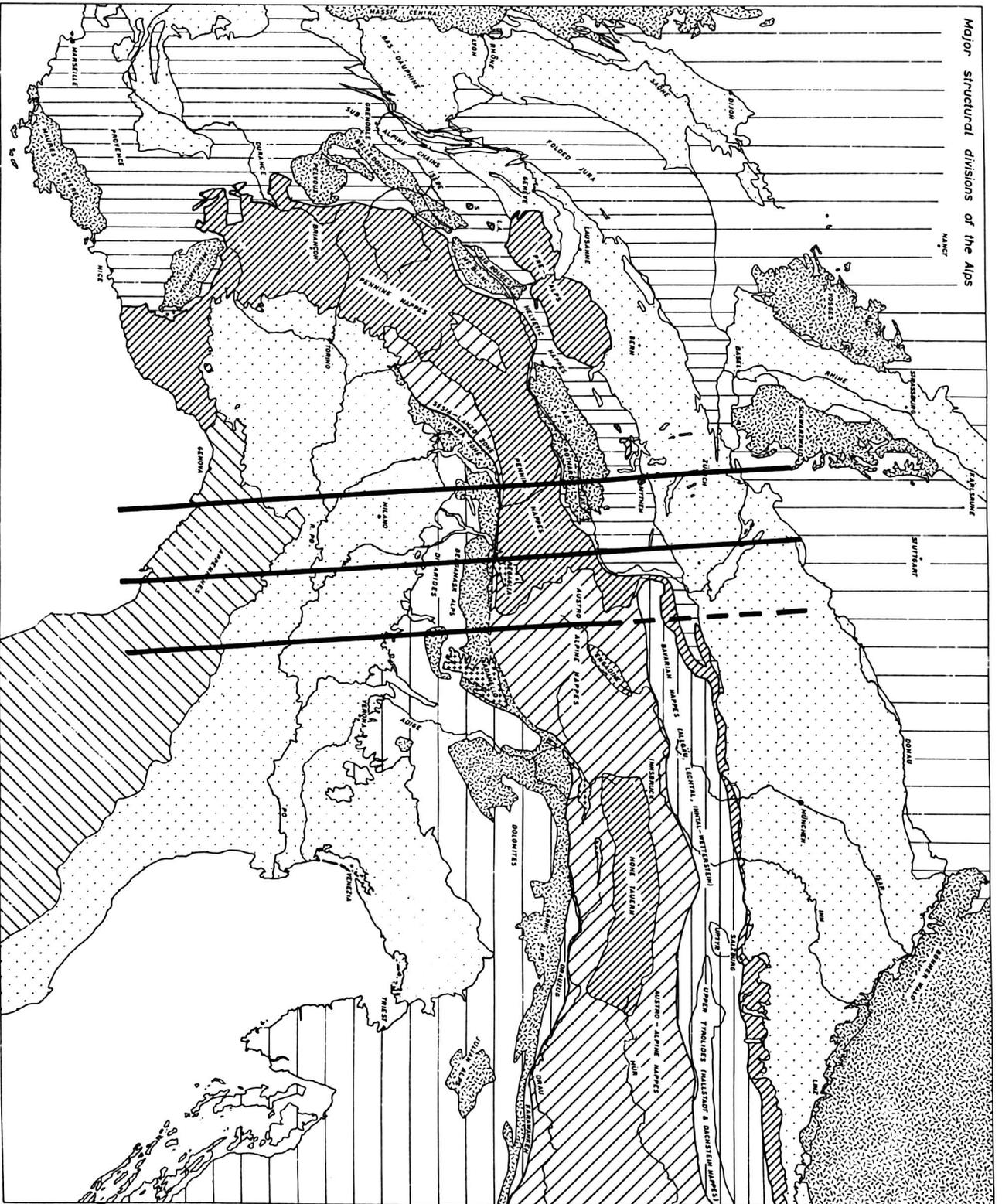


Fig. 9
 Tektonische
 Übersicht
 (nach Ramsay,
 unpubliziert)
 mit einge-
 zeichnetem
 Untersuchungs-
 gebiet

Vom Südrand des Schwäbischen Juras in Richtung Alpen liegen mit zunehmender Mächtigkeit die flachgelagerten tertiären Sedimente der Molasse (vorwiegend bestehend aus Konglomeraten (Nagelfluh), Sandsteinen, Tonen und Mergeln) auf dem mit ca. 5° einfallenden Untergrund. Dieser Untergrund besteht aus mesozoischen Sedimenten, die auf dem kristallinen Basement abgelagert wurden. Am Alpennordrand wurden die Molasse-Sedimente durch den letzten Schub der Alpenbildung im oberen Miozän steilgestellt und durch die helvetischen Decken zum Teil noch überfahren. Auf den Molasse-Sedimenten liegen über weite Gebiete glaziale und fluviatile quartäre Sedimente (Moränen und Schotter), die hier jedoch nicht ausgeschieden wurden. Den nördlichsten Deckenkomplex der Alpen bilden die helvetischen Decken, die Gesteine permischen (Verrucano), mesozoischen und tertiären Alters (Flysch, Sandstein, Kalke) enthalten, und im Schelfgebiet am Nordrand der Tethys abgelagert wurden. Sie werden im Süden durch das vorwiegend aus Flysch bestehende Ultrahelvetikum abgelöst, das im Südteil des erwähnten Schelfgebietes sedimentiert wurde. Tertiäre (vorwiegend Flysch) und mesozoische (kalkige) Einheiten bilden die autochthone und paraautochthone Sedimentbedeckung des Aar-Massivs. Im Profil (Fig.10) wurde der Flysch des Ultrahelvetikums und des Paraautochthons unter Flysch s.l. zusammengefasst.

Im Fenster von Vättis und Tamins tritt das Aar-Massiv noch einmal an die Oberfläche und dokumentiert damit das Abtauchen in Richtung Osten. Obwohl dies für das südlich der Rhein-Rhone-Linie angrenzende Tavetscher Zwischenmassiv nicht mehr der Fall ist, wird aus geologisch-tektonischen Überlegungen trotzdem eine Fortsetzung dieser Einheit im Untergrund in Richtung Osten vermutet. Das Abtauchen dieses Massivs unter den Ilanzer Verrucano, welcher das tiefste Element der helvetischen Decken der Ostschweiz darstellt, führte zur Ansicht, dass das Tavetscher Zwischenmassiv den nicht 'verschluckten' Rest des ehemaligen kristallinen Sockels der ostschweizerischen helvetischen Decken darstellt (vgl. z.B. Richter 1973). Ebenso wie für das Tavetscher Zwischenmassiv, wird auch für das Gotthard Massiv die Fortsetzung im Untergrund nach Osten angenommen.

An der Oberfläche, südlich der Rhein-Rhone-Linie, liegen die zum Penninikum gehörenden kalkig-tonigen Bündnerschiefer, zum Teil ophiolithführend, deren maximale Mächtigkeit von Trümpy (1980) mit über 5 km angegeben wird. Weiter südlich stapeln sich die penninischen Decken übereinander. Alle hier aufgeschlossenen penninischen Decken, mit Ausnahme der Schamser-Decken, bestehen aus Deckfalten mit einem kristallinen Kern und einer Hülle von mesozoischen Gesteinen. Über den Tessiner Gneiss-Decken, liegt die Adula-Decke, deren Sedimenthülle zum grossen Teil aus Bündnerschiefern besteht. Als nächsthöhere Glieder im Deckengebäude trennt man die Tambo- und die Suretta-Decke ab. Die Masse der Sedimentbedeckung des Suretta-Kristallins (vermutlich Orthogneisse aus jungherzynischem Granit) wird durch ophiolithreiche Bündner-

schiefer gebildet. Sie liegt auf dem kristallinen Kern und bildet die Averser Zone. Die Zurückverfolgung der Suretta-Decke in ihre Wurzelzone gelingt nicht mehr vollständig, da diese vom spätalpidischen granodioritischen Bergeller Pluton durchschmolzen wurde. Über der Suretta-Decke folgt auf penninischem Flysch der wurzellose Komplex der Schamser-Decken, die hauptsächlich aus karbonatischen Gesteinen bestehen. Im Osten tauchen die penninischen Decken unter das Ostalpin ab. Südlich an das Bergeller Massiv grenzt die Tonale-Zone, ein steil nach Norden einfallender Streifen von Schiefern, Gneisen und Linsen von Amphiboliten, Kalksilikatfelsen und Marmoren, Pegmatiten und vereinzelt Ultrabasica (Lardelli, 1981), der als Wurzelzone der mittelpenninischen Decken interpretiert wird (Moticska, 1970). Diese Zone wird durch die Insubrische Linie, die hier steil nach Norden einfällt, vom südalpinen Kristallin, das keinerlei Verwandtschaft mit dem Penninikum mehr zeigt, getrennt. Von verschiedenen Autoren wird auf den Zusammenhang zwischen dem Auftreten der Intrusionen (Bergell, Adamello) und den Bewegungen an der insubrischen Linie hingewiesen.

Das südalpine Kristallin (Insubrisches Kristallin oder Serie dei Laghi) besteht vorwiegend aus Glimmerschiefern und Phylliten, die südwärts unter ihre permo-mesozoische Sedimentbedeckung abtauchen.

Die Tektonik der Lombardischen Alpen ist durch im Perm angelegte und im Jura aktivierte Horst- und Graben-Strukturen geprägt (Kälin und Trümpy, 1977; Winterer und Bosellini, 1981). Das Lombardische Becken wird im Westen durch das Canavese- und im Osten durch das Trento-Plateau begrenzt. Die grössten Mächtigkeiten der permo-mesozoischen Sedimente werden im Generoso-Becken (vgl. Bernoulli, 1964) und im Monte Nudo-Becken erreicht (vgl. Kälin und Trümpy 1977). Diese zwei Becken sind durch die Arbostora-Schwelle (früher Luganer Schwelle) getrennt. Maximale Sedimentmächtigkeiten werden aus stratigraphischen Untersuchungen mit 5 - 8 km angegeben (vgl. Pieri, 1969 und Bosellini, 1965). Eine stratigraphische Übersicht über die permo-mesozoischen Sedimente der Bergamasker Alpen gibt Gwinner (1971). Hauptanteile bilden Kalke, Dolomite sowie permischer Verrucano und Vulkanite (Porphyre und Tuffe).

Bei Bergamo beginnen die tertiären und quartären Sedimente der Po-Ebene, unter die die mesozoischen Sedimente der Südalpen abtauchen. Es kann eine Serie von Falten und Brüchen identifiziert werden (Pieri und Groppi, 1981), die auf präpliozäne Kompressionstektonik hinweisen. Durch die grosse Anzahl von reflexionsseismischen Profilen, die von Pieri und Groppi (1981) interpretiert wurden, liegt zuverlässige Information über die Geologie bis in einige Kilometer Tiefe vor. Die tiefste Einheit, die zusammenhängend kartiert wurde, bildet das Pliozän. Über die tiefere geologische Struktur liegt nur noch stellenweise Information vor. Unmittelbar südlich der Lombardischen Alpen, lässt sich jedoch der präpliozäne Untergrund noch verfolgen und kann mit den südalpinen Sedimenten der Lombardischen Alpen korreliert werden.

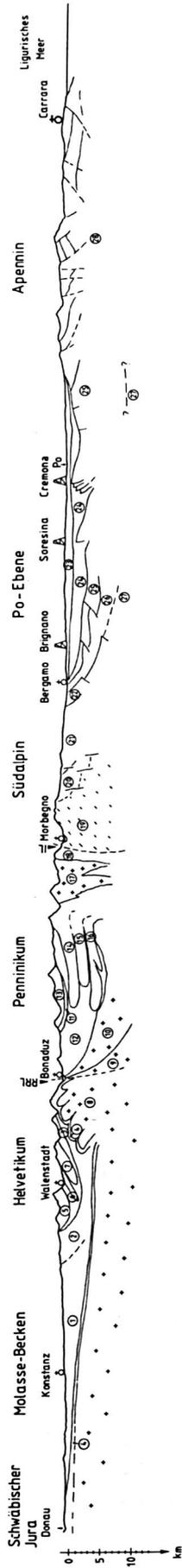


Fig. 10 Schematisches geologisches Profil

Legende :

- | | | | | | |
|----|---|----|---|----|--|
| 1 | Molasse-Becken | 11 | Penninischer Flysch | 23 | Po-Sedimente : Quartär |
| 2 | Subalpine Molasse | 12 | Bündner Schiefer | 24 | Pliozän |
| 3 | Flysch s.l. (Ultra-helvetikum und Parautochthon) | 13 | Schamser-Decke | 25 | Miozän |
| 4 | Mesozoische Sedimentbedeckung des Kristallins | 14 | Suretta-Decke | 26 | Paläogen |
| 5 | Säntis-Decke | 15 | Tambo-Decke | 27 | Mesozoischer Untergrund der Po-Ebene |
| 6 | Axen-Decke | 16 | Adula-Decke | 28 | Ligurische und Toscana-Einheiten des nördlichen Apennins |
| 7 | Mürtschen- und Glarner-Decke (Verrucano) | 17 | Bergeller-Intrusion | | |
| 8 | Aar-Massiv | 18 | Tonale-Serie | | |
| 9 | Tavetscher-Zwischenmassiv | 19 | Insubrisches Kristallin (Serie dei Laghi) | | |
| 10 | Gotthard-"Massiv" | 20 | Sedimente der Südalpen: Perm | | |
| | | 21 | Trias | | |
| | | 22 | Jura + Kreide | | |

Das Basement wurde mehrfach erbohrt, so bei der Bohrung Battuda 1, die 50 km östlich des Profils auf gleicher Breite wie die Bohrung Soresina (vgl. Fig. 10) liegt, und wurde dort als 'Scisti dei Laghi' interpretiert. Weitere kompressionstektonische Strukturen liegen im Bereich des Emilia-Bogens (siehe bei Bohrung Cremona, Fig. 10 und Fig. 24), dem Monferrato-Bogen im Westen und dem Ferrara-Romagna-Bogen im Osten des Profils mit nordvergenten Falten und Aufschiebungen. Eine stratigraphische Übersicht über die Sedimente der Po-Ebene wird später dargestellt.

Im Süden wurden die autochthonen Po-Sedimente durch die Ligurischen Einheiten des Nord-Apennins überfahren. Die Autoren Pieri und Groppi (1981) weisen auf die daraus resultierende Problematik bei der Bestimmung der Nordgrenze der allochthonen Ligurischen Komplexe im Gebiet südlich des Emilia-Bogens hin, sind doch diese bereits wieder durch alluviale Po-Sedimente überdeckt. Die Ligurischen und sub-Ligurischen Gesteine sowie die Bruchtektonik im Nord-Apennin wurden im Profil (Fig. 10) stark schematisiert. Die stellenweise aufgeschlossenen Toscana-Einheiten wurden nicht separiert. Eine Übersicht über die Stratigraphie der Liguriden gibt Dallan Nardi und Nardi (1975). Sie werden durch Gesteine oberjurasischen bis eozänen Alters (ophiolithische und kalkige Breccien, Sandsteine und Flysch) gebildet. Während der im frühen Oligozän beginnenden Orogenese, als sich die Liguriden bereits nach Nordosten bewegten, wurden darauf Sedimente abgelagert (oberstes Eozän bis oberstes Miozän, vorwiegend Mergel und Sandsteine). Die Liguriden überlagern die Toscana-Decke, die aus Gesteinen von der späten Trias bis Oligozän-Miozän-Grenze besteht und ihrerseits über das Toscana-Autochthon und Paraautochthon überschoben wurde. Der Carrara-Marmor ist wohl der berühmteste Vertreter dieses durch die Überlagerung der Toscana-Decke und der Liguriden metamorphisierten Gesteinskomplexes, der vom südöstlich von Carrara aufgeschlossenen granitischen Basement bis zum tertiären Flysch reicht. Erwähnenswert sind zudem noch die permischen Konglomerate (Verrucano), dessen Typuslokalität unweit vom Süden des Profils am Monte Verruca, südlich von Pisa liegt (Ager, 1980).

Die mesozoische Sedimentationsgeschichte im Gebiet des Nord-Apennins ist gekennzeichnet durch zunehmende Tiefe des Ablagerungsgebietes. Während die mächtigen Kalke aus der späten Trias bzw. dem frühen Jura noch als Flachwassersedimente angesehen werden, weisen die geringmächtigeren Kieselkalke und Radiolarite des späteren Jura auf einen wesentlich tieferen Ablagerungsraum hin (Ager 1980). Erst im mittleren Oligozän ist eine Änderung der Sedimentationsbedingungen feststellbar, die zeitlich mit dem Beginn der Orogenese in den Alpen zusammenfällt (Ager, 1980). Ins späte Oligozän und frühe Miozän gehörend, werden die Macigno-Einheiten datiert, deren Sandsteine der Flysch-Fazies zum ersten Male als Turbidite erkannt wurden. Ihr Auftreten wird in Zusammenhang mit der beginnenden Orogenese gebracht. Im Ligurischen Schelfgebiet, das auf dem Profil nicht mehr dargestellt ist, gibt Letz et al. (1978) wie auch Reutter et al. (1978) für die maximale Mächtigkeit der Sedimente 5 km an.

4 GRAVIMETRISCHE DATEN

4.1 Übersicht

Die für diese Arbeit verwendeten Schwere-Stationen sind in Fig. 11 dargestellt. Sie setzen sich aus folgenden Gruppen zusammen:

- A. Vom Autor vermessene Schwere-Stationen auf einem 10 km breiten Streifen von Kreuzlingen bis Bergamo (im folgenden kurz Profil genannt), den drei zusätzlichen Schwereprofilen quer zum Veltlin bei Morbegno, Berbenno und Sondrio sowie den Stationen längs des Veltlins, von Morbegno bis nach Tirano, um den Anschluss an die Stationen der Schwerekarte der Schweiz im Val Poschiavo herzustellen.
 - i) Auf Vermessungspunkten gemessene Stationen
 - ii) Barometrisch nivellierte Stationen

- B. Schwere-Stationen der Diplomarbeit Meyer (1982) am Institut für Geophysik der ETH Zürich
 - i) Auf Vermessungspunkten gemessene Stationen, bzw. ab Seehöhe nivelliert.
 - ii) Barometrisch nivellierte Stationen

- C. Schwere-Stationen der neuen Schwerekarte der Schweiz (Klingelé und Olivier, 1980)

- D. Schwere-Stationen aus der italienischen Schwerekarte (Ballarin et al., 1972), auf Fig.11 südlich von Bergamo nicht mehr dargestellt.

- E. Deutsche Schwere-Stationen (vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung, Hannover, zur Verfügung gestellt)

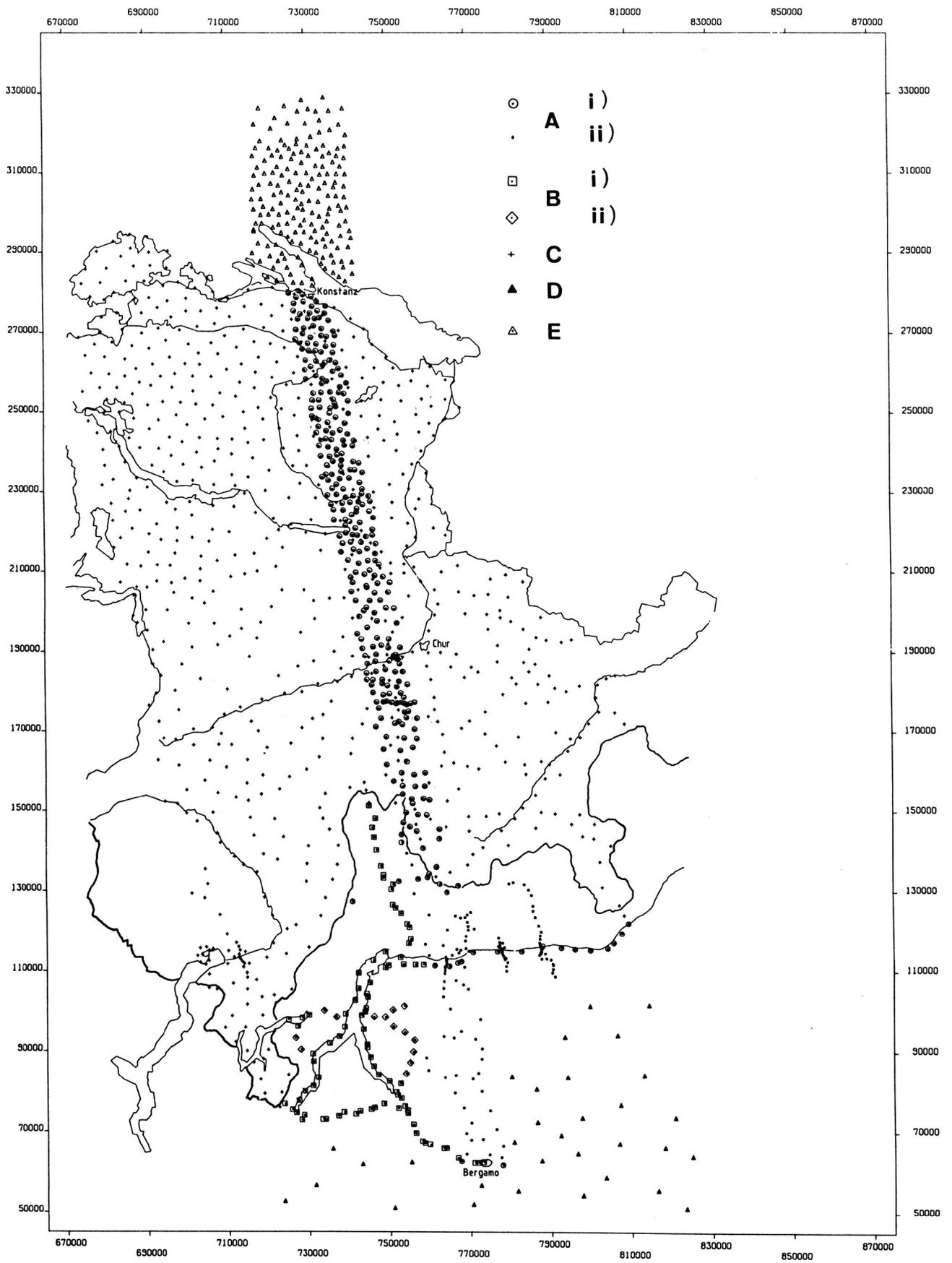


Fig. 11 Lage der Schwerestationen (Legende s. Text)

4.2 Gravimetrische Vermessung

Im folgenden wird die Vermessung der Schwere-Stationen der Gruppe A diskutiert.

Die gesamte gravimetrische Aufnahme dieser Stationen sowie derjenigen in der Diplomarbeit Meyer (1982), die in diese Arbeit integriert wurden, erfolgte mit den Gravimetern 'Lacoste and Romberg' Typ 'G' No. 317 und 514. Im Gebiet der Schweiz wurden sämtliche Stationen auf trigonometrischen Punkten oder Nivellements Punkten gemessen, um die Kompatibilität mit den Stationen der neuen Schwerekarte der Schweiz zu gewährleisten. Teilweise konnten diese Punkte nur zu Fuss erreicht werden, was die Messleistung in diesen Gebieten auf 3 bis 4 Stationen pro Tag herabsetzte. Auf italienischem Gebiet wurden neben den Stationen auf Nivellements Punkten auch barometrisch nivellierte Stationen gemessen.

Im südlichen Kanton Graubünden sowie im schweizerischen und italienischen Teil des Bergells stand während 2 Tagen für 15 Stationen je ein Helikopter zur Verfügung.

Für die vorliegende gravimetrische Untersuchung wurde vom Basisstationsnetz, das für die neue Schwerekarte der Schweiz (Klingelé und Olivier, 1980) verwendet wurde, ausgegangen. Dieses Netz wurde allerdings um Stationen, die in der Nähe des Messgebietes lagen, erweitert, um unnötig lange Anfahrtswege zu vermeiden.

4.3 Barometrische Höhenbestimmung

4.3.1 Voraussetzungen

Die geringe Dichte von Vermessungspunkten (Nivellements- oder Triangulationspunkte) im italienischen Alpengebiet zwang uns, nach einer geeigneten Alternative zu suchen. Eigene Nivellements- oder Triangulationsnetze zu erstellen, kam aufgrund des hohen Personal- und Zeitaufwandes nicht in Betracht. Über die Genauigkeit der kotierten Kartenpunkte lagen für Italien weder Erfahrungswerte noch Untersuchungen vor. Da der grösste Teil der italienischen Karten (1:25000) aus der Zeit vor dem zweiten Weltkrieg datiert und vorwiegend mit Hilfe terrestrischer Photogrammetrie erstellt wurde, fielen diese als Höhenreferenzen ebenfalls weg.

Neuere Untersuchungen über die Genauigkeit der barometrischen Höhenbestimmung (Erwes, 1975) in Brasilien, bei denen allerdings meistens Höhendifferenzen von weniger als 100 m gemessen wurden, zeigten beim Vergleich mit nivellierten Höhen Genauigkeiten von +/- 1 m oder besser, abhängig von der verwendeten Methode.

4.3.2 Messmethode und verwendete Geräte

Unter den von Erwes (1975) getesteten Methoden kam die 'Jump method' (zwei Höhenmessergruppen messen jeweils simultan an den Punkten A und B, zwischen denen die Höhen bestimmt werden soll)

Tabelle 1: Spezifikation der verwendeten Instrumente

| | Höhenmesser THOMMEN 3B4.01.2.5000 No 237647 & 237669 | Barometer THOMMEN 2A2.01.1 No 93569 |
|------------------------------|--|---|
| Messprinzip | Aneroiddosensatz | Aneroiddosensatz |
| Anzeige | Mechanisch (Zeiger) | Mechanisch (Zeiger) |
| Einheit | Meter (m) | Millibar (mbar) |
| Ablese- genauigkeit | ± 0.5 m | ± 0.1 mbar |
| Absolute Genauigkeit | ± 3.0 m | < 0.1 % |
| Temperatur - kompensation | Ja | Ja |

aus personellen und apparativen Gründen nicht in Frage, da simultan zwei Equipen mit je drei Höhenmessern und einem Fahrzeug hätten verfügbar sein müssen. Zum Einsatz gelangte deshalb die Basismethode, bei der während der gesamten Messzeit an der Basis durch eine Registrierstation der meteorologisch bedingte Luftdruckverlauf aufgezeichnet wurde. Gemessen wurde mit zwei Höhenmessern und einem Barometer. Die Spezifikationen dieser Geräte sind in Tabelle 1 und Tabelle 2 angegeben. Für die Basisaufzeichnung wurde ein Mikrobarometer verwendet, wofür am Institut für Geophysik ein digitales Aufzeichnungsgerät für den netzunabhängigen Feldbetrieb gebaut wurde. Der Skalenfaktor und die Temperaturabhängigkeit des Gerätes wurden auf einer Quecksilbersäule der Firma Swissair (Schwien-Säule, Genauigkeit: $dP(\text{absolut}) = \pm 0.01$ mbar) bestimmt. Für die Temperaturmessung und die Bestimmung der Luftfeuchtigkeit wurde ein Assmann Aspirations-Psychrometer verwendet. Dieses Gerät misst die Trocken- und Feuchttemperatur auf ± 0.2 °C genau.

Tabelle 2: Spezifikation der Basisstation

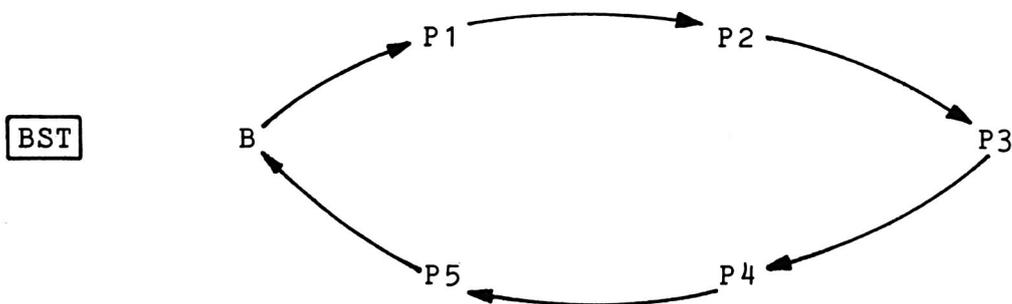
| | |
|---|---|
| Sensor | MIBA 279, Streckeisen & Co |
| Messprinzip | Aneroiddose mit berührungsfreiem, induktivem Abgriff liefert Spannung zwischen -15 V und +15 V (zunehmende Spannung bei abnehmendem Druck) |
| Spannungsmessung | eingebautes Messgerät Typ Calcumeter 4100 |
| Aufzeichnung | digital auf Papierstreifen, in Volt |
| Sampling rate | zwischen 1 Messung pro 1 bis 99 Minuten programmierbar |
| Genauigkeit der Aufzeichnung | ± 0.01 V; entspricht in etwa der Messgenauigkeit (ca. ± 0.14 mbar) |
| Stromversorgung | 12 V, intern oder extern |
| Skalenfaktor bei 23°C | 750 mbar : - 0.0752 V/mbar 1050 mbar : - 0.0668 V/mbar dazwischen linear |
| Temperaturabhängigkeit des Skalenfaktors zwischen 0°C und 40°C | Repetierbarkeit: ± 0.0001 V/mbar im Mittel : $+ 2.6 \cdot 10^{-5}$ V/mbar·°C bestimmt mit einer Genauigkeit von : $\pm 0.9 \cdot 10^{-5}$ V/mbar·°C |
| Temperaturabhängigkeit des angezeigten Wertes bei P=const zwischen 0°C und 40°C | $+0.01335$ V/°C = - 0.2 mbar/°C |
| Langzeitdrift | keine Angabe |

4.3.3 Durchführung der Messungen

Bei allen Messungen wurde nach dem Prinzip der Schleifenmessung vorgegangen, d.h. der Anfangspunkt ist gleich dem Endpunkt einer Schleife, wobei dieser Punkt im Normalfall ein Triangulations- oder Nivellementspunkt ist, der als Höhenreferenz dient. Die Basisstation registriert während der ganzen Messzeit an die-

sem Punkt die Luftdruckschwankungen. Da vorläufig noch keine Temperaturmessung am Sensor der Basisstation zur Korrektur der Temperaturabhängigkeit möglich ist, wurde der Sensor in ein Styroporgehäuse eingepackt, um kurzperiodischen Temperaturänderungen zu begegnen. Die Zeit für den Durchlauf der Messschleifen wurde so kurz gewählt, dass der Temperatureinfluss als linearer Anteil des Schleifenschlussfehlers interpretiert und ausgeglichen werden konnte. Wichtig ist, dass der Sensor schon einige Stunden vor Beginn der Messung auf die Aussentemperatur gebracht wird. Folgende Messanordnungen wurden gewählt:

a) Bei flächenhafter Vermessung



b) Bei der Vermessung in Alpentälern



BST : Basisstation zur Luftdruckaufzeichnung
B : Anfangs- und Endpunkt der Messschleife
P1, ... Pn : Messpunkte

In jedem Punkt werden folgende Werte gemessen:

H1, H2, H3 : Höhen, bzw. Druckablesung der 3 Geräte
Tt : Trockentemperatur
Tf : Feuchttemperatur
t : Zeit

Soweit möglich, werden in Abständen von drei bis vier Punkten eine Messung auf einem Punkt mit bekannter Höhe (z.B. Nivellements-punkt) durchgeführt. Diese Kontrollhöhen werden zur Ausgleichung verwendet (siehe folgendes Kapitel). Wo keine solchen Kontrollhöhen gemessen werden konnten (z.B. in italienischen Alpentälern), wurden, soweit als möglich, die Messpunkte auf kotierte Punkte der Landeskarten gelegt.

Es wurde festgestellt, dass folgende Faktoren die Genauigkeit der barometrischen Höhenbestimmung erheblich verbessern:

- Die Messungen nur an Tagen durchführen, an denen keine thermische Konvektion herrscht, da das Temperaturprofil durch die aufsteigende warme Luft beträchtlichen zeitabhängigen Schwankungen unterliegt. Durch Messungen während der Nachtstunden wird dieses Problem am einfachsten eliminiert.
- Die Reihenfolge der Messpunkte ist so zu wählen, dass die Änderung des Vorzeichens der Höhenänderung möglichst wenig wechselt, da die Höhenmesser bzw. Barometer eine mechanische Hysterese aufweisen.
- Vor der Ablesung werden die Geräte geöffnet und während ca. fünf Minuten stehen gelassen, da sich die Geräte nach dem Transport verzögert auf den neuen Druck einstellen (als Folge elastischer Nachbewegungen).
- Die Entfernung zur Basisstation darf nicht mehr als 20 km betragen, und in Gebieten mit starkem Relief darf während einer Messschleife nicht in verschiedenen Reliefkammern gemessen werden.

4.3.4 Auswertung

Die Auswertung erfolgt mit Hilfe eines Computer-Programms in vier Schritten:

- i) Berechnung des Höhenunterschiedes zwischen je 2 Messpunkten mit Hilfe der barometrischen Höhenformel nach NACA (National Advisory Committee for Aeronautics, vgl. Lichte, 1967 und Erwes, 1975).
- ii) Berechnung der Höhenkorrektur aus den an der Basisstation registrierten Luftdruckschwankungen und anschliessende Berechnung der absoluten Höhen in den Messpunkten.
- iii) Zeitproportionaler Ausgleich des Schleifenschlussfehlers. Er stammt aus Hysterese- und Verformungseffekten der Barometer und Höhenmesser, sowie aus der obenerwähnten Temperaturabhängigkeit der Aufzeichnungen an der Basisstation.
- iv) Falls in der Schleife Punkte mit bekannter Höhe (Kontrollhöhen) gemessen wurden, werden diese für den zeitproportionalen Ausgleich der dazwischenliegenden Messpunkte verwendet.

Die Aufteilung der Ausgleichung in die Schritte (iii) und (iv) erlaubt es, für alle Fälle, bei denen Kontrollhöhen gemessen wurden, eine statistische Untersuchung der Genauigkeit durchzuführen.

4.3.5 Genauigkeit der barometrischen Höhenbestimmung

Die in Tabelle 3 aufgelisteten Resultate wurden aus zwei Untersuchungen gewonnen, die 1981 und 1982 im Bereich des Schwarzwalds durchgeführt wurden. Die Kontrollpunkte waren regelmässig über die Messschleifen verteilt, und die maximalen Gesamthöhendifferenzen betragen 400 m.

Der Vergleich der Differenzen zwischen nivellierten und barometrisch bestimmten Höhen in Tabelle 3 zeigt, dass sowohl die Ausgleichung mit Hilfe der Anfangs- und Endpunkte sowie die Verwendung der Basisstation zu einer merklichen Steigerung der Genauigkeit beiträgt. Auffallend ist, dass in allen Fällen die mittlere Differenz positiv ist. Dies ist offensichtlich auf eine Richtungsabhängigkeit der elastischen Nachbewegungen (mechanische Hysterese) der Geräte zurückzuführen und könnte eventuell noch verkleinert werden, wenn vor der Messung noch länger gewartet würde, bis diese Bewegung abgeklungen ist. Dieser Fehler entspricht jedoch einem systematischen Anteil. Der statistische Anteil von ca. ± 1.5 m entspricht recht gut dem von Lichte (1967) angegebenen mittleren Fehler von $\pm (1 + (dH - 200) / 200)$ m. Dies bedeutet, dass in den italienischen Alpentälern, in denen Gesamthöhendifferenzen bis zu 1000 m auftraten, mit Höhenfehlern bis zu ± 5 m gerechnet werden muss.

Tabelle 3: Resultate der Testuntersuchung der barometrischen Höhenbestimmung.

| | Mittlere Differenz ===== Nivellierte Höhe - Barometrische Höhe | Standard- abweichung ===== | Anzahl Werte ===== |
|--|---|----------------------------------|--------------------------|
| 1981 | | | |
| Mit Anfangs- und Endpunkt ausgeglichen | + 0.49 m ===== | ± 1.69 m ===== | 28 |
| Ohne Ausglei- chung | + 1.30 m | ± 2.95 m | 28 |
| | | | |
| 1982 | | | |
| Mit Anfangs- und Endpunkt ausgeglichen | + 0.56 m ===== | ± 1.48 m ===== | 43 |
| Ohne Ausglei- chung | + 4.45 m | ± 3.02 m | 43 |
| | | | |
| Messungen ohne Basisstation Mit Anfangs- und Endpunkt ausgeglichen | + 0.72 m | ± 3.61 m | 15 |

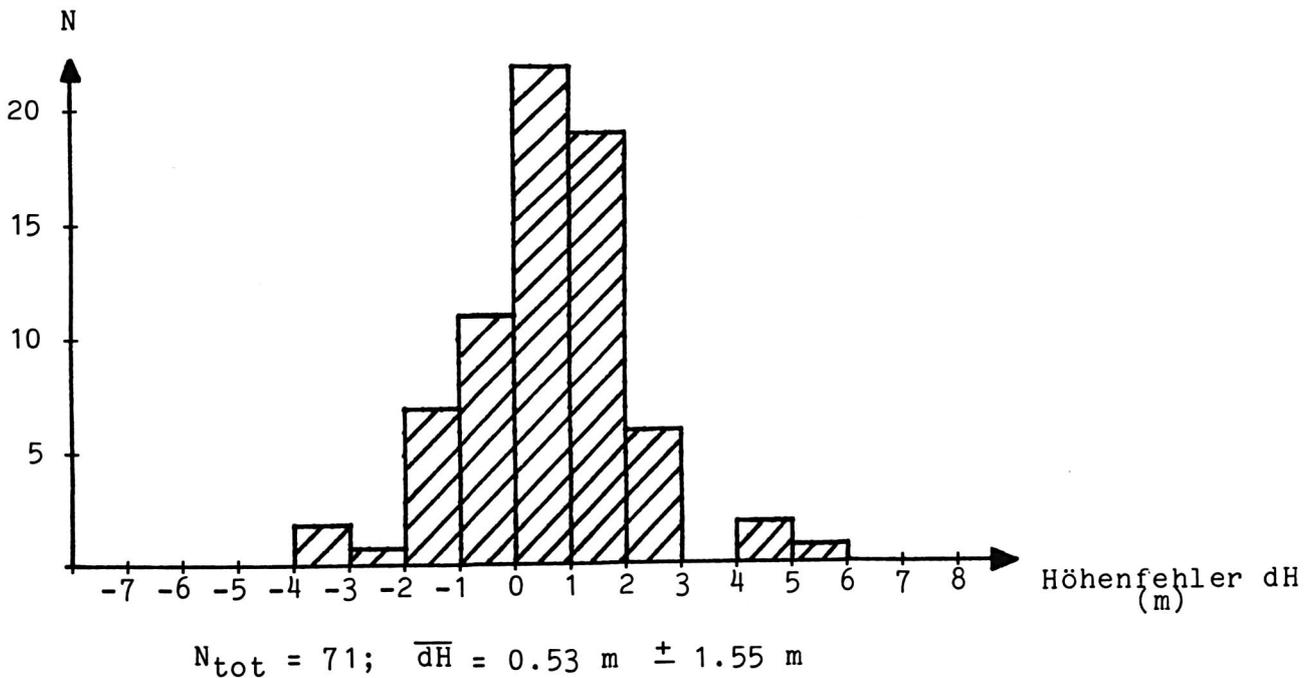


Fig.12 Verteilung der Höhenfehler an allen 71 Kontrollpunkten

4.4 Berechnung der Bouguer-Anomalien

4.4.1 Allgemeines

Die Berechnung der Bouguer-Anomalien wurde analog dem Verfahren für die neue Schwerekarte der Schweiz (Klingelé und Olivier, 1979, 1980) durchgeführt. Eine Ausnahme davon bildet die Berechnung der Schwerewirkung der Topographie im Bereich von 20 m bis 2.5 km. Hier wurde für alle Stationen in der Schweiz und den angrenzenden Gebieten, im Gegensatz zur Kreisringsektor-Methode, das von Klingelé (1978) vorgeschlagene Verfahren, das auf einem Prismen-Modell der Topographie basiert, verwendet. Eine Übersicht über die Berechnung der Bouguer-Anomalien mit diesem Topographie-Reduktionsverfahren gibt Cagienard (1982).

4.4.2 Digitales Geländemodell zur Berechnung der Schwerewirkung der Topographie im Bereich von 20 und 2500 m

Sobald die Distanzen zwischen den Stationen kleiner als 5 km werden, nimmt die Wirtschaftlichkeit der Kreisringsektor-Methode zunehmend ab, da sich die digitalisierten Bereiche überlappen. Zudem kann die in dieser Form digitalisierte Topographie bei einer allfälligen späteren Verdichtung des Schwerestations-Netzes nicht mehr verwendet werden. Dies führte dazu, für die vorliegende Arbeit, soweit möglich und sinnvoll, ein digitales Geländemodell zu erstellen, das unabhängig von der Lage der Punkte ist (Fig.13).

Für die restlichen Stationen wurde die konventionelle Kreisringmethode verwendet.

Das Vorgehen bei der Benützung und dem Unterhalt des digitalen Geländemodells ist im Fluss-Diagramm "Arbeiten mit dem digitalen Geländemodell" dargestellt.

Dadurch, dass die Topographie bezüglich Digitalisierungsfehler kontrolliert und korrigiert wurde, ist eine sehr zuverlässige Angabe über die verbleibenden Restfehler möglich. Im folgenden wird eine Fehleranalyse für alle Distanzbereiche bezüglich der Schwerewirkung der Topographie an einem Messpunkt durchgeführt.

4.4.3 Fehleranalyse für die Ermittlung der Schwerewirkung der Topographie

i) Bereich 0-20 m

Die Schwerewirkung der Topographie von 0-20 m wurde im Gelände nach der Methode von Klingelé (1980) bestimmt. Sie beruht auf der Annäherung der Topographie mit Hilfe von geneigten Ebenen, die in 4 Quadranten durchgeführt wird. Für 300 in der vorliegenden Arbeit gemessene Punkte wurde der Mittelwert (für die Dichte = 2.67 g/cm^3) mit $0.05 \text{ mgal} \pm 0.08 \text{ mgal}$ bestimmt. Bei der Annahme eines mittleren Fehlers von 10% ist der mittlere Fehler

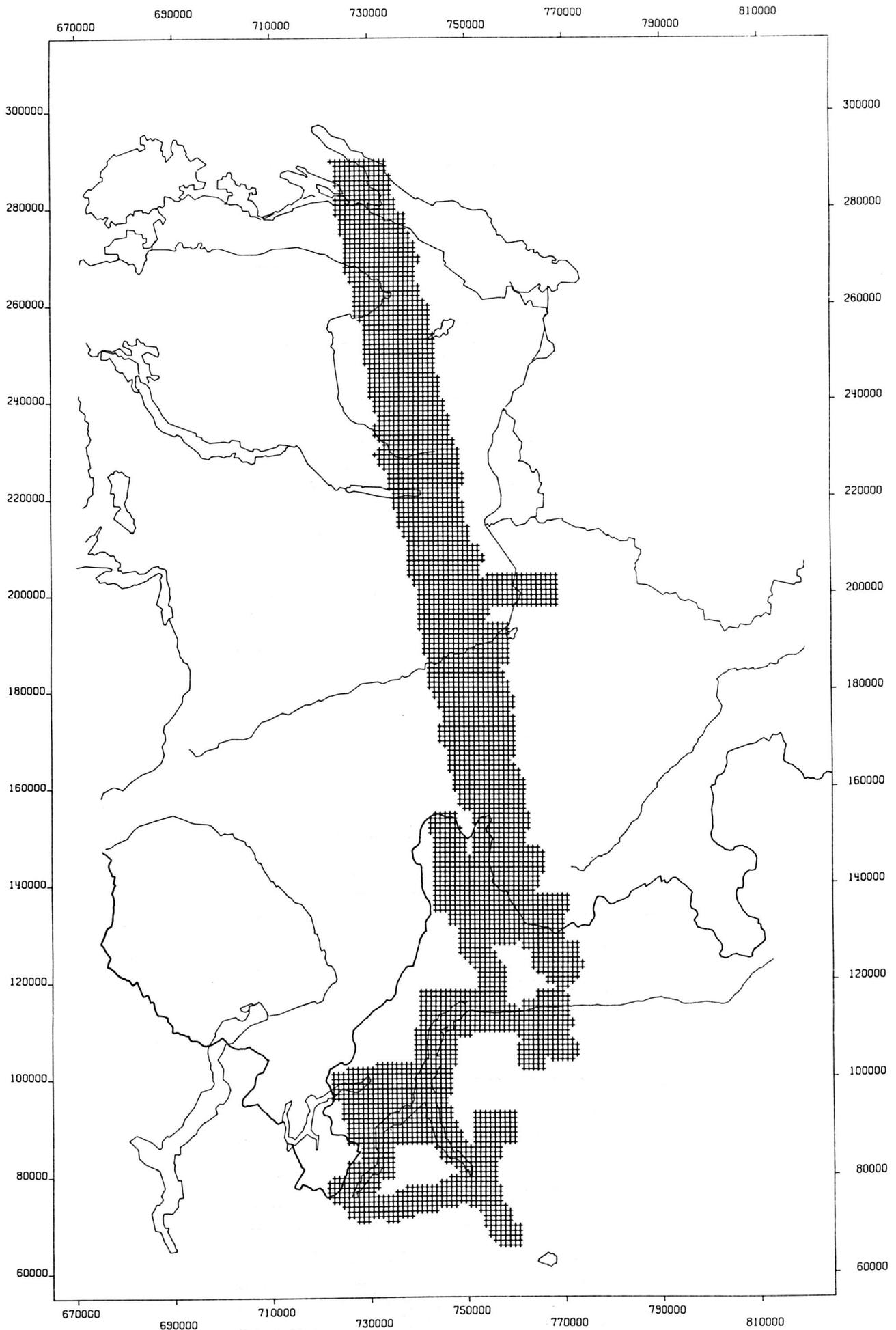
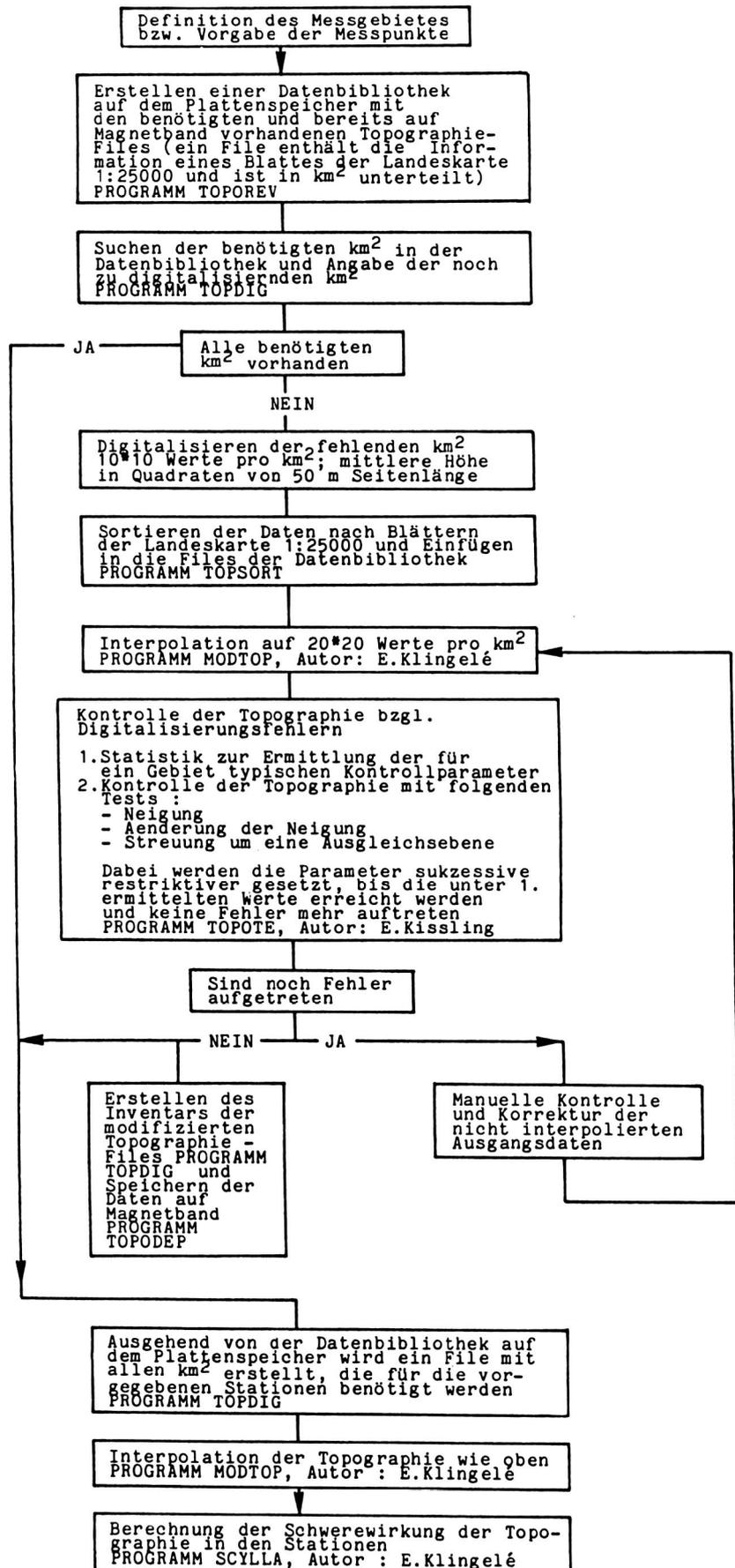


Fig. 13 Digitales Geländemodell für die Topographiereduktionen
im Bereich von 20-2500m. + : 1 km²

Arbeiten mit dem digitalen Geländemodell
=====



Alle Programme ohne Autoren-Angabe wurden im Verlaufe der vorliegenden Arbeit entwickelt.

< 0.01 mgal, was mit der Beobachtung übereinstimmt, dass bei der Aufnahme der Geländeneigungen maximale Fehler von 10^0 auftreten können.

ii) Bereich 20-2500 m

Die geschätzten mittleren Fehler des digitalen Topographie-Modells betragen:

| | |
|--------------------------------|---------|
| im schweizerischen Mittelland | +/- 5m |
| im schweizerischen Alpengebiet | +/- 10m |
| im italienischen Alpengebiet | +/- 20m |

Tabelle 4: Fehler der Schwerewirkung der Topographie im Bereich 20-2500 m

| | Mittlere Differenz : Fehlerhafte Schwerewirkung - 'richtige' Schwerewirkung der Topographie 20-2500 m (mgal) | Standardabweichung (mgal) | Anzahl Punkte |
|------------------------|--|------------------------------|------------------|
| Schweiz. Mittelland | + 0.056 | ± 0.071 | 184 |
| Schweiz. Alpen | + 0.221 | ± 0.174 | 166 |
| Ital. Alpen | + 0.559 | ± 0.227 | 67 |

Indem im Programm, das die Schwerewirkung der Topographie berechnet (Programm 'Scylla', Autor: E.Klingelé, 1978) ein zufälliger Wert aus einer Funktion, die eine Gaussverteilung mit den obenstehenden Parametern annähert, zu jedem Höhenwert des Geländemodells addiert wurde, wurde die Schwerewirkung des fehlerhaften Modells berechnet und mit dem 'richtigen' Wert verglichen. Die Resultate sind in Tabelle 4 dargestellt. Sämtliche Berechnungen wurden mit der einheitlichen Dichte 2.67 g/cm^3 durchgeführt. Wie aus Tabelle 4 ersichtlich ist, besteht der Fehler aus einem

positiven systematischen und einem statistischen Anteil. Um zu

Tabelle 5: Fehler der Schwerewirkung der Topographie im Bereich 20-2500 m für Klassen mit einer Intervallbreite von 2 mgal der Schwerewirkung am Beispiel der Messpunkte im Schweizerischen Alpengebiet

| Klasse (mgal) | Mittlere Differenz : Fehlerhafte Schwerewirkung - 'richtige' Schwerewirkung der Topographie 20-2500 m (mgal) | Standardabweichung (mgal) | Anzahl Punkte |
|------------------|--|------------------------------|------------------|
| 0 - 2 | + 0.271 | ± 0.141 | 8 |
| 2 - 4 | + 0.269 | ± 0.105 | 26 |
| 4 - 6 | + 0.298 | ± 0.108 | 13 |
| 6 - 8 | + 0.218 | ± 0.121 | 23 |
| 8 - 10 | + 0.256 | ± 0.170 | 31 |
| 10 - 12 | + 0.224 | ± 0.203 | 21 |
| 12 - 14 | + 0.119 | ± 0.209 | 12 |
| 14 - 16 | + 0.193 | ± 0.191 | 9 |
| 16 - 18 | + 0.123 | ± 0.184 | 7 |
| 18 - 20 | + 0.170 | - | 2 |
| 20 - 22 | + 0.280 | ± 0.225 | 6 |
| 22 - 24 | + 0.250 | - | 1 |
| 24 - 26 | + 0.100 | ± 0.251 | 3 |
| 26 - 28 | - | - | - |
| 28 - 30 | - 0.180 | - | 2 |
| 30 - 32 | - 0.160 | - | 1 |
| 32 - 34 | - | - | - |
| 34 - 36 | - | - | - |
| 36 - 38 | - 0.130 | - | 1 |

testen, ob eine Abhängigkeit dieser Fehler von der Grösse der Schwerewirkung der Topographie vorliegt, wurde dieselbe Fehleranalyse für Klassen des Topographie-Effekts mit einer Intervallbreite von 2 mgal durchgeführt. Das Resultat für die Messpunkte im schweizerischen Alpengebiet, die ein repräsentatives Beispiel der Untersuchung bilden, ist in Tabelle 5 dargestellt. Bei der Betrachtung von Tabelle 5 stellt man fest, dass der systematische Anteil bis zu Werten der Schwerewirkung von etwa 25 mgal positiv und mehr oder weniger konstant bleibt. Dies resultiert aus der Tatsache, dass nur die Vertikalkomponente berechnet wurde, wie dies bei allen gravimetrischen Störkörper-Berechnungen der Fall ist, und deshalb eine Abhängigkeit von $\sin(\alpha)/r^2$ vorliegt (α = Betrag des Winkels zwischen der Horizontalebene und dem Vektor r). Dieser Quotient erreicht für kon-

stante Werte von d (= Projektion des Vektors r auf die Horizontalebene) das Maximum erst bei ca. 35° , weshalb sich eine fehlerbedingte Vergrößerung der Höhendifferenz zwischen Messpunkt und Topographie in der Schwere stärker auswirkt als eine Verkleinerung, so lange $\alpha < 35^\circ$ ist. Aus Tabelle 5 geht somit hervor, dass erst bei einer Schwerewirkung der Topographie von mehr als 25 mgal für eine entsprechend grosse Anzahl der Topographie-Prismen ein $\alpha > 35^\circ$ vorlag, das zu einer Abnahme des systematischen Anteils führte.

Diese Beobachtung bedeutet, dass für exponiert gelegene Stationen, mit Schwerewirkungen der Topographie von mehr als 25 mgal, geringere Bouguer-Anomalien berechnet werden als für umliegende Stationen mit kleinerem Topographie-Effekt.

Der systematische Anteil des Fehlers hat im allgemeinen keinen grossen Einfluss auf die gravimetrischen Daten, da die gefundenen Grössenordnungen der Fehler erst bei der Interpretation von kleinräumigen Anomalien von Bedeutung sind (z.B. quartäre Talfüllungen in Alpentälern). In einem kleinräumigen Gebiet jedoch kann, unter der oben genannten Einschränkung, der systematische Fehleranteil als konstant angesehen werden. Diese Fehleranalyse beinhaltet nur den Anteil des Fehlers, der durch die Ungenauigkeit bei der Digitalisierung der Topographie entsteht. Eine zusätzliche Fehlerquelle liegt darin, dass die Topographie durch ein Prismen-Modell angenähert wird, in Wirklichkeit aber eine gekrümmte Fläche darstellt. Relativ einfach lässt sich, zum Beispiel mit den Tabellen von Sandberg (1958), abschätzen, dass im ungünstigsten Fall, bei dem eine geneigte Ebene (Dimension $50 \cdot 50$ m) unmittelbar neben dem Messpunkt durch ein Prisma mit der entsprechenden mittleren Höhe angenähert wird, ein Fehler gemacht wird, der einem Höhenfehler des Prismas von ca. 10 m entspricht. Mit zunehmender Distanz vom Messpunkt nimmt dieser Effekt ab, so dass als mittleres Fehleräquivalent ein Wert $\ll 5$ m wirksam ist, der sich gleich verhält wie die oben untersuchten Digitalisierungsfehler. Die Digitalisierungsfehler sind somit hauptverantwortlich für die Fehler der Schwerewirkung der Topographie.

iii) Bereich von 2.5 - 167 km

Für die Berechnung der Schwerewirkung der Topographie von 2.5 bis 167 km wurde, analog zu Klingelé und Olivier (1980), das von Plouff (1966) entwickelte Verfahren eingesetzt. Das dafür vorhandene Computer-Programm verwendet die folgenden 2 Topographie-Modelle:

Modell A Abschnitte von $1^\circ \times 2^\circ$ bestehend aus Elementen von $3' \times 3'$ Seitenlänge. Geschätzter mittlerer Fehler eines Elements : 50 m

Modell B Abschnitte von 15' x 15' bestehend aus Elementen von 3' x 3' Seitenlänge. Geschätzter mittlerer Fehler eines Elements : 30 m

(Bezeichnungen der Modelle analog Klingelé und Olivier 1980)

Tabelle 6: Fehler der Schwerewirkung der Topographie im Bereich 2.5 - 167 km

| | Mittlere Differenz Fehlerhafte Schwerewirkung - 'richtige' Schwerewirkung der Topographie 2.5 - 167 km (mgal) | Standardabweichung (mgal) | Anzahl Punkte |
|---------------------|---|---------------------------|---------------|
| Schweiz. Mittelland | + 0.004 | ± 0.068 | 184 |
| Schweiz. Alpen | + 0.060 | ± 0.077 | 166 |
| Ital. Alpen | + 0.044 | ± 0.062 | 67 |

Die Fehlerberechnung wurde wie unter ii) durchgeführt, wobei für das Modell A 50 m und für das Modell B 30 m als mittlerer Fehler eines Elements angenommen wurde. Die Resultate sind in Tabelle 6 dargestellt.

4.4.4 Genauigkeit der Bouguer-Anomalien

Neben den in den vorhergehenden Kapiteln analysierten Fehlern bei der Berechnung der Schwerewirkung der Topographie, tragen folgende Fehlerquellen zum Gesamtfehler der Bouguer-Anomalien bei:

Fehler in der beobachteten Schwere

In dieser Arbeit waren neun Schwerestationen identisch mit Schwerstationen der neuen Schwerekarte der Schweiz (Klingelé und Oli-

vier 1979, 1980). Die mittlere Differenz der beobachteten Schwerewerte beträgt $+0.00$ mgal, bei einer Standardabweichung von ± 0.07 mgal. Zu dieser relativ grossen Standardabweichung ist zu bemerken, dass hier zum Teil mit einem anderen Gravimeter und ausgehend von anderen Basisstationen gemessen wurde. Zudem handelte es sich um Stationen auf lockerem Untergrund, bei denen die Wassersättigung des Bodens eine spürbare Rolle spielen kann.

Lagefehler

Der Lagefehler wirkt sich auf die breitenabhängige Normalschwere aus.

Für Stationen auf schweizerischen Vermessungspunkten ist der Lagefehler vernachlässigbar, da diese auf 0.01 bis 0.10 m genau bestimmt sind. Die Lage der Stationen in Italien ist aus den italienischen Karten (1:25000) auf ± 50 m genau bestimmbar. Der resultierende Fehler wird von Klingelé und Olivier (1980) mit 0.01 mgal/10 m Fehler der Breite angegeben.

Höhenfehler

Die Höhe der schweizerischen Vermessungspunkte ist auf ± 0.01 bis 0.10 m genau bestimmt, für die italienischen Nivellements wurde ein Wert von ± 0.10 m angenommen. Der mittlere Höhenfehler der barometrisch nivellierten Stationen in Italien wurde auf ± 2.5 m geschätzt. Der durch den Höhenfehler verursachte Fehler der Bouguer-Anomalie beträgt 0.183 mgal/m. Diese Höhenfehler sind als relative Fehler zwischen benachbarten Stationen zu verstehen, bestehen doch zwischen dem Geoid, auf welches die Gebrauchshöhen der Landesnivellements und die, der daran angeschlossenen Triangulationsnetze in erster Näherung bezogen werden, und dem Referenzellipsoid, auf das sich die Normalschwere bezieht, Unterschiede von max. 6 m (Gurtner 1978) innerhalb dieses Untersuchungsgebietes. Dies entspricht einem Schwereeffekt von ca. 1.2 mgal. Zusätzlich ist das Geoid zum Teil beträchtlichen lokalen Änderungen unterworfen - bedingt durch das starke Relief der Alpen -, die sich in Form von Änderungen der Lotabweichung auf die Genauigkeit der Höhen auswirkt (Auskunft des Schweizerischen Bundesamtes für Landestopographie).

Fehler bei der Ermittlung der Schwerewirkung der Topographie

Für die Fehler-Abschätzung der Bouguer-Anomalien wurden aus den früher erwähnten Gründen nur die statistischen Fehleranteile der Schwerewirkung der Topographie berücksichtigt. Die Fälle, in denen für den Bereich von 20 - 2500 m vom Messpunkt die Kreisektor-Methode verwendet wurde, wurden nicht separat behandelt, da Klingelé und Olivier (1980) vergleichbare Werte für deren Fehler

Tabelle 7: Fehler der Bouguer-Anomalien

| Einheit : mgal | Schweiz. Mittelland | Schweiz. Alpen | Ital. Alpen Nivellements- punkte | Ital. Alpen barometrisch nivelliert |
|---|------------------------|---------------------|--|---|
| Fehler in der beob. Schwere | ± 0.07 | ± 0.07 | ± 0.07 | ± 0.07 |
| Lagefehler | ± 0.00 | ± 0.00 | ± 0.05 | ± 0.05 |
| Höhenfehler | ± 0.01 | ± 0.01 | ± 0.02 | ± 0.46 |
| Topo - Fehler 0 - 20 m | ± 0.01 | ± 0.01 | ± 0.01 | ± 0.01 |
| Topo - Fehler 20 - 2500 m | ± 0.07 | ± 0.17 | ± 0.22 | ± 0.22 |
| Topo - Fehler 2.5 - 167 km | ± 0.07 | ± 0.08 | ± 0.06 | ± 0.06 |
| Mittlerer quadratischer Fehler der Bouguer - Anomalie | ± 0.12 ===== | ± 0.20 ===== | ± 0.24 ===== | ± 0.52 ===== |

angeben.

Die Zusammenstellung der Fehler bei der Berechnung der Bouguer-Anomalien ist in Tabelle 7 dargestellt.

4.4.5 Diskussion der Bouguer-Anomalien

Die Bouguer-Anomalien wurden unter Zugrundelegung der internationalen Schwereformel von 1930 berechnet; sie sind in Fig.14 und 15 in Form einer Karte und eines Profils dargestellt. Nördlich des vorliegenden Untersuchungsgebietes, im südwestdeutschen Plateau, östlich des Rheingrabens, schwanken die Werte der Bouguer-Anomalien zwischen -20 und -30 mgal (vgl. Schwerekarte der Schweiz und der angrenzenden Gebiete, Klingelé und Harcke 1973, siehe Kahle et al., 1976a) und erreichen an der südlichen Grenze des Schwäbischen Jura, wo die vorliegende Traverse beginnt, -40 mgal. Von hier gegen die Alpen nehmen die Bouguer-Anomalien, bedingt durch die Mächtigkeitzunahme der Kruste, konti-

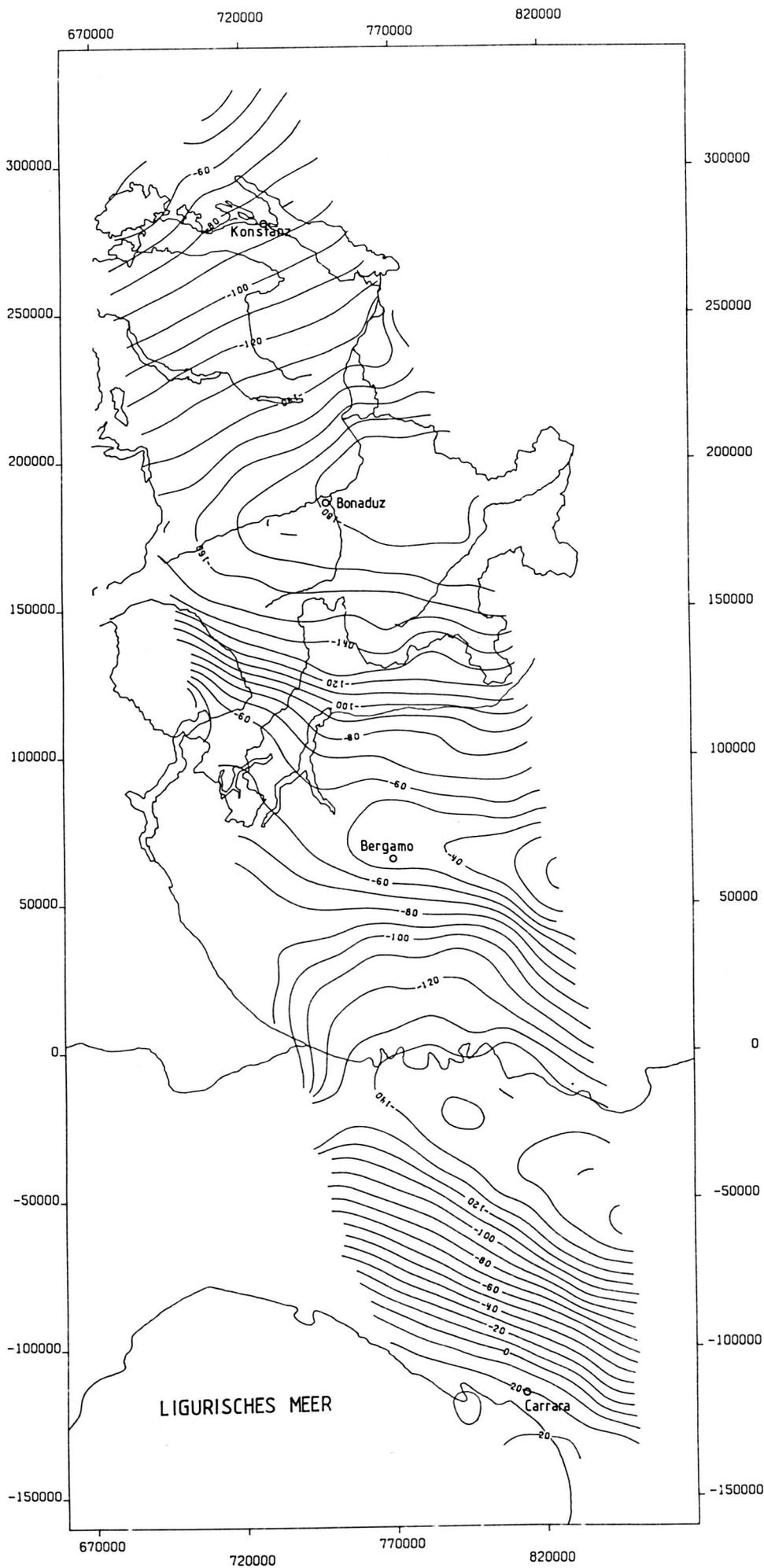


Fig. 14

Bouguer-Anomalien
im Untersuchungs-
gebiet (mgal)

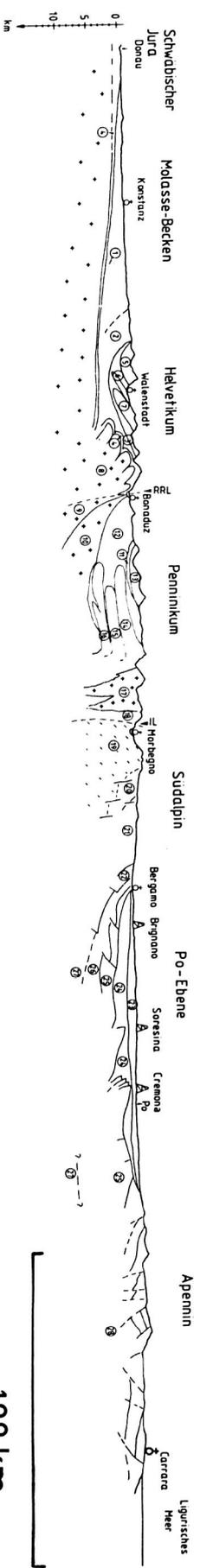
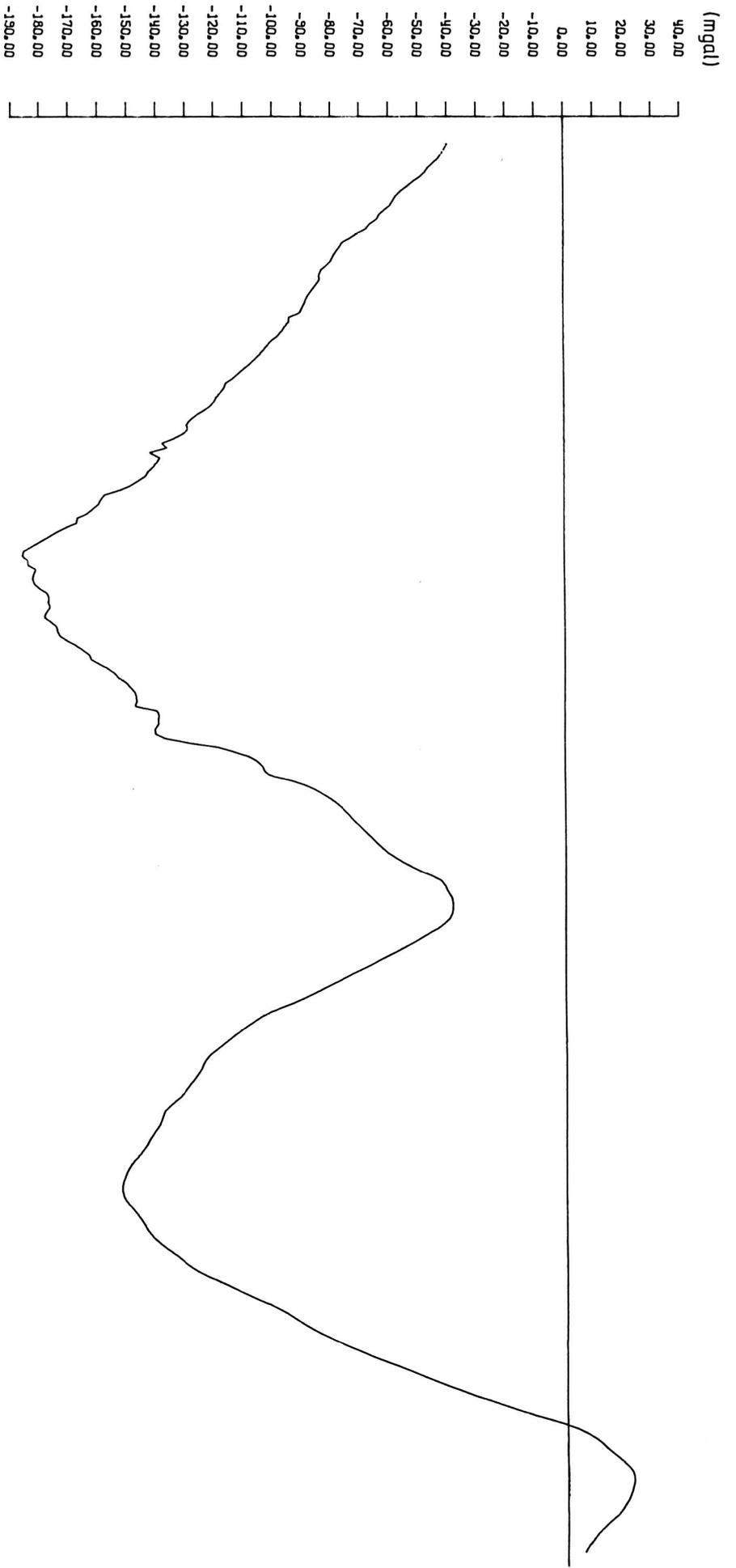


Fig. 15 Profil der Bouguer-Anomalien mit geologischem Profil

nuiert ab. Zu linear, jedoch ist die Abnahme, wenn man sich vergegenwärtigt, dass der Einfluss der Alpenwurzel quadratisch mit der Distanz zunimmt, und mindestens ein Teil dieser progressiven Zunahme ersichtlich sein sollte. Wie Kissling (1982) zeigte, sind die Molasse-Sedimente dafür mindestens zum Teil verantwortlich.

Interessanterweise wird das Minimum von - 187 mgal auf dem Profil (Fig.15) bereits bei Bonaduz erreicht, obwohl die grösste Krustenmächtigkeit nach Mueller et al. (1980) erst im südlichen Kanton Graubünden erreicht wird (vgl. auch Fig.36). Von hier in Richtung Süden steigt die Bouguer-Anomalie zunehmend an, mit deutlichen negativen Störungen im Bergell und Veltlin, und erreicht bei Bergamo ein relatives Maximum von -45 mgal. Unmittelbar nach diesem schmalen Maximum bei Bergamo folgt im Süden die negative Anomalie der Po-Sedimente, die auf unter -150 mgal absinkt und mit 180 km Breite beinahe die Grösse der Anomalie in den Alpen erreicht. Ein steiler Anstieg führt vom Minimum der Anomalie der Po-Ebene zu positiven Werten von +20 mgal an der Ligurischen Küste, bedingt durch den Einfluss der geringmächtigen Kruste unter dem Ligurischen Meer.

5 REDUKTION DER BOUGUER-ANOMALIEN FÜR OBERFLÄCHENNAHE STÖRKÖRPER

5.1 Quartäre Talfüllungen

5.1.1 Allgemeines

Wie aus Fig.15 ersichtlich, sind in folgenden Alpentälern lokale Schwereanomalien, verursacht durch die quartären Talfüllungen, zu beobachten:

- Seezertal (Walenstadt)
- Vorderrheintal (Bonaduz)
- Veltlin (Morbegno)

Auf dem Profil weniger gut oder nicht erkennbar, da die Täler längs des Profils in Fig.15 verlaufen, sind die Anomalien in den Tälern

- Domleschg (südlich Bonaduz)
- Schams (südlich angrenzend an das Domleschg)
- Piana die Chiavenna (nördlich des Lago di Como, vgl. Meyer 1982)

Für die Interpretation von besonderer Bedeutung sind die Anomalien im Veltlin, im Vorderrheintal und im Domleschg, da sie entweder an wichtigen tektonischen Störungen liegen (Insubrische Linie, Rhein-Rhone-Linie), wo die Anomalie der Sedimente unter Umständen die Anomalie einer tieferliegenden Störung überlagert, oder im Falle der letzteren beiden Anomalien mit dem Minimum der Alpen-Anomalie auf der Traverse zusammenfallen. Da für diese drei Gebiete weitere geophysikalische Untersuchungen vorliegen, die interessante Vergleiche erlauben, soll hier eine quantitative Interpretation durchgeführt werden. Für die übrigen Alpentäler wurde lediglich die Residualanomalie bestimmt, die durch die Sedi-

mente verursacht wird, und von der Bouguer-Anomalie subtrahiert. Die quantitative Interpretation der Quartärmächtigkeit dieser Alpentäler wird an anderer Stelle durchgeführt werden. Die Residualanomalien sämtlicher Alpentäler sind, soweit sie auf dem Profil liegen, in Fig. 29 zusammen mit den übrigen in diesem Kapitel berechneten Anomalien dargestellt.

5.1.2 Quartäre Talfüllung im Veltlin

Drei Querprofile (Fig.16 und 17) sowie die längs des Veltlins gemessenen Schwerestationen (Fig.11) erlauben es, die quartäre Talfüllung in diesem Südalpental 3-dimensional zu modellieren. Für die Berechnung der Schwerewirkung des Modells wurde das von Kissling (1980) geschriebene Programm BGPOLY verwendet, mit dem sich die Schwerewirkung beliebig geformter Körper mit schichtweise variabler Dichte berechnen lässt. Die Eingabe der Daten erfolgt in Form von Höhenlinien. Das Resultat dieser Modellierung ist in Fig.18,19,20 in Form von Querschnitten entlang den Profilen präsentiert. Die Dichtekontraste, die für dieses Modell benutzt wurden, sind in Tabelle 8 aufgelistet. Sie entspricht der von Kissling (1980,1982) für das Quartär der Magadino-Ebene aus einer gemeinsamen Auswertung gravimetrischer, seismischer und geoelektrischer Daten gefundenen Dichteverteilung. Der Vergleich mit den geoelektrischen Resultaten von Petrucci et al. (1982) zeigt, dass die im Veltlin gravimetrisch modellierten Tiefen des Felsuntergrundes im Mittel 150 m grösser als die von Petrucci et al. (1982) bestimmten Tiefen sind. Um die gravimetrischen Residualanomalien mit derart geringen Mächtigkeiten des Quartärs zu erklären, wären aber auch unter der Annahme eines Fehlers von 1.0 mgal für die Residualanomalien mittlere Dichtekontraste von -0.9 bis -1.0 g/cm^3 nötig, gegenüber -0.72 g/cm^3 in der Magadino-Ebene. Dies bedeutete auch bei leicht erhöhten Dichten der Umgebungsgesteine ungewöhnlich hohe Werte. Dichtebestimmungen an einigen Handstücken von Gesteinen aus der Umgebung liefern jedoch kein Indiz für hohe Dichten:

13 Gneisproben südlich Sondrio

und aus dem Val Venina,

'Serie dei Laghi' : 2.73 \pm 0.05 g/cm^3

4 Gneisproben nördlich Berbenno,

'Tonale-Serie' : 2.67 \pm 0.05 g/cm^3

Sowohl im Val Magadino wie im Veltlin herrschten vergleichbare Sedimentationsbedingungen, so dass ein vergleichbarer Dichtekontrast durchaus plausibel wäre. Tiefenlagen des Felsuntergrundes von 0 m ü.M. bei Sondrio und -150 m ü.M. bei Berbenno und Morbeg-

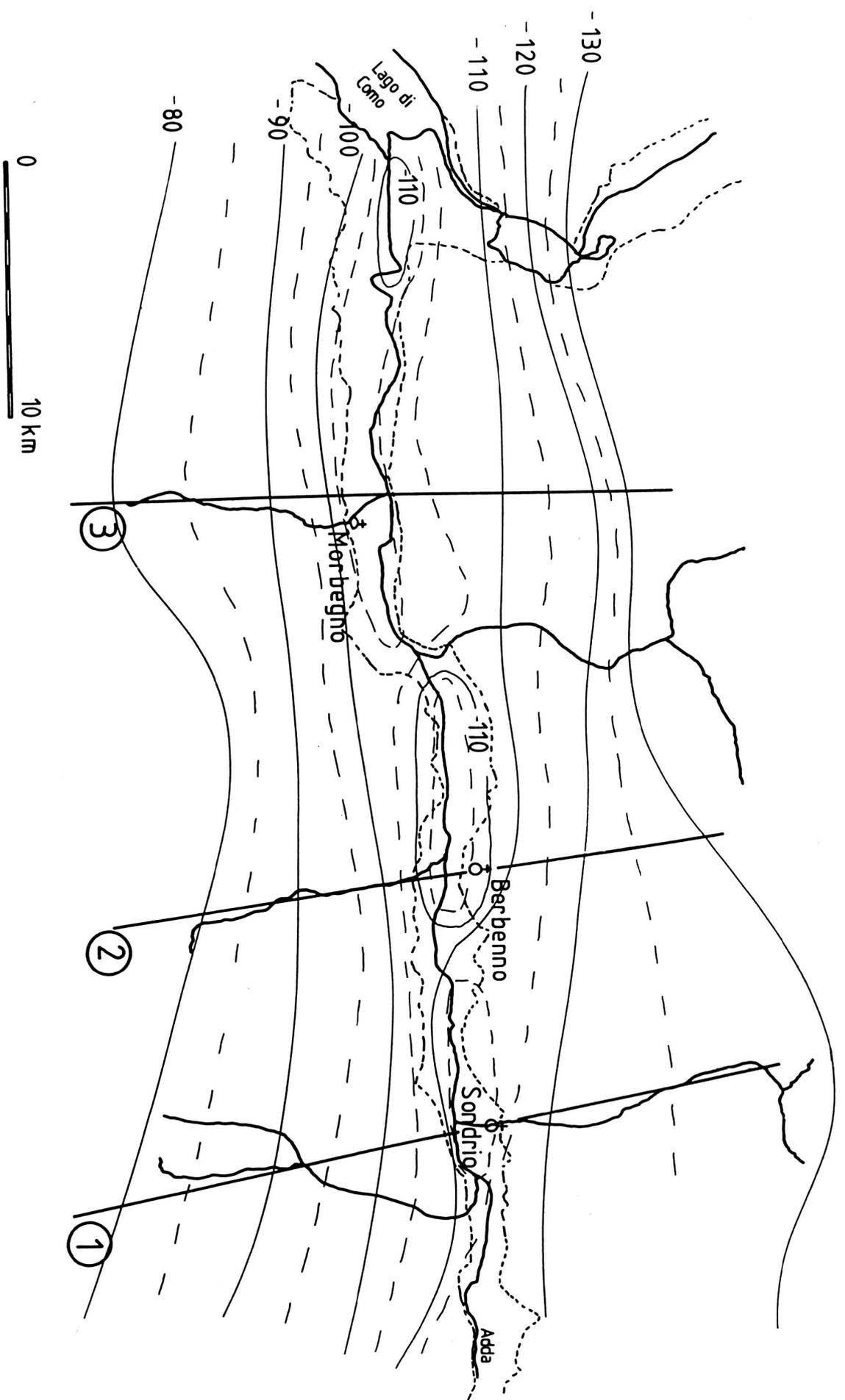


Fig. 16 Uebersichtsskizze des unteren Veltlins mit Bouguer-Anomalien (mgal)
und Querprofilen zur Untersuchung der Quartärmächtigkeit

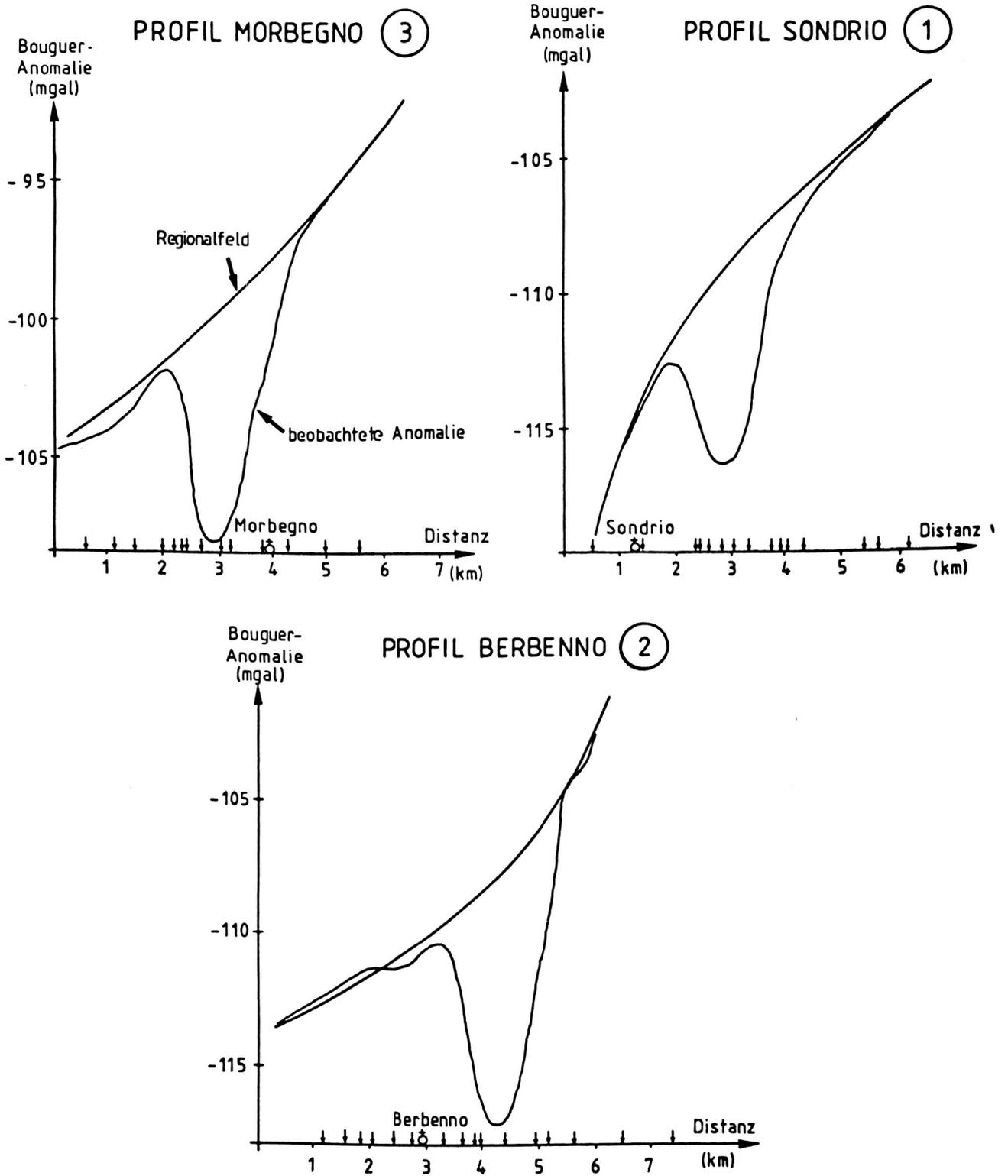


Fig. 17 Bouguer-Anomalien und Regionalfeld der 3 Querprofile im Veltlin

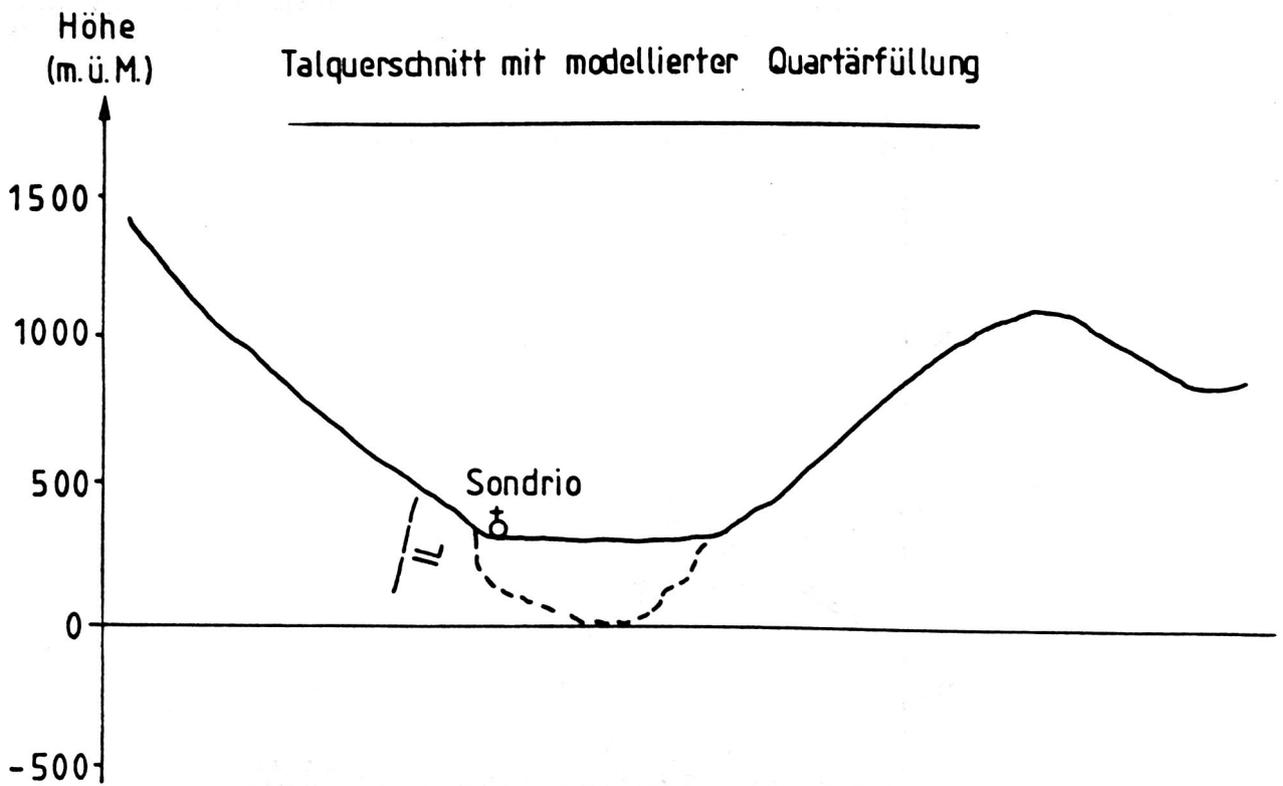
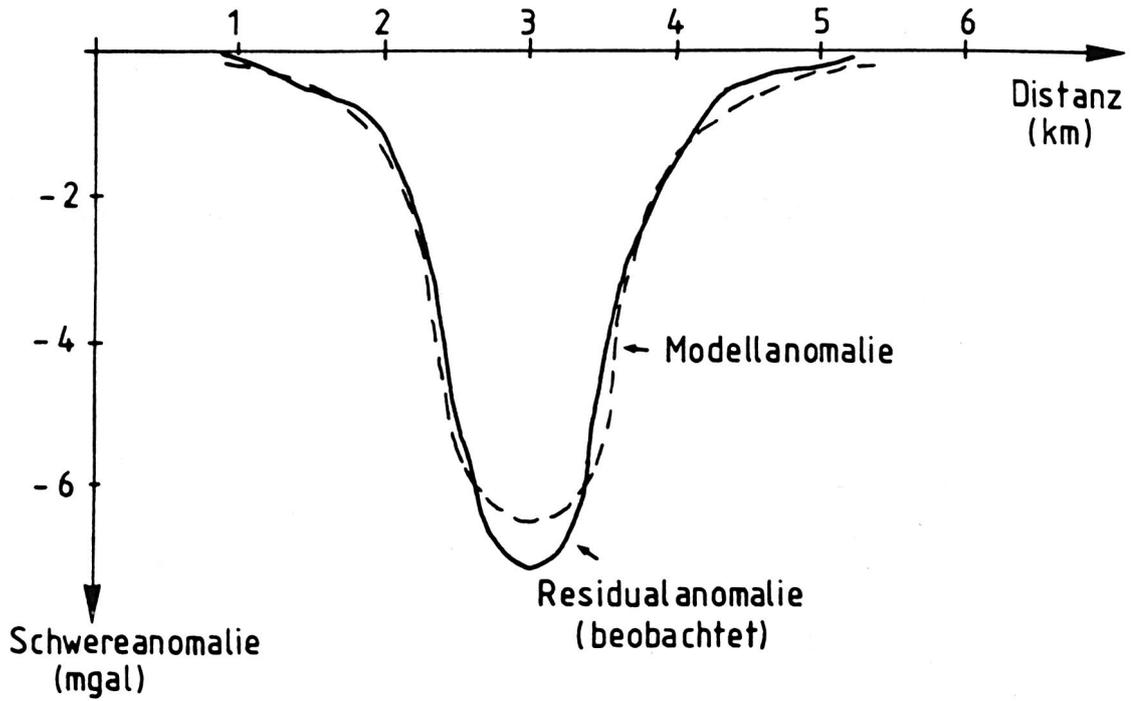


Fig. 18 Modell der Quartärfüllung : Profil ① bei Sondrio
IL : Insubrische Linie

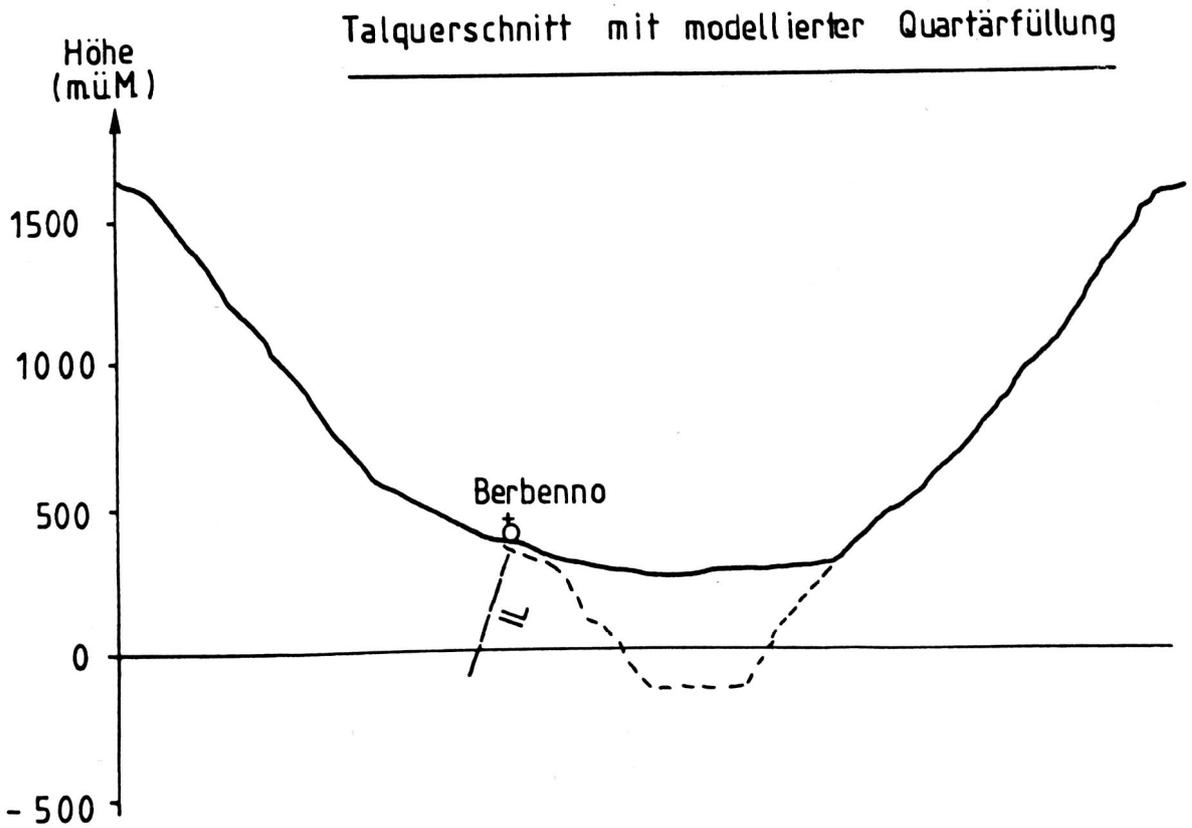
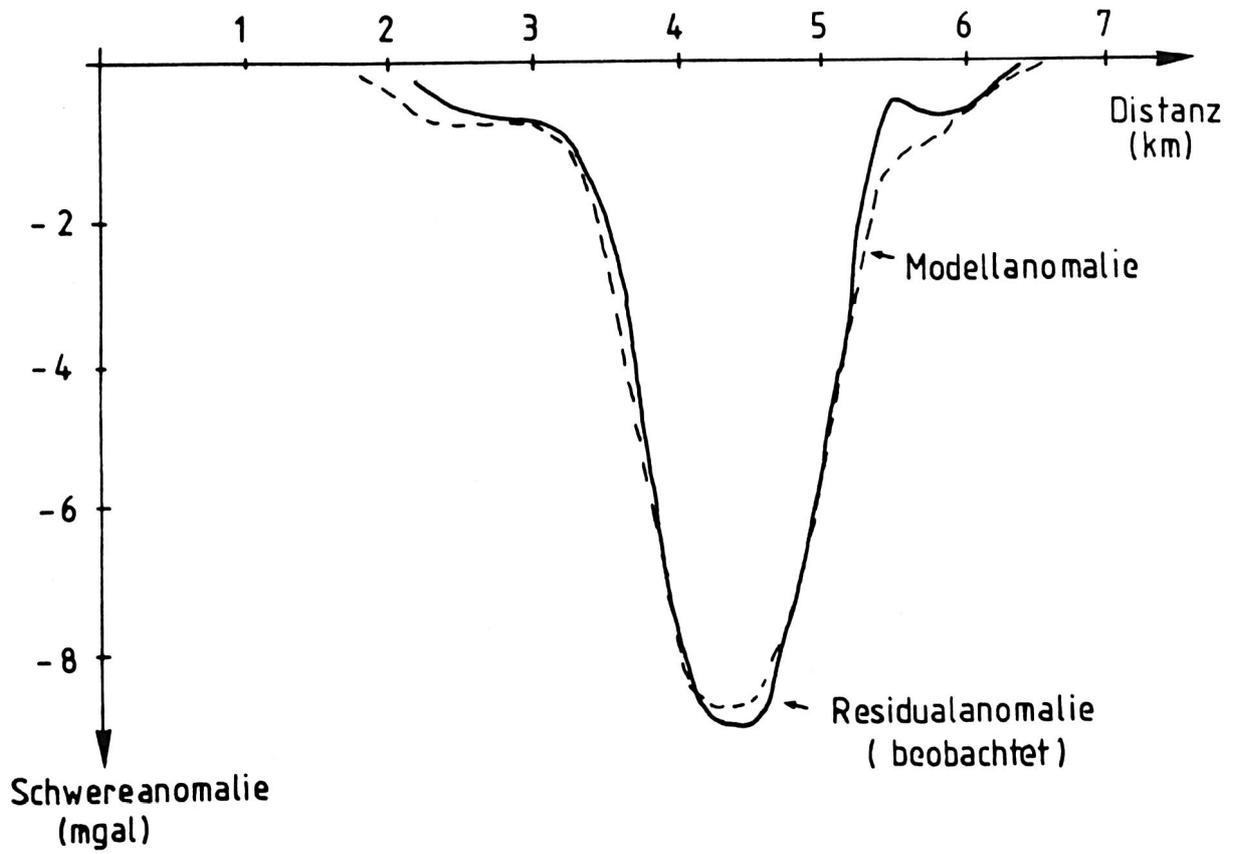


Fig. 19 Modell der Quartärfüllung : Profil ② bei Berbenno
IL : Insubrische Linie

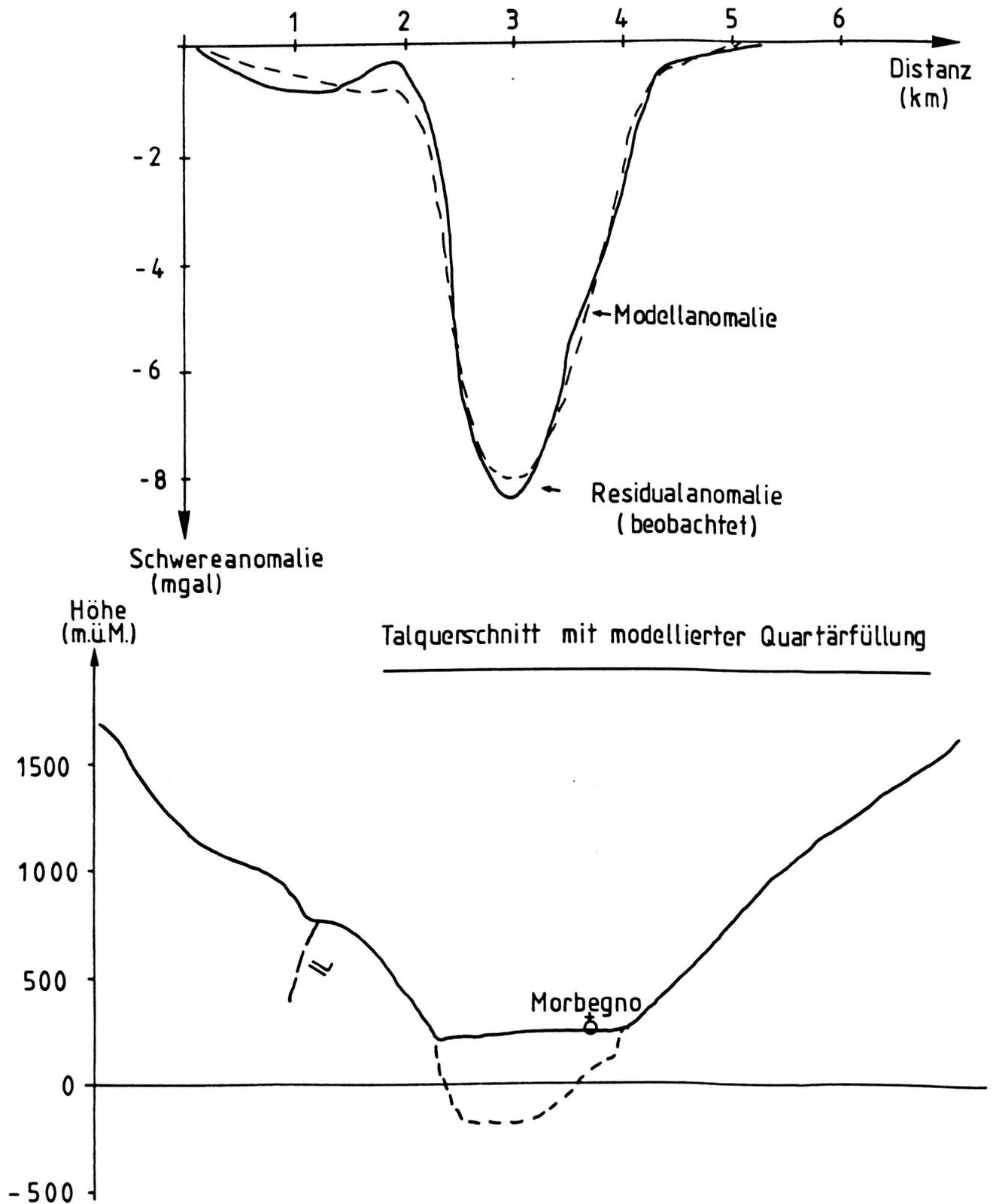


Fig. 20 Modell der Quartärfüllung : Profil (3) bei Morbegno
 IL : Insubrische Linie

Tabelle 8: Vertikale Dichteverteilung im Modell der Quartärfüllung im Veltlin

| Höhenlage der Schicht (m ü.M) | Dichtekontrast (g/cm ³) | Entsprechende Dichte bei Annahme von 2.67 g/cm ³ für das Umgebungsgestein (g/cm ³) |
|----------------------------------|--|--|
| 300 | - 0.80 | 1.87 |
| 250 | - 0.80 | 1.87 |
| 200 | - 0.79 | 1.88 |
| 150 | - 0.76 | 1.92 |
| 100 | - 0.73 | 1.94 |
| 50 | - 0.70 | 1.97 |
| 0 | - 0.68 | 1.99 |
| - 50 | - 0.66 | 2.01 |
| -100 | - 0.64 | 2.03 |
| -150 | - 0.62 | 2.05 |
| Mittelwert | - 0.72 | 1.95 |

no, wie sie hier gefunden wurden, sind nicht unrealistisch, erreicht doch der Seegrund des Lago di Como, kaum 20 km vom Profil Morbegno entfernt, bereits 0 m ü.M. Für die Sedimentmächtigkeit gibt Finckh (1978) etwas weiter südlich, im Mittelteil des Sees, 450 m an, so dass sich der Felsuntergrund hier bereits in einer Tiefe von -530 m ü.M. befindet.

Für die Talform ist - abgesehen von der Tiefenlage des Felsuntergrundes - eine gute Übereinstimmung mit den Resultaten von Petrucci et al. (1982) festzustellen. Der U-förmige Querschnitt des Tales dokumentiert deutlich die glaziale Erosion. Es ist durchaus möglich, dass im Felsuntergrund noch eine fluviatile Erosionsrinne existiert, die jedoch wegen ihrer geringen Dimension weder gravimetrisch noch geoelektrisch aufgelöst werden kann.

5.1.3 Quartäre Talfüllungen im Domleschg und im Gebiet Bonaduz-Domat/Ems

Wie in Fig.17 für das Veltlin, wurden auch für dieses Gebiet die Residualanomalien, die durch die quartären Talfüllungen verursacht werden, bestimmt und in Fig.21 dargestellt. Sowohl im Domleschg, als auch im Talkessel von Bonaduz, untersuchte Scheller (1971) mit seismischen und geoelektrischen Methoden die Be-

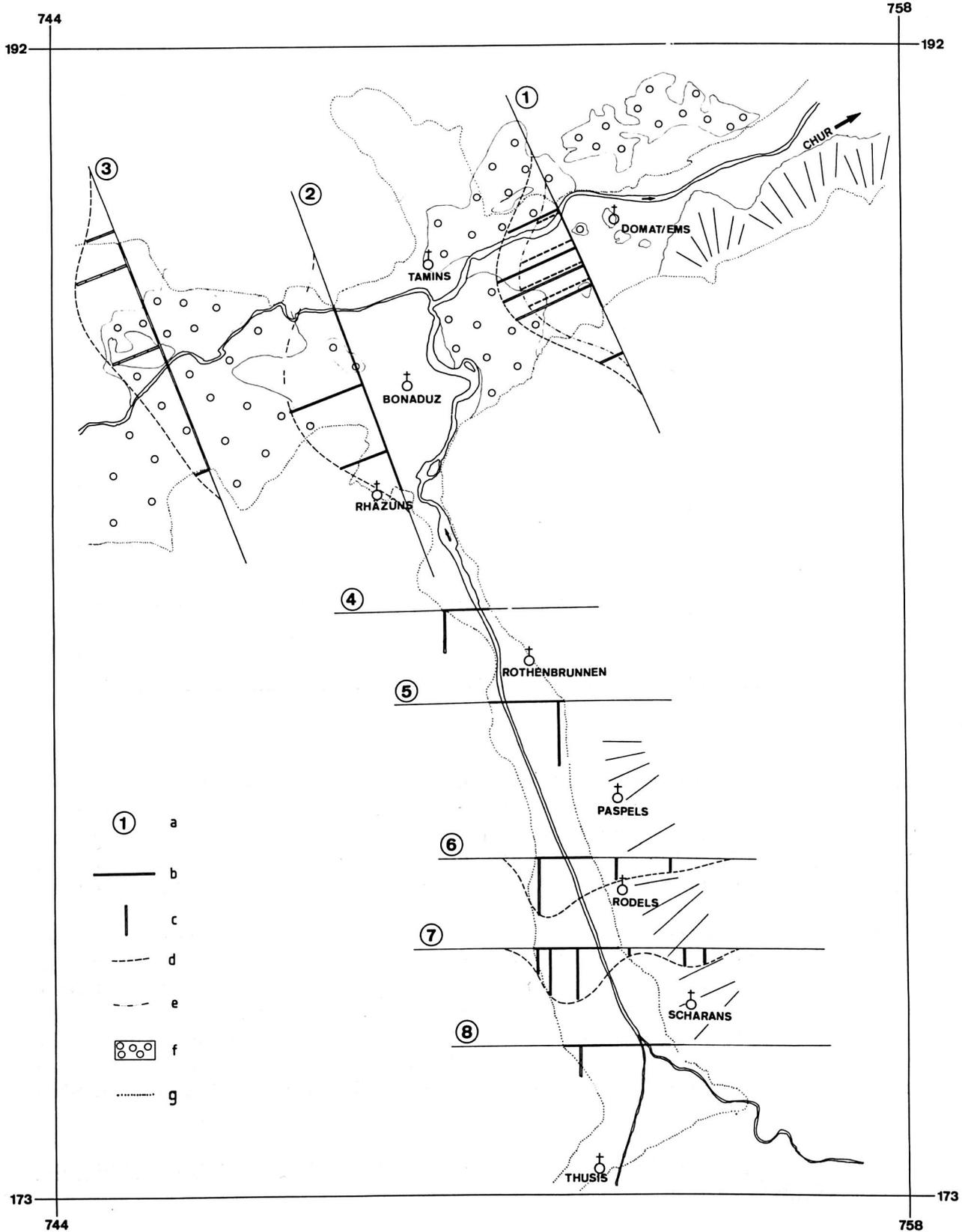


Fig. 21 Residualanomalien im Vorderrheintal und Domleschg

- | | | | | |
|---|---|----------------------|---|-------------------|
| — | a | Profil-Nummer | e | nur für Profil ①: |
| — | b | Talbreite | | Residualanomalie |
| — | c | Residualanomalie | | der Stationen auf |
| — | d | (1 Einheit=0.25 km) | | Bergsturzmaterial |
| — | e | (1 Einheit=1.0 mgal) | | f |
| — | f | interpolierter | | Bergsturzmaterial |
| — | g | Verlauf der | | g |
| — | | Residualanomalie | | Grenze des |
| | | | | Quartärs |

ziehung der prähistorischen Bergstürze von Flims und Tamins zur Quartärgeologie. Da für dieses komplizierte Gebiet eine flächenmässige gravimetrische Vermessung nötig wäre, um die Form des Felsuntergrundes analog dem Veltlin zu modellieren, wurde ledig-

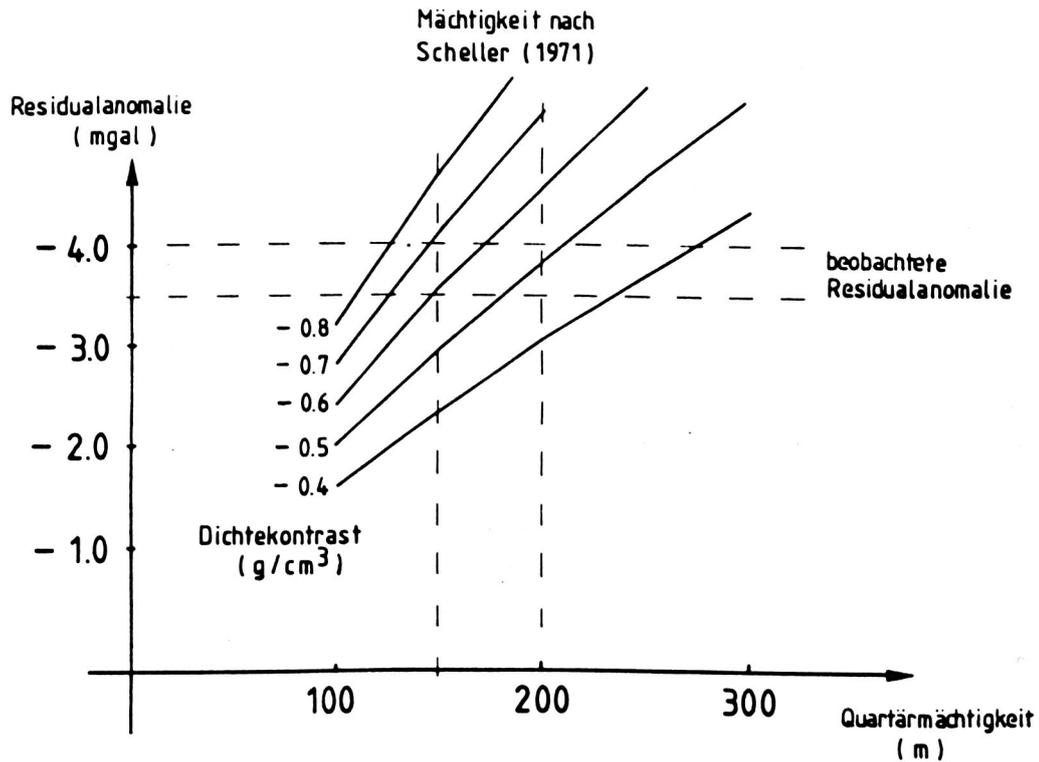


Fig. 22 Diagramm zur Bestimmung der Mächtigkeit der Quartärfüllung am Beispiel von Profil 7 (Realta, Domleschg)
Talbreite : 1.6 km, Berechnungsgrundlage : Prismen

lich die von Kissling (1980, 1982) vorgeschlagene Prismen-Methode verwendet, um die einer Maximalamplitude entsprechende Mächtigkeit bzw. Dichte des Quartärs abzuschätzen. Fig. 22 enthält ein

Beispiel dieser Methode für Profil 7 bei Realta im Domleschg (Fig.21). Die einer Maximalamplitude entsprechende Dichte, bei Annahme der von Scheller (1971) interpretierten Mächtigkeiten, sind in Tabelle 9 den vom gleichen Autor gefundenen Kompressions-

Tabelle 9: Residualanomalien, Mächtigkeiten, Dichtekontraste und Vp-Werte der quartären Talfüllungen im Domleschg und im Vorderrheintal zwischen Bonaduz und Domat/Ems im Vergleich

| | Maximale Residualanomalie (mgal) | Mächtigkeit (Scheller 1971) (m) | Entsprechender Dichtekontrast (g/cm ³) | Vp (Scheller 1971) (km/s) |
|---------------------|----------------------------------|---------------------------------|--|---------------------------|
| Profil 1A (Kurve d) | 5.9 | 330 | -0.45 bis -0.50 | 2.5 bis 2.9 |
| | | | | |
| Profil 1B (Kurve e) | 4.5 | 330 | -0.35 bis -0.40 | |
| Profil 2 | 5.0 | 400 | -0.30 bis -0.40 | 2.5 bis 2.9 |
| Profil 7 | 3.8 | 170 | -0.50 bis -0.60 | 2.2 bis 2.4 |

wellen-Geschwindigkeiten (Vp) gegenübergestellt.

Die Werte für Profil 1 basieren auf der Annahme, dass der Felsuntergrund bei Domat/Ems noch auf der gleichen Höhe liegt wie bei Bonaduz, wo von Scheller für die Quartärmächtigkeit 400 m angegeben wird. Bei Domat/Ems entspricht dies - bedingt durch die 70 m tiefere Talsohle - noch 330 m. Bereits aus dieser Abschätzung der Dichtekontraste ist ersichtlich, dass eine Zunahme der Quartärdichte vom Domleschg, wo keine signifikanten Mengen von Bergsturzmaterial abgelagert sind, bis zum Profil 1B bei Domat/Ems vorliegen muss. Das Profil 1B enthält, im Gegensatz zum Profil 1A, ausschliesslich Schwerestationen auf aufgeschlossenem Bergsturzmaterial. Die Vp-Werte zeigen eine analoge Tendenz.

5.2 3-D Modelle der tertiären Sedimentbecken im Alpenvorland

5.2.1 Allgemeines

Da in den Alpen der komplexe Fall der Kollision von zwei verschiedenen Lithosphärenblöcken vorliegt (europäische Lithosphäre im Norden, adriatische im Süden), ist es für die gravimetrische Interpretation der Erdkruste und des obersten Erdmantels unter den Alpen notwendig, Schweredaten weit über den Bereich des eigentlichen Orogens hinaus bis in wenig gestörte Gebiete zur Verfügung zu haben, sowie die dort vorhandenen grossräumigen oberflächennahen Störkörper, wie sie die Sedimenttröge darstellen, ebenfalls zu modellieren. Ausserdem müsste eine Mantelanomalie, wie sie von verschiedenen Autoren (Sprecher 1976, Panza und Mueller 1978, Baer 1980, Werner und Kissling 1981, Mueller 1982, Kissling et al. 1983) vorgeschlagen und diskutiert wurde, eine markante Schwereanomalie verursachen, die im Norden und im Süden weit ins Alpenvorland hinausreichte.

5.2.2 Modell der Molasse-Sedimente

Auf den ersten 80 km Länge durchquert die vorliegende Traverse im Norden das Gebiet des Molassetrogs. Der maximale Schwereeffekt dieser tertiären Sedimente beträgt in der Schweiz ca. 25 mgal (Kissling 1980, 1982) und stellt somit bezüglich Ausdehnung und Amplitude eine Störung dar, die bei der Interpretation eines gravimetrischen Krustenmodells berücksichtigt werden muss. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit geht es nicht darum, die Molasse mit sämtlichen lokalen Anomalien zu modellieren, sondern ein Modell zu berechnen, das den regionalen Anteil des Schwereeffekts möglichst gut beschreibt. Obwohl bis jetzt noch keine synoptische Bearbeitung aller in der Molasse verfügbaren Dichtewerte von Handstücken, Nettleton-Profilen und Bohrungen existiert, liegen doch bereits einige publizierte Daten (Gassmann 1962, Müller 1963, Schärli 1980) vor, und andere stehen vor der Veröffentlichung (Dichteprovinzkarte der Schweizerischen Geophysikalischen Kommission, Ergebnisse des NEFF-Projekts in der Nordschweiz (NEFF = Nationaler Energie-Forschungsfonds)), die einen mittleren Dichtekontrast gegenüber dem Umgebungsgestein von -0.2 bis -0.3 g/cm^3 für die mittelländische und von -0.1 bis -0.2 g/cm^3 für die subalpine Molasse nahelegen. Um eine regional variable Dichte innerhalb dieser Einheiten zu verwenden, genügt das vorhandene Datenmaterial noch nicht, und es wurde deshalb auf ein derartiges Vorgehen verzichtet.

Untersuchungen von Kompressionswellen-Geschwindigkeiten (V_p) von Lohr (1967, 1978) haben zwar gezeigt, dass die Geschwindigkeiten gegen die Alpen hin zunehmen; dieselbe Tendenz wird ersichtlich, wenn aus Geschwindigkeitsprofilen der obersten 600 m einiger Schweizer Bohrungen (Büchi und Bodmer, 1983) die mittleren Geschwindigkeiten berechnet werden. Für die Dichteverteilung fehlt

bis jetzt jedoch eine solche Untersuchung. Der Zunahme der Dichte mit der Tiefe, bedingt durch die Kompaktion, wurde hingegen Rechnung getragen. Anhaltspunkte dafür liefern Klingelé (1972), der ein Näherungsverfahren zur Bestimmung der kompaktionsbedingten Dichteänderung publizierte, sowie die Arbeiten von Lohr (1967, 1978) und Büchi und Bodmer (1983) mit Angaben über die Geschwindigkeitsänderung mit zunehmender Tiefe in den Molasse-Sedimenten. Trotzdem muss die hier verwendete vertikale Dichtevertei-

Tabelle 10: Vertikale Dichteverteilung im Modell der Molasse-Sedimente

| Mittelländische Molasse | | Subalpine Molasse | |
|--|--|--|--|
| Tiefe bzgl. Meeres- niveau (m) | Dichtekontrast (g/cm ³) | Tiefe bzgl. Meeres- niveau (m) | Dichtekontrast (g/cm ³) |
| - 300 | -0.25 | - 400 | -0.15 |
| - 150 | -0.24 | - 300 | -0.14 |
| 0 | -0.23 | - 200 | -0.13 |
| 250 | -0.22 | - 100 | -0.12 |
| 500 | -0.21 | 0 | -0.11 |
| 750 | -0.20 | 100 | -0.10 |
| 1000 | -0.19 | 400 | -0.10 |
| 1250 | -0.18 | 600 | -0.10 |
| 1500 | -0.17 | 800 | -0.10 |
| 2000 | -0.16 | 1000 | -0.10 |
| 2500 | -0.15 | 1500 | -0.10 |
| 3000 | -0.14 | 2000 | -0.10 |
| 3250 | -0.13 | 3000 | -0.10 |
| 3500 | -0.13 | 3500 | -0.10 |
| 4000 | -0.12 | 4000 | -0.10 |

lung, wie sie in Tabelle 10 dargestellt ist, als eine erste Näherung betrachtet werden, bis analoge repräsentative Untersuchungen für die Dichte vorliegen.

Die Geometrie des Modells für die Molasse-Sedimente entspricht weitgehend demjenigen von Kissling (1980, 1982). Im Gebiet der Schweiz wurde der Verlauf der Molasse-Untergrenze mit Hilfe der 'Isohypsenkarte der Mesozoikum-Oberfläche unter der Mittelländischen Molasse' (Beilage 17 der Geothermischen Datensynthese der

Schweiz, 1981) auf den neuesten Stand gebracht. Für das Gebiet östlich des Bodensees basiert das Modell auf Daten von Emter (1971), Harcke (1972), Schöler (1976) und Lemcke (1973, 1981). Die Berechnung der Schwerewirkung in den Messpunkten erfolgte mit dem bereits erwähnten Programm BGPOLY (Kissling 1980, 1982); die damit erhaltenen Schwerewerte wurden anschliessend von den Bouguer-Anomalien subtrahiert. Diese reduzierten Bouguer-Anomalien sind in Fig.30 (Profil) und Fig.31 (Karte) dargestellt.

5.2.3 Schwerewirkung des Molasse-Modells

Die Karte der Schwerewirkung des Molasse-Modells (Fig.23) zeigt nur geringe Abweichungen von dem von Kissling (1980,1982) berechneten Modell. Die Schwerewirkung ist für das Profil entlang der Traverse in Fig.29 zusammen mit einem Schnitt durch das Molasse-Modell dargestellt. Die Maximalamplitude von -23 mgal liegt ungefähr an der Grenze zur subalpinen Molasse. In diesem Bereich stimmen die Modell-Dichten recht gut mit beobachteten Oberflächen-Dichten aus den oben beschriebenen Quellen überein. Weniger gut trifft dies für den nördlichen Teil, insbesondere für das Gebiet um Konstanz, zu. Hier wird einerseits in der Bohrung Berlin-gen (Büchi und Bodmer 1983) in den obersten 600 m eine sehr niedrige mittlere Geschwindigkeit von 2.52 km/s beobachtet, der nach der Vp/Dichte-Beziehung von Woollard, 1975 (vgl. Fig.37) oder Gardner et al. (1974) eine Dichte von 2.1 bis 2.2 g/cm³ entspricht, andererseits wurden dort mit Nettleton-Profilen Dichten um 2.0 g/cm³ bestimmt (Dichteprovinzkarte der Geophysikalischen Kommission, in Vorbereitung). Diese niedrigen Dichten können mindestens teilweise mit den Glimmersanden der Ost-West-Schüttung in der oberen Süsswassermolasse (Büchi et al. 1965) korreliert werden, deren maximale Mächtigkeit nördlich des Rheins und Bodensees liegt und von Hofmann (1960) mit 400 m angegeben wird, bei einer Längsausdehnung entlang der Traverse von ca. 10 km. Dies bedeutet, dass das hier vorgestellte Molasse-Modell möglicherweise im nördlichen Randgebiet Schwerewerte liefert, deren Betrag um mehr als 10 mgal zu klein ist. Auskunft über diese Problematik werden zukünftige Modelle geben müssen, die die Resultate der erwähnten regionalen Dichteprovinzkarte und der gegenwärtig laufenden geophysikalischen Detailuntersuchungen in der Nordschweiz berücksichtigen.

5.2.4 Modell der Po-Sedimente

Das Schwereprofil entlang der Traverse (Fig.15) zeigt zwischen Bergamo und Carrara eine Anomalie von -120 mgal bei einer Längsausdehnung in Profilrichtung von mehr als 150 km. Mehrere, zum Teil sich überlagernde Effekte, tragen möglicherweise zu dieser prägnanten Anomalie bei:

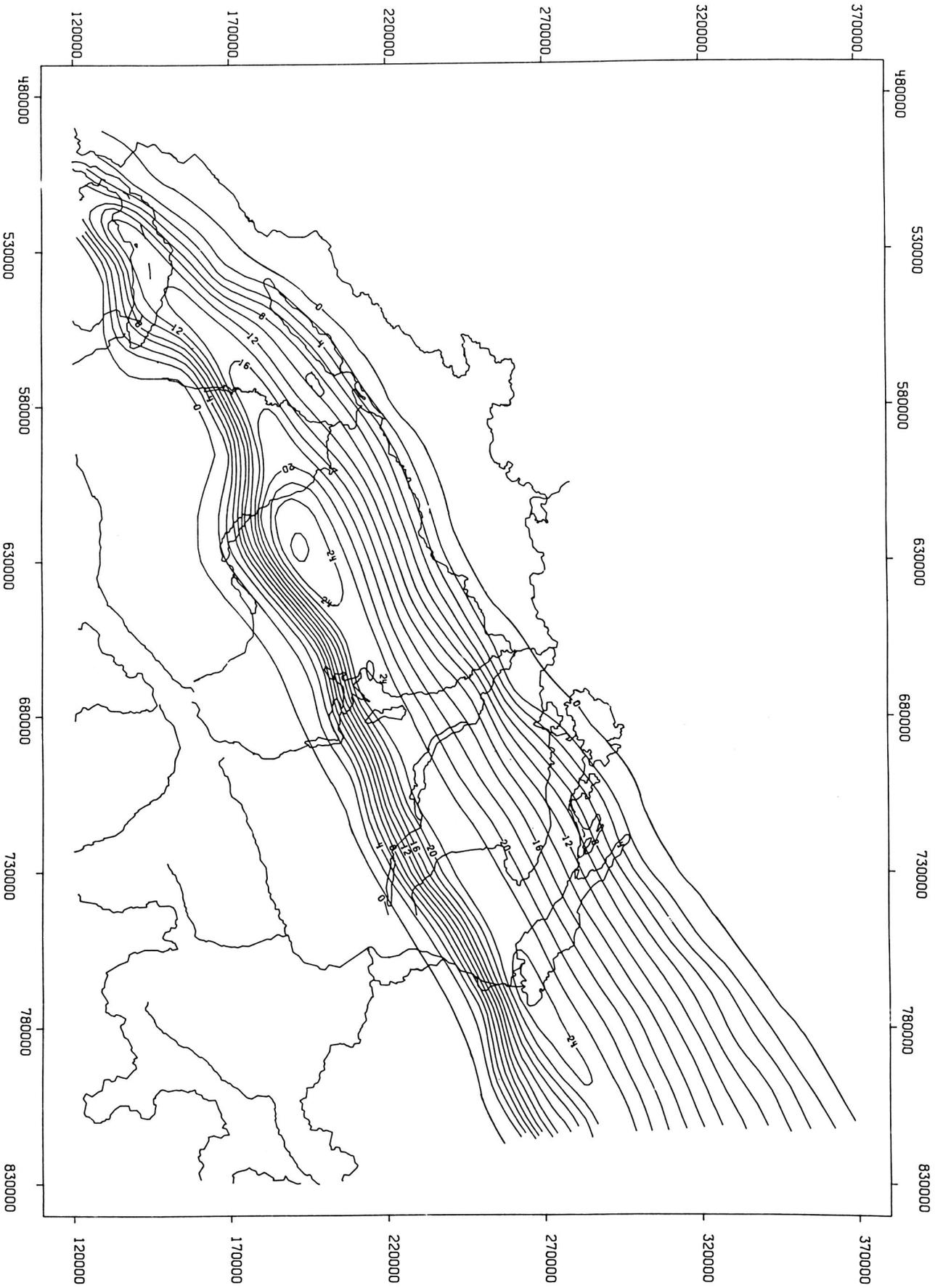


Fig. 23
Schwere-
wirkung des
Modells der
Molasse-
Sedimente
(mgal)

- Die quartären und tertiären Po-Sedimente
- Die Mächtigkeitszunahme der Kruste im Apennin (Letz et al. 1978, Reutter et al. 1978)
- Ligurische- und Toscana-Einheiten des nördlichen Apennins mit geringeren Dichten (Vecchia 1952)
- Änderung der Krustenmächtigkeit und/oder -struktur unter der Po-Ebene

Der grösste Anteil dieser Anomalie wird sicherlich durch die bis zu 15 km mächtigen Po-Sedimente verursacht. Die Grundlage für das 3-D Modell der Po-Sedimente bildet die Arbeit von Pieri und Groppi (1981). Sie enthält 13 geologische Profile entlang von seismischen Reflexionsprofilen (Fig.24), die mit Hilfe von Bohrdaten interpretiert wurden. Basierend auf diesen geologischen Profilen wurde ein Isolinienplan der Miozän-Untergrenze konstruiert, wobei stellenweise interpoliert werden musste, da nicht durchgehend Reflexionen dieser Schichtgrenze registriert worden waren. Am Südrand des Modells ist die Überschiebung der Ligurischen Einheiten über die Po-Sedimente schematisch berücksichtigt worden (Fig.29), so wie dies von Pieri und Groppi (1975) dargestellt wurde. Eine vereinfachte Übersicht der Stratigraphie der Po-Sedimente gibt Tabelle 11 (Squyres 1975, Pieri 1969).

Auf Grund der spärlichen Information über die Grenze zwischen Paläogen und Mesozoikum ist es nicht möglich, die paläogenen Einheiten der Po-Sedimente in das Modell miteinzubeziehen. Im Bereich der Traverse liegt das Paläogen tiefer als 5 km mit Mächtigkeiten von 1 bis 2 km, soweit es überhaupt interpretierbar ist. Bei der Monferrato-Überschiebung jedoch (siehe Fig 24) stehen die paläogenen Sedimente des Oligozäns und Eozäns, die dort über jüngere Einheiten geschoben sind, an der Oberfläche an. Obwohl Vecchia (1952) für die paläogenen Gesteine Dichten von 2.2 bis 2.4 g/cm³ gegenüber 2.0 bis 2.2 g/cm³ für das Quartär der Po-Sedimente angab, sind in der Schwerekarte Italiens (Ballarin et al. 1972, oder 'Structural Model of Italy', Ogniben et al., 1975), die in Fig.25 teilweise wiedergegeben ist, lediglich Andeutungen einer lokalen positiven Anomalie (ca. 10 mgal) erkennbar; offenbar stören sie die stark negative Anomalie des Piedmont-Trogs nicht merklich. Dieser Feststellung wurde im Modell Rechnung getragen, indem die paläogenen Einheiten im Gebiet der Monferrato-Überschiebung bis in eine Tiefe von 3 km in das Modell einbezogen wurden. Das Modell wurde nun mit verschiedenen vertikalen Dichteverteilungen berechnet, mit dem Versuch, die Maximalamplituden der Bouguer-Anomalien von -160 mgal in der zentralen und von -120 mgal im westlichen Teil der Po-Ebene sowie die hori-

Fig. 24 Lage der reflexionsseismischen Profile und der Bohrungen der AGIP in der Po-Ebene mit Isohypsen der Pliozän-Untergrenze (km) nach Pieri und Groppi (1981)

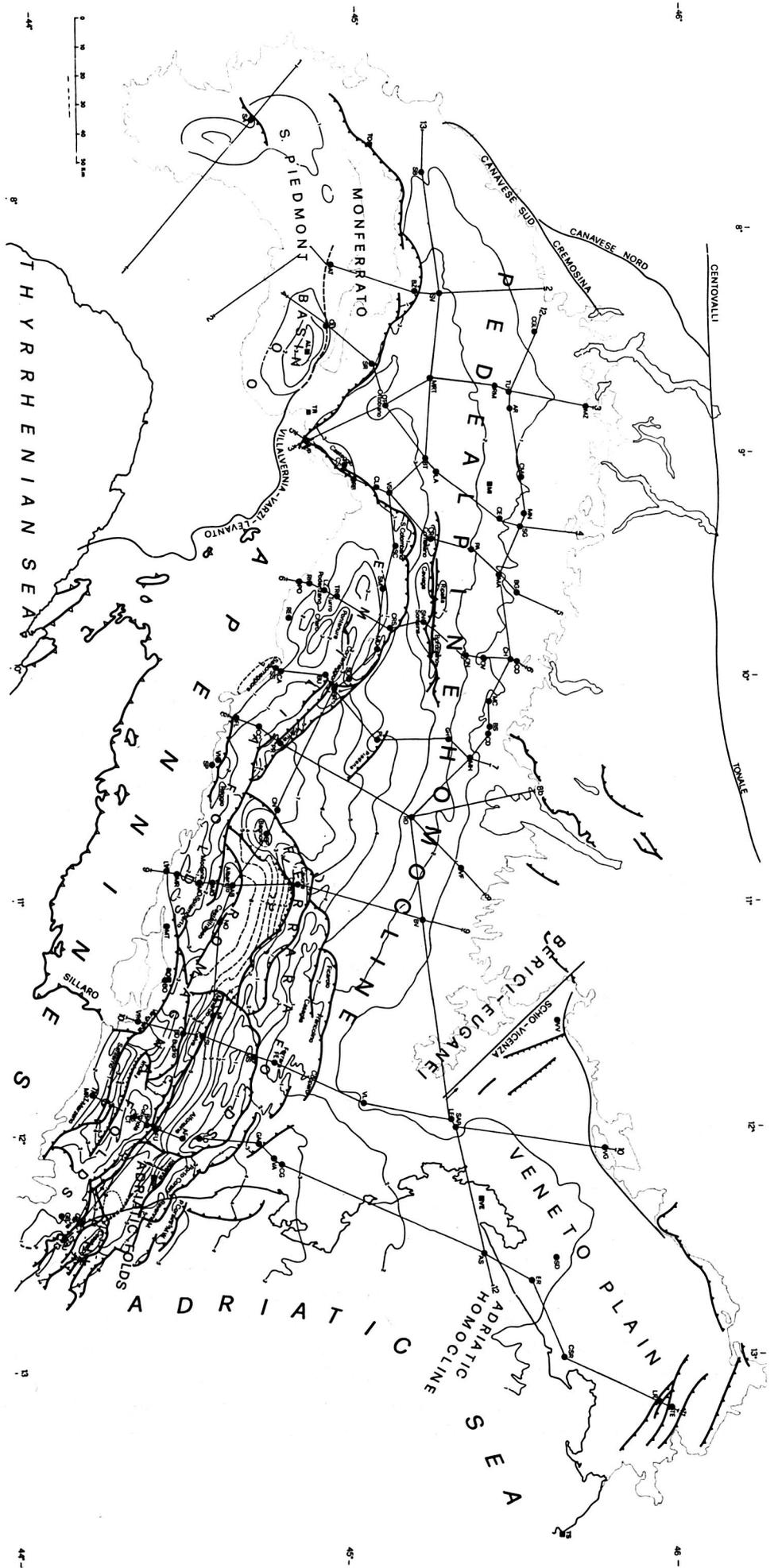


Tabelle 11: Stratigraphie der Po-Sedimente nach Squyres (1975)

| | |
|---|--|
| <p>Quaternary 1000'-7500'</p> | <p>Upper : sands, gravels, clays, fluviatile; few brackish beds towards Po-delta. Up to 1500'.</p> <p>.....disconformity.....</p> <p>Middle: sands, clays, occasional gravels, brackish-marine. Average 1300', maximum 2400' thick.</p> <p>Lower : clays, sands, some gravels, marine. Missing west of Long. 8° 30' in the pede-alpine zone and on some crestal areas near Ferrara. Average: 2000', maximum 4000'.</p> |
| <p>Pliocene 500'-10000'</p> | <p>----- disconformity or local unconformity -----</p> <p>Ripalta beds: sands, clays, marine. 1000'-3000' thick.</p> <p>.....local unconformity.....</p> <p>"Argille di copertura": clays, silts, marine to brackish, 100'-2000' thick.</p> <p>Caviaga beds: sands, clays, gravels, marine, 500'-5000' thick.</p> |
| <p>Miocene 1000'-10000'</p> | <p>----- unconformity -----</p> <p>Upper : gypsiferous clays, sands, brackish, 1000'-4500' thick.</p> <p>Middle: clays and sands, coarser lithologies along edges of basin, marine 0'-7000', average 2500' thick.</p> <p>Lower : shale, siltstone, clastics along edges of basin, marine, probably up to 7000' thick.</p> |
| <p>Oligocene 2000'-8000'</p> | <p>deltaic calstics, finer grain towards the core of the basin.</p> |
| <p>Eocene to upper Cretaceous</p> | <p>pelagic limestones.</p> |

Anmerkung : 1' = 0.3 m

zontalen Gradienten der Anomalien einigermaßen richtig zu reproduzieren (vgl. Fig.25). Dabei muss berücksichtigt werden, dass ein Teil der negativen Bouguer-Anomalien durch die Mächtigkeit-zunahme der Kruste unter der Po-Ebene oder dem nördlichen Apennin verursacht werden kann. Die Dichteverteilung des Startmodells wurde in Fig.26 mit 'a' bezeichnet. Sie liefert einen Maximalwert

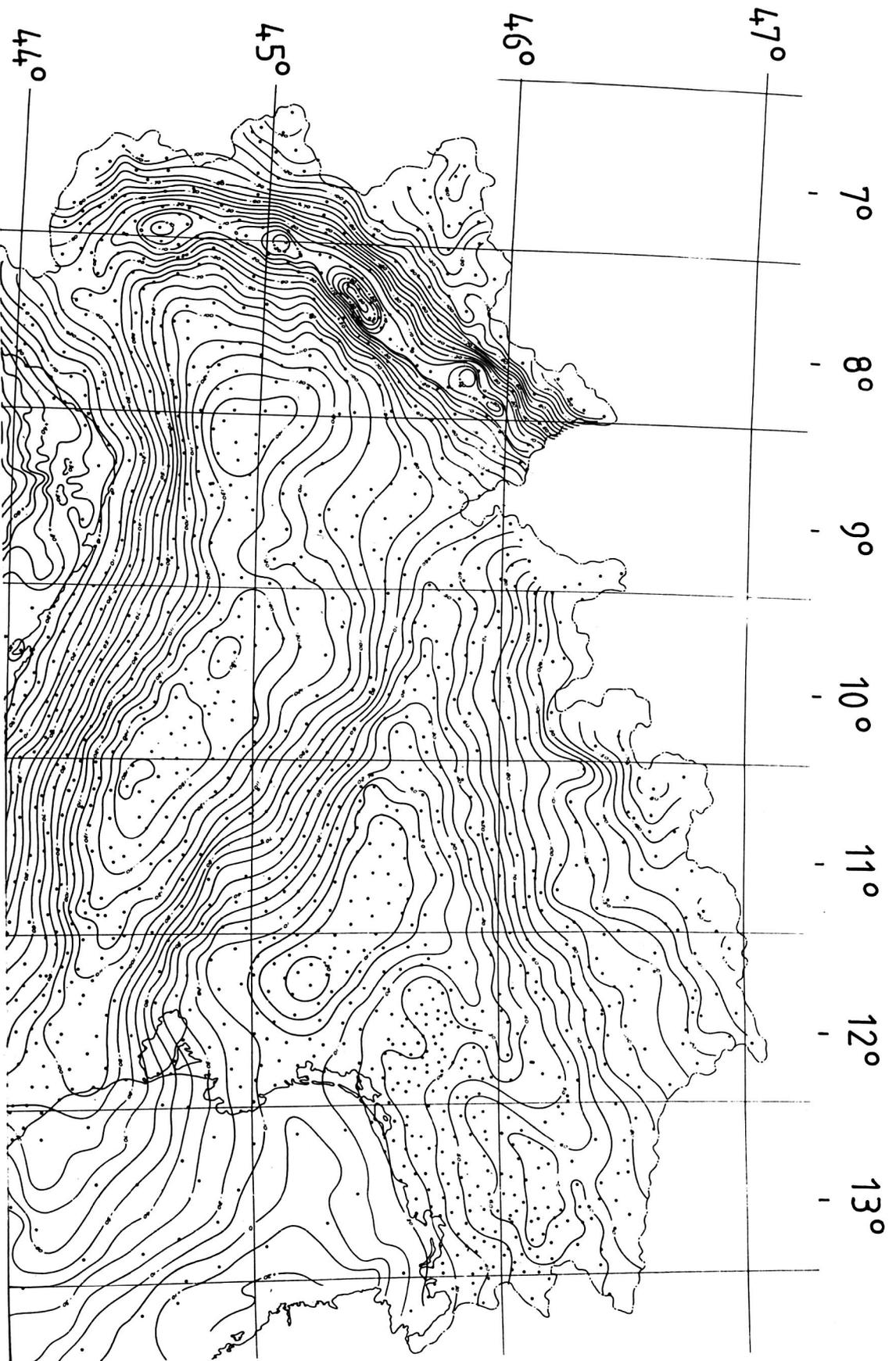


Fig. 25 Schwerkarte von Italien : Bouguer-Anomalien (mgal)
nach Ballarin et al. (1972)

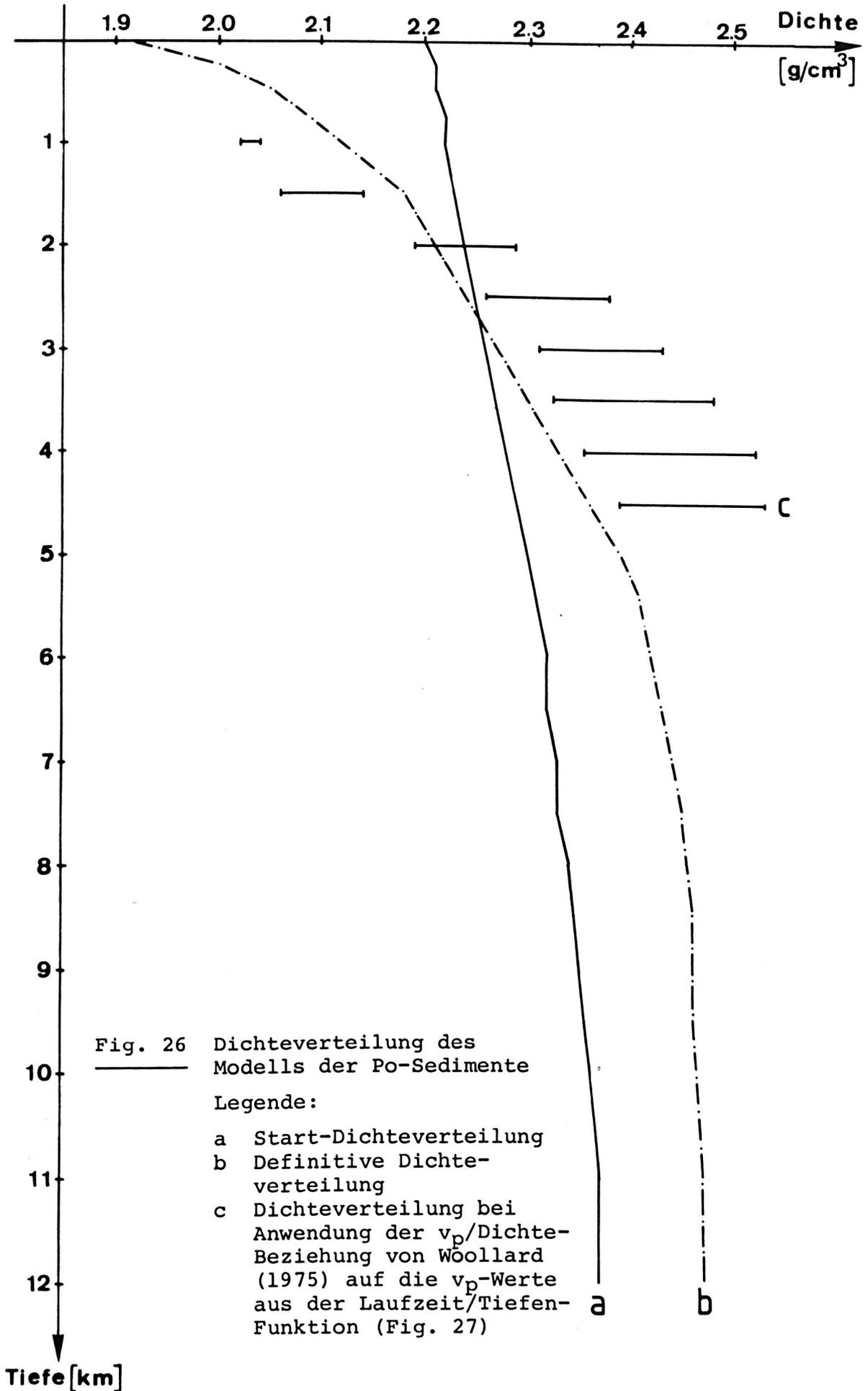


Fig. 26 Dichteverteilung des Modells der Po-Sedimente

Legende:

- a Start-Dichteverteilung
- b Definitive Dichteverteilung
- c Dichteverteilung bei Anwendung der v_p /Dichte-Beziehung von Woollard (1975) auf die v_p -Werte aus der Laufzeit/Tiefen-Funktion (Fig. 27)

der Anomalie in der zentralen Po-Ebene von -145 mgal. Für diese Dichteverteilung wurde als Randwert der Oberflächendichte (d.h. für das Quartär) 2.2 g/cm^3 eingesetzt; dies entspricht der oberen Grenze des von Vecchia (1952) angegebenen Bereichs. Um eine maximale Amplitude der Anomalie von -130 bis -150 mgal zu erreichen, sind dann allerdings Dichten von weniger als 2.40 g/cm^3 bis in eine Tiefe von 12 km notwendig (bei einer Referenzdichte von 2.67 g/cm^3). Da bei den quartären Talfüllungen der Alpentäler Dichten von 1.9 g/cm^3 oder weniger beobachtet wurden, wurde deshalb versucht, ausgehend von einer Oberflächendichte von 1.9 g/cm^3 die Dichteverteilung anzupassen. Die entsprechende Dichteverteilung ist mit 'b' in Fig.26 bezeichnet. Das Resultat ist in Fig.28 (Karte) und Fig.29 (Profil) dargestellt.

Um eine Vorstellung über die Richtigkeit dieser Dichteverteilung zu erhalten, wurde anschliessend aus der Arbeit von Pieri und Groppi (1981) für Schichtgrenzen, die durchbohrt und gleichzeitig im Reflexionsseismogramm identifiziert wurden, die zugehörige Laufzeit und Tiefe bestimmt (Fig.27). Die Steigung der Ausgleichskurve durch diese Punkte gibt im Idealfall in jeder Tiefe die entsprechende mittlere Geschwindigkeit 'Vp' an. Die Geschwindigkeiten wurden mit Hilfe der Vp/Dichte-Beziehung von Woollard (1975) in Dichteintervalle umgerechnet (Fig.26 'c'). Diese Dichtewerte sind generell etwas höher als die bei der Modellierung gefundenen, was damit erklärt werden könnte, dass die paläogenen Einheiten - ausser im Gebiet der Monferrato-Überschiebung - nicht in das Modell miteinbezogen wurden. Dass der noch mögliche Fehler der mittleren Dichteverteilung für die Schwereanomalie eine untergeordnete Rolle spielt, geht daraus hervor, dass der Unterschied der Maximalamplitude zwischen Dichteverteilung 'a' und 'b' lediglich 15 mgal beträgt. Auf dem Profil (Fig.29) ist der Unterschied kleiner als 5 mgal.

5.2.5 Schwerewirkung des Modells der Po-Sedimente

Die Schwerewirkung des Modells der Po-Sedimente (Fig.28) stimmt bezüglich Form und Gradient sehr gut mit den Bouguer-Anomalien der Schwerekarte Italiens (Fig.25) überein. Die Maximalamplitude beträgt -130 mgal im Zentralteil bzw. -100 mgal im Westteil der Po-Ebene gegenüber -160 bzw. -140 mgal auf der Bouguer-Karte. Dies würde Werten der reduzierten Bouguer-Anomalien von -30 bzw. -40 mgal nach der Subtraktion der Schwerewirkung durch die Sedimente entsprechen. Für die vorliegende Arbeit wurden jedoch nur die Bouguer-Anomalien im Gebiet der Traverse bearbeitet. Die dabei erhaltenen reduzierten Bouguer-Anomalien zwischen Bergamo und dem Nordrand des Apennins liegen im Bereich von -20 bis -30 mgal (Fig.30,31). Ob die reduzierten Bouguer-Anomalien über die ganze Po-Ebene in diesem Bereich liegen, kann erst beurteilt werden, wenn die Reduktion für das gesamte Gebiet durchgeführt wird, was jedoch den Rahmen der vorliegenden Arbeit übersteigt.

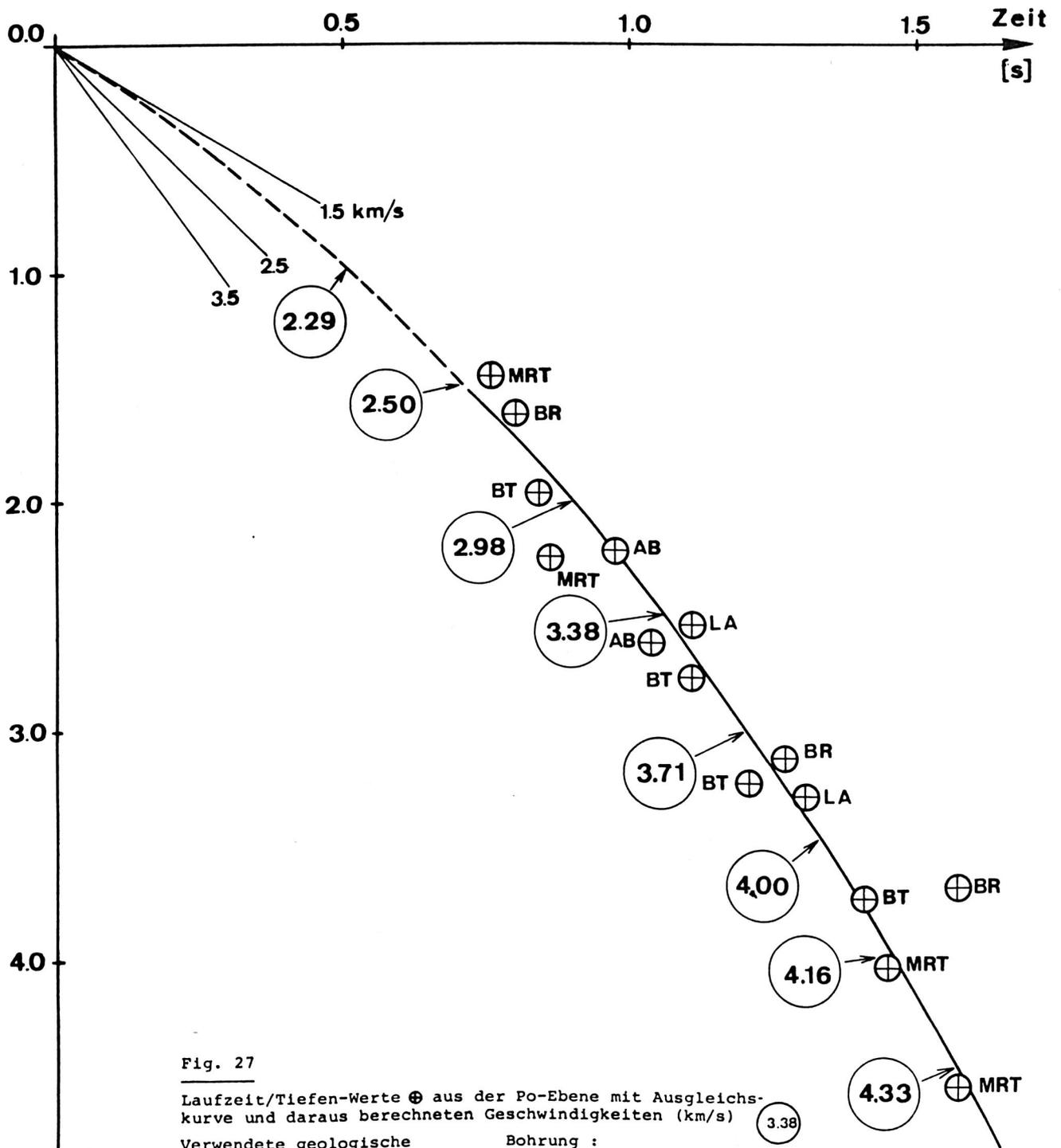


Fig. 27

Laufzeit/Tiefen-Werte ⊕ aus der Po-Ebene mit Ausgleichskurve und daraus berechneten Geschwindigkeiten (km/s)

Verwendete geologische Einheiten (Obergrenze) :

Bohrung :

| | | |
|--------------------------|----------------|-------|
| Unteres Pliozän | Mortara 1 | (MRT) |
| Oberes Miozän | | |
| Unteres Miozän | | |
| Paläogen | | |
| Oberes-mittleres Pliozän | Bré 1 | (BR) |
| Unteres Pliozän | | |
| Oberes Miozän | | |
| Unteres Pliozän | Battuda 1 | (BT) |
| Oberes Miozän | | |
| Mittleres Miozän | | |
| Paläogen | | |
| Oberes Miozän | Lacchiarella 2 | (LA) |
| Paläogen | | |
| Oberes Miozän | Albareto 1 | (AB) |
| Mittleres Miozän | | |

Daten aus Pieri und Groppi (1981)

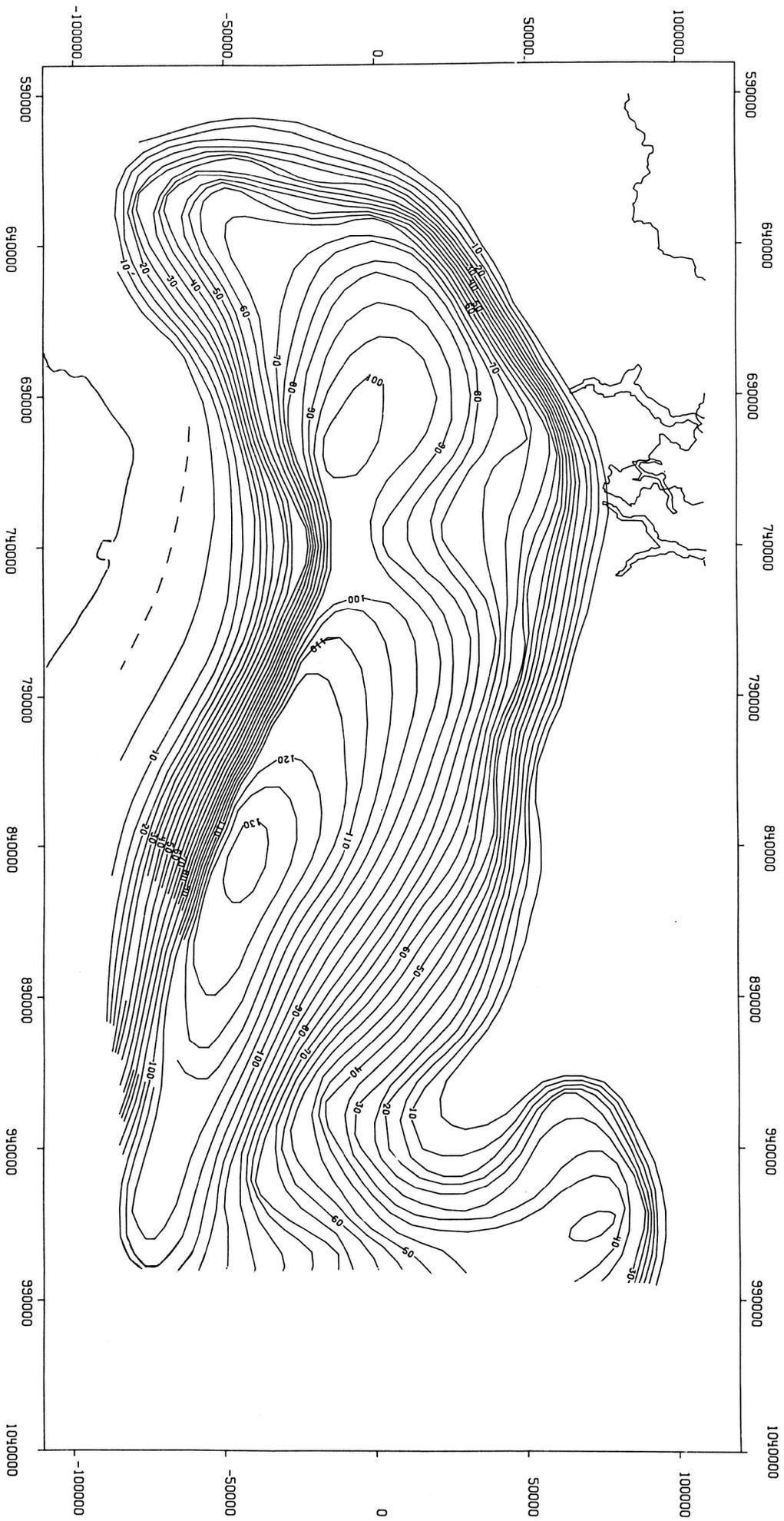


Fig. 28 Schwerkirkung des Modells der Po-Sedimente (mgal)

5.3 Schwerewirkung des Ivrea-Körpers

Die Schwerewirkung des Ivrea-Körpers, die in den westlichsten Punkten des Untersuchungsgebietes noch +30 mgal beträgt, ist bereits auf dem Profil der Traverse (Fig.29) auf unter +5 mgal abgesunken und deshalb in Fig.29 kaum mehr feststellbar. Sie wurde mit dem von Kissling (1980) ausgearbeiteten Modell berechnet und von den Bouguer-Anomalien subtrahiert.

5.4 Reduzierte Bouguer-Anomalien

Nach Abzug der Schwereeffekte des Ivrea-Körpers, der Molasse- und der Po-Sedimente sowie der quartären Talfüllungen in den Alpentälern liegen reduzierte Bouguer-Anomalien für die Traverse vor (siehe Fig.30 und 31). Sämtliche in diesen Reduktionen inbegriffenen Schwereeffekte sind für das Profil entlang der Traverse in Fig.29 dargestellt.

Wurde bei den Bouguer-Anomalien (Fig.14 und 15) von Norden her in Richtung Alpen noch eine konstante Abnahme festgestellt, so ist dies nach Reduktion der Molasse-Sedimente nicht mehr der Fall, beobachten wir doch, wie dies bereits Kissling (1980,1982) getan hat, eine starke Zunahme des negativen Schweregradienten im Mittelland, beginnend etwa 20 bis 30 km südlich von Konstanz. Eine geringe negative Anomalie, von -10 bis -15 mgal und einer Breite von ca. 30 km, die dem regionalen Trend überlagert ist, ist auf dem Profil (Fig.30) bei Konstanz erkennbar, und lässt die Möglichkeit des Einflusses der weniger dichten Molasse-Sedimente, wie sie für dieses Gebiet bereits früher erwähnt wurde, offen.

In der Po-Ebene ist an die Stelle der grossräumigen negativen Schwereanomalie ein 90 km breites Gebiet mit relativ konstanten Werten von -20 bis -30 mgal getreten, das im Süden durch eine 60 km breite, dem Streichen des Apennins folgende, negative Anomalie von -70 mgal begrenzt wird.

Weiter ist in Fig.31 im Bereich des nördlichen Lago di Lugano und des Lago di Como der östliche Teil der Tessin-Anomalie erkennbar. Im Osten wird ein Ausläufer der Verona-Störung angeschnitten, doch kann mit den hier verfügbaren Daten keine Verbindung zwischen diesen beiden Anomalien festgestellt werden. Allerdings ist die Datenqualität sowie das Po-Modell noch nicht in einem Zustand, der eine definitive Beantwortung dieser Frage erlauben würde.

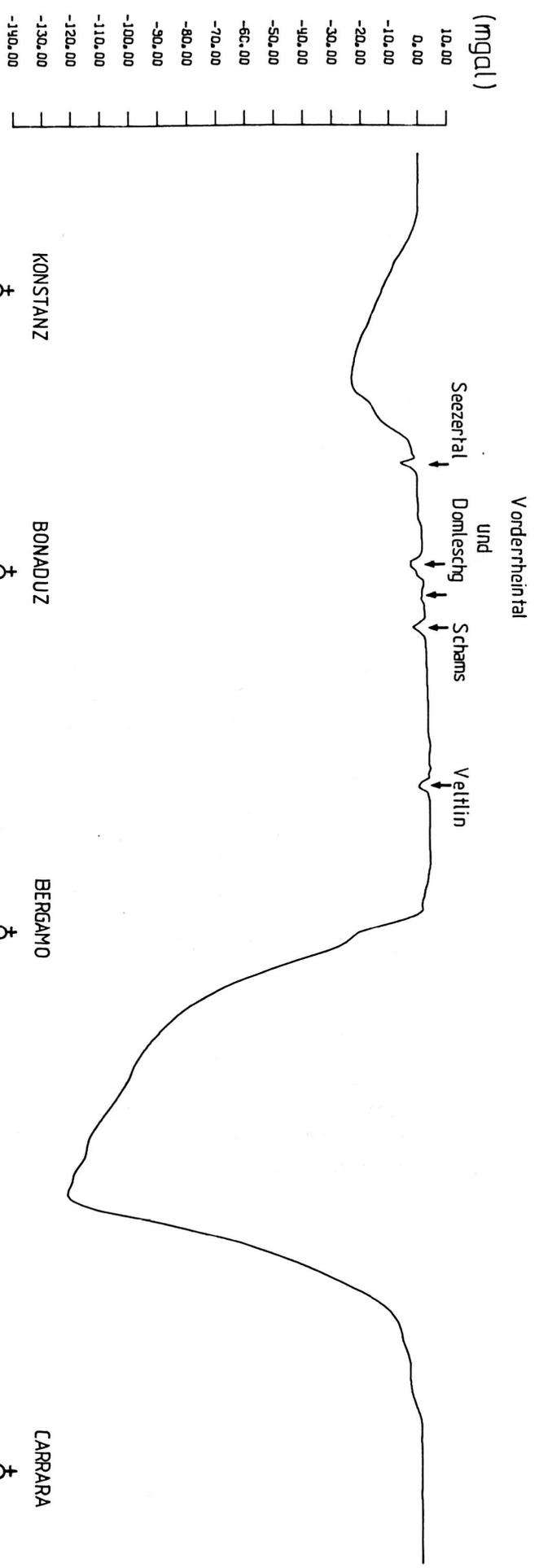


Fig. 29 Profil der Schwerwirkung der oberflächennahen Störkörper, die bei der Berechnung der reduzierten Bouguer-Anomalien berücksichtigt wurden mit Querschnitt durch die Modelle der Molasse- und Po-Sedimente
 M : Molasse-Becken, SM : Subalpine Molasse

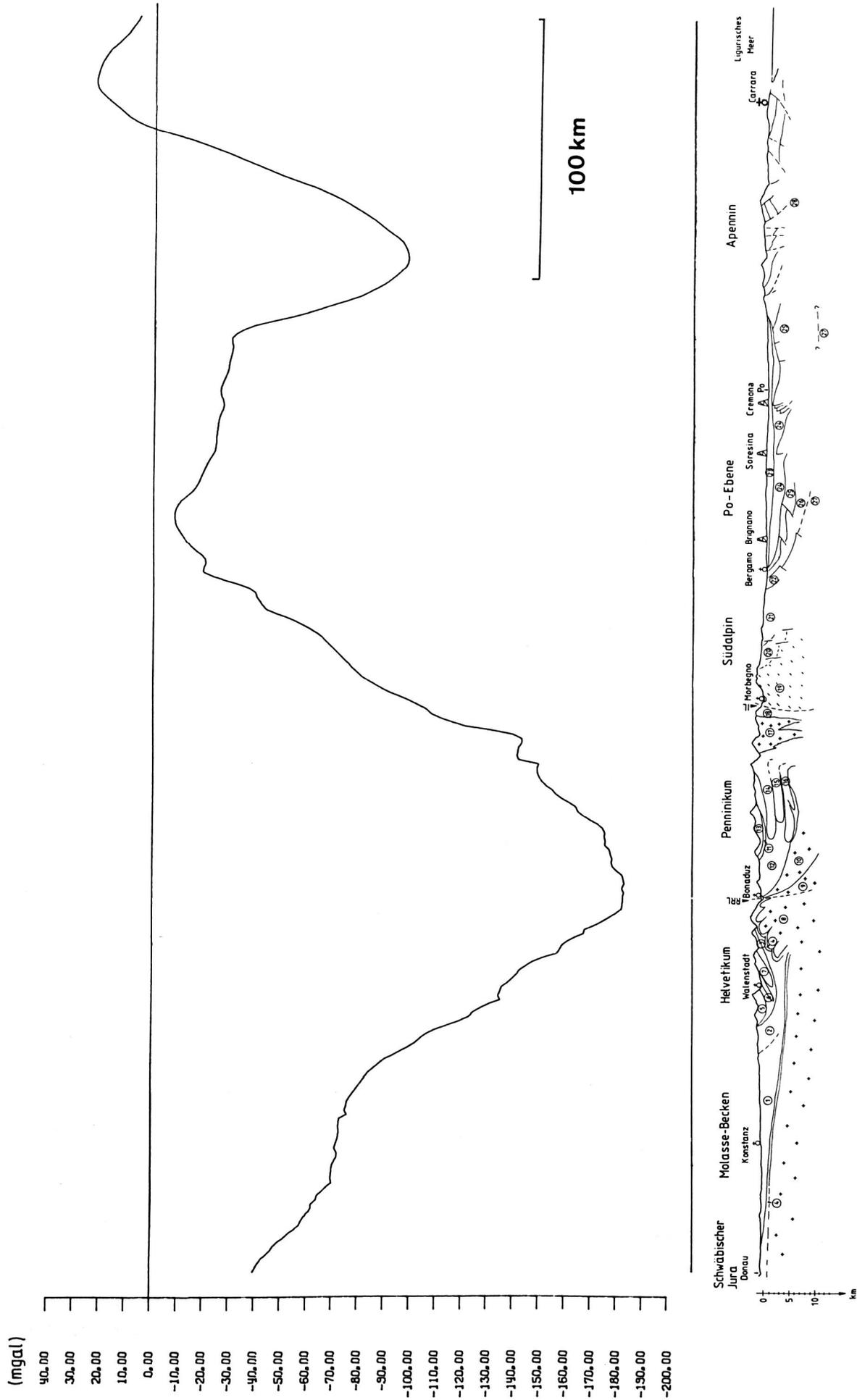


Fig. 30 Profil der reduzierten Bouguer-Anomalien
(Bouguer-Anomalien - Schwerewirkung der oberflächennahen
Störkörper)

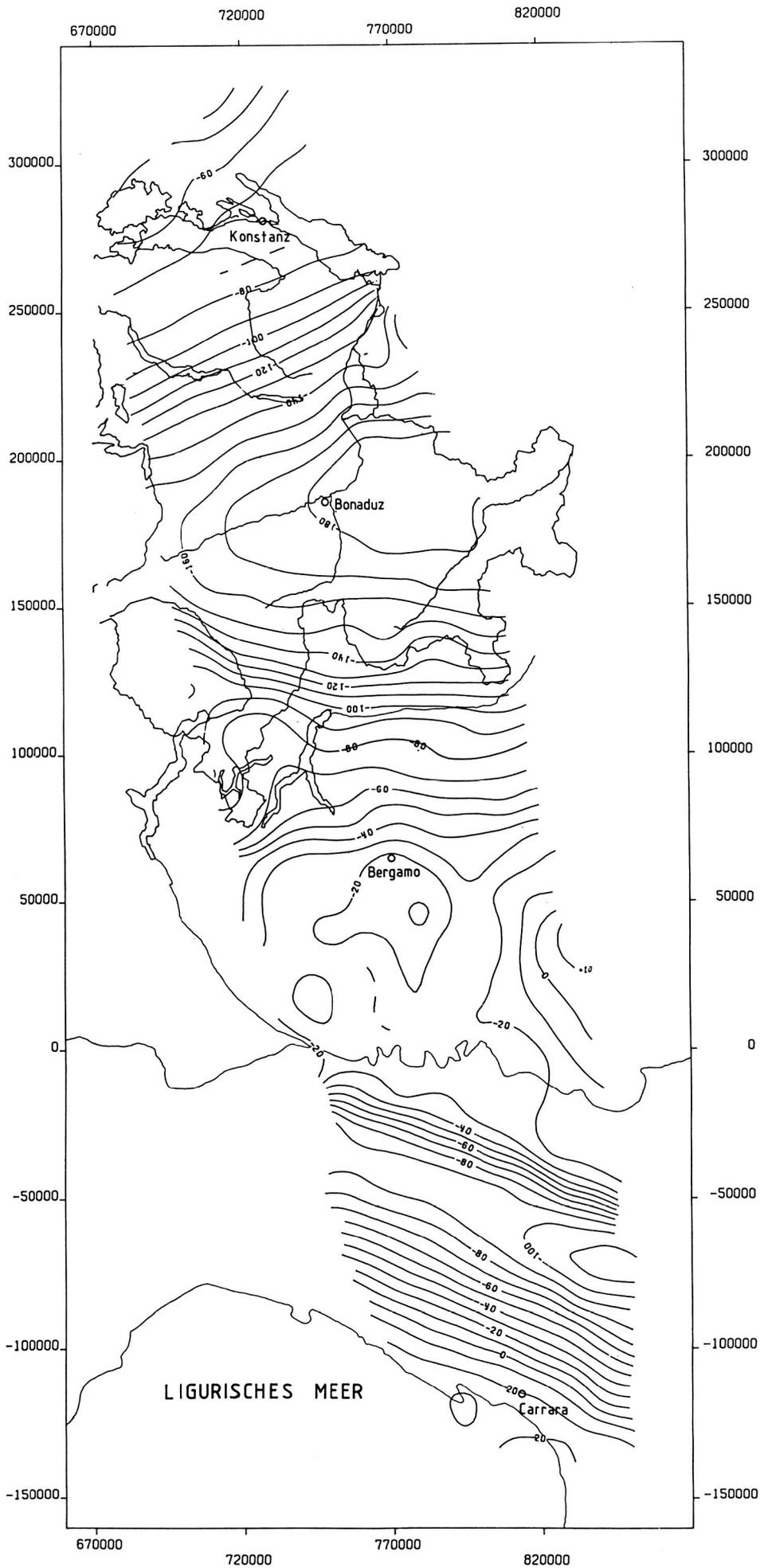


Fig. 31
 Reduzierte Bouguer-
 Anomalien (mgal)

6 MODELL DER KRUSTE UND DES OBERSTEN MANTELS

6.1 Grundlagen der gravimetrischen Modellrechnung

Die vorliegenden reduzierten Bouguer-Anomalien stellen die gravimetrischen Ausgangsdaten für die Modellierung der Kruste und des oberen Mantels entlang der Traverse dar, wie sie in den nächsten Kapiteln erfolgt. Diese Anomalien sind bereits mit den Unsicherheiten der bis hierhin benutzten Modellannahmen behaftet. Bei den weiteren Modellrechnungen muss dieser Sachverhalt berücksichtigt werden. Eine Aufteilung der Interpretation in die bis hierhin durchgeführte Modellierung oberflächennaher Strukturen und eine daran anschließende Bearbeitung der Kruste und des oberen Mantels mit den reduzierten Bouguer-Anomalien ist aus mehreren Gründen gerechtfertigt:

- Die zusätzliche Information über die bis dahin modellierten Strukturen ist entweder so zahlreich (wie z.B. bei den Molasse- und Po-Sedimenten), oder die durch einen solchen Störkörper erzeugte Schwereanomalie ist so gut separierbar (Alpentäler, Ivrea-Körper), dass eine gravimetrische Interpretation unabhängig von der übrigen Kruste und des oberen Mantels möglich ist.
- Die Anzahl der freien Parameter wird durch diese schrittweise Interpretation jeweils auf eine Anzahl reduziert, die mit den gegenwärtig verfügbaren Interpretationsmethoden noch zu bewältigen ist.
- Die einzelnen Interpretationsschritte dürfen jedoch nicht völlig unabhängig voneinander betrachtet werden, kann es doch sein, dass aus der Interpretation der Kruste und des oberen Mantels neue Gesichtspunkte für eines der im ersten Schritt berechneten Modelle gewonnen werden, und man deshalb weitere Iterationen bei der Interpretation durchführen muss.

Die Strategie der Interpretation der Kruste und des oberen Mantels wird hier kurz erläutert, wobei die Referenzen der benützten Arbeiten erst in den entsprechenden Kapiteln angegeben werden.

A. KRUSTE

- i) Erstellung eines Krustenmodells, basierend auf sämtlichen im Gebiet verfügbaren seismischen Daten
- ii) Vorgabe von Startwerten für die Dichten und Inversion der Dichte (s. nachfolgendes Kapitel)
- iii) Berechnung der Residualanomalien durch Subtraktion der Modellschwere von den reduzierten Bouguer-Anomalien
- iv) Einführung von zusätzlichen Störkörpern, falls nötig bzw. Anpassung der Geometrie des Modells

B. MANTEL

- i) Erstellung eines Mantelmodells, basierend auf den Resultaten des Krustenmodells sowie weiteren geophysikalischen Daten
- ii) Vorgabe von Startwerten für die Dichten. Inversion der Dichte für das gesamte Krusten-Mantel-Modell

Modelliert wird nun, indem die Schritte A i) bis B ii) ausgeführt und danach die Schritte A iv) bis B ii) so oft wiederholt werden, bis eine optimale Übereinstimmung der Modell-Anomalien mit den reduzierten Bouguer-Anomalien erreicht ist, also die Residualanomalien dem Wert 0 mgal zustreben. Die Anpassungen in der Geometrie der Modelle erfolgt manuell in mehreren Schritten.

Da die Ausgangsdaten (reduzierte Bouguer-Anomalien) nur den anomalen Anteil der Schwere wiedergeben, darf das Modell ebenfalls nur die Abweichungen von einem Referenz-Modell beschreiben, wie dies bei Störkörpern mit einem Dichtekontrast automatisch der Fall ist. Beim Krustenmodell jedoch ist es - abgesehen von Dichteanomalien - in erster Linie die Änderung der Geometrie von Schichten mit in erster Näherung konstanten Dichten, d.h. die Tiefenänderung der Moho und möglicherweise von weiteren Dichtediskontinuitäten. Es erhebt sich die naheliegende Frage, welche Mächtigkeiten, bei gleichen Dichten wie in der wirklichen Kruste, 'normal' wären, d.h. keine Anomalien erzeugen würden. Dies entspräche dem gesuchten Referenzmodell. Eine ausführliche Diskussion der Referenzkruste erfolgt im folgenden Kapitel.

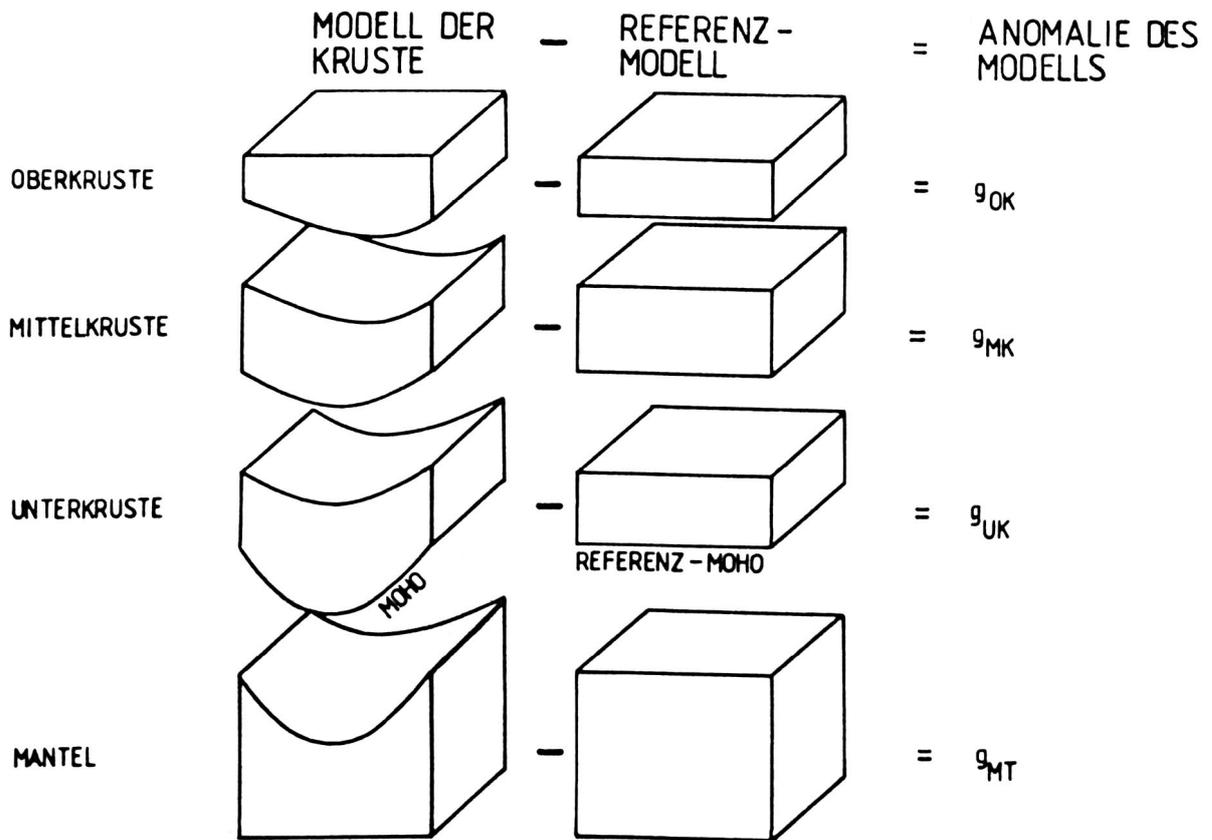


Fig. 32 Schematische Darstellung der Berechnung der Schwerewirkung eines Krustenmodells mit 3 Schichten

In Fig.32 wird am Fall einer 3-Schichten-Kruste schematisch gezeigt, wie die Berechnung der Beiträge zur Modell-Anomalie für die verschiedenen Krustenbereiche erfolgt, die vor der Dichte-Inversion zuerst mit der 'pseudo'-Dichte 1.0 g/cm^3 durchgeführt werden.

Die Modell-anomalie der gesamten Kruste lautet somit :

$$g_{\text{Modell}} = g_{OK} \cdot S_{OK} + g_{MK} \cdot S_{MK} + g_{UK} \cdot S_{UK} + g_{MT} \cdot S_{MT} \quad (1)$$

mit

- g_{OK} Modell-anomalie der Oberkruste
- S_{OK} Dichte der Oberkruste
- g_{MK} Modell-anomalie der Mittelkruste

| | |
|-------------|--------------------------------|
| ρ_{MK} | Dichte der Mittelkruste |
| g_{UK} | Modellanomalie der Unterkruste |
| ρ_{UK} | Dichte der Unterkruste |
| g_{MT} | Modellanomalie des Mantels |
| ρ_{MT} | Dichte des Mantels |

6.2 Die Referenzkruste

Die im vorhergehenden Kapitel vorgeschlagene Definition des Referenzmodells ist selbstverständlich nicht die einzige mögliche Lösung. Naheliegender und geophysikalisch auch sinnvoller wäre an Stelle einer Referenzkruste die Definition einer Referenzlithosphäre mit einer für die ganze Erde gültigen Dichteverteilung (vgl. Vyskocil, 1978 und Kissling 1982). Die Bestimmung einer solchen Dichteverteilung ist jedoch praktisch nicht möglich, und rechtfertigt deshalb die Benützung einer Referenzkruste, insbesondere, da damit die Vergleichbarkeit mit früheren Krustenmodellen in den Alpen gewährleistet ist.

Änderungen der Mächtigkeit der Referenzkruste, wie sie im vorhergehenden Kapitel definiert wurde, können sowohl durch laterale Änderungen der Dichte in der Kruste wie auch im Mantel verursacht werden. Allerdings kann nur von einer Änderung der Referenzkruste gesprochen werden, wenn diese Dichteveränderung grossräumigen Charakter hat, z.B. beim Übergang von kontinentaler zu ozeanischer Lithosphäre. Im vorliegenden Untersuchungsgebiet wären allenfalls solche Dichteveränderungen und damit verbundene Änderung der Referenzkrustenmächtigkeit beim Übergang von der europäischen Lithosphäre im Norden zur adriatischen Lithosphäre im Süden zu erwarten.

Im Sinne eines möglichst einfachen Modells wurde jedoch für das gesamte Gebiet eine einheitliche Referenzkruste mit konstanten Mächtigkeiten angenommen. Die Teile des Referenzmodells (Ober-, Mittel-, Unterkruste und oberster Mantel) besitzen dieselben lateral konstanten Dichten wie die entsprechenden Teile des Krustenmodells. Laterale Änderungen der Mächtigkeit der Referenzkruste werden, wie oben erwähnt, durch Änderungen der Dichte in der Kruste oder im Mantel verursacht. Sie würden sich bei der vorliegenden Modellanordnung als Residualanomalien, nach Abzug der Modellschwere von den reduzierten Bouguer-Anomalien, äussern. Eine konstante Änderung der Mächtigkeiten von Teilen (Ober-, Mittel-, Unterkruste) des Referenzmodells entspricht der Addition einer Konstanten zu den Modellanomalien bzw. den Residualanomalien. Voraussetzung ist dabei natürlich, dass das Modell allseitig ge-

nügend weit über die Messdaten hinausreicht. Die richtige mittlere Mächtigkeit der Schichten des Referenzmodells ist dann erreicht, wenn die Residualanomalien keinen 'konstanten' Offset mehr zeigen.

Die Festlegung der Mächtigkeit der Krustenteile des Referenzmodells (Fig.32) ist meist nicht ohne weiteres möglich. Selten existiert ein repräsentatives Gebiet, in dem Bouguer-Anomalien von 0 mgal beobachtet werden und gleichzeitig gute Kenntnisse über die Mächtigkeit der Kruste bzw. die einzelnen Krustenschichten vorliegen wie dies für die Bestimmung der Referenzkruste nötig wäre. Eine Möglichkeit, dieses Problem zu bewältigen, besteht darin, eine Annahme über die Mächtigkeit der Krustenschichten des Referenzmodells zu treffen, und die definitive Anpassung zusammen mit der Dichteinversion vorzunehmen. Dazu wird als weiterer Körper im Referenzmodell (Fig.32) eine 1 km mächtige Schicht mit der 'Pseudo'-Dichte 1.0 g/cm^3 in der Tiefe der Referenz-Moho eingeführt. Sie ist in Fig.32 nicht dargestellt. Ihre Mächtigkeit wird als zusätzlicher Parameter zusammen mit den Dichten (s. folgendes Kapitel) invertiert und anschliessend mit dem Dichtekontrast an der Moho multipliziert. Dies entspricht der Annahme, dass der Schwereeffekt dieser Schicht bei Variation ihrer Mächtigkeit linear ändert. Liegt die so gefundene Referenzkrustenmächtigkeit nahe bei der ursprünglichen Annahme (1 bis 2 km Differenz), so darf diese Linearisierung als gerechtfertigt angesehen werden. Im anderen Fall ist eine Wiederholung der Inversion mit einer verbesserten Annahme der Mächtigkeit der Referenzkruste bzw. ihrer einzelnen Schichten notwendig.

6.3 Methodik der Dichteinversion

Die Inversion der Dichte bei einer vorgegebenen Geometrie, wie sie hier vorliegt, stellt ein lineares Problem dar. Im Idealfall, d.h. bei richtiger Vorgabe der Geometrie, bei einer genügenden Anzahl und günstigen Verteilung der Messpunkte, sowie Fehlerfreiheit der Daten können im Gegensatz zu nicht-linearen Problemen, im ersten Versuch die richtigen Dichten gefunden werden. Die Schwerewirkung des Modells lautet:

$$g_i = \sum_k a_{ik} \rho_k \quad (2)$$

mit

- | | |
|----------|---|
| g_i | gesamte Schwerewirkung im Punkt i |
| a_{ik} | Schwerewirkung des Körpers k (für eine Dichte von 1.0 g/cm^3) im Punkt i |
| ρ_k | Dichte des Körpers k |

In Matrix-Schreibweise lautet dieser Zusammenhang

$$\vec{g} = A \vec{z} \quad (3)$$

mit

A Matrix mit den Elementen a_{ik}

Da A im allgemeinen nicht quadratisch, d.h. die Anzahl Störkörper nicht gleich der Anzahl Messpunkte ist, können die gesuchten Dichten nicht einfach mit der Operation $A^{-1} \vec{g} = \vec{z}$ gefunden werden, sondern es muss zuerst mit A^T erweitert werden, was zu der Beziehung

$$(A^T A)^{-1} A^T \vec{g} = (A^T A)^{-1} A^T \vec{z} = \vec{z} \quad (4)$$

führt.

Die Inversion der Matrix $A^T \cdot A$ ist bei schlechter Konditionierung mit erheblichen Problemen verbunden (Andersen 1969). Dies kann im vorliegenden Fall durch

- zu wenig Messpunkte für die Anzahl der gesuchten Dichten,
- eine ungünstige Verteilung der Messpunkte,
- ungünstige Geometrie der Körper (wo verschiedene Störkörper dieselbe Anomalie erzeugen können),

verursacht sein. Ein weiteres Problem entsteht durch Fehler in den Daten; dies kann ebenfalls zu nichteindeutigen Lösungen führen. Diese ungünstige Ausgangssituation wird durch die Tatsache gemildert, dass im allgemeinen bereits eine Vorstellung über die möglichen Dichten vorliegt (z.B. aus einer V_p /Dichte-Beziehung, angewandt auf seismisch ermittelte V_p -Werte), und zudem eine Abschätzung über die Genauigkeit der vorliegenden Daten gegeben werden kann. Dies sollte bei der Inversion der Dichte berücksichtigt werden können. Mathematische Lösungen derartiger Probleme sind seit einiger Zeit bekannt und wurden von verschiedenen Autoren für geophysikalische Probleme adaptiert (vgl. z.B. Applied Inverse Problems, ed: Sabatier, 1978). Das für diese Arbeit verwendete Programm (Autor: E. Wielandt, Institut für Geophysik, ETH Zürich) benützt im wesentlichen den von den Autoren Tarantola und Valette (1982a+b) beschriebenen Algorithmus. Dabei wird (mit der

Notation für den gravimetrischen Fall der Dichteinversion) die Funktion

$$\sum_{i=1}^n \left(\frac{g_i - g_i^0}{dg_i} \right)^2 + w^2 \sum_{k=1}^m \left(\frac{dg_k}{\Delta g_k} \right)^2 \quad (5)$$

minimiert.

In Gleichung (5) ist

| | |
|--------------|--|
| n | Anzahl Schwerewerte |
| m | Anzahl Störkörper |
| g_i | Daten (reduzierte Bouguer-Anomalien) |
| g_i^0 | Modellschwere unter Verwendung der korrigierten Dichten |
| g_i^o | Modellschwere unter Verwendung der Start-Dichten |
| a_{ik} | Modellschwere des Krusten-Teils bzw. Störkörpers 'k' im Aufpunkt 'i' |
| g_k^o | Startdichte |
| dg_i | Unsicherheit der Daten g |
| $d g_k$ | berechnete Korrektur der Start-Dichte |
| Δg_k | Suchbereich für die Dichte |
| w | Gewichtsfaktor |

Der erste Summand von Gleichung (5) beschreibt die Güte der Anpassung der Modellschwere an die Daten g , der zweite Summand die Abweichung des korrigierten Modells vom Start-Modell.

Falls beide Summanden gleich gewichtet werden sollen, wird $w = \sqrt{\frac{n}{m}}$ gesetzt. Da die Addition einer Konstanten zu jeder Dichte der Krusten-Teile bzw. des obersten Mantels im Modell am Resultat der totalen Modellanomalie nichts ändert, wurde bei der Inversion die Dichte eines Krustenteils (Oberkruste) fixiert. In Anbetracht der oben beschriebenen Voraussetzungen, insbesondere der Abhängigkeit der Lösung vom Start-Modell, muss die so gefundene Dichteverteilung mit einer gewissen Vorsicht interpretiert werden. Der Vorteil dieser Methode liegt vor allem darin, dass zu einigen vorgegebenen Parametern - wie z.B. der Dichte der Unterkruste und des Mantels, welche den Dichtekontrast an der Moho bestimmen - die optimale Anpassung der übrigen Parameter (Dichten der übrigen Krustenbereiche, Dichtekontraste von Krusten- und Mantelanomalien) effizient erfolgen kann. Sie erlaubt es also nicht, eine 'richtige' Lösung anzugeben, hingegen kann bei Änderung einiger Parameter das Verhalten der übrigen Parameter untersucht und damit Bereiche möglicher Lösungen abgegrenzt werden.

6.4 Seismische Daten und das daraus abgeleitete gravimetrische Krustenmodell (3-D)

6.4.1 Allgemeines

In Fig.33 sind die wichtigsten seismischen Daten, die im Rahmen der vorliegenden Arbeit benützt wurden, dargestellt.

Legende zu Fig.33

=====

(50) Moho-Tiefe aus dem Lago Bianco-Fächer (LBF), der von Egloff (1979) interpretiert wurde.

SCHUSSPUNKTE

HI : Hilders
 BI : Birkenau
 BB : Böhmischbruck
 SU : Sulz
 HS : Haslach
 ES : Eschenlohe
 SB : Steinbrunn
 LB : Lago Bianco
 PU : Pustertal
 LL : Lago Lagorai

A :
 B : Schusspunkte
 C : des Alpenlängsprofils ALP 75
 D :

SA-A : Schusspunkte
 SA-B : der Südalpenprofile SUDALP 77

| REFRAKTIONSPROFIL | AUTOR DER DARGESTELLTEN INTERPRETATION |
|---|--|
| SULZ | Deichmann und Ansorge, 1983 |
| BB-SW (SW:Südwest) ES-NW (NW:Nordwest) ES-HI ES-HS | Emter, 1971 |
| HS-ES | Landisman und Mueller, 1966 |
| SB-LB, LB-SB ES-W (W:West) LB-ES, ES-LB LB-PU LB-LL ALP 75 : B-A B-C, C-B C-D, D-C | Egloff, 1979 |
| SUDALP 77 : SA/A-B, B-A LB-VE | Deichmann, 1984 |
| ES-SE (SE:Südost) | Miller, 1977 |

| REFLEXIONSGBIET | AUTOR | KORRELIERT MIT REFRAKTIONSPROFIL |
|---|--|--|
| 1 : Schwäbische Alb-Sigmaringen 2 : Ravensburg - Ehingen 3 : Biberach 4 : Wangen-Aitrach 5 : Mindelheim Nord 6 : Markt-Wald 7 : Kaufbeuren-Nord 8 : Ries | Liebscher, 1962, 1964 | HS-ES (Ansorge et al., 1970) ES-HS (Emter, 1971) ES-NW " ES-NW " ES-HI " BB-SW " BB-SW (Mueller, 1977) |
| 11 : Murnau-Kochel-Weilheim | Angenheister und Pohl, 1969, 1971, 1976 Liebscher, 1962, 1964 | |

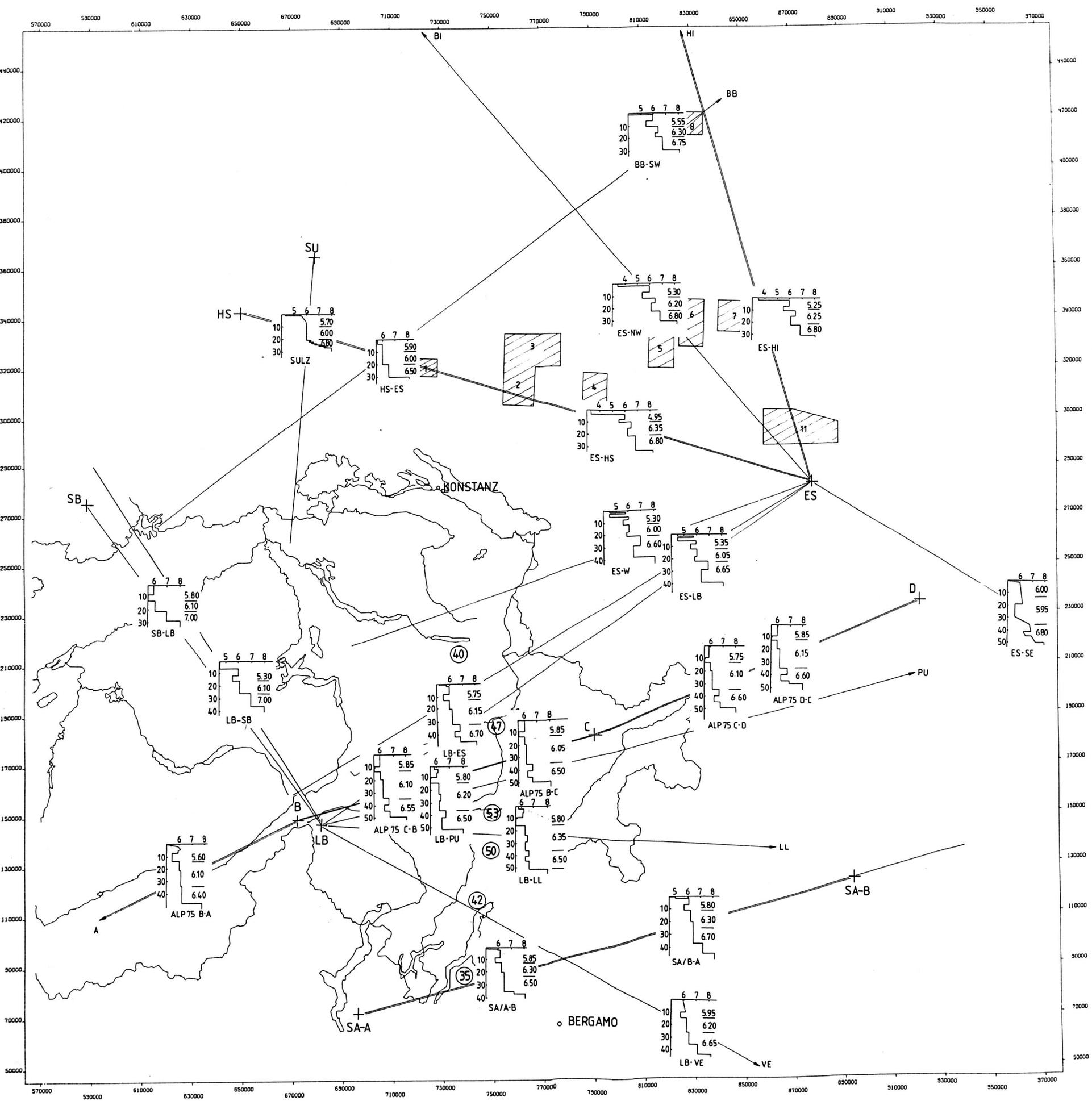


Fig. 33
 Seismische Daten im
 nördlichen Alpen-
 vorland und in
 den Alpen
 (Legende im Text)

Als Grundlage für die Erstellung des gravimetrischen Modells der Kruste dienten die in Fig.33 dargestellten Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen (abgekürzt $V_p(z)$), die aus der Interpretation der refraktionsseismischen Profile resultierten, sowie zusätzliche Moho-Tiefen aus dem Lago Bianco-Fächer in den Alpen. Dabei wurden von Emter (1971), Ansorge et al. (1970), Mueller (1977) und weiteren Autoren auch die Resultate der reflexionsseismischen Untersuchungen der in Fig.33 eingezeichneten Gebiete in die Interpretation miteinbezogen. Egloff (1979) standen zudem die Steilwinkelreflexionen im Tessin (ausgehend vom Schusspunkt Lago Eianco) in der Bearbeitung von Wehebrink (1968) zur Verfügung, so dass ausser im Schweizerischen Mittelland entlang der Traverse eine gute Überdeckung mit zuverlässigem seismischen Datenmaterial vorliegt. Neben den auf Fig.33 eingezeichneten refraktionsseismischen Profilen wurden die Untersuchungen von Letz et al. (1978) im nördlichen Apennin sowie von Stein et al. (1978) in der westlichen Po-Ebene für das Krustenmodell mitverwendet.

Bevor mit der Konstruktion des gravimetrischen Krustenmodells auf Grund der seismischen Daten begonnen wird, muss hervorgehoben werden, dass die seismischen Interpretationen (in Form der $V_p(z)$ -Funktionen) bereits ein schematisiertes Modell der Kruste darstellen. Bei der Interpretation werden häufig Vereinfachungen gemacht, z.B. Annahme von Schichten mit konstanter Geschwindigkeit, Vernachlässigung von lateralen Inhomogenitäten und des dynamischen Verhaltens des Wellenfeldes. Diese Annahmen sind notwendig, um die Unzulänglichkeiten in den Beobachtungen (grosser Stationsabstand fehlende Angaben über die Amplituden), wie sie auch für die meisten der hier verwendeten refraktionsseismischen Profile zutreffen, sowie die Schwierigkeiten bei der Berechnung des Wellenfeldes für Modelle mit lateralen Inhomogenitäten, zu überbrücken. Verschiedene Autoren (z.B. Emter 1971, Miller 1977) haben darauf hingewiesen. Eine ausführliche Darstellung der Probleme, die bei der Interpretation refraktionsseismischer Daten auftreten, ist in 'Explosion Seismology in Central Europe' (eds: P.Giese, C.Prodehl, Stein, 1976) zu finden.

Eine Folge dieser Situation ist die Mehrdeutigkeit der Lösung. Sie hängt offensichtlich stark vom Autor und der verwendeten Interpretationsmethode ab. Kissling (1980,1982) hat die für die Gravimetrie entstehenden Probleme an einem Beispiel demonstriert: unterschiedliche seismische Interpretationen der gleichen Daten (verschiedene Autoren und Methoden) können zu gravimetrischen Modellen führen, deren Schwerewerte nach Anwendung der gleichen V_p /Dichte-Beziehung stark differieren. Es ist deshalb als sehr günstige Voraussetzung zu werten, dass im Gebiet der Traverse vom Schwäbischen Jura im Norden bis in die Südalpen die Interpretationen von lediglich 3 Autoren zur Verfügung stehen, welche mit vergleichbaren Methoden arbeiteten, nämlich weitgehend konstanten Schichtgeschwindigkeiten mit Geschwindigkeits-Diskontinuitäten an den Schichtgrenzen.

6.4.2 Konstruktion des gravimetrischen Krustenmodells mit den seismischen Daten

Obschon der Hauptteil der Schwereanomalie entlang der Traverse im Alpengebiet mit der Mächtigkeitzunahme der Kruste, also dem Abtauchen der Moho-Diskontinuität unter den Alpen erklärbar ist (Kissling 1980, 1982), können zusätzlich auch innerhalb der Kruste analoge Mächtigungsänderungen von dichteren gegenüber weniger dichten Tiefenbereichen sowie laterale Dichteänderungen innerhalb dieser Schichten Schwereanomalien verursachen. Da in dieser Arbeit einerseits der Schwereeffekt der Kruste möglichst exakt berechnet werden soll, um nach deren Abzug Restanomalien zu erhalten, die das Lithosphären-Astenosphären-System entlang der Traverse im Alpenbereich betreffen, andererseits kleinräumigere Anomalien, wie die in der Einleitung beschriebene Anomalie im Kanton Graubünden interpretiert werden sollen, wird versucht, neben der Mächtigungsänderung der Kruste auch die intrakrustale Struktur aus den seismischen Interpretationen im gravimetrischen Modell zu berücksichtigen. Trotz dieser Verfeinerung darf das Modell nicht zu detailliert sein, um sowohl der Unsicherheit in der seismischen Interpretation als auch den Problemen der Mehrdeutigkeit der Lösungen für die Dichteverteilung bei der Dichteinversion von gravimetrischen Modellen mit zu vielen Körpern (s. Kapitel 'Methodik der Dichteinversion') Rechnung zu tragen. Es ist deshalb eine regionale Schematisierung notwendig, die selbstverständlich nur unter der Annahme, dass Geschwindigkeitsunterschieden auch Dichteunterschiede, d.h. gleichen Geschwindigkeiten auch gleiche Dichten entsprechen, durchgeführt werden kann. Für das Startmodell werden zudem die Dichten verwendet, die den Geschwindigkeiten bei Anwendung von V_p /Dichte-Beziehungen (z.B. Woollard 1975) entsprechen. Erst die anschließende Optimierung des Modells mit Hilfe der Dichteinversion sowie der Anpassung der Geometrie kann Information über die Richtigkeit dieser Annahmen liefern. Selbstverständlich ist die oben erwähnte Voraussetzung, dass die verwendeten seismischen Interpretationen mit vergleichbaren Methoden durchgeführt wurden, Grundlage für eine solche regionale Schematisierung. Die in Fig.33 dargestellten $V_p(z)$ -Funktionen sind deshalb auch relativ einheitlich. Bis auf die bereits im Einflussbereich der Rift-Struktur des Rheingrabens (Mueller et al. 1973, Edel et al. 1975) gelegenen Profile 'SULZ' und 'HS-ES' sowie des unter der Annahme von Schichten mit nicht-konstanten Geschwindigkeiten interpretierten Profils 'ES-SW', das zudem quer zum Streichen der Strukturen verläuft, stimmen vor allem die Modelle in den Alpen gut mit dem von Mueller (1977) als für die kontinentale Kruste typisch bezeichneten Modell (Fig. 34) überein. Mit Vorsicht muss dabei das Gegenschuss-System 'SB-LB' und 'LB-SB' betrachtet werden, das ebenfalls quer zum Streichen der Strukturen verläuft. Dasselbe gilt auch für das Profil 'LB-VE'. Hier wurde anstelle der Interpretation von Egloff (1979) diejenige von Deichmann (1984) verwendet, da Egloff (1979) dieses Profil unter der Annahme interpretierte, dass am Kreuz-

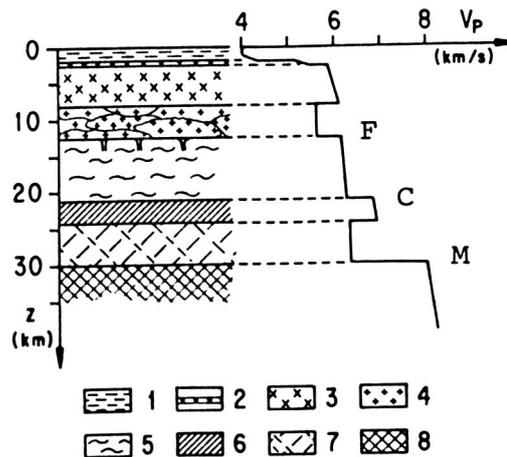


Fig. 34 Schematisches Modell der kontinentalen Kruste (Mueller, 1977)

- Legende :
- 1 Känozoische Sedimente (oberflächennahe Schicht mit niedrigen Geschwindigkeiten)
 - 2 Mesozoische und paläozoische Sedimente
 - 3 Oberer kristalliner Untergrund (Basement) bestehend aus metamorphen Gneisen und Schiefern (Zone mit positivem Geschwindigkeitsgradient)
 - 4 Lakkolithische Zone granitischer Intrusionen mit erniedrigter Geschwindigkeit
 - 5 Migmatite (mittlere Krustenschicht)
 - 6 Amphibolite (Zone erhöhter Geschwindigkeit)
 - 7 Granulite (untere Krustenschicht)
 - 8 Ultramafite (oberster Mantel)
- F Förtsch-Diskontinuität
C Conrad-Diskontinuität
M Mohorovičić

zungspunkt mit dem Südalpen-Profil die Moho-Tiefe 35 km beträgt, was entsprechend der Interpretation von Deichmann (1984) um mindestens 5 km zu gering ist.

Da in den meisten seismischen Modellen eine Geschwindigkeitsinversion in der oberen Kruste (in ca. 8-12 km Tiefe) sowie ein deutlicher Anstieg der Geschwindigkeit in der unteren Kruste auf Werte über 6.5 km/s interpretiert wurde, ist die Kruste für das gravimetrische Modell in folgende Bereiche unterteilt worden:

| | |
|--------------|---|
| | Erdoberfläche |
| Oberkruste | |
| | Unterkante der 1. Geschwindigkeitsinversion (F-Disk.) |
| Mittelkruste | |
| | 1. Anstieg auf eine Geschwindigkeit über 6.5 km/s (C-Disk.) . |
| Unterkruste | |
| | Krusten-Mantel-Grenze (Moho-Diskontinuität |
| Oberster | |
| Mantel | |

Die $V_p(z)$ -Funktionen der Südalpen-Profile zeigen in der Mittel- und Unterkruste eine von den übrigen Alpenprofilen unterschiedliche Struktur. In diesem Gebiet wurde die Grenze zwischen Mittel- und Unterkruste in einer Tiefe von 24 bis 26 km fixiert, um mittlere Geschwindigkeiten in der Unterkruste zu erreichen, die mit denjenigen in den benachbarten Profilen vergleichbar sind. Für alle $V_p(z)$ -Funktionen wurde zu jedem Krustenbereich die mittlere Geschwindigkeit berechnet (Werte auf 0.05 km/s gerundet).

Oberkruste

Im Gebiet der Molasse ist die mittlere Geschwindigkeit der Oberkruste natürlich stark durch die niedrige Sedimentgeschwindigkeit geprägt. Sie ist für das gravimetrische Modell insofern bedeutungslos, als die Bouguer-Anomalien bereits bezüglich der Schwerkirkung der Molasse-Sedimente relativ zu einer Dichte von 2.67 g/cm^3 reduziert wurden. Bei allen anderen Modellen liegen die mittleren Geschwindigkeiten der Oberkruste zwischen 5.70 und 5.95 km/s. Eine Zunahme der Mächtigkeit der Oberkruste um maximal 5 km (z.B. 15 km unter dem 'LB-LL'-, gegenüber 10 km unter dem 'ES-HS'-Profil) ist unter den Alpen erkennbar.

Mittelkruste

Für die Durchschnittsgeschwindigkeiten der Mittelkruste lassen sich eindeutige regionale Unterschiede feststellen. Alle Eschenlohe-Profile im NW-Quadranten weisen relativ hohe mittlere Geschwindigkeiten von 6.2 bis 6.3 km/s auf, von denen sich die mittleren Geschwindigkeiten der Eschenlohe-Profile im SW-Quadranten, des 'LB-ES'- Profils sowie der Profilsegmente des Alpenlängsprofils mit 6.0 bis 6.15 km/s deutlich unterscheiden. Auf diese relativ tiefen Geschwindigkeiten im nördlichen Alpenvorland

wurde auch von Egloff (1979), vor allem beim Profil 'ES-W', hingewiesen. Erst vom Profil Lago Bianco-Pustertal an südwärts werden wieder Werte von 6.2 bis 6.35 km/s erreicht. Verursacht wird dieser Übergang zu höheren mittleren Geschwindigkeiten in erster Linie durch eine Schicht mit höherer Geschwindigkeit in der Mittelkruste wie z.B. bei den Profilen 'LB-PU' und 'LB-LL'; erst in den Südalpen-Profilen wurde von Deichmann (1984) eine durchgehende Schicht mit einer Geschwindigkeit von 6.4 km/s interpretiert. Die Mächtigkeit der Mittelkruste unter den Alpen ist beträchtlich (z.B. von 10 km beim Profil 'ES-HS' auf 20 km beim Profil 'LB-LL').

Unterkruste

Die mittleren Geschwindigkeiten der Unterkruste liegen, mit Ausnahme der Eschenlohe-Profile im Nordwest-Quadranten, sowie des östlichen Modells für das Südalpen-Profil (SA/B-A) und des Südteils des Lago Bianco-Verona-Profiles, bei 6.50 bis 6.65 km/s. Bei den erwähnten Ausnahmen werden in der Unterkruste höhere Geschwindigkeiten von 6.7 bis 6.8 km/s beobachtet, die vor allem durch das Fehlen der Geschwindigkeitsinversion, wie sie bei den Alpenprofilen in der Unterkruste interpretiert wurde, bedingt sind. Die Mächtigkeit der Unterkruste zeigt keine wesentliche Zunahme unter den Alpen. Allerdings muss bemerkt werden, dass - wenn statt der auf das gravimetrische Modell ausgerichteten Grenze zwischen Mittel- und Unterkruste bei 24 bzw. 26 km beim Südalpen-Profil, der Anstieg der Geschwindigkeit auf etwa 7.20 km/s als Grenze interpretiert würde - eine sehr geringmächtige Unterkruste mit hoher Geschwindigkeit vorläge (s. Fig.33).

Für die Zunahme der Mächtigkeit der gesamten Kruste ist im Alpenbereich der Traverse in erster Linie die mittlere Kruste mit mittleren Geschwindigkeiten um 6.2 km/s, in zweiter Linie die Oberkruste mit mittleren Geschwindigkeiten um 5.8 km/s verantwortlich. Dieser für das Schwerfeld in den Alpen sehr wichtigen Konsequenz wird mit der vorgeschlagenen Unterteilung der Kruste Rechnung getragen. Im ersten Versuch wird unter Vernachlässigung der lateralen Änderungen der Geschwindigkeit ein 3-dimensionales Dreischichten-Modell der Kruste berechnet.

Für die Po-Ebene und den nördlichen Apennin sind zur Zeit lediglich die refraktionsseismischen Interpretationen von Stein et al. (1978) und Letz et al. (1978) verfügbar. Stein et al. (1978) geben für die Krustenmächtigkeit unter der westlichen Po-Ebene 35 km an, Letz et al. (1978) postulieren eine maximale Krustenmächtigkeit unter dem nördlichen Apennin von 40 km bei sehr niedrigen mittleren Krustengeschwindigkeiten von 6.0 km/s. Die Konstruktion des Start-Modells erfolgte deshalb in diesem Gebiet unter zusätzlicher Berücksichtigung der Moho-Karten von Giese und Prodehl (1976) sowie von Giese (1982), mit einer Unterteilung der Kruste in eine gleichmächtige Ober-, Mittel- und Unterkruste.

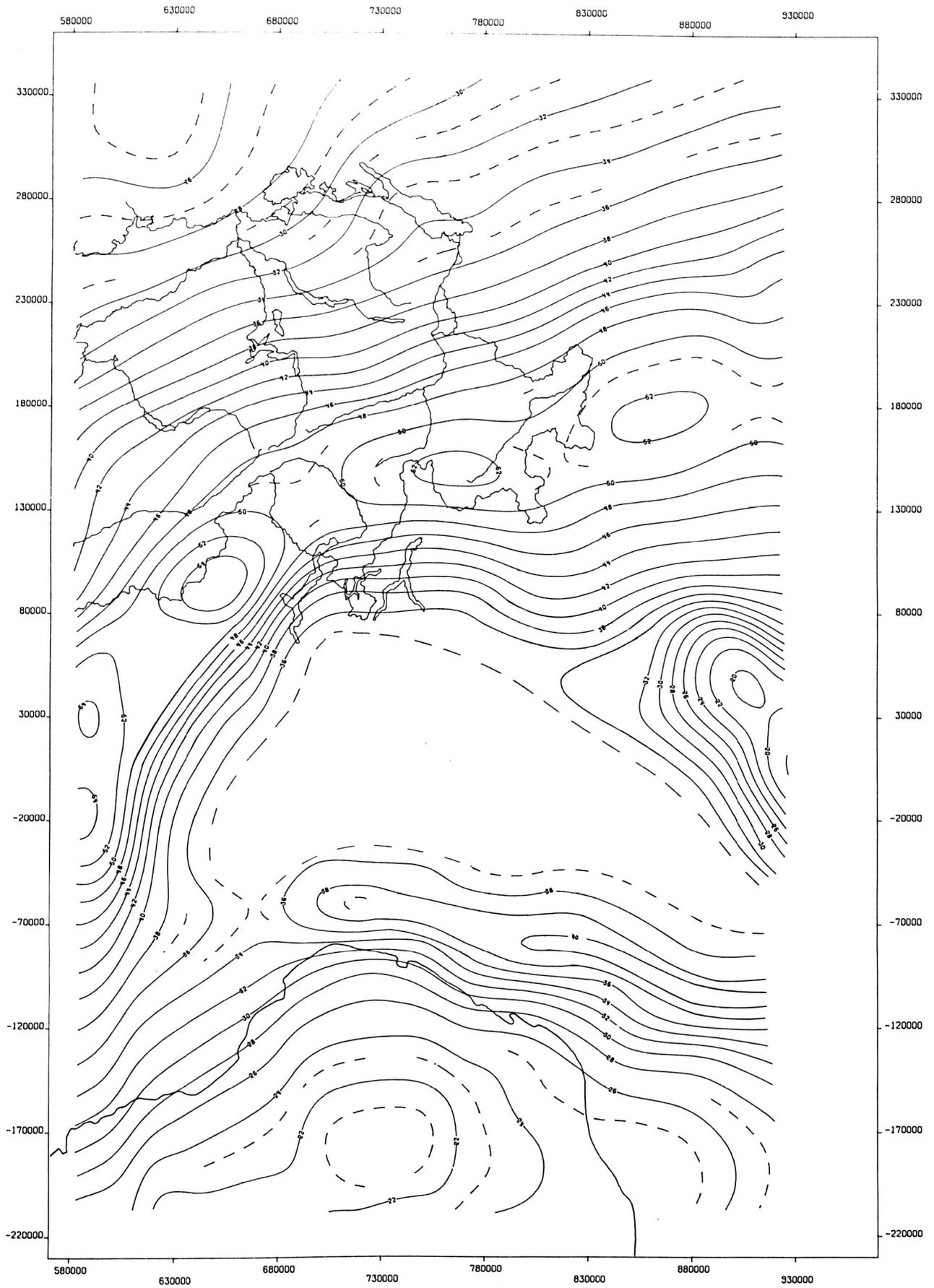


Fig. 35 Krustenmächtigkeit des 3-dimensionalen gravimetrischen Modells (km)

Gibt Egloff (1979) für die Genauigkeit der interpretierten Moho-Tiefe ± 2 km auf den Refraktionsprofilen (d.h. in der kritischen Distanz vom Schusspunkt) an, so sind natürlich im Gebiet südlich von Bergamo, wo nur die erwähnten Moho-Karten und Refraktionsprofile zur Verfügung standen, weit grössere Unsicherheiten vorhanden.

6.4.3 Berechnung des Schwereeffekts des gravimetrischen Krustenmodells

Um die seitlichen Effekte der Krustenmächtigkeit des Westalpenbogens sowie der Ostalpen im Modell zu berücksichtigen, wurde - ausgehend von denselben Moho-Karten - das Modell in gleicher Weise bis 200 km östlich und westlich der Traverse erweitert. Im Norden und Süden reicht das Modell ca. 70 km über die Daten hinaus. Jede der drei Grenzflächen (Ober-/Mittelkruste, Mittel-/Unterkruste Krusten-Mantel-Grenze) wurde durch Dreiecksflächen angenähert, analog wie dies von Kissling (1980, 1982) für die Moho zur Berechnung der Schwerewirkung der Änderung der Krustenmächtigkeit in der Schweiz durchgeführt wurde. Zusammen mit der Erdoberfläche und einer willkürlich gewählten unteren Grenzfläche des Modells konnten somit die Modellkörper für Ober-, Mittel- und Unterkruste sowie den obersten Mantel konstruiert werden, wie es in Fig.32 dargestellt wurde. Die Berechnung der Schwerewirkung der Modellkörper erfolgte mit dem Programm Polyeder (Kissling 1980, 1982). Die Methode, die diesem Programm zugrunde liegt, wurde von Götze (1976) beschrieben, und erlaubt es die Sphärizität der Erde zu berücksichtigen. Die Karte mit den benutzten Moho-Tiefen des Modells im Untersuchungsgebiet ist in Fig.35 dargestellt. Das vollständige Modell reicht jedoch im Westen und Osten noch 100 km weiter. Einen Schnitt durch das Modell entlang der Traverse zeigt Fig.36.

Bereits im vorhergehenden Kapitel wurde darauf hingewiesen, dass die Schwerewirkung eines Modells nur relativ zu einer Referenzkruste berechnet werden kann (vgl. Kissling 1980, 1982). Für die Referenzkruste wurde eine Mächtigkeit von 30 km angenommen, mit einer gleichmächtigen Ober-, Mittel-, und Unterkruste, wie sie entlang den seismischen Profilen in Süddeutschland (Eschenlohe-Profil im Nordwest-Quadranten) interpretiert wurde (Emter, 1971). Es wird somit angenommen, dass eine Kruste, wie sie auf diesem seismischen Refraktionsprofil vorliegt, eine Bouguer-Anomalie von 0 mgal erzeugt, d.h. die hier beobachtete Bouguer-Anomalie von ca. -40 mgal durch den seitlichen Effekt der Alpenwurzel, der Rheingrabenstörung sowie allfälligen weiteren noch unbekanntem Störungen verursacht wird. Diese Annahme ist jedoch nur eine erste Näherung. Die definitive Anpassung der Referenzkrustenmächtigkeit wird, wie vorgängig beschrieben, zusammen mit der Dichteinversion durchgeführt. Die für das Modell vorgegebenen Startdichten und ihre Suchbereiche enthält Tabelle 12. Die Dichten des Startmodells entsprechen in etwa den mittleren Geschwindigkeiten bei Anwendung der V_p /Dichte-Beziehung von Wool-

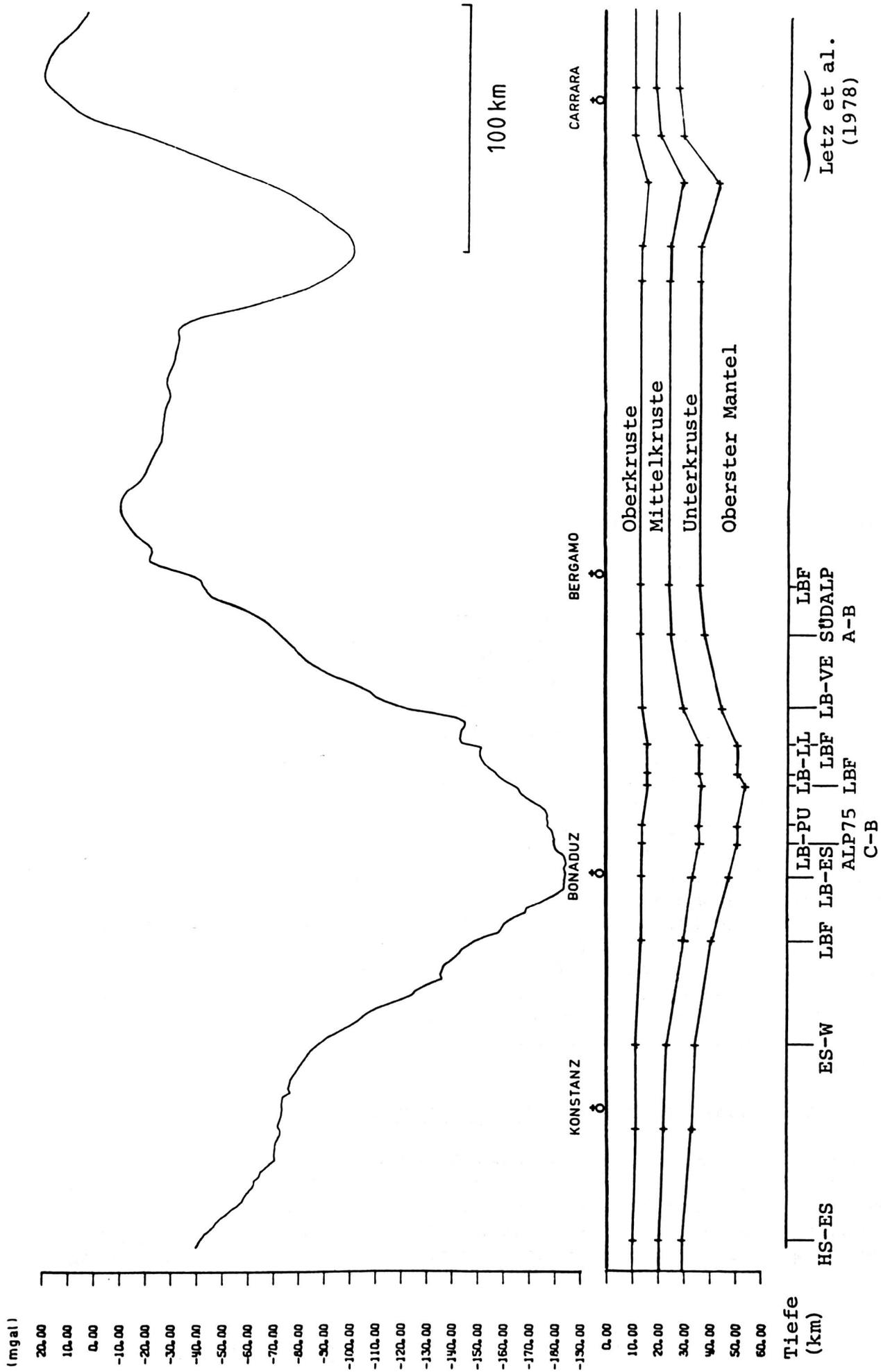


Fig. 36 Schnitt durch das 3-dimensionale Krustenmodell entlang dem Profil der reduzierten Bouguer-Anomalien mit den Kreuzungspunkten der refraktionsseismischen Profile (Legende s. Fig. 33). Vertikalmasstab nicht überhöht.

Tabelle 12: Parameter des Krustenmodells für die Inversion der Dichte

| | mittlere Geschwindigkeit (km/s) | Dichte Startmodell (g/cm ³) | Suchbereich (g/cm ³) |
|--------------------|---------------------------------------|---|-------------------------------------|
| Oberkruste | 5.8 | 2.73 | fixiert |
| Mittelkruste | 6.2 | 2.85 | ±0.05 |
| Unterkruste | 6.6 | 2.95 | ±0.05 |
| Oberster Mantel | 8.1 | 3.40 | ±0.10 |

lard, 1975 (vgl. Fig.37). Die Dichte der Oberkruste wurde bei 2.73 g/cm³ fixiert. Für dieses Modell wurde nun die Inversion der Dichte durchgeführt. Die gefundenen Dichten sind in Fig.38 zusammen mit einem Profil der Residualanomalien (= Differenz: Reduzierte Bouguer-Anomalien - Modell-Anomalien, die mit den invertierten Dichte berechnet wurde) angegeben. Eine Karte dieser Residualanomalien ist in Fig.39 dargestellt. Auffallend ist die niedrige Manteldichte von 3.19 g/cm³, gegenüber 2.97 g/cm³ für die Unterkruste. Damit wird der Dichtekontrast an der Moho 0.21 g/cm³, was bei einem Geschwindigkeitskontrast von ca. 1.5 km/s (vgl. Fig.33) unwahrscheinlich gering ist. Verschiedene Anomalien sind noch in den Residualanomalien von Fig.38 und Fig.39 vorhanden, die zeigen, dass das vorliegende Modell (Fig.36) nicht allen Störungen Rechnung trägt. Neben Anomalien nördlich von Konstanz (a), im nördlichen Alpenteil mit Minimum bei Chur (b), sowie im Appennin (c), ist ein langwelliger Anteil der Residualanomalien mit Maximum etwas nördlich von Bergamo zu erkennen. Die Anomalie (a) wird hier nicht quantitativ interpretiert. Die bei der Berechnung des Molasse-Modells bereits erwähnten niedrigen Dichten können sicher eine teilweise Ursache für diese Anomalie sein. Um dies abzuklären, ist jedoch eine speziell darauf ausgerichtete Untersuchung nötig. Im folgenden werden die Anomalien (b) und (c) (Fig.38) diskutiert.

6.4.4 Die Anomalie am nördlichen Alpenrand

Die Anomalie (b) - siehe Fig.38 und Fig.39 - entspricht recht gut der in der Einleitung bereits erwähnten Anomalie mit einem Maximum im nördlichen Kanton Graubünden. (Fig.5,6,7,8). Die Berechnung des 3-Schichten-Krustenmodells hat keine grundlegende Änderung gebracht; die Anomalie kann also nicht mit der Änderung

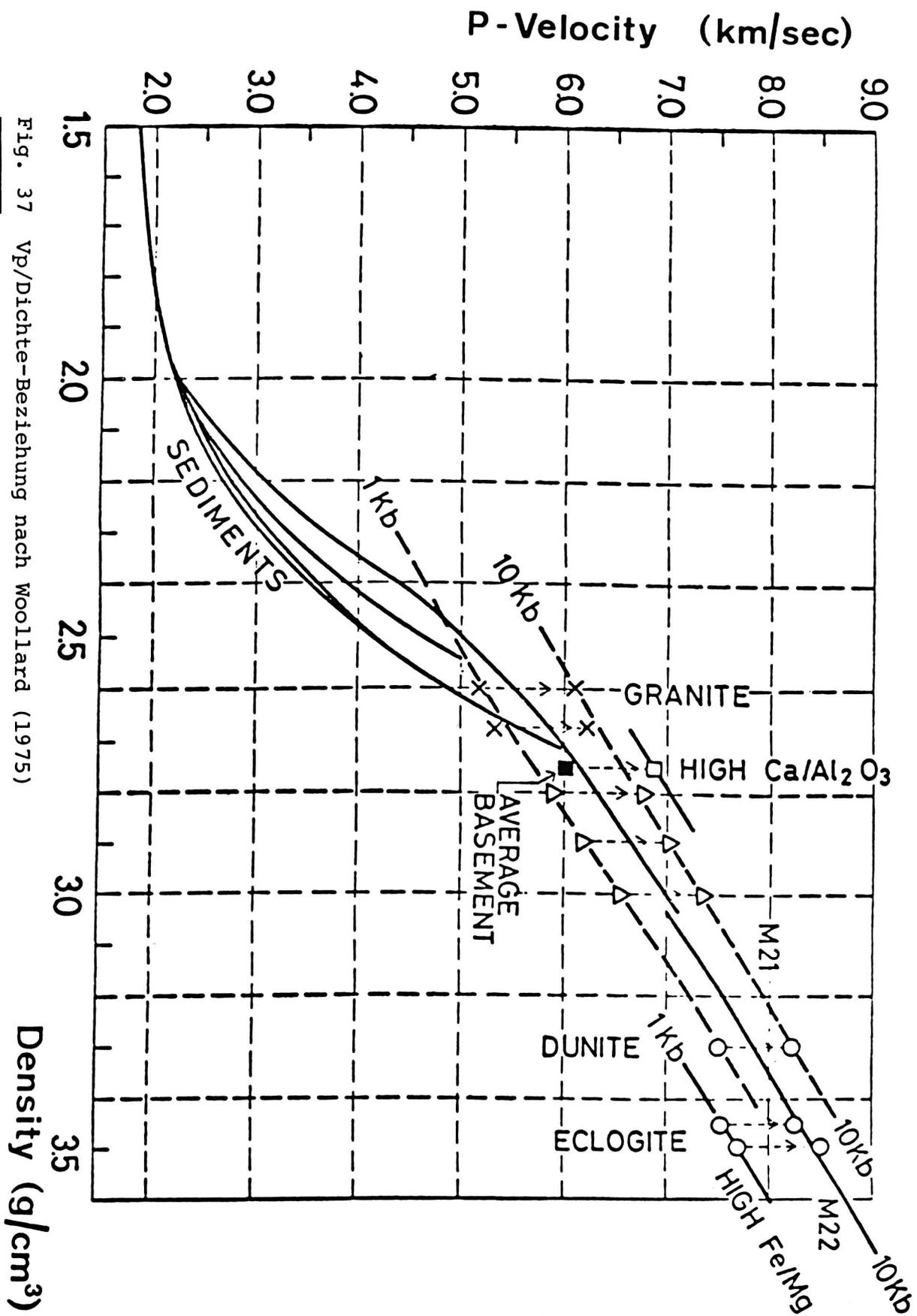


Fig. 37 Vp/Dichte-Beziehung nach Woollard (1975)

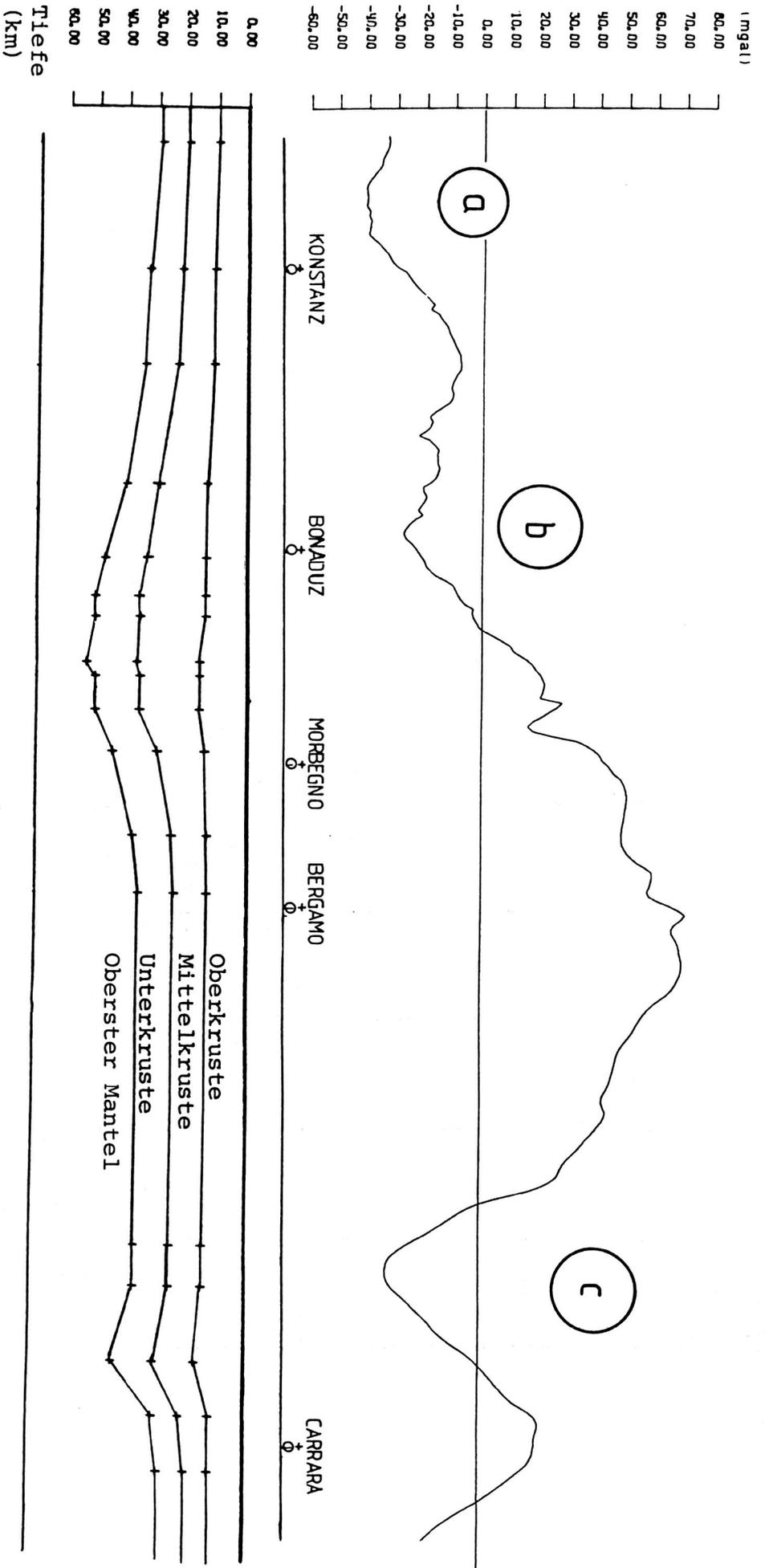


Fig. 38 Profil der Residualanomalie nach Abzug der Schwerwirkung des 3-dimensionalen Krustenmodells mit den Dichten :

- Oberkruste : 2.73 g/cm³
- Mittelkruste: 2.87 g/cm³
- Unterkruste : 2.97 g/cm³
- Oberster Mantel : 3.19 g/cm³

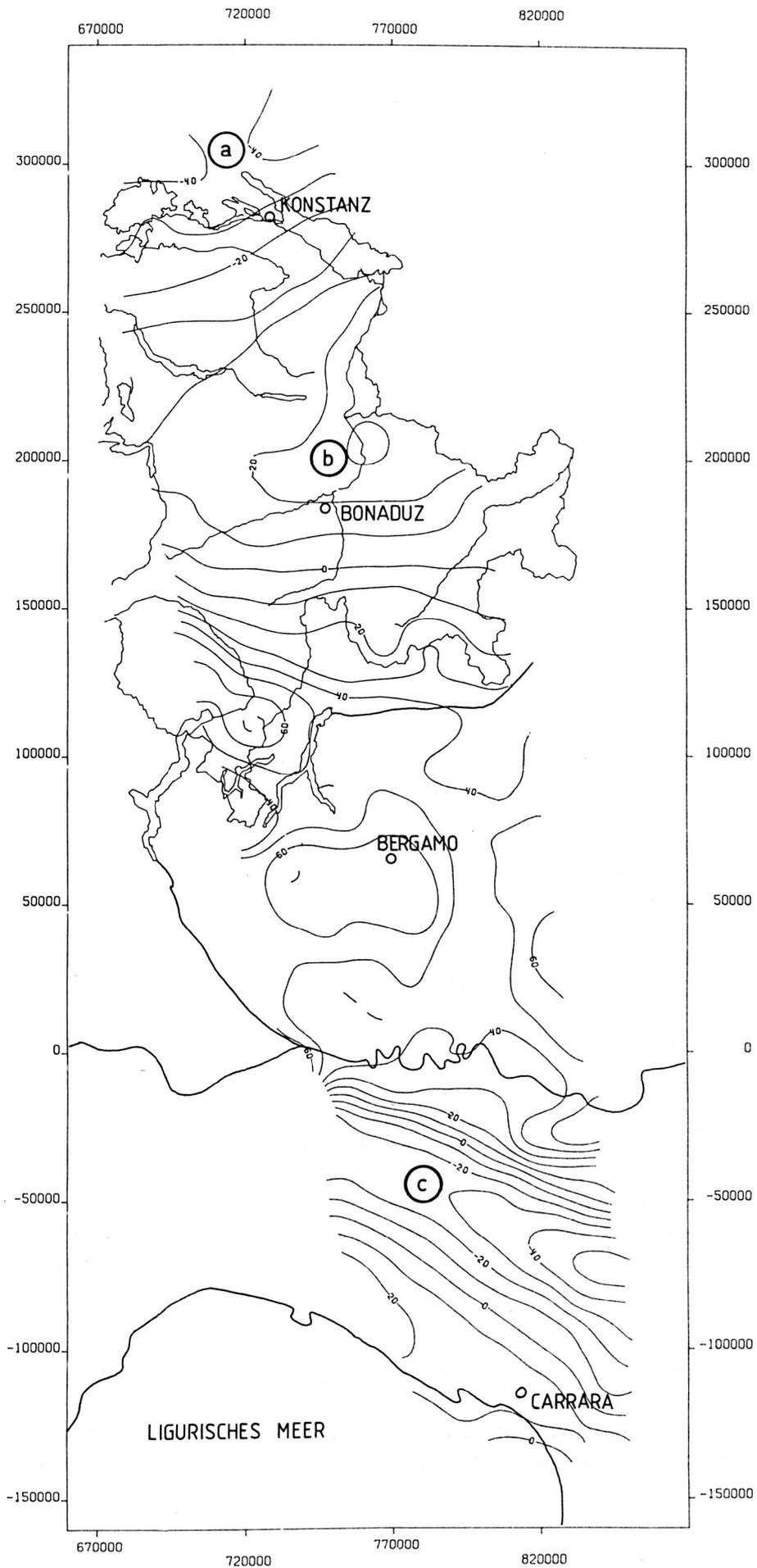


Fig. 39

Karte der
Residualanomalien
analog zu Fig. 38
(mgal)

der Mächtigkeit von Ober-, Mittel-, oder Unterkruste erklärt werden. Verschiedene andere mögliche Ursachen wurden deshalb in Betracht gezogen:

i) Kristalline Massive (Aar-Massiv, Tavetscher Zwischenmassiv, Gotthard-Massiv)

ii) Bündner-Schiefer

iii) Dichte-Anomalie in der Mittelkruste

zu i)

Grund für die Berücksichtigung dieser Möglichkeit lieferte eine Detailuntersuchung der Geschwindigkeit von Kompressionswellen in den obersten 5 km entlang eines refraktionsseismischen Profils im Aarmassiv (Brändli, 1981). Beim Vergleich dieser Geschwindigkeiten mit Werten, die entlang von weiteren refraktionsseismischen Profilen in den Alpen sowie in ausseralpinen Granit- und Gneisregionen gefunden wurden, stellte Brändli (1981) im Aar-Massiv eine um 0.2 bis 0.4 km/s erniedrigte Geschwindigkeit in den obersten 2 bis 3 km des Aar-Massivs fest. Aus der V_p /Dichte-Beziehung von Woollard (Fig.36) wird ein der Geschwindigkeitsdifferenz von 0.4 km/s entsprechender Dichtekontrast von maximal 0.15 g/cm^3 ermittelt. Mit diesen Werten kann eine Anomalie von 20 mgal, wie er in Fig.38 und Fig.39 beobachtet wird, kaum erklärt werden. Zum Vergleich sei an die Molasse-Sedimente erinnert, wo mit 4 km Mächtigkeit und einem Dichtekontrast von ca. 0.2 g/cm^3 eine Maximalanomalie von -24 mgal erreicht wird, obschon diese Sedimente direkt an der Oberfläche liegen. Ausserdem ist die Lage der Anomalie sehr schlecht mit der Lage des Aar-Massivs korreliert. Gegen Westen, wo das Kristallin an der Oberfläche erscheint, und das von Brändli (1981) untersuchte refraktionsseismische Profil liegt, nimmt die Anomalie ab.

Zudem hat Cagienard (1982) mit einer gravimetrischen Untersuchung an der Kontaktstelle zwischen Helvetikum und Aar-Massiv im Aare- und Reusstal keine gravimetrische Anomalie gefunden, die auf einen merklichen Dichtekontrast hindeuten würde.

zu ii)

Obwohl ebenfalls relativ schlecht mit der Lage der beobachteten Anomalie korrelierbar, wurde die Möglichkeit eines Beitrages der Bündner-Schiefer zur Schwereanomalie überprüft. Zu diesem Zweck wurden Dichten an Handstücken von Bündner Schieferen und von Ge-

Tabelle 13: Handstück-Dichten von Bündnerschiefer-Proben im Vergleich mit Proben aus dem Helvetikum

| Lokalität | Anzahl Proben | mittlere Dichte (g/cm ³) | Standardabweichung (g/cm ³) |
|-------------------------------------|---------------|---|--|
| Valser- tal | 3 | 2.73 | ± 0.02 |
| Safien- tal | 24 | 2.67 | ± 0.06 |
| Klusserie | 9 | 2.67 | ± 0.01 |
| | | | |
| Helvetikum (Perm bis Tertiär) | 46 | 2.69 | ± 0.09 |

steinen des Helvetikums bestimmt. Die Mittelwerte der Dichten sind in Tabelle 13 angegeben. Alle Gesteine wurden freundlicherweise vom Institut für Geologie der ETH Zürich zur Verfügung gestellt.

Auf Grund dieser Dichte-Werte besteht kein Anhaltspunkt für einen wesentlichen Beitrag der Bündner Schiefer zu der beobachteten Schwereanomalie.

Scheliga (1971) hat ausserdem mittels refraktionsseismischer Untersuchungen im Engadiner Fenster hohe Geschwindigkeiten von bis zu 6.2 km/s für die Bündnerschiefer erhalten.

zu iii)

Die letzte in Betracht gezogene Möglichkeit für die Ursache der beobachteten Schwereanomalie ist eine Dichteanomalie in der Mittelkruste, so wie sie auf Grund der oben beschriebenen niedrigen Geschwindigkeiten in der Mittelkruste in diesem Gebiet möglich erscheint. Obwohl diese Geschwindigkeitserniedrigung nur 0.1 bis 0.2 km/s beträgt, ist es bei einer Mächtigkeit der Mittelkruste von 10 bis 20 km möglich, mit dem entsprechenden Dichtekontrast von 0.03 bis 0.06 g/cm³ (Woollard 1975, Fig.37) eine Anomalie der erforderlichen Grössenordnung von 20 bis 30 mgal zu erzeugen. Es wurde deshalb in die Mittelkruste ein Störkörper eingebaut. Die Optimierung der Geometrie erfolgte nach Einbezug der Schwerewirkung der Mantel-Anomalie (s. folgendes Kapitel). Der optimale Querschnitt ist in Fig.40 dargestellt. Die Ausdehnung des Stör-

körpers quer zum Profil in Fig.40 entspricht im Westen etwa der 10 mgal-Kontur in Fig.39; im Osten wurde der Körper bis in eine Distanz von ca. 100 km von der Traverse parallel zum Streichen der Alpen weitergeführt, da die niedrigen Geschwindigkeiten ebenfalls so weit nach Osten verfolgt werden können (vgl. Fig.33)

6.4.5 Die Anomalie im nördlichen Apennin

Verschiedene, bereits erwähnte Indizien weisen darauf hin, dass die Anomalie im Apennin (Fig.38 und 39, Anomalie (c)) durch oberflächennahe Gesteine verursacht wird:

- Hinweis auf niedrige Dichten der Oberflächen-Gesteine (2.4 bis 2.6 g/cm³, Vecchia, 1952).
- Von den ligurischen Einheiten überfahrene Po-Sedimente reichen vermutlich noch weit unter den nördlichen Apennin (Pieri und Groppi, 1981).
- Die ligurischen Einheiten können auf den Reflexionsseismogrammen zum Teil von den Sedimenten der Po-Ebene nicht unterschieden werden, was auf eine ähnliche Lithologie hindeutet (Pieri und Groppi, 1981).
- Letz et al. (1978) geben sehr niedrige Geschwindigkeiten für die gesamte Kruste im nördlichen Apennin an.

Dies waren die Gründe, einen Körper in die Oberkruste einzubauen, der südlich an die Sedimente der Po-Ebene anschliesst und im Streichen des Apennins 100 km von der Traverse nach Osten und Westen reicht. Sein Querschnitt ist in Fig.40 eingezeichnet. Selbstverständlich kann ein solcher Körper nur ein sehr schematisches Bild der tatsächlichen Verhältnisse wiedergeben, wurde doch bereits in der geologischen Übersicht auf die komplizierte geologisch-tektonische Situation im nördlichen Apennin hingewiesen.

6.4.6 Definitives Krustenmodell

Die Dichten wurden nun für dieses verbesserte Krusten-Modell invertiert. Die gefundenen Dichtewerte sowie ein Profil der entsprechenden Residualanomalie sind in Fig.40 dargestellt. Die Residualanomalie zeigt noch immer einen langwelligen positiven Anteil der Anomalie (Fig.40), obwohl die Dichte des obersten Mantels mit 3.13 g/cm³ nur noch einem Dichtekontrast von 0.16 g/cm³ an der Moho entspricht. Die übrigen Krustendichten blieben unverändert. Die Anomalien (b) und (c), welche in Fig.38 und Fig.39

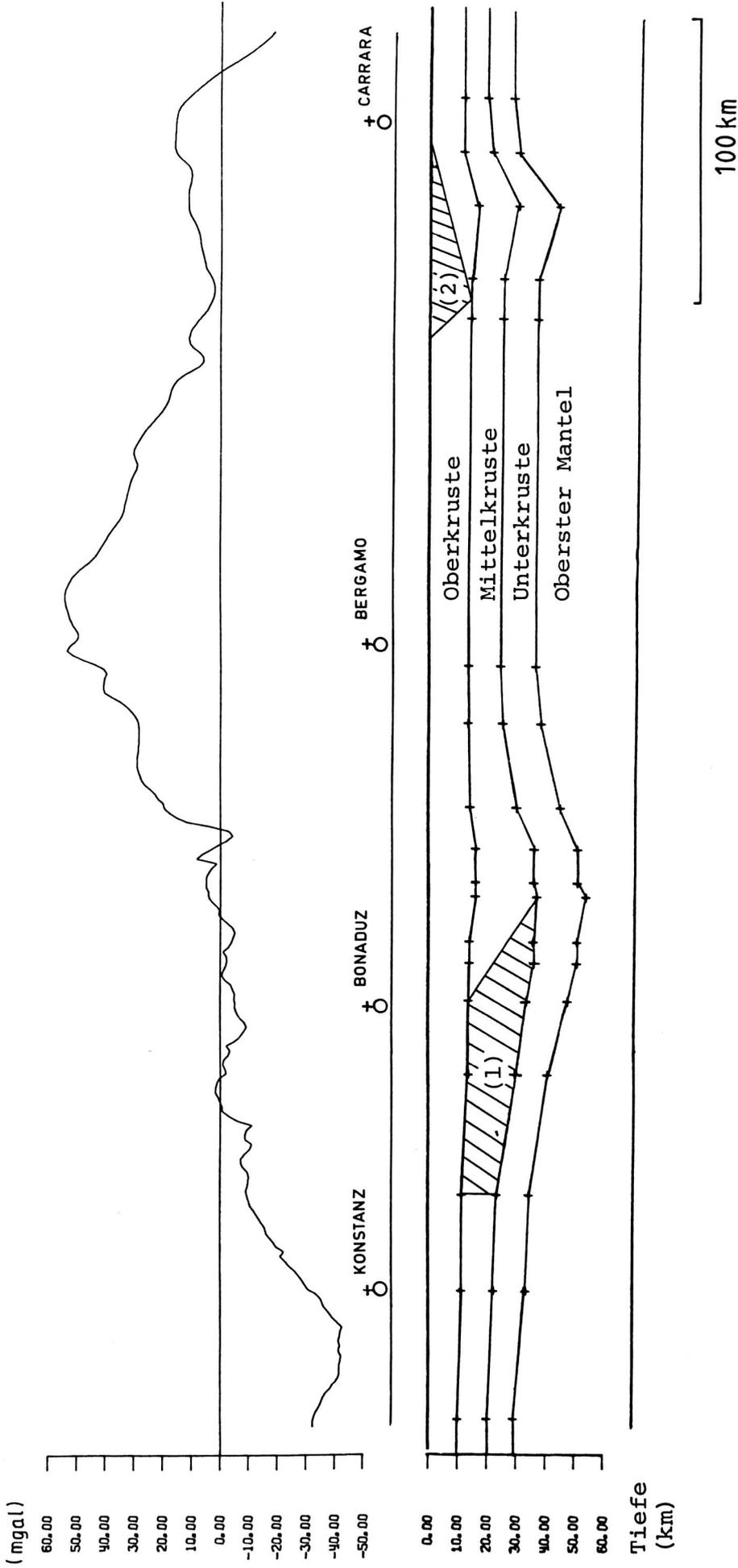


Fig. 40 Schnitt durch das 3-dimensionale Krustenmodell nach Einführung der Störkörper in der Mittelkruste unter dem nördlichen Alpenrand (1) und in der Oberkruste im Apennin (2) mit dem Profil der Residualanomalien nach Abzug der Schwerewirkung dieses Modells mit den Dichten :

| | | | |
|-----------------|--------------------------|------------------------------------|---------------------------|
| Oberkruste | : 2.73 g/cm ³ | Störkörper in der Mittelkruste (1) | : -0.10 g/cm ³ |
| Mittelkruste | : 2.87 g/cm ³ | Störkörper im Apennin (2) | : -0.15 g/cm ³ |
| Unterkruste | : 2.97 g/cm ³ | | |
| Oberster Mantel | : 3.13 g/cm ³ | | |

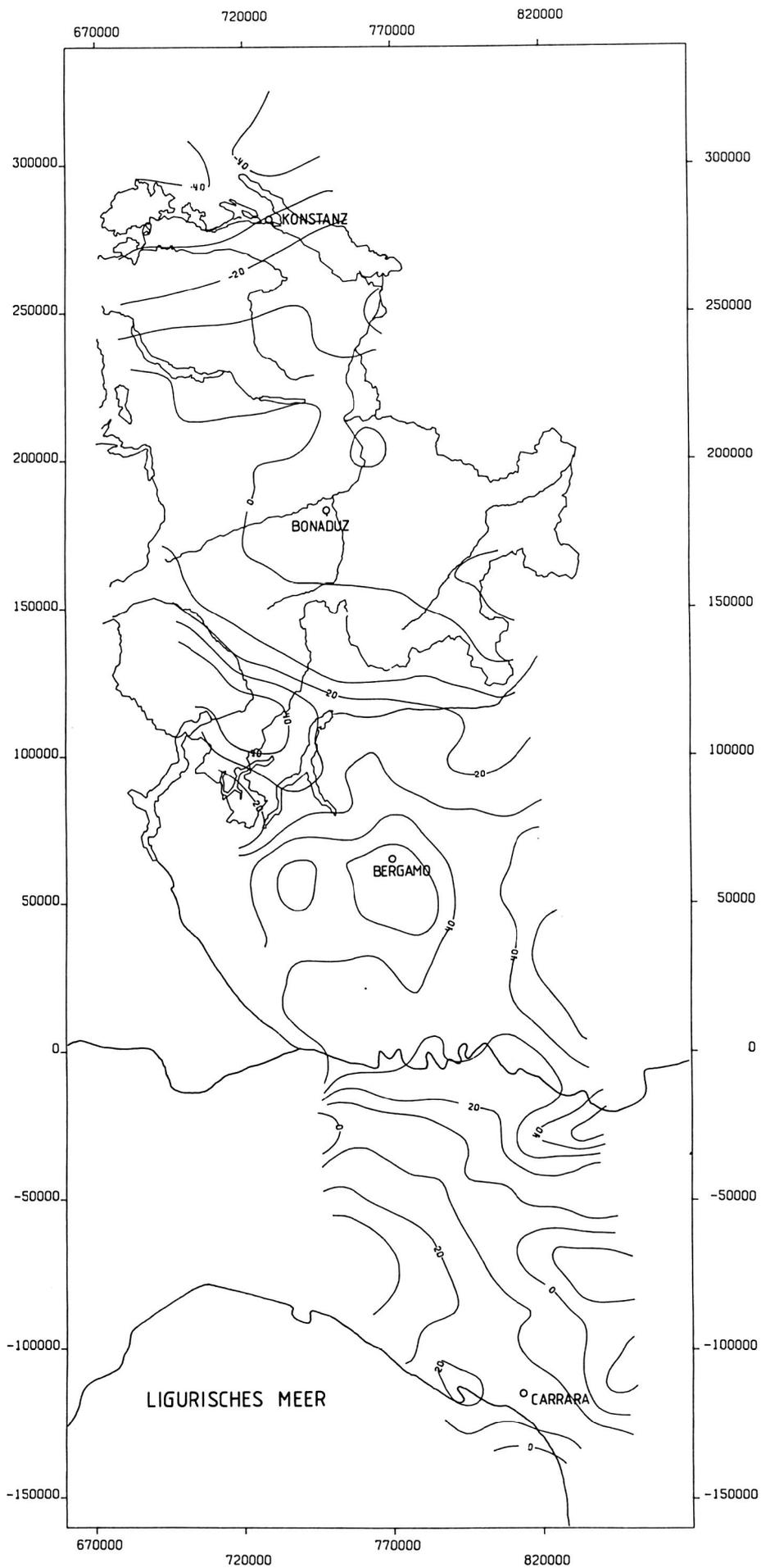


Fig.41
 Karte der
 Residualanomalien
 analog zu Fig.40
 (mgal)

sichtbar waren, sind weitgehend verschwunden, wie dies besonders deutlich in der Karte der Residualanomalien (Fig.41) zum Ausdruck kommt.

Mit grosser Wahrscheinlichkeit entspricht eine so geringe Dichte des obersten Mantels, bzw. ein so geringer Dichtekontrast an der Moho, wie er hier ermittelt wurde, nicht der Wirklichkeit. Gemäss der Vp/Dichte-Beziehung von Woollard (1975, s.Fig.37) entsprechen bei einem Druck von ca. 10 kbar Geschwindigkeiten um 8.0 km/s Dichten zwischen 3.2 und 3.4 g/cm³, bzw. ein Geschwindigkeitskontrast von 1.4 km/s, wie er seismisch zwischen der Unterkruste und dem obersten Mantel im vorliegenden Untersuchungsgebiet interpretiert wurde (vgl. Fig.33), einem Dichtekontrast von >0.4 g/cm³. Vp-Bestimmungen an Gesteinsproben aus der Ivrea-Zone (Fountain, 1976) unter erhöhtem Druck (bis 10 kbar) lieferten Vp-Werte um 8.0 km/s, in der Regel ebenfalls bei Gesteinsdichten über 3.25 g/cm³. Unberücksichtigt bleibt bei dieser Untersuchung von Fountain (1976), wie auch in der Vp/Dichte Beziehung von Woollard (1975) der Temperatureffekt. Neuere Untersuchungen von Kern und Richter (1981) an möglichen Mantelgesteinen zeigten jedoch, dass bei zunehmender Temperatur die Kompressionswellengeschwindigkeit abnimmt, während die Dichte praktisch gleich bleibt. Dies bedeutet, dass einer Geschwindigkeit von 8.0 km/s bei Temperaturen, wie sie im obersten Mantel herrschen, auch grössere Dichten als die oben angegebenen entsprechen könnten. Auch diese Untersuchungen wurden unter erhöhtem Druck (max. 6 kbar) durchgeführt.

Aus diesem Grunde wurde die Residualanomalie analog zu Fig.40 noch einmal berechnet, allerdings nachdem die Dichte des obersten Mantels im Modell manuell auf 3.27 g/cm³ gesetzt worden war. Dies entspricht einem Dichte-Kontrast von 0.3 g/cm³ an der Moho, wie er aus den erwähnten Gründen wahrscheinlicher erscheint.

Sehr schön wird jetzt in Fig.42 eine sich über nahezu 500 km erstreckende Residualanomalie mit einer positiven Amplitude von ca. 100 mgal sichtbar. Das Maximum der Anomalie liegt im Gebiet von Bergamo. Neben der Zunahme der Maximalamplitude gegenüber Fig.41, wurde die Kurve vor allem im Kanton Graubünden zwischen Bonaduz (Vorderrheintal) und Morbegno (Veltlin), d.h. im Gebiet der grössten Krustenmächtigkeit, erheblich geglättet, was ein deutlicher Hinweis dafür ist, dass die in Fig.41 angegebene Manteldichte (bzw. der Dichtekontrast an der Moho) zu tief angesetzt war. Gleichzeitig ist dies ein anschauliches Beispiel dafür, dass die Dichte-Inversion dann falsche Resultate liefert, wenn im Modell Strukturen vernachlässigt werden, die Anomalien erzeugen, welche räumlich und wellenlängenmässig nahe bei den Anomalien liegen, die vom Modell angepasst werden können. In gewissen Fällen kann dies durch eine vorgängige Feldseparation verhindert werden. Im vorliegenden Fall jedoch wird erst nach Abzug der Schwerewirkung eines seismisch gut belegten Modells die langwellige Anomalie ersichtlich, für die aus den Bouguer-Anomalien keine Anhaltspunkte vorlagen (vgl. Fig.15 und 31). Es wird nun klar, dass der nach Süden gerichtete positive Trend in den von Kissling (1980) berechneten Residualanomalien (Fig.6) den nördlichen Teil dieser

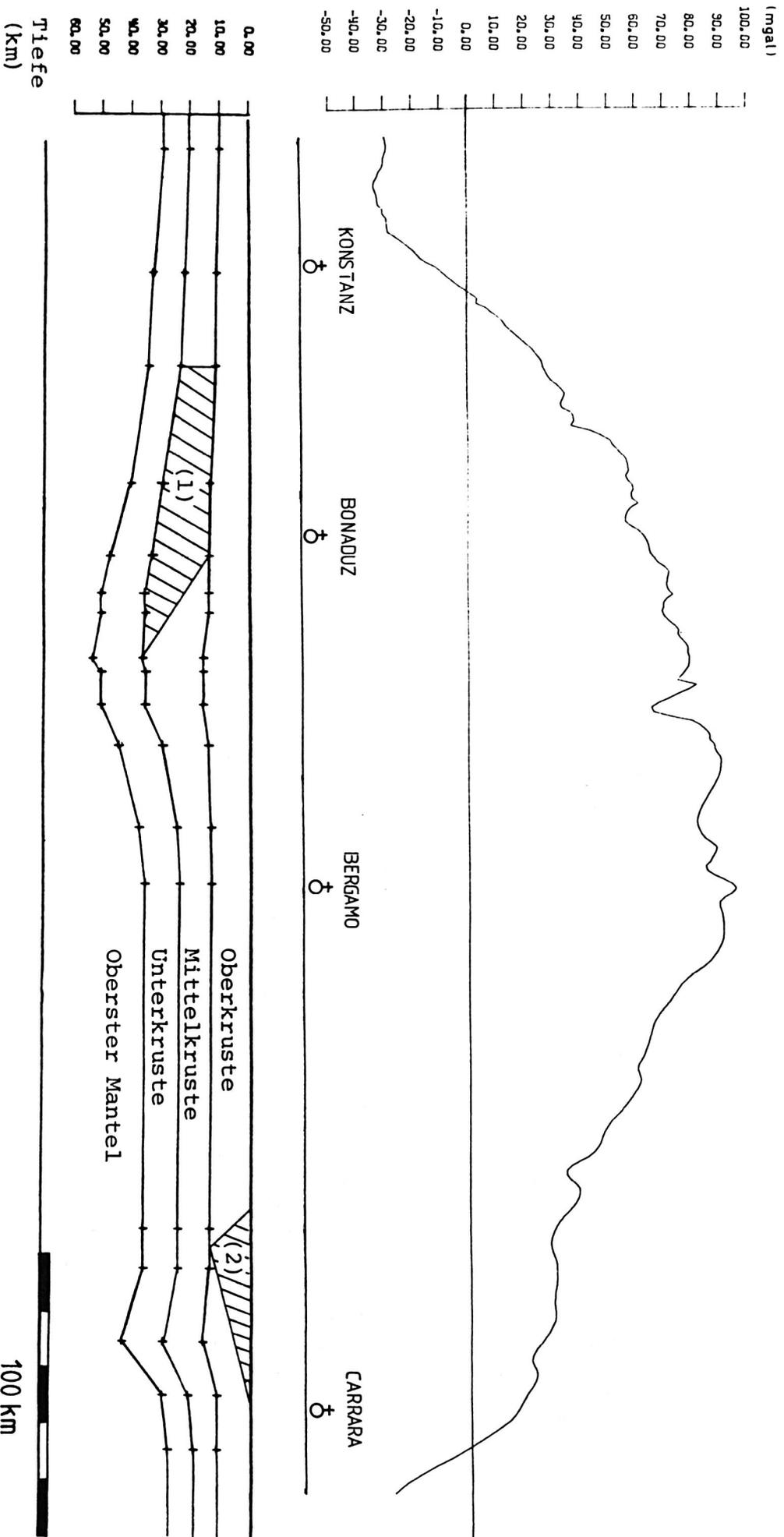


Fig. 42 Profil der Residualanomalie nach Abzug der Schwerwirkung des 3-dimensionalen Krustenmodells mit den Dichten :

| | | | |
|-----------------|--------------------------|------------------------------------|---------------------------|
| Oberkruste | : 2.73 g/cm ³ | Störkörper in der Mittelkruste (1) | : -0.10 g/cm ³ |
| Mittelkruste | : 2.87 g/cm ³ | Störkörper im Apennin (2) | : -0.15 g/cm ³ |
| Unterkruste | : 2.97 g/cm ³ | | |
| Oberster Mantel | : 3.27 g/cm ³ | | |

regionalen Residualanomalie darstellte. Bei gleichem Dichtekontrast an der Moho-Diskontinuität beträgt jedoch jetzt die Differenz der Residualanomalien zwischen Konstanz und dem Bergell ca. 90 mgal (Fig.42) gegenüber 50 mgal in Fig.6 (1-Schicht-Krusten-Modell). Der Grund hierfür liegt im Anteil der Schwereanomalie, welcher aus der Verdickung der Ober- und Mittelkruste resultiert, so wie sie in Fig.43 dargestellt ist. Eine Mächtigkeitzunahme dieser Krustenbereiche, wie sie unter den Alpen seismisch gut belegt ist (siehe Fig.33), kann einen erheblichen Anteil zur Gesamtanomalie beitragen, wenn zwischen Ober- und Mittel- bzw. Mittel- und Unterkruste Dichteunterschiede in der Grössenordnung von 0.1 g/cm^3 oder mehr vorliegen, wie sie den Vp-Werten entsprechen. Ein abschliessender Vergleich der invertierten Dichten mit den Vp-Werten wird jedoch erst durchgeführt, nachdem die Quelle der hier vorliegenden langwelligen Anomalie im Modell berücksichtigt ist.

Um diese Anomalie als Folge einer falsch angesetzten Moho-Tiefe zu erklären, müsste ein Fehler angenommen werden, der kontinuierlich von Norden und Süden her zunimmt und unter den Südalpen ein Maximum von ca. 10 km erreicht. Theoretisch ist als Ursache dieser Anomalie auch ein intrakrustaler Störkörper denkbar. Dazu wäre allerdings eine 10 km mächtige Schicht, zum Beispiel in der Unterkruste - mit einem Dichtekontrast von mehr als 0.2 g/cm^3 - nötig, bei einer Längserstreckung in Profilrichtung von über 100 km. Da diesem Dichtekontrast ein Geschwindigkeitskontrast $> 0.5 \text{ km/s}$ entspräche, kann diese Hypothese angesichts der vorliegenden Profilbelegung und Qualität der seismischen Daten von vornherein verworfen werden.

Aus analogen Überlegungen kann eine wesentliche Beeinflussung der positiven Residualanomalie (Fig.42) durch Modellfehler im schweizerischen Mittelland und der Po-Ebene ausgeschlossen werden. Trotzdem wird im folgenden das Modell im Hinblick auf diese beiden seismisch schlecht untersuchten Gebiete (vgl. Fig.36) diskutiert.

a) Schweizerisches Mittelland

Hier liegt zwischen dem refraktionsseismischen Profil 'HS-ES' bzw. 'ES-HS' und der Angabe der Krustenmächtigkeit südlich des Walensees, im Kanton Glarus, aus dem Lago-Bianco-Fächer keine seismische Information vor (vgl. Fig.33 und Fig.36). Es wurde deshalb parallel zum Streichen der Alpen zwischen dem Profil 'ES-W' (60 km östlich des Querschnitts in Fig. 36) und den Profilen 'SB-LB' bzw. 'LB-SB' (100 km westlich des Querschnitts in Fig.36) interpoliert. Änderungen der Krustenmächtigkeit im Modell haben gezeigt, dass lediglich 'lokale' Anomalien entstehen, die die Form und Maximalamplitude der grossräumigen Residualanomalie in Fig.42 nur unwesentlich verändern können, da nördlich und südlich davon die Struktur und Mächtigkeit der Kruste seismisch wieder

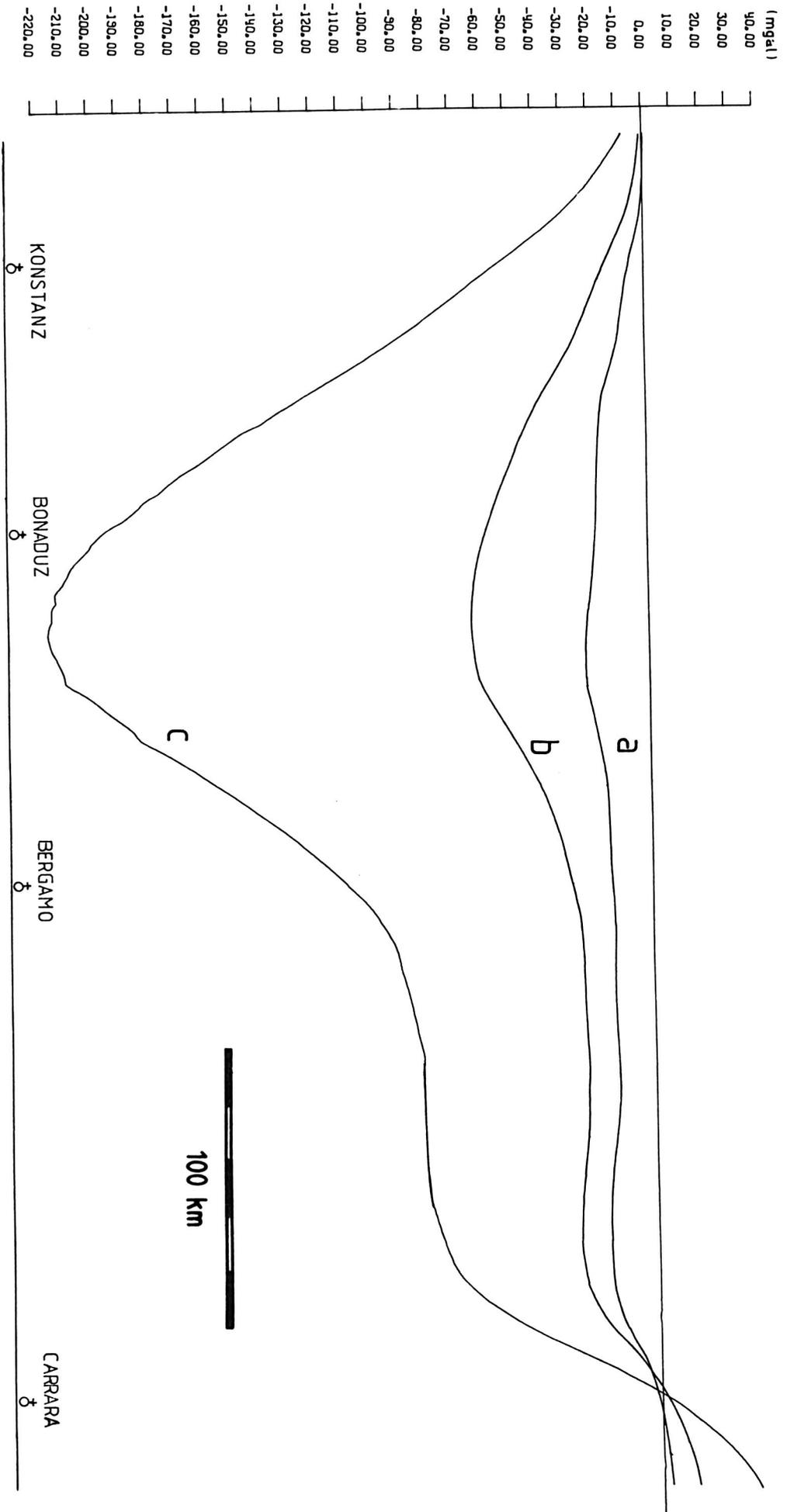


Fig. 43 Modellanomalie der Oberkruste (a), der Ober- und Mittelkruste (b) und des gesamten Modells (c) mit den Dichten :

| | | | |
|-----------------|---|------|-------------------|
| Oberkruste | : | 2.73 | g/cm ³ |
| Mittelkruste | : | 2.87 | g/cm ³ |
| Unterkruste | : | 2.97 | g/cm ³ |
| Oberster Mantel | : | 3.27 | g/cm ³ |

gut belegt ist. Der Verlauf der Moho-Diskontinuität unter dem schweizerischen Mittelland (Fig.40) erhielt man, indem das Modell optimiert wurde, bis keine lokalen Anomalien mehr auftraten. Dies liefert natürlich nur unter folgenden Annahmen ein richtiges Resultat:

- Fehlerfreiheit des Modells der Molasse-Sedimente
- Keine Abweichung der Krustenstruktur vom angenommenen 3-Schichten-Modell
- Keine lateralen Dichteanomalien in der Kruste
- Stetiger Verlauf der Moho-Diskontinuität, ohne Aufwölbungen oder Tiefenbrüche

Damit wird der Grundsatz angewandt, das einfachste mögliche Modell zu bevorzugen, welches mit den gravimetrischen Messdaten in Einklang steht. Selbstverständlich liesse sich mit einem komplizierteren Verlauf der Moho auch die Anomalie in der Mittelkruste (Fig.40 (1)) weiter nach Norden verlängern. Der Hauptteil dieser Anomalie bleibt davon allerdings unbeeinflusst, liegt er doch unter einem seismisch gut untersuchten Gebiet (nördlicher Teil des Kantons Graubünden).

b) Po-Ebene

Die einzige Information über die Krustenmächtigkeit unter der Po-Ebene lag bisher aus der Interpretation eines 1966 vermessenen refraktionsseismischen Profils vom Lac Negre in den Seealpen durch die westliche Po-Ebene vor, wie sie von Stein et al. (1978) publiziert wurde. Gute seismische Information ist in den Südalpen (Italian Explosion Seismology Group 1981, Deichmann 1984) sowie im nördlichen Apennin und im Ligurischen Meer (Letz et al. 1978) vorhanden. Dazwischen wurde der Verlauf der Moho-Diskontinuität unter analogen Annahmen wie im schweizerischen Mittelland mit Hilfe des gravimetrischen Modells optimiert und dabei ein Wert von 35 km Tiefe gefunden. Wegen der deutlich schlechteren Belegung mit seismischen Daten und der grösseren Unsicherheit der Schwerewirkung des Sediment-Modells der Po-Ebene verglichen mit dem schweizerischen Mittelland (Maximalwert -130 mgal gegenüber -24 mgal in der Molasse), muss auch eine grössere Unsicherheit in der gefundenen Krustenmächtigkeit in Kauf genommen werden. Bei einer Änderung der Moho-Tiefe um 5 km entsteht eine Anomalie von

30-40 mgal in der Residualschwere (Fig.42), die ohne weiteres im Bereich der oben erwähnten Unsicherheit in der Struktur und Dichte der Kruste sowie der Schwerewirkung des Sedimentmodells, - bei entsprechender Kombination dieser Effekte - liegt. Eine Mächtigkeit der Kruste in der Po-Ebene von 30 km oder mehr wirft jedoch grosse Probleme in Bezug auf die strukturellen und isostatischen Verhältnisse in diesem Gebiet auf, die folgendermassen zusammengefasst werden können:

- i) Es liegt eine mittlere Mächtigkeit der tertiären Sedimente in der zentralen Po-Ebene von ca. 7 km vor (Maximum ca. 15 km), mit einem mittleren Dichtekontrast von ungefähr -0.3 g/cm^3 gegenüber der Referenzdichte von 2.67 g/cm^3 .
- ii) Für Extensions- oder Schertektonik, wie dies bei anderen 'back-arc basins' im mediterranen Raum beobachtet wurde (Horvath und Berckhemer 1982), bestehen in der Po-Ebene keine Anzeichen. Sämtliche von Pieri und Groppi (1982) interpretierten Reflexionsprofile in Nord-Süd- und zum Teil auch in Ost-West-Richtung zeigen bis ins mittlere Pliozän deutliche Anzeichen einer intensiven Kompressionstektonik, die vorwiegend Nord-Süd gerichtet ist. Erst das obere Pliozän (d.h. seit 3 Ma) und das Quartär liegen ungestört über den tektonisch stark beanspruchten tieferen Schichten.
- iii) Bei Annahme eines rein isostatischen Gleichgewichts und eines Kompensationsniveaus in 32 km Tiefe mit einem Dichtekontrast von 0.5 g/cm^3 (analog zu Klingelé und Kissling (1982) für die Schweiz) kann abgeschätzt werden, dass diese Sedimentmächtigkeit durch eine um ca. 4 km verringerte Krustenmächtigkeit kompensiert werden müsste, also höchstens noch 28 km betragen könnte. In Wirklichkeit herrscht aber seit mindestens 65 Ma Senkungstendenz, mit Sedimentationsraten von 0.1 bis 0.5 mm/Jahr, die im Quartär sogar bis auf 1mm/Jahr ansteigen.

Als mögliche Ursachen für diese Subsidenz kommen in Frage:

- Subkrustale Erosion (Impregnation und Umwandlung der unteren Kruste durch aufsteigendes Mantelmaterial) und damit verbundene Verringerung der Krustenmächtigkeit, die jedoch die Frage nach der ursprünglichen Mächtigkeit und Dichte der Kruste impliziert, falls diese heute tatsächlich noch über 30 km mächtig ist. Subkrustale Erosion wurde bisher vorwiegend für Gebiete mit Extensionstektonik, wie Riftsysteme (Mueller 1977) oder 'back-arc basins' (Horvath und Berckhemer 1982), postuliert.

- Die von Spohn und Neugebauer (1978) diskutierte Umwandlung von gabbroiden Gesteinen der unteren Kruste in Eklogit (mit wesentlich höherer Dichte), verursacht durch die Druckzunahme infolge der sehr mächtigen abgelagerten Sedimente. Es müsste abgeklärt werden, inwiefern dieser Phasenübergang auch durch tektonisch bedingte Spannungen (siehe dazu ii) verursacht werden könnte.

- Eine Zunahme der Dichte in der mittleren und/oder unteren Kruste durch Abkühlung einer vormals warmen (eventuell bereits relativ dichten) Kruste. Stein et al. (1978) interpretierten tatsächlich eine relativ hohe mittlere Geschwindigkeit von 6.77 km/s in den untersten 20 km der Kruste unter der westlichen Po-Ebene.

- Präsenz einer positiven Dichteanomalie in der tieferen Lithosphäre unter den Alpen, die im Sinne der von Fleitout und Froidevaux (1982) berechneten Modelle der Spannungs- und Bewegungsfelder zu Subsidenz im Alpenvorland unter Kompression führt.

Die in Fig.42 dargestellte Residualanomalie wird jedoch durch die Unsicherheiten bezüglich der Struktur und Mächtigkeit der Kruste unter der Po-Ebene nicht wesentlich beeinflusst, da diese Unsicherheiten im Vergleich zur Ausdehnung der langwelligen Residualanomalie lediglich ein relativ kleinräumiges Gebiet betreffen. Dies wurde an Hand von numerischen Modellversuchen mit verschiedenen Mächtigkeiten der Kruste unter der Po-Ebene bestätigt.

Da auf Grund der oben beschriebenen Erwägungen und Modellversuche ausgeschlossen werden kann, dass sich die Ursache der in Fig.42 beobachteten Anomalie in der Kruste befindet, wird eine Störung im obersten Mantel nahegelegt. Es zeigt sich somit, dass es bei genügend guter Kenntnis der Struktur und Mächtigkeit der Kruste aus seismischen Untersuchungen möglich ist, mit Hilfe der Gravimetrie Information über den obersten Mantel, zu erhalten. Weil das beobachtete Schwerfeld eine integrale Funktion der vorhandenen Störmassen ist, wird - falls die Tiefenlage der Störung eingegrenzt werden kann - Information über deren Grösse und Ausdehnung gewonnen.

Für qualitative Abschätzungen kann bei genügender 2-Dimensionalität der Strukturen, wie dies zum Beispiel im Alpengebiet auf einem Profil quer zum Streichen weitgehend der Fall ist, auch mit einer 2-dimensionalen Modellrechnung gearbeitet werden. Um jedoch quantitative Aussagen machen zu können, ist es unumgänglich, 3-dimensionale Modelle zu berechnen. Das folgende Beispiel soll

dies illustrieren: Mit dem in Fig. 40 gezeigten Querschnitt wurde zu Beginn ein 2-dimensionales Modell gerechnet. Die Residualanomalie (analog zu Fig.42) wurde auch bei diesem Modell sichtbar, doch stimmte die Längserstreckung (370 km gegenüber 500 km mit dem 3-dimensionalen Modell) und die Amplitude (+50 mgal gegenüber +80 bis +100 mgal) nicht mit der Residualanomalie des 3-dimensionalen Modells in Fig.42 überein. Ebenfalls nicht gefunden wird bei einer 2-dimensionalen Interpretation die in Fig.42 sichtbare Asymmetrie und die Verschiebung der Maximalamplitude nach Süden, relativ zur grössten Krustenmächtigkeit unter den Alpen.

7 ANOMALIE IM OBERSTEN MANTEL UNTER DEN ALPEN

7.1 Geologische und geophysikalische Daten

Bereits Ampferer (1906) schlug vor, dass die Krustenverkürzung bei der Orogenese der Alpen mit einer Subduktions- oder Verschluckungszone verbunden sein müsse. Trümpy (1973) gibt für die Verkürzung der Kruste einen Minimalwert von 300 km an. Laubscher (1970, 1974a+b) sowie Laubscher und Bernoulli (1982) entwickelten ein Szenario für die Orogenese, die dieser Krustenverkürzung und der damit verbundenen Deckenüberschiebung über einige hundert Kilometer Rechnung trägt. Dabei wird eine ursprünglich nach Süden gerichtete Subduktionszone, die seit der oberen Kreide aktiv war, nach der kompletten Subduktion des südpenninischen Ozeans und der anschliessenden Kontinent-Kontinent-Kollision in eine mehr oder weniger senkrecht nach unten gerichtete Verschluckungszone umgewandelt. Die Tatsache, dass im heute sichtbaren Alpengebäude mit wenigen Ausnahmen (z.B. Ivrea-Zone) nur Material der obersten Kruste zu finden ist, könnte damit erklärt werden, dass die gesamte übrige Lithosphäre nach unten auswich. Zudem sind die penninischen Ophiolithe, die unter hohem Druck und niedriger Temperatur metamorphisiert wurden, ebenfalls ein Anzeichen für eine ehemals nach Süden gerichtete Subduktion. Selbstverständlich darf dies nur als eine Arbeitshypothese aufgefasst werden. Es bleibt die Aufgabe der Geodynamik, die Möglichkeit solcher Vorgänge am Modell zu testen. Bedingung ist allerdings, dass ausreichende Kenntnisse über den heutigen Zustand des Lithosphären-Asthenosphären-Systems aus geophysikalischen Untersuchungen vorliegen, die für die geodynamischen Modelle als Randbedingungen dienen können.

Geophysikalische Anhaltspunkte für einen gestörten obersten Mantel wurden aus verschiedenen Untersuchungen geliefert. Dispersionsanalysen an Oberflächenwellen von Sprecher (1976) sowie von Mueller und Sprecher (1978) liessen auf Grund relativ hoher Vs-Werte bis in eine Tiefe von über 130 km eine Mächtigkeitzunahme der Lithosphäre unter den Alpen vermuten, die Schenk (1980) mit einer analogen Untersuchung entlang des Alpenlängsprofils sogar noch ausgeprägter bestätigte, war doch bei den vorliegenden Beobachtungsdaten die Einführung eines Asthenosphären-Kanals mit erniedrigten Vs-Werten bis in eine Tiefe von 200 km kaum möglich. Die Übergangszone von der afrikanischen zur eurasischen Lithosphären-Platte erstreckt sich in Form des sogenannten adriatischen Sporns (Channell und Horvath, 1976; Channell et al. 1979) bis in den Alpenbereich. Speziell auf diese Übergangszone ausgerichtet war eine regionalisierte Dispersionsanalyse an seismischen Oberflächenwellen von Panza und Mueller (1978). Die Resultate, illustriert an einem Schnitt von Basel bis südöstlich von Mailand, sind exemplarisch in Fig.44a+b dargestellt. Fig.45 enthält eine Karte der Mächtigkeit der Lithosphäre zusam-

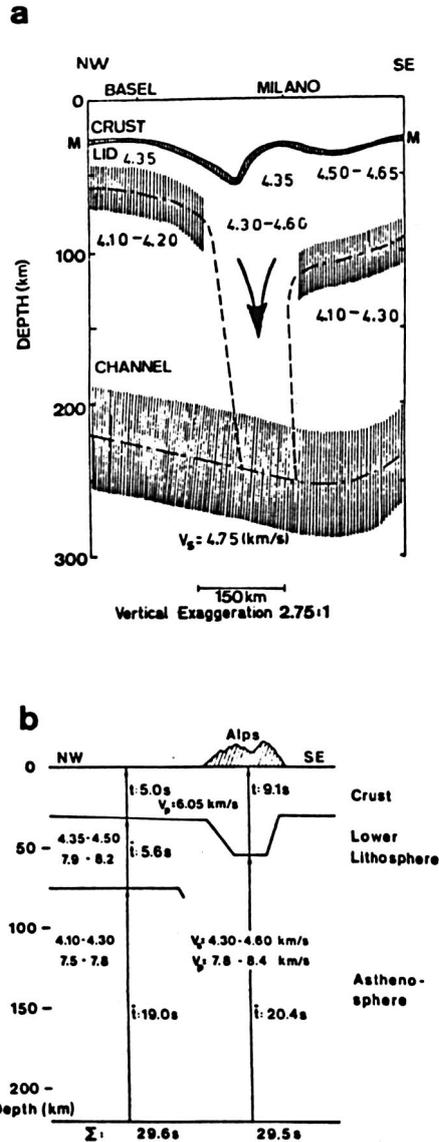


Fig. 44 a) Schnitt durch das Lithosphären-Asthenosphären-System unter der Schweizerischen Geotransverse, abgeleitet aus der regionalisierten Dispersionsanalyse von seismischen Oberflächenwellen im Alpengebiet (nach Panza und Mueller, 1978) mit Krusten-Mantel-Grenze (M), Lithosphären-Asthenosphären-Grenze, der unteren Begrenzung der Asthenosphäre, sowie der S-Wellen-Geschwindigkeiten (km/s). Die senkrechte Schraffur gibt die Unsicherheit in der Tiefenlage an.

b) Schematisierter NW-SE-Querschnitt durch die Zentralalpen (nach Panza und Mueller, 1978) mit P-Wellen-Einweglaufzeiten nach Baer (1979) unter der Annahme von $V_p/V_s = 1.82$ nach Sprecher (1976).

men mit den Scherwellen-Geschwindigkeiten der unteren Lithosphäre und der Asthenosphäre, so wie sie von den Autoren Panza et al. (1980) auf Grund der Resultate von regionalisierten Dispersionsanalysen kartiert wurden (vgl. dazu auch Mueller und Lowrie, 1980). Auch diese Resultate sprechen für eine relativ abrupte Mächtigkeitzunahme der Lithosphäre unter den Zentral- und Ostalpen auf Kosten des darunter liegenden Asthenosphären-Kanals mit erniedrigten Scherwellen-Geschwindigkeiten. Über die Untergrenze dieses Kanals mit erniedrigten Vs-Werten in der Asthenosphäre herrscht noch eine ziemliche Unsicherheit, die in Fig.44a durch die Höhe der Schraffur angedeutet ist.

Dass diese als Mächtigkeitzunahme der Lithosphäre interpretierte Zunahme der Scherwellengeschwindigkeiten im Tiefenbereich zwischen 60 und 150 km auch mit einer Zunahme der Kompressionswellen-Geschwindigkeiten verbunden sein dürfte, folgt aus den Registrierungen auf dem refraktionsseismischen Alpenlängsprofil bis in Distanzen von 600 km (Miller et al., 1978, 1982). Diese Autoren zeigten, dass unter dem Zentralteil der Alpen (Schusspunkt B bis D des Alpenlängsprofils) zwischen 60 und mindestens 100 km Tiefe ein Körper mit Vp-Werten um 8.5 km/s zu existieren scheint, gegenüber 8.0 km/s im gleichen Tiefenbereich westlich des Schusspunktes B bzw. östlich des Schusspunktes D. Eine mit diesem Resultat übereinstimmende Beobachtung stammt von Baer (1979, 1980), der infolge fehlender Laufzeit-Residuen teleseismischer Ereignisse, wie sie bedingt durch die ausgeprägte Alpenkrustenwurzel auftreten müssten, auf einen Störkörper im obersten Mantel schloss, welcher den Effekt der Mächtigkeitzunahme der Kruste unter den Alpen zu kompensieren scheint. Dieser Autor stellte fest, dass die Brutto-Laufzeiten mit dem in Fig.44b dargestellten Modell von Panza und Mueller (1979) befriedigt werden könnten. Alle diese Beobachtungen führten Panza et al. (1980a+b, 1983) und Mueller (1982) dazu, unter den Alpen eine Verschluckung von Lithosphärenmaterial anzunehmen, wie sie von Laubscher (1974a+b) schon früher postuliert worden war. Ein kinematisches Modell, das diese geophysikalischen Beobachtungen weitgehend erklären könnte, wurde von Werner und Kissling (1981) bzw. von Kissling et al. (1983) vorgestellt. Ausgehend von den geologischen und petrographischen Angaben bezüglich Krustenverkürzung und Hebungsgeschichte in den Alpen wurde mit einem 2-dimensionalen Modell die mögliche Temperaturanomalie berechnet, die heute noch unter den Alpen auf Grund der Subduktion bzw. Verschluckung von kühlerem Lithosphärenmaterial vorhanden sein müsste. Die gefundene Temperaturanomalie von $-450\text{ }^{\circ}\text{C}$ wäre bei Annahme eines thermischen Volumenausdehnungskoeffizienten von $3.0 \cdot 10^{-5}\text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ und einer Dichte des Mantelmaterials von 3.5 g/cm^3 , wie sie von Kissling et al. (1983) angenommen wurde, in der Lage eine Schwereanomalie von 50 mgal zu erzeugen und ergibt, - im Vergleich mit den Residualanomalien der Schweizerischen Geotraverse von Basel nach Chiasso nach Abzug der Schwerewirkung eines 2-dimensionalen Krustenmodells mit einem Dichtekontrast von 0.5 g/cm^3 an der Moho-Diskontinuität - eine relativ gute Übereinstimmung (Kissling et al. 1983).

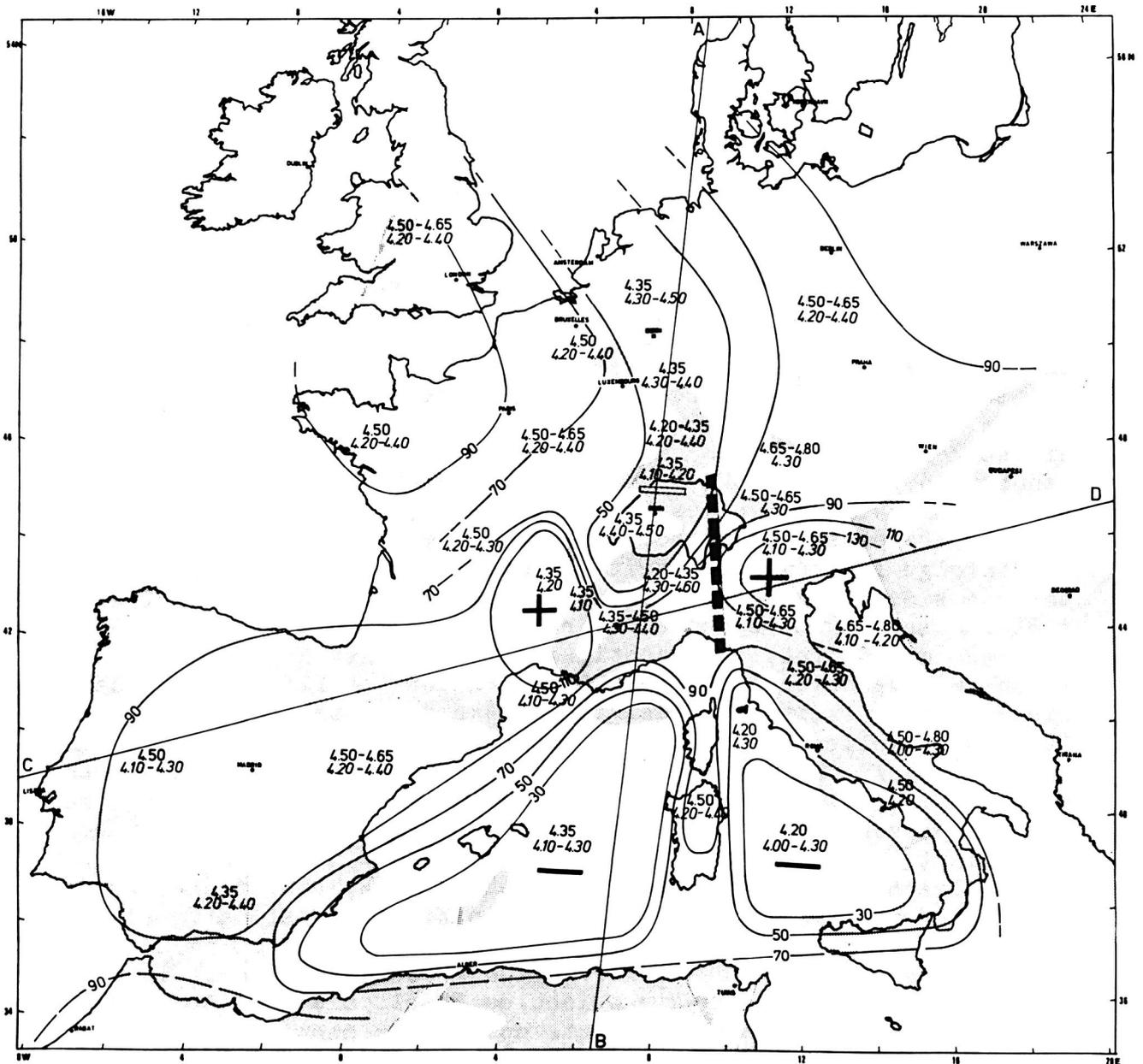


Fig. 45 Karte der Lithosphärenmächtigkeit im westlichen Mittelmeerraum, sowie in West- und Mitteleuropa (nach Panza et al., 1980a+b). Die Zahlenpaare geben die Scherwellengeschwindigkeiten (V_s in km/s) in der unteren Lithosphäre (obere Zeile) und der Asthenosphäre (untere Zeile) an, mit eingezeichneter Profillinie der vorliegenden Arbeit.

7.2 Gravimetrisches Modell der Anomalie im obersten Erdmantel

Die Asymmetrie der grossräumigen Residualanomalie, wie sie in Fig.42 sichtbar geworden ist, macht es wahrscheinlich, dass der nördliche Teil des Untersuchungsgebietes schweremässig noch unter dem Einfluss der thermischen Anomalie unter dem Rheingraben steht, wie sie von Werner und Kahle (1980) und Kahle und Werner (1980) modelliert wurde. Danach sollte diese Störung am Nordende des Profils (Fig.42), 120 km von der Achse des südlichen Rheingrabens entfernt, noch einen Schwereeffekt von -40 mgal verursachen, um die von Kahle und Werner (1980) berechnete Residualanomalie, die nach Abzug der Schwerewirkung der Kruste und der Sedimente verbleibt, zu erklären. Dieser Betrag ist auch mit der in Fig.42 beobachteten Asymmetrie in guter Übereinstimmung, wobei er bei höherem Dichtekontrast an der Moho-Diskontinuität (0.4 bzw. 0.5 g/cm³) noch etwas grösser sein könnte (50 bis 60 mgal). Es wurde deshalb für den obersten Mantel unter dem südlichen Rheingraben ein Modell bestehend aus 7 sich einschliessenden Körpern angenommen, die im Querschnitt (Fig. 47) mit der von Kahle und Werner (1980) modellierten Temperaturanomalie übereinstimmt (jeder Körper entspricht einer Zunahme der Temperatur um 50 °C). Die Nord-Süd-Ausdehnung des Modells wurde auf den südlichen Rheingraben beschränkt (Fig.46). Es ist jedoch durchaus denkbar, dass sich die mit der Rheingraben-Störung verbundene Mantelanomalie noch weiter nach Südwesten bis in die Westschweiz fortsetzt (vgl. Fig.45), doch soll mit dem vorliegenden Modell (Fig.46 und 47) nur demjenigen Teil Rechnung getragen werden, der sich schweremässig im vorliegenden Untersuchungsgebiet am stärksten auswirkt. Zusätzlich wurde angenommen, dass der Dichtekontrast jedes Körpers gegenüber dem umgebenden Material für alle 7 Körper konstant sei. So musste bei der Dichteinversion nur nach einem Wert für das ganze Modell gesucht werden, was in Anbetracht der Entfernung des Untersuchungsgebietes vom Störkörper gerechtfertigt erscheint. Der gesamte Dichtekontrast des innersten Körpers, beispielsweise, ist somit gleich dem 7-fachen Wert des gefundenen Dichtekontrastes. Die Mantelstörung unter dem südlichen Rheingraben bildet nicht Gegenstand der vorliegenden Untersuchung. Es soll lediglich sichergestellt werden, dass die Schwerewirkung der Rheingrabenstörung genügend gut berücksichtigt wird, damit das Resultat der Mantelstörung unter den Alpen dadurch nicht beeinflusst wird. Die Richtigkeit der Geometrie des Modells unter dem südlichen Rheingraben hat deshalb untergeordnete Bedeutung für diese Zielsetzung.

Grundlage für die Form der Modell-Störkörper im obersten Mantel unter den Alpen bildete die Temperaturanomalie aus einem kinematischen Modell von Werner (1983, mündl. Mitt.). Dieses Modell stellt eine verbesserte Version des von Werner und Kissling (1981) und Kissling et al. (1983) publizierten Modells dar, wurde doch ein kontinuierliches Bewegungsfeld verwendet und die erzeugte Reibungswärme berücksichtigt. Die daraus resultierende maximale Temperaturanomalie ist betragsmässig rund 10% grösser (-500

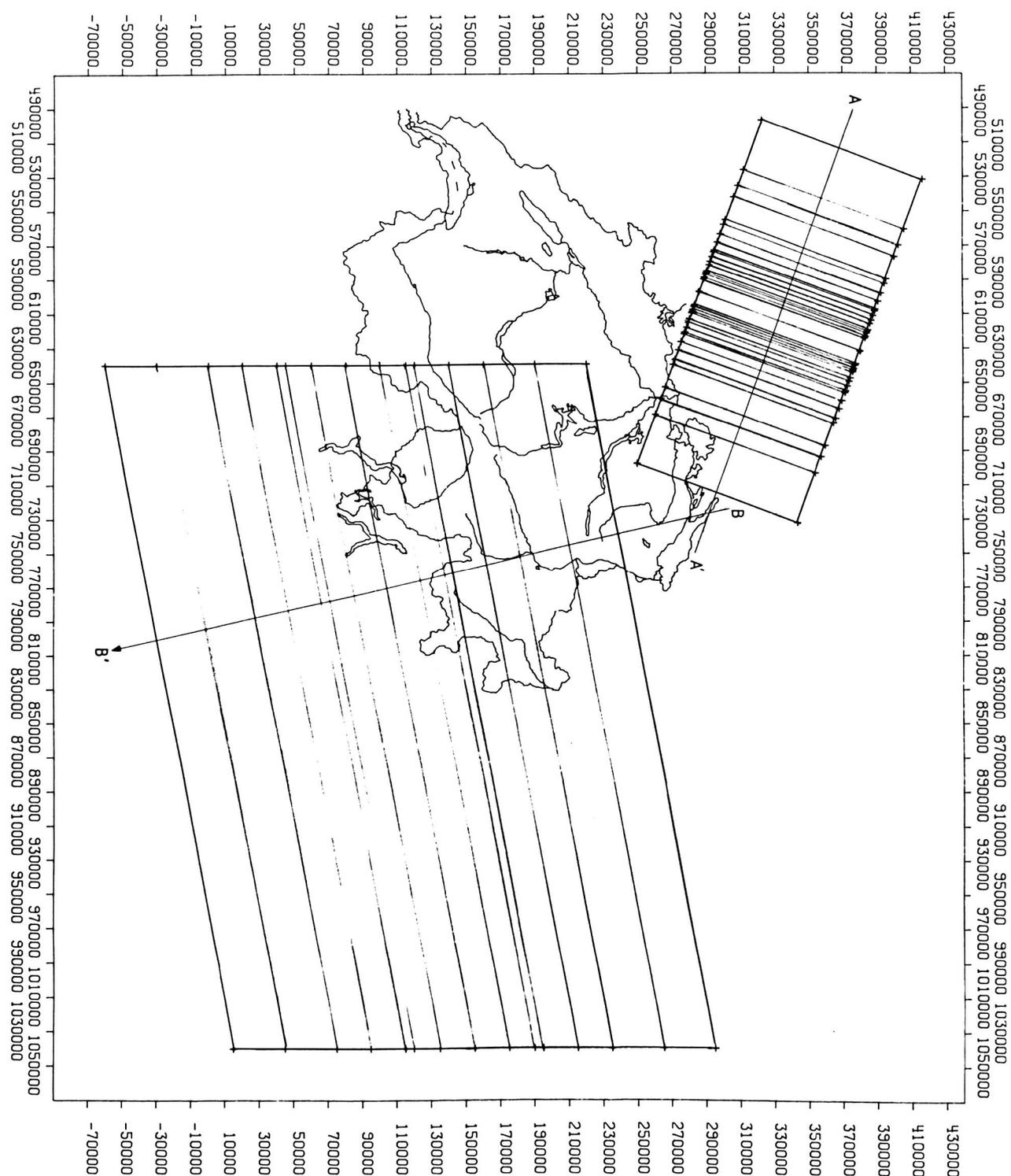


Fig.46

Modelle der Störkörper im obersten Mantel unter dem südlichen Rheingraben und unter den Alpen.
 A-A': Querschnitt in Fig.47
 B-B': Querschnitt in Fig.48
 Die Schraffur entspricht der Oberflächenprojektion der Eckpunkte in den Querschnitten.

A'

A

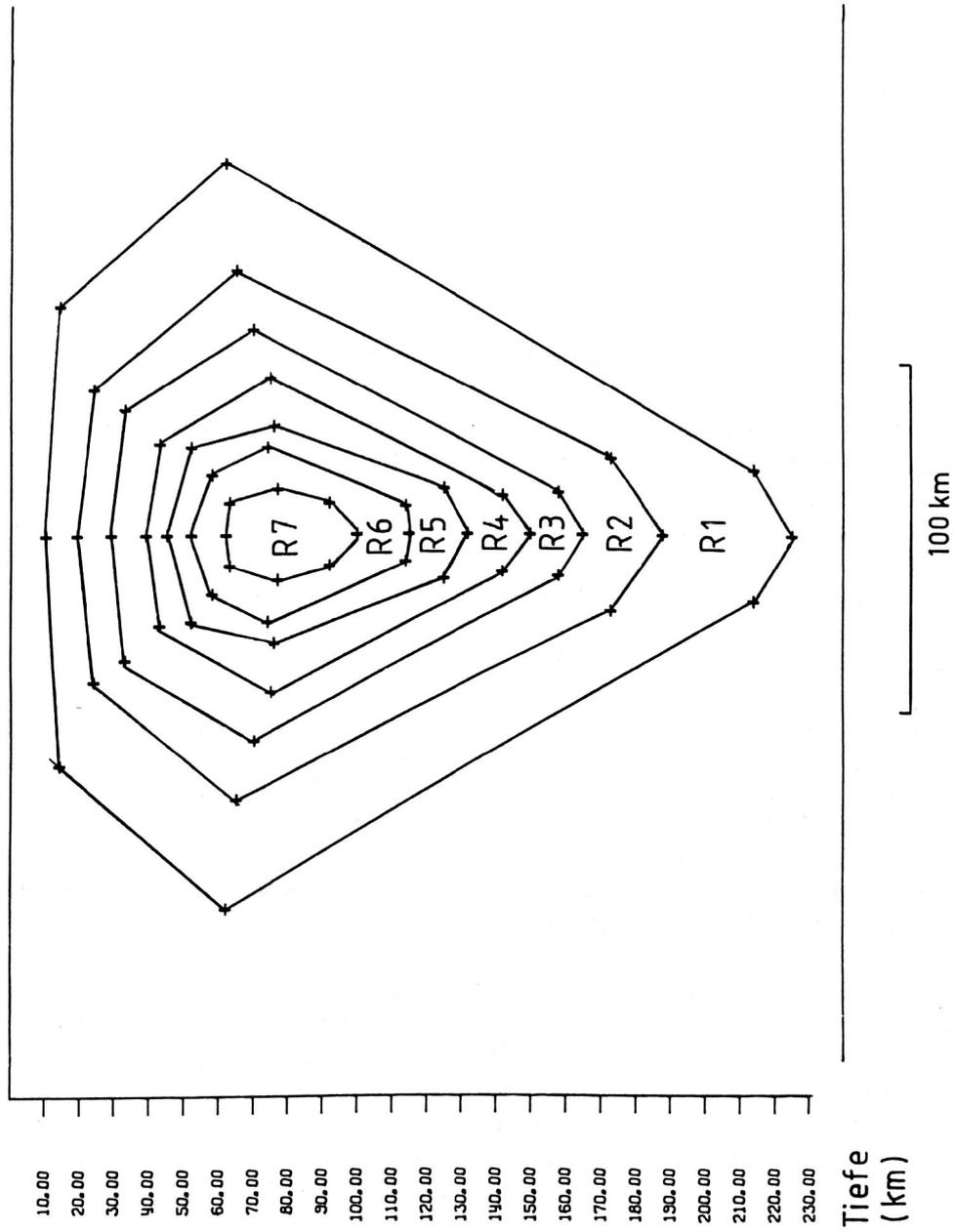


Fig. 47 Querschnitt durch das Modell der Mantelstörung unter dem südlichen Rheingraben (Profil A-A' in Fig. 46). Die Form der Körper R1 bis R7 entspricht den Isanomalien der Temperaturanomalie von Kahle und Werner (1980). R1=+50 °C, R2=+100 °C, ..., R7=+350 °C.

statt $-450\text{ }^{\circ}\text{C}$) als im Fall der oben erwähnten Autoren. Für das Modell wurden analog den beschriebenen Störkörpern unter dem Rheingraben fünf ineinander geschachtelte Körper (Fig.48, M1 bis M5) angenommen, wobei jeder Körper einer Abnahme der Temperaturanomalie um $100\text{ }^{\circ}\text{C}$ entspricht. Hier ist es gerechtfertigt, den Dichtekontrast jedes Körpers einzeln zu invertieren, um eine allfällige nicht-konstante Dichtezunahme zu erfassen. Die Lage des Körpers ist aus Fig.46 und 48 ersichtlich. Sie wurde auf Grund der Maximalamplitude der Residualanomalie in Fig.42 und unter Annahme einer Streichrichtung parallel zu den Alpen festgelegt. Die Ausdehnung nach Osten wurde in Anlehnung an die Resultate von Panza et al. (1980a+b, vgl. Fig.45) grösser gewählt als diejenige nach Westen, wobei diese Tatsache für die vorliegende Untersuchung wegen der beschränkten Breite des Untersuchungsgebietes nur von untergeordneter Bedeutung ist. Als Startwerte der Dichtekontraste für die Mantelanomalie unter den Alpen wurden Werte verwendet, die einem thermischen Volumenausdehnungskoeffizienten $\alpha = 3.0 \cdot 10^{-5}\text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ und einer Dichte des Mantelmaterials $\rho_0 = 3.5\text{ g/cm}^3$ entsprechen. Der Dichtekontrast, der einer Temperaturzunahme von $100\text{ }^{\circ}\text{C}$ entspricht wird damit

$$\Delta \rho = \alpha \cdot \rho_0 \cdot \Delta T = 0.011\text{ g/cm}^3.$$

Als Startwerte der Dichten des Krustenmodells wurden dieselben Werte wie im vorhergehenden Kapitel eingesetzt. Für die Inversion der Dichte wurden sämtliche in Fig.11 und die innerhalb des Untersuchungsgebietes liegenden Stationen der Schwerekarte von Italien (Ballarin et al., 1972) in Fig.25 verwendet. Bei der Inversion der Dichten stellte man fest, dass eine starke Abhängigkeit des Resultats, insbesondere der Dichtekontraste der Mantelstörung unter den Alpen, vom Startwert der Manteldichte vorlag. In Tabelle 14 sind deshalb die fünf Dichteverteilungen dargestellt, die mit fünf verschiedenen Startwerten der Manteldichte gefunden wurden.

Sämtliche in Tabelle 14 enthaltenen Zahlen in Klammern wurden aus den mittels der Dichteinversion erhaltenen Werten berechnet und dargestellt, um die Übersichtlichkeit der Tabelle 14 zu verbessern. Ein Vergleich der Residualanomalien in Fig. 49,50,51,52 und 53, die den Dichteverteilungen A,B,C,D und E in Tabelle 14 entsprechen, zeigt, dass grundsätzlich mit jeder Dichteverteilung, entsprechend den Dichtekontrasten an der Moho zwischen 0.25 und 0.5 g/cm^3 , eine gute Anpassung erreicht wird. Die notwendigen Korrekturen der Mächtigkeit der Referenzkruste sind sehr gering (maximal 0.5 km). Die angenommene Mächtigkeit der Referenzkruste von 30 km ist offenbar mit den Daten verträglich, d.h. bei Abwesenheit der hier modellierten Mantelstörungen würde mit einer 3-Schichten-Kruste (10 km mächtige Ober- und Mittelkruste; Mächtigkeit der Unterkruste : 10 km + die berechnete Korrektur) und der entsprechenden Dichteverteilung aus Tabelle 14 eine Bouguer-An-

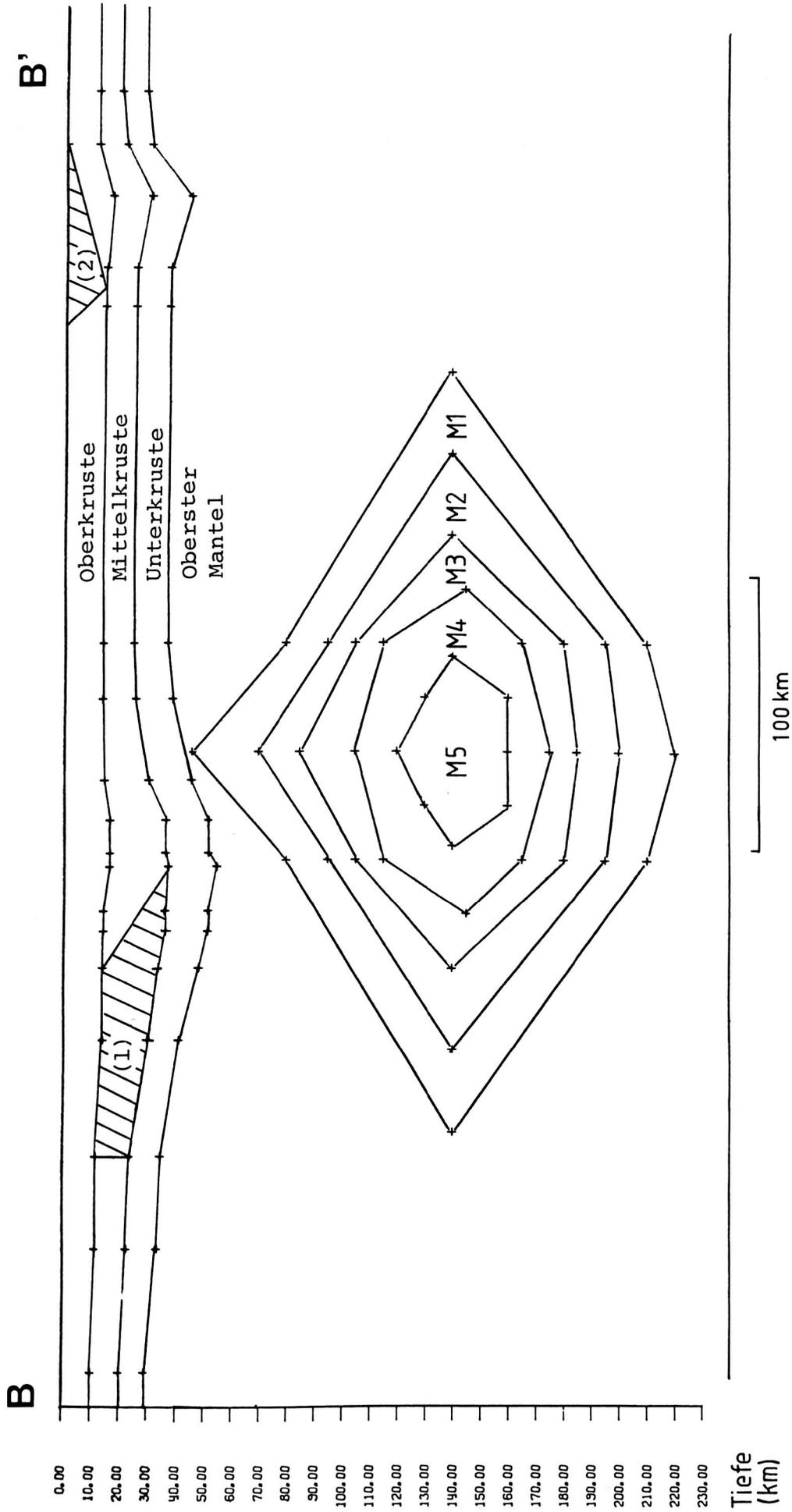


Fig. 48 Querschnitt durch das Modell der Mantelstörung unter den Zentralalpen (Profil B-B' in Fig.46). Die Form der Körper M1 bis M5 entspricht den Isanomalien -100°C bis -500°C der Temperaturanomalie aus dem kinematischen Modell von Werner (1983, mündl. Mitt.), dargestellt zusammen mit dem Querschnitt durch das Krustenmodell.

Tabelle 14 : Resultate der Dichteinversion für das Krusten-Mantel-Modell

| | Suchbereich der Dichte (g/cm ³) | Startwert der Dichte (g/cm ³) | Resultate der Dichteverteilung, wie sie für die folgenden Startwerte der Dichte des obersten Mantels gefunden werden (g/cm ³) | | | | | |
|---|---|---|---|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| | | | 3.2 | 3.3 | 3.4 | 3.5 | 3.6 | |
| | | | A | B | C | D | E | |
| Oberkruste | fest | 2.73 | 2.730 | 2.730 | 2.730 | 2.730 | 2.730 | |
| Mittelkruste | ±0.05 | 2.85 | 2.842 | 2.860 | 2.877 | 2.895 | 2.913 | |
| Unterkruste | ±0.05 | 2.95 | 2.954 | 2.957 | 2.960 | 2.964 | 2.967 | |
| Entsprechender Dichtekontrast an der Moho | ----- | ----- | (0.241) | (0.307) | (0.374) | (0.440) | (0.507) | |
| Oberster Mantel | ±0.05 | variabel (siehe | 3.195 | 3.264 | 3.334 | 3.404 | 3.474 | |
| Anomalie in der Mittelkruste Fig.40, (1) | ±0.05 | -0.08 | -0.091 | -0.073 | -0.055 | -0.036 | -0.018 | |
| Anomalie im Apennin Fig.40, (2) | ±0.05 | -0.15 | -0.150 | -0.151 | -0.152 | -0.153 | -0.154 | |
| Rheingraben | ±0.02 | -0.015 | -0.027 | -0.029 | -0.031 | -0.033 | -0.035 | |
| Mantelstörung unter den Alpen, in Klammern ist die Summe der Dichtezunahmen angegeben | M1 | ±0.02 | 0.011 | 0.019 | 0.027 | 0.035 | 0.042 | 0.050 |
| | M2 | ±0.02 | 0.011 (0.022) | 0.016 (0.035) | 0.021 (0.048) | 0.026 (0.061) | 0.032 (0.074) | 0.037 (0.087) |
| | M3 | ±0.02 | 0.011 (0.033) | 0.014 (0.049) | 0.018 (0.066) | 0.021 (0.082) | 0.024 (0.098) | 0.028 (0.115) |
| | M4 | ±0.02 | 0.011 (0.044) | 0.013 (0.062) | 0.015 (0.081) | 0.017 (0.099) | 0.019 (0.117) | 0.021 (0.136) |
| | M5 | ±0.02 | 0.011 (0.055) | 0.012 (0.074) | 0.012 (0.093) | 0.013 (0.112) | 0.013 (0.130) | 0.014 (0.150) |
| Korrektur der Mächtigkeit der Referenzkruste (km) bzgl. 30 km | ±3.0 | 0.0 | -0.33 | 0.01 | 0.22 | 0.37 | 0.49 | |

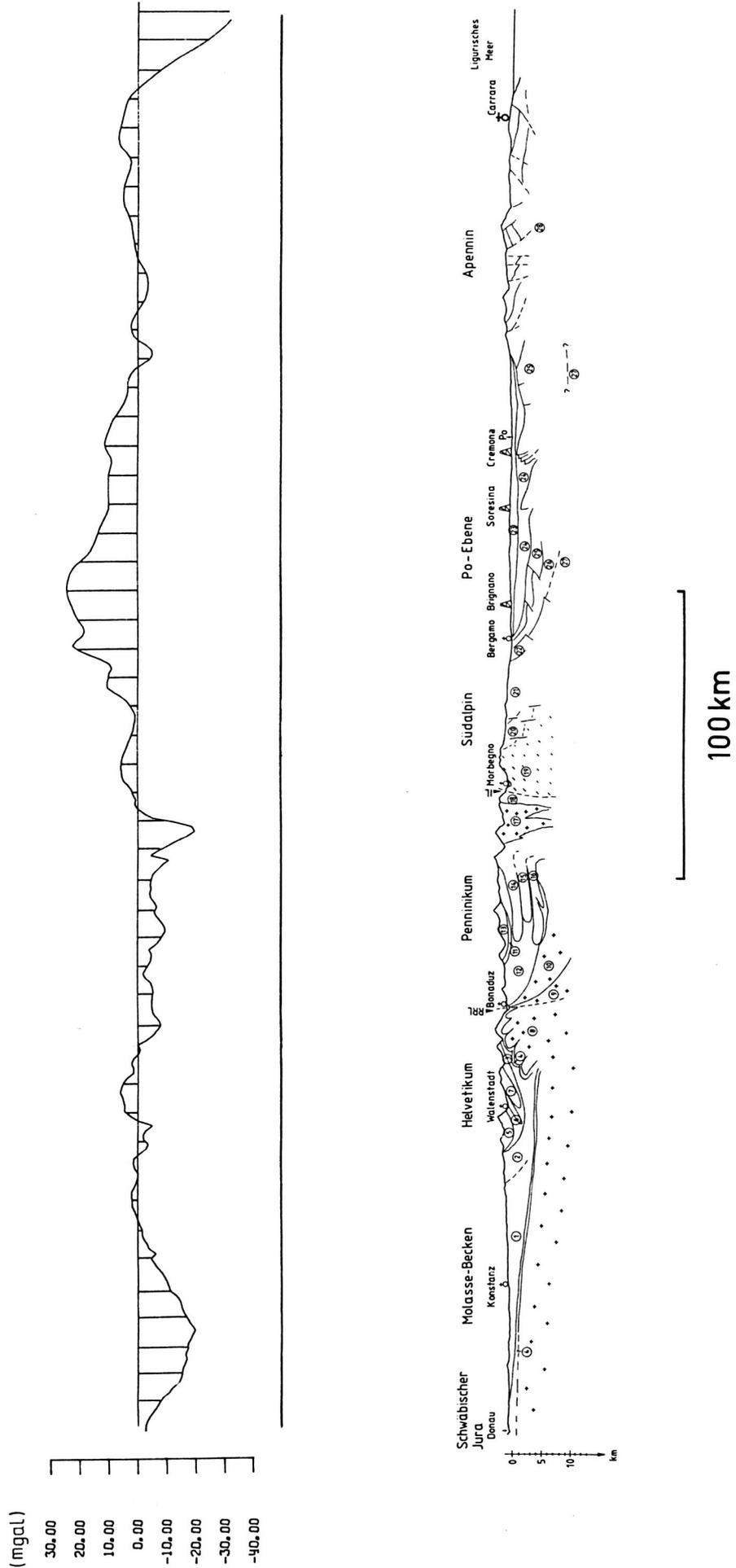


Fig. 49 Profil der Residualanomalien nach Abzug der Schwerewirkung des Krusten-Mantel-Modells (Fig. 48) mit der Dichteverteilung A (Tabelle 14) von den reduzierten Bouguer-Anomalien; mit geologischem Profil (Legende s. Fig. 10).

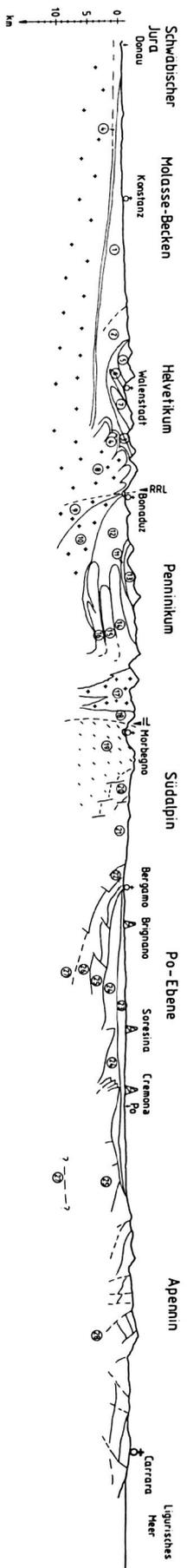
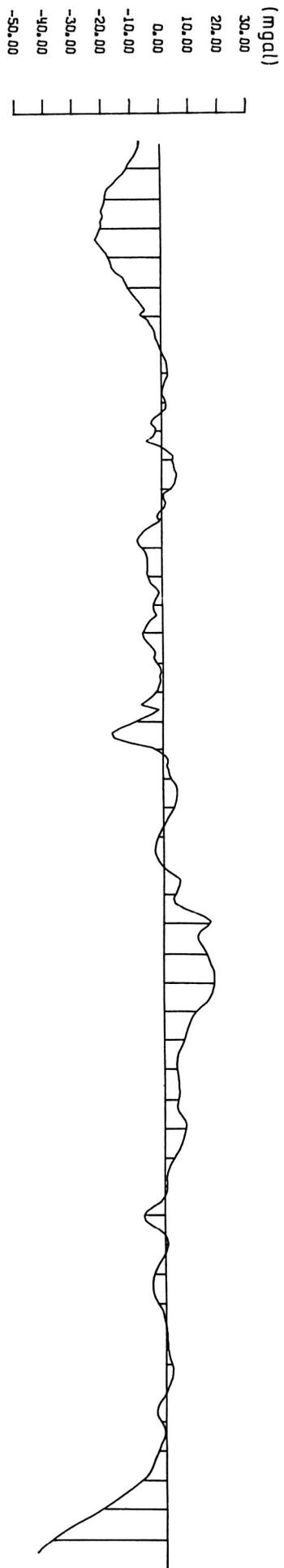


Fig. 50 Profil der Residualanomalien nach Abzug der Schwerwirkung des Krusten-Mantel-Modells (Fig. 48) mit der Dichteverteilung B (Tabelle 14) von den reduzierten Bouguer-Anomalien; mit geologischem Profil (Legende s. Fig. 10).

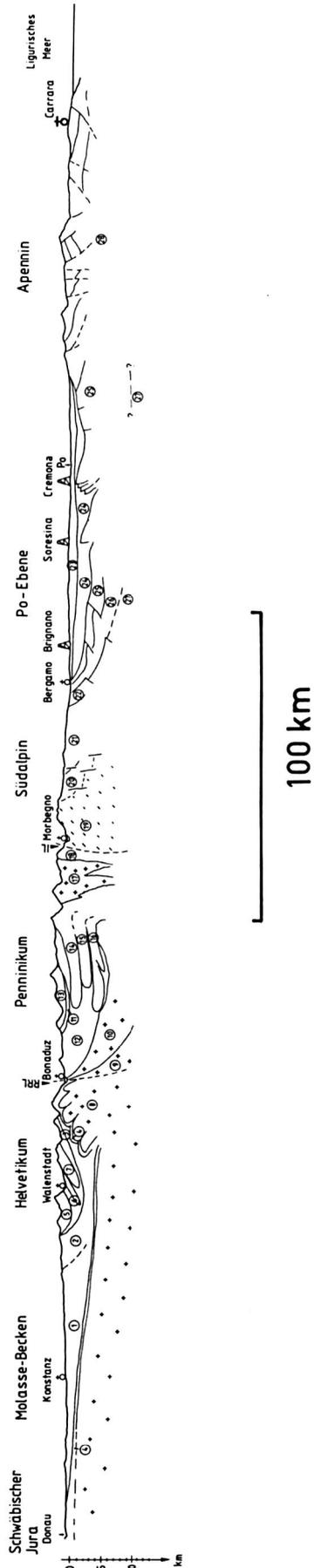
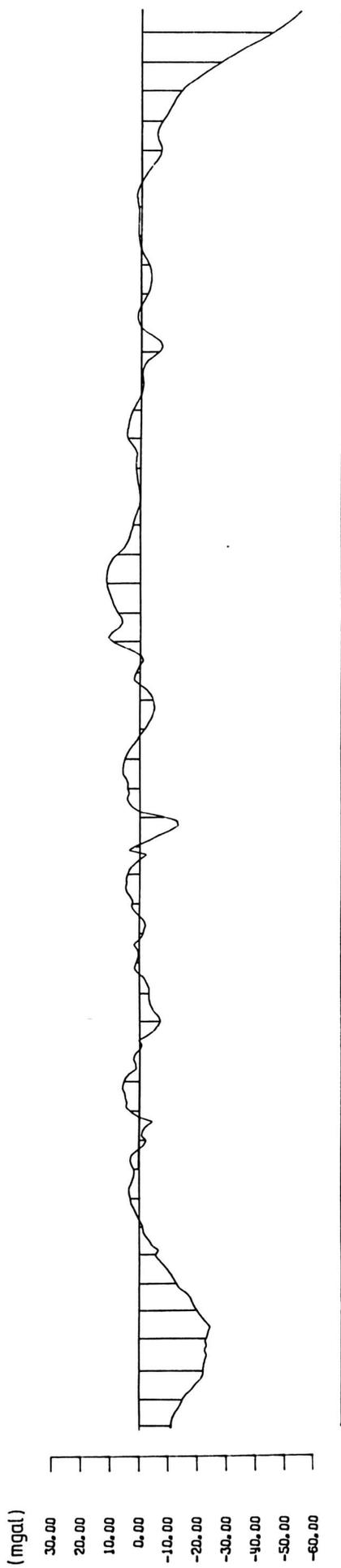


Fig. 51 Profil der Residualanomalien nach Abzug der Schwerewirkung des Krusten-Mantel-Modells (Fig. 48) mit der Dichteverteilung C (Tabelle 14) von den reduzierten Bouguer-Anomalien; mit geologischem Profil (Legende s. Fig. 10).

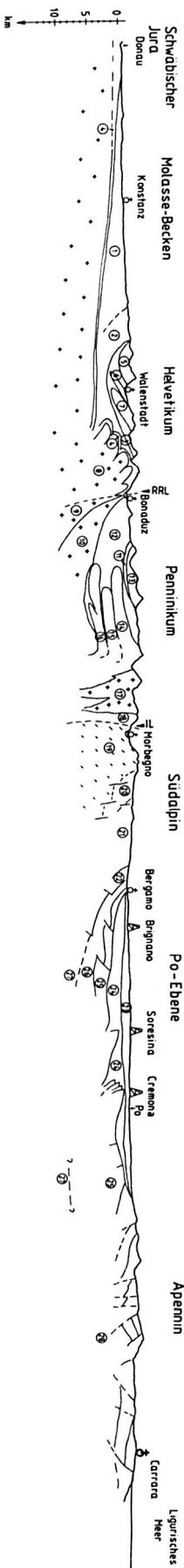
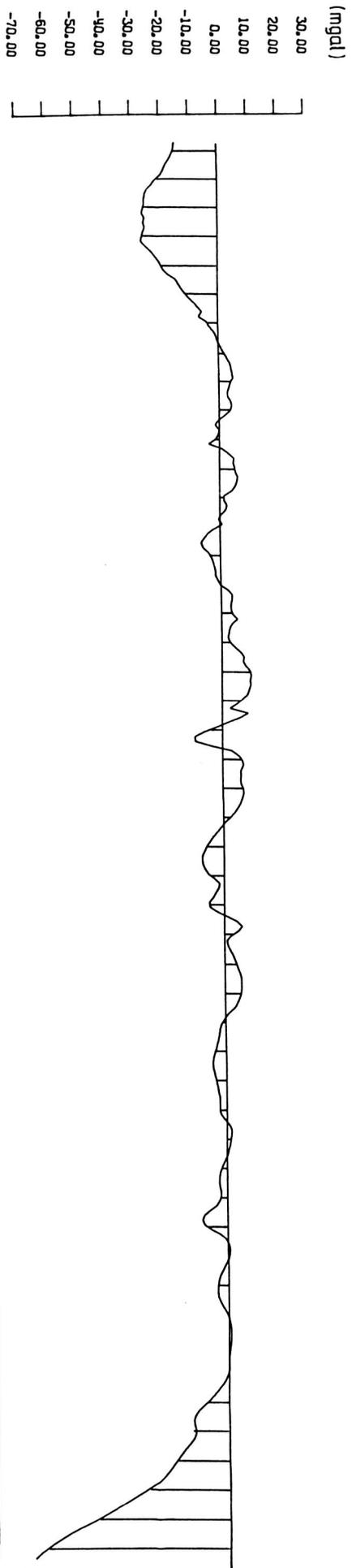


Fig. 52 Profil der Residualanomalien nach Abzug der Schwerwirkung des Krusten-Mantel-Modells (Fig. 48) mit der Dichteverteilung D (Tabelle 14) von den reduzierten Bouguer-Anomalien; mit geologischem Profil (Legende s. Fig. 10).

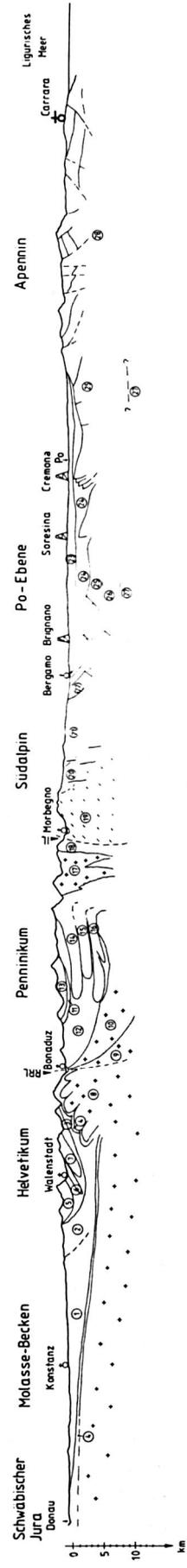
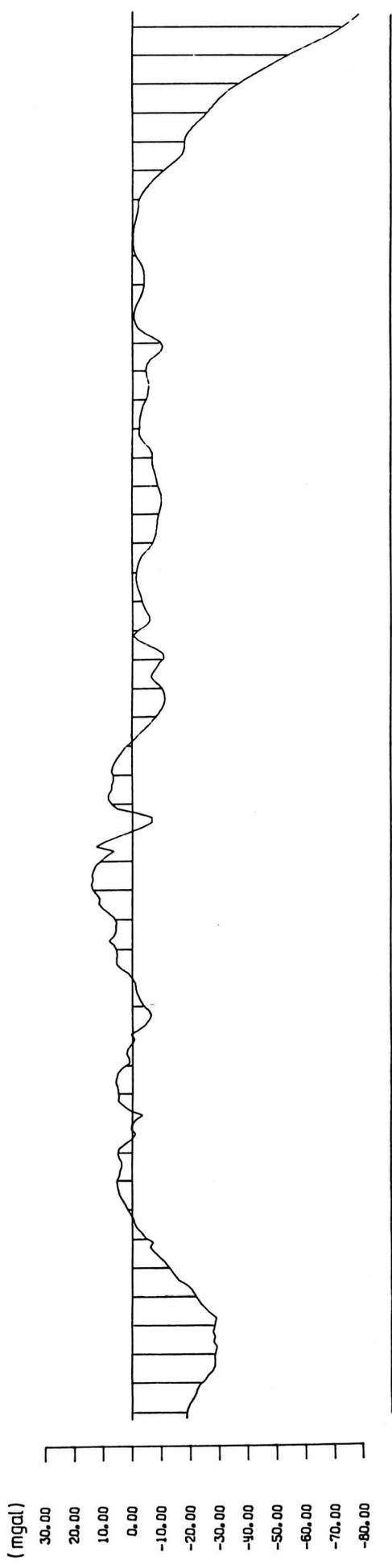


Fig. 53 Profil der Residualanomalien nach Abzug der Schwerewirkung des Krusten-Mantel-Modells (Fig. 48) mit der Dichteverteilung E (Tabelle 14) von den reduzierten Bouguer-Anomalien; mit geologischem Profil (Legende s. Fig. 10).

omalie von 0 mgal beobachtet.

Der ausgeglichene Kurvenverlauf, abgesehen von den nördlichen und südlichen Randgebieten, wird mit den Dichteverteilungen C und D (Fig. 51 und 52) erreicht. Diese Dichteverteilungen insbesondere der daraus resultierende Dichtekontrast um 0.4 g/cm^3 an der Moho, stimmt gut mit den seismischen Geschwindigkeiten (Fig. 33) bei Anwendung der Geschwindigkeits-Dichte Beziehung von Woollard (1975) überein. Unterstützt wird dieser Dichtekontrast an der Moho durch die Resultate aus Labor-Untersuchungen der Dichte und der Geschwindigkeit von Kompressionswellen an Gesteinsproben unter erhöhtem Druck und Temperatur, so wie sie von Kern und Richter (1981) publiziert wurden. Die mittlere Dichte der gesamten Kruste beträgt für diese Dichteverteilungen ca. 2.85 g/cm^3 .

Es muss bei der Interpretation im Auge behalten werden, dass prinzipiell in diesem Modell nur die Dichteunterschiede zwischen Ober- und Mittelkruste, Mittel- und Unterkruste sowie Unterkruste und dem obersten Mantel bestimmt werden können. Absolute Dichten, wie sie in Fig. 14 gezeigt werden, sind abhängig von der Dichte, die für die Oberkruste vorgegeben wurde. Davon nicht beeinflusst sind die Dichtekontraste der Anomalie in der Mittelkruste unter dem nördlichen Alpenrand, der Anomalie im Apennin sowie der Störungen im obersten Mantel (Rheingraben, Alpen).

Die Dichte der Oberkruste wurde, wie schon früher erwähnt, bei 2.73 g/cm^3 fixiert. Dieser Wert ist mit der mittleren P-Geschwindigkeit von 5.8 km/s , die seismisch für die Oberkruste unter den Alpen gefunden wurde (Fig. 33) in Übereinstimmung (vgl. Woollard, 1975, Fig. 37). Zugleich stimmt dieses Wertepaar mit dem von Makris (1971) und Schöler (1976) für gravimetrische Modelle in den Ostalpen benutzten überein und erlaubt somit einen Vergleich der gefundenen Dichte-Werte.

Der Dichtekontrast, der für die Anomalie in der Mittelkruste am Alpennordrand (Fig. 40, (1)) gefunden wird, nimmt betragsmässig mit zunehmendem Dichtekontrast an der Moho ab und erreicht -0.055 g/cm^3 bei Dichteverteilung C, bzw. -0.036 g/cm^3 bei Dichteverteilung D. Werte dieser Grössenordnung sind mit der beobachteten Abnahme der Vp-Werte von 0.1 bis 0.2 km/s in besserer Übereinstimmung (vgl. Woollard 1975, Fig. 37) als der Startwert von -0.08 g/cm^3 .

Aus obengenannten Gründen werden im folgenden die Überlegungen zur Interpretation mit Hauptgewicht auf die Werte der Dichteverteilung D gemacht; sie stimmen aber qualitativ auch für die Resultate der Dichteverteilungen B, C oder E (Tabelle 14). Die Dichteverteilung A wird wegen des geringen Dichtekontrasts an der Moho als ziemlich unwahrscheinlich gewertet. Selbst in diesem Fall ist allerdings noch eine ausgeprägte Dichteanomalie im obersten Mantel unter den Alpen vorhanden, wie die Werte in Tabelle 14 zeigen.

Eine Karte der Residualanomalie analog zu Fig. 52 (Dichteverteilung D in Tabelle 14) enthält Fig. 54. Sie zeigt mit Ausnahme von einigen wenigen Anomalien im Tessin, der Po-Ebene und im Apennin nur sehr geringe Restanomalien. Für die Anomalie im Tessin, die

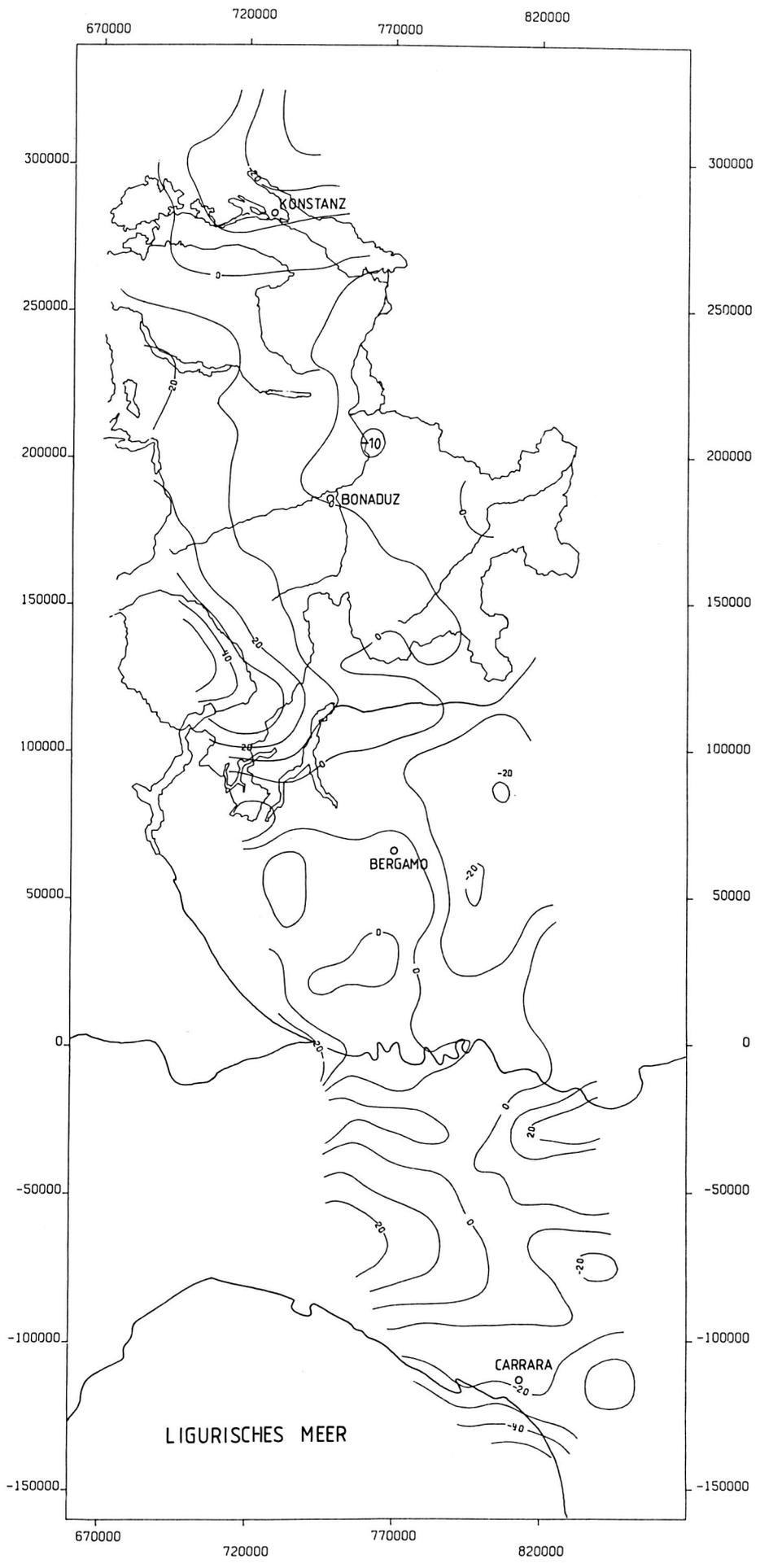


Fig. 54

Karte der Residualanomalien (mgal) analog zu Fig. 52, berechnet mit Dichteverteilung D in Tabelle 14.

mit 40 mgal die stärkste Störung darstellt, deutet sich eine Fortsetzung nach Osten ins Veltlin an. Die Wellenlänge der Tessin-Anomalie unterstützt die von Kissling (1980) diskutierte Möglichkeit einer Dichteanomalie in der Kruste. Die Ursache dieser Störung ist vorläufig noch ungeklärt; eine genauere Untersuchung würde den Rahmen dieser Arbeit sprengen. Bemerkenswert ist die Tatsache, dass im gesamten übrigen Alpenbereich - abgesehen von kleinräumigen Anomalien, wie derjenigen im Bergell (vgl. Fig.52) - keine weiteren markanten Anomalien vorhanden sind. Lediglich ein leicht positiver Trend von Osten nach Westen kann im Schwerefeld beobachtet werden. Die erwähnten Residualanomalien in der Po-Ebene und im Apennin sind verständlich, wurde doch mit den Modellen lediglich versucht, die grossräumige Schwerewirkung zu berechnen. Die Variabilität der dort vorhandenen Lithologien kann ohne weiteres Residualanomalien von +/-20 mgal erklären. Die Tatsache, dass mit zunehmendem Dichtekontrast an der Moho-Diskontinuität in den Randgebieten ein stärkerer Abfall der Residualanomalie beobachtet werden kann, darf nicht als Kriterium herangezogen werden, da nördlich von Konstanz das weiter oben beschriebene Problem der geringeren Molasse-Dichten vorliegt, und im Süden einerseits unberücksichtigte neogene Sedimente im Ligurischen Meer mit mehr als 5 km Mächtigkeit liegen (Reutter et al., 1978). Andererseits existieren seismische Anhaltspunkte für sehr geringe Kompressionswellen-Geschwindigkeiten im obersten Mantel unter dem Ligurischen Meer (Letz et al., 1978). Zudem ist die Krustenmächtigkeit unter dem südlichen Ende des Untersuchungsgebietes grösser als im Modell (Fig.35) angenommen wurde (s. Kapitel 'Diskussion').

7.3 Interpretation der Resultate aus der Dichteinversion des Krusten-Mantel-Modells

Die Dichtekontraste, die für die Störkörper im obersten Mantel unter den Alpen gefunden wurden, stimmen sehr gut mit den erhöhten V_p -Werten (Fig.44b) überein, die notwendig sind, um die von Baer (1979,1980) beobachteten Laufzeitresiduen zu erklären. Dem mittleren Dichtekontrast der gesamten Mantelstörung unter den Alpen entspricht in etwa die Summe der Dichtekontraste für den Körper M3 in Tabelle 14 (Werte in Klammern). Diese Dichtekontraste sind jedoch, vor allem für die äusseren Körper (M1 bis M3), zu gross, als dass sie nur durch die Volumenabnahme, bedingt durch eine negative Temperaturanomalie unter den Alpen, erklärt werden könnten. Der Dichtekontrast für den Körper M1 (Dichteverteilung D, Tabelle 14), welcher im Querschnitt dem Bereich der $-100\text{ }^\circ\text{C}$ Kontur aus dem kinematischen Modell von Werner (1983, mündl. Mitt.) entspricht, würde einen thermischen Volumenausdehnungskoeffizienten von mehr als $12 \cdot 10^{-5}\text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ bedeuten (bei Annahme einer Manteldichte von 3.4 g/cm^3). Dieser Wert ist deutlich zu gross. Simmer (1966), Davis und Lister (1974) sowie Parsons und Sclater (1977) geben mittlere Werte von $3 \cdot 10^{-5}\text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ und

$4 \cdot 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ an. Einem Volumenausdehnungskoeffizienten dieser Grössenordnung würde jedoch einem Maximalwert der Temperaturanomalie vom 1.5- bis 2-fachen Betrag entsprechen (d.h. total - 700 bis -1000 $^\circ\text{C}$), um den gesamten Dichtekontrast, der für den Körper M5 (in den Dichteverteilungen B, C oder D) gefunden wurde, zu erklären. Dies wäre höchstens dann denkbar, wenn im Norden (Südwestdeutschland) und im Süden (Tyrrhenisches Meer) Temperaturanomalien mit vergleichbarer Ausdehnung und Betrag wie diejenige unter den Alpen jedoch mit positivem Vorzeichen vorlägen, so dass die resultierende Dichteanomalie unter den Alpen nicht isoliert, sondern relativ zu den Gebieten im Norden bzw. Süden betrachtet werden müsste. Wegen der gegenseitigen teilweisen Aufhebung der Schwereeffekte wären bei dieser Anordnung sogar noch grössere Beiträge der Temperaturanomalien nötig. Die Interpretation solcher hypothetischer Temperaturanomalien ausserhalb der Alpen wirft beträchtliche Probleme auf.

Es stellt sich deshalb die Frage, welche zusätzlichen Effekte, neben der Temperaturanomalie, noch zu einer Dichteanomalie im obersten Mantel beitragen könnten, so wie sie hier mit Hilfe der Dichteinversion gefunden wurde.

Um eine Vorstellung über den Dichtekontrast zu erhalten, der nicht mit der Temperaturabnahme erklärt werden kann, werden die Dichtewerte der Mantelstörung in den Dichteverteilungen A bis E (Tabelle 14) mit ihren Startwerten verglichen. Die Startwerte sind so gewählt, dass sie gerade einer möglichen temperaturbedingten Dichtezunahme entsprechen. Nimmt man jeweils den Dichtekontrast des Körpers M3, relativ zum ungestörten obersten Mantel (Tabelle 14, Wert in Klammern), als Mittelwert für die gesamte Mantelstörung, so ergeben sich folgende Differenzen:

- Dichteverteilung A : + 0.016 g/cm³
- Dichteverteilung B : + 0.033 g/cm³
- Dichteverteilung C : + 0.049 g/cm³
- Dichteverteilung D : + 0.065 g/cm³
- Dichteverteilung E : + 0.082 g/cm³

Wird die Dichteverteilung C oder D aus den obengenannten Gründen der Übereinstimmung mit den seismischen Daten als wahrscheinlichste Lösung gewertet, so muss nach einer Quelle gesucht werden, die neben der temperaturbedingten Dichteanomalie im Tiefenbereich von 80 bis 180 km (s. Fig.48) eine Zunahme der Dichte zwischen 0.05 und 0.07 g/cm³ liefert.

Zwei grundsätzlich verschiedene Mechanismen sind im Zusammenhang mit einer Subduktion bzw. Verschluckung denkbar, welche im obersten Mantel eine positive Dichteanomalie verursachen könnten.

Die erste besteht darin, dass im ungestörten obersten Mantel,

nach einer Schicht unter der Moho mit relativ hoher Dichte, eine Dichteabnahme stattfindet. Bei der Kollision der beiden Lithosphärenplatten wird das dichtere Material in den Tiefenbereich mit erniedrigter Dichte hinuntergebracht, wo es eine positive Dichteanomalie relativ zur Umgebung darstellt.

Die zweite Möglichkeit besteht aus einem 'solid-solid' Phasenübergang von weniger dichtem zu dichtem Material, der bei der Subduktion bzw. Verschluckung stattfindet und im Zusammenhang mit den erniedrigten Temperaturen stehen könnte.

Es wird im folgenden die erste Möglichkeit näher beleuchtet; anschliessend wird die zweite Variante diskutiert.

Hinweise, dass im ungestörten obersten Mantel unter einer relativ dichten Schicht unterhalb der Moho eine Dichteabnahme erfolgt, gibt es schon seit einiger Zeit.

Die für das hier untersuchte Gebiet repräsentativste Arbeit publizierte Nolet (1976, 1977). Dieser Autor leitete die Dichteverteilung im obersten Mantel Westeuropas aus der Dispersionsanalyse höherer Rayleigh-Moden ab. Neben einer ausgeprägten Dichteinversion zwischen 200 und 300 km, die allerdings von Cara et al. (1980) in Frage gestellt wurde, ergibt sich zwischen 33 km (Moho) und 200 km Tiefe im Mittel ein leicht negativer Dichtegradient. Die mittlere Dichteabnahme beträgt zwischen $-3.6 \cdot 10^{-4}$ und $-7.2 \cdot 10^{-4}$ g/cm³ pro Kilometer in Modell 7 (Nolet, 1976). Bei den weiteren von diesem Autor vorgestellten Modellen ist der Dichtegradient meist noch etwas negativer.

Es wird von diesem Autor darauf hingewiesen, dass bei einer adiabatischen Temperaturzunahme im obersten Mantel, nach der Adams-Williamson-Gleichung, eine Dichtezunahme von $1.0 \cdot 10^{-3}$ g/cm³ pro Kilometer beobachtet werden sollte. Es müsste also entweder eine superadiabatische Temperaturzunahme oder eine chemische bzw. mineralogische Zonierung vorliegen, um diese Dichteabnahme zu erklären. Als mögliche Ursache einer solchen Zonierung wird von Nolet (1976) in Betracht gezogen, dass in der unteren Lithosphäre eklogitische Fraktionen vorhanden sind, die ehemals in Form von leichteren Schmelzen aus der Asthenosphäre aufstiegen. Ein solcher Prozess wurde bereits von Press (1969) erwähnt.

Falls eine Zonierung auch unter den an der Orogenese der Alpen beteiligten Lithosphärenblöcken vorlag und die Lithosphärenmächtigkeit von ehemals etwa 80 auf 200 km zunahm, liesse sich mit einem negativen Dichtegradienten der erwähnten Grössenordnung eine Dichteanomalie zwischen 0.03 und 0.06 g/cm³ im fraglichen Tiefenbereich erklären.

Der Verlauf der Vs(z)-Funktion, der von Nolet (1976) gefunden wurde, zeigt zwischen ca. 130 und 200 km eine deutliche Inversion, die in der Dichte nicht feststellbar ist. Dies bedeutet, dass partielles Aufschmelzen, wie es für die Asthenosphäre vorgeschlagen wird (vgl. z.B. Ringwood, 1969 und Sood, 1978) und welches die Erniedrigung der Scherwellen-Geschwindigkeiten verursachen könnte, nicht notwendigerweise mit einer Dichteerniedrigung verbunden sein muss.

Man muss daraus schliessen, dass diese Zonierung nicht unbedingt

im Zusammenhang mit dem Übergang von der Lithosphäre zur Asthenosphäre steht, sondern die Dichteabnahme mehr oder weniger kontinuierlich in der unteren Lithosphäre und dem Kanal mit erniedrigten Scherwellen-Geschwindigkeiten in der Asthenosphäre erfolgen könnte. Unabhängig von der Natur der Zonierung, läge allerdings in beiden Fällen ein negativer Dichtekontrast zwischen Lithosphäre und Asthenosphäre vor.

Bei der Betrachtung der aus Dispersionsanalysen von Oberflächenwellen eruierten Mächtigkeitszunahme der Lithosphäre unter den Alpen in Fig.44 (Panza und Mueller, 1978) und Fig.45 (Panza et al., 1980) stellt man fest, dass die dadurch mögliche Dichteanomalie in der Form relativ ähnlich ist wie die Temperaturanomalie, welche dem Modell der Mantelstörung (Fig.48) zugrunde liegt. Eine Auflösung der beiden Anteile der Dichteanomalie im obersten Mantel ist deshalb von den gravimetrischen Daten her nicht möglich. Aus diesem Grunde wurde auf die Berechnung eines Modells verzichtet, welches die Dichteanomalie als Folge der Temperaturanomalie und der Mächtigkeitszunahme der Lithosphäre separat berücksichtigt.

Es stellt sich natürlich die Frage, ob ein negativer Dichtegradient im obersten Mantel, wie er von Nolet (1976) für Europa gefunden wurde, ein globales Phänomen ist. Bei einer positiven Antwort würde dies die Wahrscheinlichkeit, dass der beschriebene Effekt an der Dichteanomalie im obersten Mantel unter den Alpen tatsächlich beteiligt ist, bedeutend erhöhen. Es wird im folgenden eine kurze Übersicht über die wichtigsten Arbeiten gegeben, welche Information über die Dichteverteilung im obersten Mantel enthalten.

In den meisten Fällen handelt es sich dabei um die Berechnung von globalen Erdmodellen, welche Kompressions- und Scherwellen-Geschwindigkeiten sowie die Dichte betreffen. Bei diesen Modellen ist der oberste Mantel nur ein Teil des gesamten Modells.

Einer der ersten Hinweise, dass die Dichte in einem pyrolitischen Mantel unterhalb der Moho einen negativen Dichtegradienten besitzen könnte, kam von Clark und Ringwood (1964) aufgrund von petrographischen und thermodynamischen Überlegungen. Allerdings ist der Betrag der Abnahme sowie die Mächtigkeit der Zone mit erniedrigter Dichte zu gering, um die Beobachtung von Nolet (1976) zu erklären.

Press (1968, 1970a+b) fand mit Hilfe der Monte Carlo-Inversion von Oberflächenwellen-Daten hohe Dichten von $> 3.5 \text{ g/cm}^3$ in 150 km Tiefe und anschliessend eine mögliche Abnahme der Dichte mit der Tiefe. Er schliesst daraus auf eine grössere Dichte der Lithosphäre gegenüber der Asthenosphäre bedingt durch die erwähnten eklogitischen Anteile in der Lithosphäre. Erdmodelle mit monoton zunehmender Dichte um 3.35 g/cm^3 im obersten Mantel bis 200 km Tiefe wurden von Haddon und Bullen (1969) sowie Bullen und Haddon (1970) unter Einbezug der freien Eigenschwingungen der Erde berechnet, wobei diese Autoren versuchten, ein möglichst einfaches Modell zu finden.

Wang (1970, 1972) verwendete petrographische Daten und empirische

Geschwindigkeits-Dichte-Beziehungen für die Festlegung der Startmodelle. Die anschliessende Anpassung an die geophysikalischen Daten lieferte ebenfalls Modelle mit mehr oder weniger monoton zunehmender Dichte zwischen 3.35 und 3.40 g/cm^3 im obersten Mantel.

Anderssen et al. (1972) sowie Worthington et al. (1972) führten eine kritische Betrachtung der bis dahin vorgestellten Erdmodelle und der Monte Carlo-Inversionsmethode durch und kommen zum Schluss, dass alle vorgeschlagenen Modelle akzeptierbar seien. Allerdings weisen diese Autoren darauf hin, dass die von Press (1968, 1970a+b) vorgestellten Modelle mit Dichten von über 3.5 g/cm^3 in 150 km Tiefe mit Vorsicht zu bewerten seien.

Anderson und Hart (1976) sowie Hart et al. (1977) stellen Modelle vor, die ab 60 km bis in eine Tiefe von 220 km einen negativen Dichtegradienten aufweisen, der in der gleichen Grössenordnung liegt wie derjenige von Nolet (1976).

Anisotropie für V_s und V_p wurde von Dziewonski und Anderson (1981) im obersten Mantel gefordert. Das Modell (PREM) besitzt bis in eine Tiefe von 220 km monoton zunehmende Dichten zwischen 3.3 und 3.4 g/cm^3 .

Von den meisten erwähnten Autoren wird auf die unzulängliche Auflösung im obersten Mantel jedoch explizit hingewiesen.

Ein gravimetrisches Modell von Chekunov et al. (1984) in SW-NE Richtung von Ostafrika durch den indischen Ozean, den indischen Schild in den Golf von Bengalen, basierend auf seismischen und gravimetrischen Daten, besitzt im subkrustalen obersten Mantel ebenfalls Dichten um 3.35 g/cm^3 und weist an der Lithosphären-Asthenosphären-Grenze einen Dichtekontrast zwischen -0.05 und -0.1 g/cm^3 auf.

Als Folgerung dieses Überblicks kann festgestellt werden, dass Dichten um 3.35 bis 3.40 g/cm^3 für den subkrustalen Bereich des obersten Mantels wahrscheinlich sind. Diese Werte entsprechen einem pyrolitischen Modell des obersten Mantels, wie er von Clark und Ringwood (1964) vorgeschlagen wurde. Werte dieser Grössenordnung werden auch in der vorliegenden Arbeit mit Dichteverteilung C oder D (Tabelle 14) erhalten. Verschiedene Indizien zeigen, dass ein negativer Dichtegradient, wie er hier vorgeschlagen wurde, im obersten Mantel möglich ist, um nach einer Subduktion bzw. Verschluckung von Lithosphärenmaterial eine positive Dichteanomalie zu erzeugen. Allerdings ist es zum gegenwärtigen Zeitpunkt nicht möglich, dies als globales Phänomen zu postulieren.

Der zweite mögliche Vorgang, der in einer Subduktions- bzw. Verschluckungszone zu einer positiven Dichteanomalie im obersten Mantel führen kann, besteht aus einem 'solid-solid' Phasenübergang hin zu Material mit einer grösseren Dichte bei Erhöhung des Drucks. Der einzige bekannte Prozess, der in Tiefen bis ca. 200 km auftreten kann, ist die Umwandlung von Gabbro bzw. Basalt in dichtere Eklogite (vgl. Ringwood und Green, 1966). Diese Umwandlung wird bei der Subduktion von ozeanischer Lithosphäre gefordert (Ringwood, 1976). Damit besteht die Möglichkeit, dass im

obersten Mantel ein erhöhter Eklogit-Anteil vorhanden ist, welcher während der nach Süden gerichteten Subduktion ozeanischer Lithosphäre, vor der Kontinent-Kontinent-Kollision, (vgl. Laubscher, 1974a+b) aus subduziertem Krustenmaterial umgewandelt wurde. Falls dieser Vorgang massgeblich zur Dichteanomalie im obersten Mantel beiträgt, würde man allerdings die Maximalamplitude der Schwereanomalie der Mantelstörung (Fig.42) nicht im Bereich der Südalpen erwarten, wo heute die grösste Lithosphärenmächtigkeit vorliegt (Panza und Mueller, 1978; Panza et al. 1980a+b). Sie müsste die für eine nach Süden gerichtete Subduktion typische Asymmetrie zeigen, wie sie von Kissling (1982) abgeschätzt wurde, es sei denn, dass die Subduktion von Anfang an sehr steil war oder dass die erwähnte Umwandlung von mafischem Krustenmaterial auch noch während der mehr oder weniger senkrechten Verschluckung von Lithosphärenmaterial, nach Beginn der Kontinent-Kontinent-Kollision, stattfand.

Der hohe Dichtekontrast, der für die Modellstörkörper unter dem südlichen Rheingraben gefunden wurde, hat nicht unbedingt geophysikalische Bedeutung. In erster Linie wurde mit diesen Störkörpern, bei der Dichteinversion ermöglicht, die Asymmetrie der Residualanomalie (Fig.42) anzupassen. Diese Asymmetrie muss nicht notwendigerweise nur durch die Rheingraben-Störung allein verursacht sein; wie oben erwähnt, ist auch eine Asymmetrie der Mantelstörung unter den Alpen denkbar. Ein zu grosser Dichtekontrast wird auch gefunden, falls die horizontale Ausdehnung der Mantelstörung unter dem südlichen Rheingraben zu klein vorgegeben wurde. Ziel der Einführung der Rheingraben-Störung im Modell war es jedoch nicht, einen realistischen Dichtekontrast zu finden, sondern die Dichteinversion für das Krusten-Mantel-Modell mit der Störung im oberen Mantel unter den Alpen optimal durchführen zu können.

Die Frage, ob sich die Mantelstörung unter dem Rheingraben noch weiter nach Südwesten oder allenfalls auch nach Osten fortsetzt, könnte höchstens beantwortet werden, wenn eine analoge Untersuchung, wie die hier vorliegende, unter Einbezug von ganz Süddeutschland, des Schweizerischen Mittellandes sowie der Westschweiz durchgeführt würde. Damit könnte allenfalls auch der Beitrag dieser Störung an die Asymmetrie der Residualanomalie in Fig.42 geklärt werden. Diese Möglichkeit liegt allerdings noch in ferner Zukunft, da vorläufig die Belegung mit seismischen Daten (Refraktionsprofilen) im Schweizerischen Mittelland nicht ausreichend ist.

8 ZUSAMMENFASSUNG DER RESULTATE UND DISKUSSION

Gravimetrische Modelle basieren immer auf einer Synthese von gravimetrischen Daten mit weiteren geophysikalischen und/oder geologischen Informationen. Diese Tatsache ist in der grundsätzlichen Mehrdeutigkeit der Lösung von Potentialfeldern begründet. Entsprechend waren die Anforderungen, die von vornherein an die Lage einer gravimetrischen Traverse zur Untersuchung der Krusten- und Mantelstruktur unter den Alpen und ihrem nördlichen und südlichen Vorland gestellt wurden:

- Lage senkrecht zum Streichen der tektonischen Hauptstrukturen
- Einfache geologische und tektonische Verhältnisse, d.h. möglichst weit von den bekannten Störungen im Rheingraben, der Ivrea-Zone und dem Westalpenbogen entfernt
- Gutes geologisches Datenmaterial
- Dichte Belegung mit geophysikalischen Daten, insbesondere mit refraktionsseismischen Profilen

Dies führte zu der vorliegenden Traverse vom Schwäbischen Jura bis an die Ligurische Küste, über Konstanz, Bonaduz, Bergamo und Carrara.

Die gravimetrischen Daten setzen sich aus einem 100 km breiten Streifen mit Schwerestationen aus der Schwerekarte der Schweiz (Messpunktdichte: 1 Station pro 18 km²) und Italiens (Messpunktdichte: 1 Station pro ca. 100 km²) sowie einem 10 km breiten Mittelstreifen von Konstanz bis Bergamo mit neu gemessenen Daten zusammen. Deutsche Daten ergänzen das Profil vom Bodensee bis an den Schwäbischen Jura.

Für die eigene Vermessung auf dem Mittelstreifen der Traverse wurde eine erhöhte Messpunktdichte gewählt (1 Station pro 5 km² im Nordteil, 1 Station pro 14 km² im Südteil). Zusätzlich wurden Detailprofile quer zum Rheintal, östlich von Bonaduz, und zum Veltlin gemessen. Diese Detailprofile waren notwendig, um die Mächtigkeit und den Schwereeffekt der Quartärfüllung im Gebiet der Rhein-Rhone-Linie (Minimum der Alpenanomalie) und der Insubrischen Linie modellieren zu können.

Die Anordnung der Messpunkte mit einem dicht vermessenen Mittelstreifen und zusätzlichen Detailprofilen in Gebieten von besonderem Interesse, integriert in eine weniger dichte grossräumigere Vermessung (Fig.11), erlaubt es, Strukturen, welche quer zum Profil verlaufen, sehr fein aufzulösen und trotzdem mit realisierba-

rem Aufwand für Messung und Aufbereitung eine genügende Erfassung des regionalen Feldes quer zum Profil zu garantieren. Dadurch, dass für die Breitenerstreckung des Mittelstreifens 10 km gewählt wurden, kann festgestellt werden, ob die fein aufgelösten Anomalien eine laterale Ausdehnung besitzen.

Dieses Vorgehen wurde einerseits gewählt, weil nicht von vornherein klar war, welche Schwereeffekte die oberflächennahen geologischen bzw. tektonischen Einheiten verursachen und ob diese tieferliegenden Störungen z.B. an der Rhone-Rhein-Linie oder der Insubrischen Linie davon überlagert sind. Andererseits war es Ziel dieser Studie, einen Datensatz zu erstellen, der als Grundlage für die bevorstehenden Untersuchungen im Rahmen der 'Europäischen Geotraverse (EGT)' dienen kann. Neuere Arbeiten im Norden der Schweiz haben gezeigt, wie wertvoll eine gravimetrische Vermessung mit hoher Messpunktdichte auch als Ergänzung zu einer reflexionsseismischen Untersuchung ist.

Wie die Residualanomalien (Fig. 49 bis 53) zeigen, sind die Anomalien, die nach Abzug des Krusten-Mantel-Modells im Bereich der Alpen noch verbleiben, relativ klein (im allgemeinen < 10 mgal). Dies ist ein deutlicher Hinweis, dass laterale Dichteunterschiede im obersten Stockwerk der Kruste im Alpenbereich der Traverse seltener und kleiner sind, als es die komplexe Tektonik vermuten liesse. Diese Aussage ist jedoch nur dank der hohen Messpunktdichte auf dem Mittelstreifen der Traverse möglich. Bei der Wahl der Stationsdichte für zukünftige Studien mit ähnlicher Problematik kann dies eine wertvolle Information sein, um die Wahl der Messpunktdichte etwas flexibler zu gestalten. Es muss jedoch vorgängig genau abgeklärt werden, ob es sich um vergleichbare lithologische Verhältnisse handelt. Falls mit einem weniger dicht belegten Datensatz gearbeitet werden soll, kann in Zweifelsfällen mit Dichtebestimmungen an Handstücken oder gravimetrischen Detailuntersuchungen der mögliche Schwereeffekt abgeklärt werden.

Die Berechnung der Bouguer-Anomalien erfolgte mit der Standard-Reduktionsdichte 2.67 g/cm^3 . Dies bedeutet, dass sämtliche Strukturen zwischen der jeweiligen Messpunkthöhe und dem Bezugsniveau (0 m.ü.M.), welche eine davon abweichende Dichte besitzen, Schwereanomalien erzeugen.

Die Abschätzung des mittleren quadratischen Fehlers der Bouguer-Anomalien hat gezeigt, dass der Fehler für alle Stationen der Neuvermessung in der Schweiz 0.2 mgal und in Italien 0.5 mgal nicht übersteigt. Dies ist wesentlich genauer als im vorliegenden Fall interpretiert werden kann.

Die Interpretation der Bouguer-Anomalien wurde in 2 getrennten Schritten durchgeführt: Die Modellierung und Reduktion der Schwerewirkung von bekannten oberflächennahen Störungen (Quartäre Talfüllungen, Molasse- und Po-Sedimente, Ivrea-Körper) und die anschließende Berechnung des Krusten-Mantel-Modells.

Die Modellierung der Sedimente im nördlichen und südlichen Alpenvorland (Molasse- und Po-Sedimente) und die Reduktion ihres Schwereeffekts von den Bouguer-Anomalien (Stripping) ist notwendig, da sowohl Amplitude und Wellenlänge dieser Störungen im Be-

reich der gesuchten Anomalien der Kruste und des obersten Mantels liegen. Eine Feldseparation, z.B. in Regional- und Residualfeld, hilft deshalb bei der Elimination dieser Anomalien nicht weiter. Eine separate Modellierung dieser Störkörper vor der Berechnung des Krusten-Mantel-Modells ist ausserdem angezeigt, da ihre Geometrie und Dichteverteilung aus geophysikalischen und geologischen Untersuchungen, im Gegensatz zur Kruste und dem oberen Mantel, sehr eng eingegrenzt werden kann.

Mit ca. -130 mgal verursachen die Po-Sedimente den grössten Schwereeffekt aller oberflächennahen Störkörper im vorliegenden Untersuchungsgebiet. Die verbleibende Unsicherheit des Modells liegt vor allem darin begründet, dass die paläogenen Einheiten, die über grosse Gebiete im Untergrund vorhanden sind, nicht ins Modell einbezogen werden konnten, da ihre genaue Ausdehnung von Pieri und Groppi (1981) bei der Interpretation der Reflexionsseismik nicht erfasst wurde. Wird für sie zur Abschätzung des grösstmöglichen Fehlers ein Dichtekontrast von -0.15 g/cm^3 , eine Mächtigkeit von 3 km bei einer Tiefe der Obergrenze von 2 km angenommen, so ergibt sich ein Fehler von ca. 15 mgal. Es ist durchaus möglich, dass dieser Effekt teilweise bereits mit einem etwas zu grossen Dichtekontrast für das Sediment-Modell kompensiert wurde, da unter anderem der Gradient und die Maximalamplitude der Bouguer-Anomalien in der Po-Ebene bei der Modellierung ebenfalls berücksichtigt wurden. Zusammen mit dem Fehler aus der Unsicherheit der Dichteverteilung dürfte $\pm 20 \text{ mgal}$ die obere Grenze des mittleren Fehlers sein.

Eine Verbesserung des Modells wäre möglich, wenn zusätzlich 'in-situ' Dichten aus Bohrloch-Messungen zur Verfügung stehen würden. Nicht eindeutig zu ermitteln war die Ausdehnung der Po-Sedimente am Südrand des Modells, wo sie durch die ligurischen Decken des Apennins überfahren wurden. Es ist denkbar, dass ein Teil der verbleibenden Anomalie im nördlichen Apennin, welche im Krusten-Modell mit einem oberflächennahen Störkörper modelliert wurde, neben den ligurischen Einheiten auch durch darunterliegende tertiäre Po-Sedimente verursacht wird.

Entsprechend dem kleineren Schwereeffekt der tertiären Molasse-Sedimente von maximal -25 mgal ist auch seine Unsicherheit geringer. Bei einem mittleren Fehler der Dichte von $\pm 0.05 \text{ g/cm}^3$ ergibt sich ein Fehler der Maximalamplitude von $\pm 6 \text{ mgal}$. Eine Unsicherheit der Mächtigkeit von 500 m in 1000 m Tiefe hat einen Fehler von ca. 3 bis 4 mgal zur Folge, so dass der mittlere Gesamtfehler 6 bis 8 mgal kaum übersteigen dürfte. Auch bei diesem Modell würden Dichten aus Bohrungen zu einer spürbaren Verbesserung beitragen.

Der Fehler des Modells des Ivrea-Körpers, das von Kissling (1980, 1982) übernommen wurde, ist auf dem Mittelstreifen der Traverse vernachlässigbar, da seine Schwerewirkung hier bereits weniger als 5 mgal beträgt. Im Westteil der Traverse, am Nordende des Lago Maggiore, beträgt sein Effekt ca. 50 mgal, bei einer Unsicherheit, die entsprechend der Fehlerangabe des Autors maximal 10 mgal erreichen dürfte.

Die Fehler der Schwerewirkung der quartären Talfüllungen hängen vor allem von der Genauigkeit der Bestimmung des Regionalfeldes ab, welche vorgenommen werden musste, um die Anomalien der Talsedimente zu separieren. Sie liegen im Bereich von ± 2 mgal.

Die nach der Subtraktion dieser Schwereeffekte vorliegenden reduzierten Bouguer-Anomalien, mit gut abschätzbaren Fehlergrenzen, bilden die gravimetrischen Ausgangsdaten für das Krusten-Mantel-Modell.

Die Konstruktion des Krusten-Mantel-Modells beruht hauptsächlich auf refraktionsseismischen Daten. Die für das gravimetrische Modell wichtigste und auch am genauesten bestimmte Grösse ist die Tiefe der Moho-Diskontinuität, d.h. die Krustenmächtigkeit. Egloff (1979) gibt für sie eine Genauigkeit von ± 2 km an. Bei der Zusammenstellung und Berechnung der seismischen Daten wurde jedoch festgestellt, dass für die Zunahme der Krustenmächtigkeit in den Alpen zur Hauptsache eine mittlere Krustenschicht zwischen 15 und 35 km Tiefe mit Kompressionswellen-Geschwindigkeiten zwischen 6.1 und 6.3 km/s verantwortlich ist. Da im allgemeinen in der Erde ein expliziter Zusammenhang zwischen V_p und der Dichte angenommen wird, ist ein Modell mit nur einer Schicht für die Kruste kaum in der Lage, den Schwereeffekt richtig wiederzugeben. Die Evaluation der mittleren Geschwindigkeiten in verschiedenen Tiefenbereichen zeigte, dass drei Schichten (Ober-, Mittel- und Unterkruste) definiert werden können, für welche die mittleren V_p -Werte vom Nordrand der Traverse bis in die Südalpen mehr oder weniger konstant sind. Aus Mangel an seismischer Information in der Po-Ebene musste angenommen werden, dass dies auch hier zutrifft. Die daraus folgenden Konsequenzen für die Aussagekraft des Modells wird später diskutiert. Diese Mittelung der Geschwindigkeiten und Unterteilung der Kruste in 3 Schichten hat den Vorteil, dass die grossen Züge der Krustenstruktur, z.B. die Mächtigkeitszunahme der Mittelkruste, die für die Gravimetrie von Bedeutung sind, ins Modell eingehen. Daneben werden durch die Vernachlässigung von Feinstrukturen wie Geschwindigkeitsinversionen, Gradientenzonen oder einzelnen V_p -Diskontinuitäten, die stark vom Autor der seismischen Interpretation abhängig sind (siehe z.B. Ansonge et al., 1982) und zudem für die Gravimetrie eine untergeordnete Rolle spielen, keine zusätzlichen Unsicherheiten ins Modell gebracht.

Zwei Gebiete auf der untersuchten Traverse sind nur sehr mangelhaft mit seismischen Daten belegt: Das schweizerische Mittelland und die Po-Ebene. Da dies genau die zwei Gebiete sind, in welchen die gravimetrischen Ausgangsdaten bereits einen Fehler aus der Berechnung der Sediment-Modelle beinhalten, hat dies auch eine Unsicherheit der gefundenen Krustenmächtigkeit, die hier gravimetrisch modelliert wurde, zur Folge.

Im schweizerischen Mittelland ist die aus dem Fehler des Molasse-Modells resultierende Unsicherheit mit ca. ± 1 km klein.

Modellversuche in der Po-Ebene zeigten, dass dem Fehler von ± 20 mgal eine Änderung der Krustenmächtigkeit von 3 bis 4 km entspricht. Eine zusätzliche Unsicherheit entsteht wie bereits

erwähnt durch die mangelnde Kenntnis des krusteninternen Aufbaus. Insbesondere ist fraglich, ob die mittleren Krusten-Geschwindigkeiten noch gleich sind wie unter den Alpen und ob die Weiterführung der drei Krustenschichten von den Alpen in die Po-Ebene ohne Änderung der Dichte an der vermuteten Grenze zwischen den europäischen und adriatischen Lithosphärenplatten richtig ist. Die anschließende Anpassung der Dichte und der Geometrie des Modells an die gravimetrischen Daten zeigt zwar, dass dies möglich ist, und dass damit eine Krustenmächtigkeit gefunden wird, welche mit dem Refraktionsprofil in der westlichen Po-Ebene (Stein et al., 1978) in Einklang steht. Der Schluss, dass die mittleren Krustendichten des europäischen Lithosphärenblocks im Norden und des adriatischen Lithosphärenblocks im Süden gleich seien, muss solange noch mit Vorbehalt gezogen werden, bis seismische Resultate die gravimetrisch gefundene Krustenmächtigkeit unter der Po-Ebene bestätigen.

Während die Anpassung der Krustenmächtigkeit in den beiden erwähnten Gebieten manuell erfolgte, wurde für die Anpassung der Dichten ein automatisches Verfahren gewählt. Diese Inversionsmethode ermöglicht es, zu einem Krusten-Modell mit vorgegebener Geometrie, ausgehend von Startwerten für die Dichte, effizient die optimale Dichteverteilung zu finden. Allerdings kann dieses Verfahren nur dann richtige Werte liefern, wenn keine Störkörper mit ähnlicher Wellenlänge der Schwereanomalie, wie die im Modell vorhandenen, vernachlässigt werden. Aus diesem Grund wurde, solange das Modell einen homogenen obersten Mantel ohne Störkörper enthielt, Dichtekontraste an der Moho gefunden, die sehr viel niedriger waren, als sie den Kompressionswellen-Geschwindigkeiten aus der Seismik entsprechen würden. Gleichzeitig verblieb immer noch eine positive Residualanomalie nach Abzug der Modellschwere von den reduzierten Bouguer-Anomalien, die nicht erklärt werden konnte. Sehr einfach gelang es, diese Diskrepanz zu bewältigen, als eine positive Dichteanomalie im obersten Mantel unter den Alpen eingeführt wurde, die mit einer Verschluckungszone, analog zu den Modellen von Laubscher (1974a+b), Mueller (1982) und Kissling et al. (1983) in Verbindung gebracht werden kann. Ein leichtes Einfallen der Verschluckungszone nach Süden (vgl. Fig.42) wird durch die Verschiebung der Maximalamplitude der Residualanomalie (Fig.42) gegenüber der grössten Krustenmächtigkeit unter den Alpen (Fig.48) nahegelegt.

Ein Beitrag zu der Schwereanomalie, herrührend von Störungen unterhalb der Grenze zwischen Lithosphäre und Asthenosphäre, ist nicht ausgeschlossen, jedoch scheint der Zeitraum, seit dem die für die Mantelstörung unter den Alpen verantwortliche Verschluckungszone aktiv ist, zu kurz - Kissling et al. (1983) nahmen für das kinematische Modell einen Zeitraum von ca. 40 Ma an, bei einer mittleren 'Verschluckungsrate' von 2 mm pro Jahr an -, als dass relativ kühles Lithosphärenmaterial den Boden des Asthenosphärenkanals in ca. 250 km Tiefe bereits durchstossen haben könnte. Ein Einfluss auf die nächste, tieferliegende Dichtegrenze, die Olivin-Spinell-Übergangszone (vgl. z.B. Kahle, 1975)

scheint deshalb unwahrscheinlich.

Ebenso lässt die Wellenlänge der Residualanomalie (Fig.42) für den Hauptteil der Störung auf eine Tiefe zwischen 60 und 200 km schliessen. Dabei können vorläufig die Einflüsse allfälliger ausseralpiner Störungen mit Ausnahme des südlichen Rheingrabens nicht berücksichtigt werden, da die Grösse des Untersuchungsgebietes dies nicht erlaubt. Trotzdem ist es vorstellbar, dass solche Anomalien einen Einfluss auf die Wellenlänge der Störung, die in den Alpen beobachtet wird (Fig. 42), haben könnten. Dieses Problem hängt damit zusammen, dass in der vorliegenden Studie - nicht wie sonst bei gravimetrischen Interpretationen üblich - eine Trennung des regionalen vom 'lokalen' Feld möglich war, welches anschliessend in Kenntnis des grossräumigeren Schwereverlaufs modelliert werden kann. Die positive Residualanomalie, welche hier gefunden wurde, hat selbst schon regionalen Charakter und überdeckt praktisch das ganze Untersuchungsgebiet. Ein qualitatives Indiz, dass die gefundene positive Anomalie zur Hauptsache durch die positive Mantelstörung unter den Alpen verursacht wird, liefert jedoch der Vergleich der Krustenmächtigkeiten mit den Bouguer-Anomalien im Norden und im Süden der Traverse. In Süddeutschland, östlich des Rheingrabens werden Krustenmächtigkeiten um 30 bis 35 km (Giese et al., 1976) bei Bouguer-Anomalien um - 20 mgal (vgl. z.B. Klingelé und Harcke, 1973, siehe Kahle et al., 1976a), im östlichen Ligurischen Meer Krustenmächtigkeiten um 25 km (Giese et al., 1982) bei Bouguer-Anomalien um + 50 mgal (Ballarin et al., 1972) beobachtet, was in beiden Fällen mit einer Normalkruste um 30 km verträglich wäre. Dieser Wert für die Mächtigkeit der Normalkruste ist gleich wie derjenige, der in der vorliegenden Arbeit bei der Berechnung des Krusten-Mantel-Modells gefunden wurde und entspricht einem weltweiten Mittel für Kontinente mit Ausnahme der alten Schilde.

Eine abschliessende Antwort wird allerdings erst möglich sein, wenn eine Kompilation der gravimetrischen Daten über das gegenwärtige Untersuchungsgebiet hinaus, so wie sie für die Europäische Geotraverse (EGT) geplant ist, durchgeführt wird. Wichtig ist dabei, dass ebenso wie hier die oberflächennahen Sedimente und die Schwerewirkung der Krustenmächtigkeit modelliert werden, was genügende seismische Daten voraussetzt. Damit könnte das 'überregionale' Feld, welches Information über den obersten Mantel ausserhalb der Alpen liefert, erhalten werden.

Eine weitere Möglichkeit zur Erfassung des grossräumigen Schwerefeldes besteht in der Bestimmung der Geoidhöhen mit Hilfe der Satellitengeodäsie.

Geophysikalische, geologische und tektonische Beobachtungen unterstützen die Annahme, dass die in dieser Arbeit berechnete langwellige Anomalie, welche nach Abzug der Schwereeffekte der Kruste, der Sedimenttröge in den Alpenvorländern (Molasse- und Po-Sedimente) und des Ivrea-Körpers übrigbleibt, durch eine Mantelstörung direkt unter den Alpen verursacht wird. Seit mindestens 40 Ma steht die Grenze zwischen der afrikanischen und europäischen Lithosphärenplatte im Gebiet der heutigen Alpen vornehm-

lich unter Kompression, bedingt durch die Kollision von Afrika mit Europa. Die Einengung der Alpen beträgt zwischen 300 und 500 km. Das dabei involvierte Lithosphärenmaterial ist mit Ausnahme der Oberkruste und vereinzelt Spänen aus der Mittel- und Unterkruste (z.B. in der Ivrea-Zone) in den Alpen nicht mehr sichtbar, muss also seinen Weg in die Tiefe gefunden haben, und liegt hier als kühlerer und deshalb dichter Lithosphären-Körper in einer Tiefe, wo sich sonst bereits Material der Asthenosphäre befinden sollte, wenn man die Tiefenstruktur mit den Gebieten im Norden und Süden der Alpen vergleicht. Dieser Befund wird unterstützt durch die Resultate aus Dispersionsanalysen von Oberflächenwellen, welche von 80 km bis in Tiefen über 150 km erhöhte S-Geschwindigkeiten zeigen, mit Werten, die typisch für die Lithosphäre sind (Sprecher, 1976; Panza und Mueller, 1978; Panza et al. 1980a+b., vgl. auch Fig.44 und 45). Zusätzlich existieren Hinweise für erhöhte P-Geschwindigkeiten aus refraktionsseismischen Untersuchungen (Miller et al. 1979, 1982) bzw. aus der Beobachtung von Laufzeit-Residuen teleseismischer Ereignisse von Baer (1979, 1980).

Die Dichtekontraste, die bei Anwendung der Dichteinversion auf das Modell für die Störung im obersten Mantel unter den Alpen gefunden wurden, sind bei allen vorgestellten Dichteverteilungen deutlich zu hoch, um alleine durch die temperaturbedingte Volumenabnahme erklärt werden zu können. Sie stimmen jedoch mit mittleren Werten von 0.07 bis 0.1 g/cm³ bei Anwendung der Vp/Dichte-Beziehung von Woollard, 1975 (s. Fig.37) recht gut mit den von Baer (1980) geforderten, um ca. 0.4 km/s erhöhten Kompressionswellen-Geschwindigkeiten überein (vgl. Tabelle 14 mit Fig.44b). Ob die Dichteanomalie im obersten Mantel neben der Temperaturanomalie durch einen Dichtekontrast an der Lithosphären-Asthenosphären-Grenze, durch einen kontinuierlichen negativen Dichtegradienten im ungestörten obersten Mantel oder durch einen 'solid-solid' Phasenübergang des Materials in der Subduktions- bzw. Verschlukungszone verursacht wird, wurde im vorangehenden Kapitel diskutiert. Zum gegenwärtigen Zeitpunkt kann keine abschliessende Antwort auf diese Frage gegeben werden. Untersuchungen über die Dichteverteilung im obersten Mantel nördlich und südlich der Alpen, analog derjenigen von Nolet (1976), könnten zur Klärung dieser Problematik beitragen.

Mit der positiven Dichteanomalie im obersten Mantel wird auch die Übertiefung der Krusten-Mantel-Grenze, welche mit isostatischen Modellen festgestellt wurde (Klingelé und Kissling, 1982), erklärbar. Diese Übertiefung wird heute offenbar durch das tiefer, d.h. im oberen Mantel liegende Material, welches eine grössere Dichte als die Umgebung besitzt, weitgehend isostatisch kompensiert.

Dass dieses System allerdings dynamisch betrachtet werden muss, d.h. nicht einfach eine iso-'statische' Betrachtungsweise genügt, haben Fleitout und Froidevaux (1982) anhand von numerischen Modellen, die eine übertiefte Kruste und eine Dichteanomalie in der unteren Lithosphäre simulieren, gezeigt. Das von Pavoni (1977)

beschriebene Phänomen der Drehung der Hauptspannungsachsen, die aus Herdlösungen von Erdbeben ermittelt wurden, entlang dem Westalpen-Bogen, scheinbar unbeeinflusst durch das in Europa sonst vorherrschende Spannungsfeld in Nordwest-Südost-Richtung (Ahorner, 1975, 1978), könnte damit verständlich werden (Mueller, 1984). Die kühlere und deshalb dichtere Lithosphärenwurzel entwickelt nämlich, wie von Fleitout und Froidevaux (1982) gezeigt wurde, eine Eigendynamik, die zu Kompression und Hebung an der Oberfläche - z.B. in den Alpen - führt, bei gleichzeitig andauernder Verschluckung von Lithosphärenmaterial. Ein dynamisches Modell, das qualitativ die gleichen Resultate lieferte, wurde von Werner und Kissling (1981) beschrieben. Es ist durchaus wahrscheinlich, dass heute dieser Effekt der Kompression überlagert ist, welche durch die Kollision zwischen Europa und Afrika in Europa (Ahorner, 1975, 1978; Mueller, 1982) und somit auch in den Alpen herrscht, und den ganzen Prozess überhaupt in Gang gebracht hat. Dies bedeutet, dass die gravitative Instabilität, die durch einen negativen Dichtegradienten im obersten Mantel mit der Tiefe vorläge, eine notwendige Bedingung für die Prozesse, die während der Orogenese der Alpen abliefen, sein könnte.

Es wird klar, dass das Studium der Alpenvorländer in Bezug auf Sedimentation (Subsidenz), Tektonik und Krustenstruktur möglicherweise einen Schlüssel zu diesem Problem beinhaltet, wenn Fleitout und Froidevaux (1982) feststellten, dass das Verhalten dieser Gebiete im dynamischen Sinn (d.h. ob Kompression oder Dilatation, bzw. die Stärke der Subsidenz) entscheidend von der Massen-anomalie in der unteren Lithosphäre, im Verhältnis zu der übertieften Kruste, abhängt. Damit wird auch klar, dass mit den Sedimentmodellen in den Alpenvorländern sowie dem Resultat bezüglich der Massen-anomalie in der unteren Lithosphäre, wie sie in der vorliegenden Arbeit gezeigt werden, ein erster Versuch unternommen worden ist, einen experimentellen Randwert für geodynamische Modelle zu liefern.

Dieses Resultat kann jedoch in Zukunft noch verbessert werden, wenn detailliertere Resultate aus Dispersionsanalysen von Oberflächenwellen und refraktionsseismischen Untersuchungen die Geometrie der Mantelstörung genauer belegen.

Wichtig sind neben der Mantelanomalie auch die Resultate, die für die Dichte der Kruste und des 'normalen' subkrustalen obersten Mantels gefunden wurden. Mit einem einfachen, auf seismischen Daten beruhenden 3-Schichten-Krustenmodell mit einer Dichteanomalie in der Mittelkruste unter dem nördlichen Alpenrand sowie in der Oberkruste im Apennin wird von Konstanz bis in den Apennin (nach Einbezug der Mantelstörungen) eine sehr gute Anpassung an die Ausgangsdaten erreicht (vgl. Fig. 49 bis 53). Auf die Problematik der Anomalien am Nord- und Süden der Traverse wurde bereits hingewiesen. Neben der Unsicherheit des Einflusses der Rheingrabenstörung im Norden existiert im Süden am Ostrand des Ligurischen Meers die Möglichkeit, dass unberücksichtigte Sedimente und eine anomale Krustenstruktur für die negative Anomalie verantwortlich sind. Giese et al. (1982) schlagen hier infolge der Subduktion

der korsischen unter die adriatische Lithosphärenplatte eine Verdoppelung der Kruste vor. Die Frage, wie weit diese Subduktion nach Norden unter den nördlichen Apennin reichen würde, muss vorläufig noch unbeantwortet bleiben. Refraktionsseismische Profile im nördlichen Apennin, deren Interpretation zur Zeit in Bearbeitung ist, werden mehr Information zu dieser Fragestellung liefern.

Als Ursache der negativen Randanomalien im Norden und Süden des Residualfeldes ist auch denkbar, dass die Mantelstörung unter den Alpen etwas zu breit modelliert wurde, und somit am Nord- und Süden der Traverse ein zu grosser Wert subtrahiert wurde.

Die Abschätzung des maximalen Fehlers, der dadurch verursacht wird, dass die Modellgrenze ca. 70 km nördlich bzw. südlich der Grenze der gravimetrischen Daten liegt, ergibt einen Fehler von ca. 2 mgal pro Kilometer, um den die mittlere Krustenmächtigkeit von der Mächtigkeit der Referenzkruste abweicht. Im vorliegenden Fall dürfte dieser Fehler 15 mgal kaum überschreiten.

Fehler aus der seitlichen Beschränkung des Krusten-Modells sind vernachlässigbar, da das Modell seitlich überall mindestens 150 km über die Daten hinausreicht.

Unter der Annahme, dass die Dichte der Oberkruste mit 2.73 g/cm^3 auf $\pm 0.05 \text{ g/cm}^3$ genau fixiert wurde, kann festgestellt werden, dass die Werte der Dichteverteilungen C und D für den subkrustalen obersten Mantel am besten mit der Dichte übereinstimmen, die Clark und Ringwood (1964) für einen pyrolitischen obersten Mantel angeben.

Die Werte der Dichteverteilungen A bis E (Tabelle 14) für die Kruste variieren für verschiedene Startdichten des subkrustalen Mantels nur geringfügig und liegen im Bereich, den man aus den seismischen Geschwindigkeiten (vgl. Fig.33) erwarten würde (z.B. mit der V_p /Dichte-Beziehung nach Woollard, 1975, Fig.37). Insbesondere sind keine extrem hohen Dichten in der Kruste mehr notwendig, wie sie z.B. von Makris (1971) und Schöler (1976) in den Ostalpen, von Makris (1971) aber auch in einem Modell für ein Profil durch den östlichen Kanton Graubünden benützt wurden, die jedoch - wie Makris (1971) bemerkt - im Widerspruch mit den seismischen Geschwindigkeiten standen. Diese Autoren verwendeten im Gegensatz zum vorliegenden Krusten-Mantel-Modell nur 2-dimensionale Berechnungsmethoden unter Annahme eines homogenen obersten Mantels. Dies erschwert einen eingehenden Vergleich der vorliegenden Resultate mit den Ostalpen-Profilen.

Die Abhängigkeit der Absolutwerte der Dichten von der fixierten Dichte der Oberkruste, wie sie weiter oben beschrieben wurde, zeigt, wie wichtig die Kenntnis der mittleren Dichte bzw. der V_p /Dichte-Beziehung von Gesteinen der Oberkruste ist, da damit die ganze Dichteverteilung der Kruste und des obersten Mantels eingehängt werden kann. Dabei wird natürlich angenommen, dass die Seismik die Struktur der Kruste, soweit sie gravimetrisch relevant ist, also z.B. die Unterteilung in eine Ober-, Mittel-, und Unterkruste sowie die Tiefe der Moho, richtig wiedergibt.

Bemerkenswert ist es, dass die starke Mächtigkeitszunahme der

Mittelkruste unter den Alpen offenbar neben der Seismik auch mit der Gravimetrie in Einklang steht. Diese Aussage wird dadurch unterstützt, dass sich die Krustendichten, wie oben erwähnt, bei allen Dichteverteilungen (A bis E in Tabelle 14) im Vergleich zu den Dichten des subkrustalen obersten Mantels und der Mantelstörung nur geringfügig ändern. Dies heisst, dass die Krustendichten durch die Inversion relativ gut bestimmbar sind und spricht für die richtige Geometrie der Krustenschichten.

Eine Mächtigkeitzunahme der Mittelkruste unter den Alpen auf nahezu den doppelten Wert, kann mit dem Zusammenschub bei der Alpenorogenese erklärt werden und unterstützt die Vorstellung, dass das Krustenmaterial bei horizontalen Bewegungen die Tendenz hat, in seiner ursprünglichen Tiefe zu verbleiben. Dies stimmt mit der Beobachtung überein, dass nur an sehr wenigen Stellen in den Alpen Gesteine aus tieferen Krustenniveaus oder dem obersten Mantel aufgeschlossen sind.

Eine ähnliche Mächtigkeit wie für die Mittelkruste erhält man für die Oberkruste, wenn berücksichtigt wird, dass im Alpenbereich der Traverse bereits ca. 10 km Oberkrustenmaterial erodiert wurden. Vermutlich handelte es sich dabei mindestens zum Teil um ostalpine Gesteine, wie sie heute in den Ostalpen noch mit einigen Kilometern Mächtigkeit vorhanden sind. Ein Vergleich der Krustenstruktur der Ostalpen mit derjenigen des hier untersuchten Gebiets wäre deshalb zur Abklärung, ob es sich dabei um eine differentielle Hebung der Ostalpen gegenüber der Zentralalpen handelt, sehr aufschlussreich, übersteigt aber das Ziel der vorliegenden Arbeit.

Bei der Betrachtung der Mächtigkeitzunahme der Mittelkruste stellt sich unwillkürlich die Frage, weshalb die Unterkruste, d.h. die Krustenschicht mit Geschwindigkeiten über 6.5 km/s und Dichten über 2.9 g/cm³, beim Zusammenschub keine solche Mächtigkeitzunahme erfahren hat. Die Frage, ob Teile der Unterkruste während der Orogenese mit der unteren Lithosphäre in den obersten Mantel gelangten, kann gegenwärtig jedoch nicht beantwortet werden.

Eine definitive Angabe der Dichteverteilung in der Kruste und dem obersten Mantel ist auch unter Annahme der Richtigkeit der Dichte der Oberkruste noch nicht möglich. Wegen des wellenlängenmässig ähnlichen Anomalie-Anteils sowohl von der krusteninternen Struktur als auch von der Tiefenänderung der Krusten-Mantel-Grenze (Moho) und der Anomalie im oberen Mantel existiert im Modell eine gegenseitige Beeinflussung, d.h. die Dichten sind nicht eindeutig bestimmbar. Deshalb wurden verschiedene Lösungen für die Dichteverteilung angegeben (vgl. Tabelle 14 und Fig.49 bis 53); sie demonstrieren in welchem Bereich die möglichen Dichten liegen können. Diese Untersuchung ist deshalb auch ein erster Schritt hin zum Verständnis der Vp/Dichte-Beziehung bis in grössere Tiefen. Analoge Untersuchungen müssten in Gebieten durchgeführt werden, wo ein lateral homogener Mantel zu erwarten ist (z.B in alten Schilden).

Welche Ursache der Störkörper in der Mittelkruste unter dem nörd-

lichen Alpenrand mit Zentrum im Gebiet von Chur (Fig.40,(1)) hat, und ob er im Osten in der Anomalie mit geringerer Dichte, die von Makris (1971) unter den hohen Tauern modelliert wurde, eine Fortsetzung findet, kann noch nicht beantwortet werden. Da wegen der Unsicherheit in der Mächtigkeit und Struktur der Kruste im schweizerischen Mittelland mangels seismischer Daten, die nördliche Begrenzung dieses Körpers nicht einwandfrei fixiert werden kann, ist es unmöglich festzustellen, ob die seismisch beobachteten niedrigen Vp-Werte typisch für die Mittelkruste im gesamten nördlichen Alpenvorland sind, oder ob es sich hier nur um einen lokalen Störkörper handelt, wie dies die isostatischen Anomalien in Fig.7 und 8 andeuten.

Mit einer detaillierten seismischen Untersuchung wäre man wahrscheinlich in der Lage, diesen Körper genauer einzugrenzen und insbesondere festzustellen, in welcher Form der Übergang vom Gebiet mit sehr niedrigen Kompressionswellengeschwindigkeiten unter dem nördlichen Alpenrand in Richtung Südalpen, wo wieder höhere Geschwindigkeiten in der Mittelkruste beobachtet werden, stattfindet. Der gefundene Dichtekontrast stimmt in der Dichteverteilung C (Tabelle 14) am besten mit der Geschwindigkeitserniedrigung in diesem Gebiet überein (vgl. Fig.33)

Als Ursache dieses Störkörpers käme ein Keil mit geringerer Dichte in Frage, der im Sinne der von Oxburgh (1972) vorgeschlagenen 'flake tectonics' einen Oberkrustenspan abhebt und nach oben biegt, so wie dies Müller et al. (1976) speziell für das Aar-Massiv postuliert haben.

Eine weitere Möglichkeit beschreiben Laubscher und Bernoulli (1982), wonach nördlich der unter den Alpen abtauchenden Subduktions- bzw. Verschluckungszone ein Körper mit mobilem Material und erhöhter Temperatur liegt, der in die sich öffnende Lücke zwischen subduzierter Unterkruste und davon abgescherter Oberkruste gepresst wird.

Ein kausaler Zusammenhang zwischen dieser Störung und den starken Hebungsraten (Maximum 1.7 mm/Jahr bei Chur), die von Gubler et al. (1981) im Rheintal und Prättigau beobachtet wurden, ist theoretisch möglich, kann aber, da es sich offenbar um einen intrakrustalen Störkörper handelt, kaum mit einer isostatischen Ausgleichsbewegung erklärt werden.

Mit dieser Konfiguration von Störkörpern in der Kruste und im obersten Mantel wird auch klar, weshalb Klingelé (1982) im Kanton Graubünden zu positive Werte für die Beziehung zwischen Bouguer-Anomalien und mittleren topographischen Höhen beobachtete. Ausgehend vom Gebiet der negativen Anomalie mit Zentrum bei Chur, wo die mittleren topographischen Höhen vergleichsweise niedrig sind, nimmt in Richtung Süden bei steigenden mittleren topographischen Höhen, die Schwerewirkung der negativen Anomalie ab, diejenige der positiven Mantelanomalie hingegen zu.

Der Störkörper, der in der Oberkruste im Apennin modelliert wurde, kann wie weiter oben beschrieben, mit den erniedrigten Dichten der ligurischen Einheiten und der darunterliegenden tertiären Po-Sedimenten, welche durch die ligurischen Decken überfahren

wurden, erklärt werden. Der mit der Dichteinversion gefundene Dichtekontrast stimmt sehr gut mit der mittleren Dichte überein, die von Vecchia (1952) für die Gesteine der Liguriden angegeben wurde.

Aufschlussreiche Information über die geologischen bzw. tektonischen Strukturen im obersten Teil der Erdkruste in den Alpen, die hier jedoch nicht interpretiert wurden, befindet sich dank der hohen Messpunktdichte noch in den Residualanomalien (Fig. 49 bis 53), die nach Subtraktion des Schwereeffekts des Krusten-Mantel-Modells von den Bouguer-Anomalien sichtbar werden. Dabei ist es von Vorteil, dass sämtliche Modellrechnungen in den Messpunkten selbst erfolgten und somit auch die Messpunkthöhen in die Berechnungen eingingen. Dies wird dann bedeutsam, wenn in Zukunft mit diesen Anomalien geologische Fragestellungen bearbeitet werden sollen.

Die auffallendste negative Anomalie, die in den Alpen verbleibt, liegt im Bereich der Bergeller Intrusion und dokumentiert die geringeren Dichten des intrudierten Granits relativ zu den umliegenden penninischen Gesteinen.

Im ganzen Alpenbereich kann eine leichte positive Korrelation der Residualanomalien mit den topographischen Höhen (und somit den mittleren Messpunkthöhen) beobachtet werden. Sie ist im Penninikum am stärksten. Dies deutet auf eine mittlere Gesteinsdichte hin, die etwas grösser ist als die Reduktionsdichte (2.67 g/cm^3). Die genaue Untersuchung dieser Zusammenhänge muss jedoch zukünftigen Detailstudien vorbehalten bleiben.

Wichtigstes Merkmal des vorgestellten Krusten-Mantel-Modells ist die Einfachheit bezüglich seiner Geometrie und Dichteverteilung, wobei trotzdem alle zur Zeit verfügbaren Daten befriedigt werden können. Dies soll aber nicht über die noch offenen Fragen, die vorgängig diskutiert wurden, hinwegtäuschen. Es wird Aufgabe der Arbeiten im Rahmen der Europäischen Geotraverse sein, diese im Detail zu untersuchen und anschliessend die Problematik der Krusten-Mantel-Struktur des hier untersuchten Bereichs der Alpen in den gesamteuropäischen Zusammenhang zu stellen.

Ein Ziel in weiterer Zukunft wird es sein, die Information aller bereits existierenden Geotraversen in einem 3-dimensionalen Modell der gesamten Alpen zu vereinen, um ein lückenloses Bild der Krusten-Mantel-Struktur zu erhalten. Dies ist schliesslich eine wichtige Voraussetzung, um die dynamischen Vorgänge bei der Kollision von zwei kontinentalen Lithosphärenplatten - einem wesentlichen Aspekt der aktiven Plattentektonik der Erde - zu verstehen.

9 LITERATURVERZEICHNIS

- AGER, D.V. (1980): The Geology of Europe.
Mc Graw-Hill Book Company (UK) Limited.
- AHORNER, L. (1975): Present Day Stress Field and Seismotectonic
Block Movements along Major Fault zones in Central
Europe.
Tectonophysics, vol.29, p.233-249.
- AHORNER, L. (1978): Horizontal compressive crustal stresses in
Central Europe.
In: Alps, Apennines and Hellenides; CLOSS, H., ROEDER, D.
and SCHMIDT, K. (eds.); E.Schweizerbart'sche
Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, BRD.
- AIRY, G.B. (1855): On the Computation of the Effect of the
Attraction of Mountain-masses as disturbing the
Apparent Astronomical Latitude of Stations in Geodetic
Surveys.
Philosophical Trans. Royal Soc. of London, vol. 145,
p.101-104.
- ALPINE EXPLOSION SEISMOLOGY GROUP (Reporter:H.MILLER) (1976):
A Lithospheric Seismic Profile along the Axis of
the Alps, 1975.
I: First Results. Pageoph., vol.114, p.1109-1130.
- AMPFERER, O. (1906): Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen.
Jahrbuch der k.k.geol.Reichanst., vol.56, p.539-622.
- ANDERSON, D.L. and HART, R.S. (1976): An Earth Model on Free
Oscillations and Body Waves.
J. Geophys. Res., vol. 81, no. 8, p.1461-1475.
- ANDERSSON, R.S. (1969): On the Solution of certain overdetermined
systems of linear equations that arise in geophysics.
J. Geophys. Res., vol.74, p.1045-1051.
- ANDERSSON, R.S., WORTHINGTON, M.H., CLEARY, J.R. (1972): Density
Modelling by Monte Carlo Inversion - I Methodology.
Geophys. J.R. astr. Soc. 29, p.433-444.
- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H., GEBRANDE, P., GIESE, P., SCHMIDT-
THOME, P. and ZEIL, W. (1972): Recent investigations
of surficial and deeper crustal structures of the
Eastern and Southern Alps.
Geol.Rundschau, vol.61, no.2, p.349-395.

- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H. und MORTEANI, G. (1975): Die Ostalpen im Bereich einer Geotraverse vom Chiemsee bis Vicenza. N.Jb.Geol.Palaeont.Abh., vol. 148, no.1, p.50-137.
- ANGENHEISTER, G. und POHL, J. (1969): Die seismischen Messungen im Ries von 1948-1969. Geol. Bavarica, vol.61, p.304-326.
- ANGENHEISTER, G. and POHL, J. (1971): Deep crustal reflections on a 17 km digital reflection profile in south Germany (Nördlinger Ries). Commun. Observ. Roy. Belg., A13, Ser. Geophys., no. 101, p.173-176.
- ANGENHEISTER, G. and POHL, J. (1976): Results of seismic investigations in the Ries crater area (southern Germany). In: Explosion Seismology in Central Europe; GIESE, P., PRODEHL, C. and STEIN, A. (eds.). Springer-Verlag, Berlin.
- ANSORGE, J., EMTER, D., FUCHS, K., LAUER, J.P., MUELLER, ST., PETERSCHMITT, E. (1970): Structure of the Crust and upper Mantle in the Rift System around the Rhinegraben. In: Graben Problems; ILLIES, J.H., MUELLER, ST. (eds.); E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, BRD.
- ANSORGE, J., MUELLER, ST., KISSLING, E., GUERRA, I., MORELLI, C. and SCARASCIA, S. (1979): Crustal section across the Zone of Ivrea-Verbano from the Valais to the Lago Maggiore. Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata, vol. XXI, no.83, p.149-157.
- ANSORGE, J., PRODEHL, C., BAMFORD, D. (1982): Comparative Interpretation of Explosion Seismic Data. J.Geophys., vol.51, p.69-84.
- BAER, M. (1979): Kalibrierung des neuen Stationsnetzes des Schweizerischen Erdbebendienstes im Hinblick auf die Verbesserung der Lokalisierung seismischer Ereignisse mit Epizentralentfernungen bis 100 Grad. Diss. Nr.6401, Eidg.Techn.Hochschule, Zürich, Schweiz, 146 p.
- BAER, M. (1980): Relative travel time residuals for teleseismic events at the new Swiss seismic station network. Ann. Geophys., t.36, fasc.2, 1980, p.119-126.

- BALLARIN, S. (1963): The Gravity Field of Italy: Topographic Isostatic Anomaly Maps.
Boll. Geodesia e Scienze Affini, vol. 12, p. 17-26.
- BALLARIN, S., PALLA, B., TROMBETTI, C. (1972): The construction of the gravimetric map of Italy.
Publicazioni della Commissione Geodetica Italiana, terza serie N. 19.
- BEDERKE, E. (1962): Altersgliederung und Dichtverteilung im kristallinen Grundgebirge.
Geol. Rundschau, vol. 52, p. 1-12.
- BERNOULLI, D. (1964): Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen).
Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 118, 134p.
- BIRCH, F. (1960, 1961): The velocity of compressional waves in the rocks to 10 kilobars. Part I and II.
J. Geophys. Res., vol. 65, p. 1083-1102 und vol. 66, p. 2199-2224.
- BOSELLINI, A. (1965): Schema strutturale del Permo-Trias postercinico nelle Alpi Meridionali.
Rend. Sc. fis. mat. e nat., vol. 38, 1965.
- BRÄNDLI, J. (1981): Kompressionswellen - Geschwindigkeiten in den oberflächennahen Bereichen alpiner Kristallingebiete.
Diplomarbeit, Inst. f. Geophysik, ETH Zürich, Schweiz.
- BÜCHI, U.P. und BODMER, Ph. (1983): Der Tiefenverlauf der seismischen Geschwindigkeiten in den Molassesedimenten des schweizerischen Mittellandes.
Bull. Ver. Schweiz. Petroleum-Geol. u.-Ing., vol. 49, no. 116, p. 3-13.
- BÜCHI, U.P., WIENER, G., HOFMANN, F. (1965): Neue Erkenntnisse im Molassebecken auf Grund von Erdöl-Tiefbohrungen in der Zentral- und Ostschweiz.
Ecl. Geol. Helv. vol. 58, no. 1, p. 87-108.
- BULLEN, K.E. and HADDON, R.A.W. (1970): Evidence from Seismology and Related Sources on the Earth's Present Internal Structure.
Phys. Earth Planet. Interiors 2, p. 342-349.

- BUNDESAMT FÜR ENERGIEWIRTSCHAFT (1981): Geothermische Datensynthese der Schweiz, Beilage 17: Isohypsenkarte der Mesozoikum-Oberfläche unter der Mittelländischen Molasse (Zentral-und Ostschweiz Malm; Westschweiz: Unterkreide).
Schriftreihe des Bundesamtes für Energiewirtschaft, Studie Nr. 26, Bern, 1981.
- CAGIENARD, P. (1980): Gravimetrische Untersuchung zur Tiefenstruktur des Aarmassivs.
Diplomarbeit, Inst.f.Geophysik, ETH Zürich, Schweiz.
- CAGIENARD, P.J., KAHLE, H.-G., MUELLER, ST., KLINGELE, E. (1982): Gravimetrische Untersuchungen in der Kontaktzone Helvetikum Aar-Massiv.
Geodätisch-Geophysikalische Arbeiten in der Schweiz, Band 35, Schweizerische Geodätische Kommission, 1982.
- CARA, M., NERCESSIAN, A., NOLET, G. (1980): New Inferences from Higher Mode Data in Western Europe and Northern Eurasia.
Geophys. J.R. astr. Soc. 61, p.459-478.
- CERMAK, V. (1979): Heat Flow Map of Europe.
In: Terrestrial Heat Flow in Europe; CERMAK, V. and RYBACH, L. (eds.), Springer-Verlag, Berlin, p. 3-41.
- CHANNELL, J.E.T., D'ARGENIO, B.D., HORVATH, F. (1979): Adria, the African Promontory, in Mesozoic Mediterranean Paleogeography.
Earth Science Reviews, vol.15, p.213-292.
- CHANNELL, J.E.T. and HORVATH, F. (1976): The African/Adriatic Promontory as a Palaeogeographical Premise for Alpine Orogeny and Plate Movements in the Carpatho-Balkan Region.
Tectonophysics, vol.35, p.71-101.
- CHEKUNOV, A.V., SOLLOGUB, V.B., STAROSTENKO, V.I., RUSAKOV, O.M., KOZLENKO, V.G., KOSTYUKEVICH, A.S. (1984): Structure of the Earth's Crust and Upper Mantle below Hindustan and the Northern Part of the Indian Ocean from Geophysical Data.
Tectonophysics 101, p.63-73.
- CHOUDHURY, M., GIESE, P. and DE VISINTINI, G. (1971): Crustal Structure of the Alps: Some General Features from Explosion Seismology.
Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata, vol.13, no. 51/52, p. 211-240.

- CHRISTENSEN, N.I. and FOUNTAIN, D.M. (1975): Constitution of the lower crust based on experimental studies of seismic velocities in Granulites.
Bull. Geol. Soc. Am., vol. 86, p. 227-236.
- CHUNG, D.H. (1972): Birch's law: Why is it so good
Science, vol. 117., p. 261-263.
- CLARK, S.P. and RINGWOOD, A.E. (1964): Density Distribution and Constitution of the Mantle.
Reviews of Geophysics, vol. 2, no. 1, p. 35-88.
- CLOSS, H. et LABROUSTE, Y. (eds) (1963): Recherches seismologiques dans les Alpes occidentales au moyen de grandes explosions en 1956, 1958 et 1960.
Memoire collectif du Groupe d'Etude des Explosions alpines.
Annee geophysique internationale, Participation francaise, Serie XII, Fascicule 2.
Centre national de la recherche scientifique.
- C.N.R. (1980): Sezioni Geologico Strutturali in scala 1:200000 attraverso l'appennino settentrionale.
Progetto finalizzato Geodinamica, sotto-progetto 5 - Modello Strutturale Gruppo Appennino Settentrionale.
Consiglio Nazionale delle Ricerche, 1980.
- C.N.R. (1982): Carta strutturale dell'appennino settentrionale, scala 1:250000.
Progetto finalizzato Geodinamica, sotto-progetto 5 - Modello Strutturale Gruppo Appennino Settentrionale.
Consiglio Nazionale delle Ricerche, 1982.
- DALLAN NARDI, L. and NARDI, R. (1975): Structural pattern of the Northern Apennines.
In: Structural Model of Italy; OGNIBEN, L., PAROTTO, M., PRATURLON, A. (eds.); Consiglio Nazionale delle Ricerche, Roma, Italia.
- DAVIS, E.E. and LISTER, C.R.B. (1974): Fundamentals of ridge crest topography.
Earth and Planet. Sci. Lett., vol. 21, p. 405-413.
- DE CARVALHO, J.M. and ERWES, H. (1977): Reduction Tables and Diagrams for Barometric Measurements with Thommen Altimeters.
Revue Thommen AG, CH-4437 Waldenburg, Schweiz.

- DEICHMANN, N. (1984): Combined travel time and Amplitude interpretation of two seismic refraction studies in Europe.
Diss. Eidg. Techn. Hochschule, Zürich, Schweiz.
In Vorbereitung
- DEICHMANN, N. and ANSORGE, J. (1983): Evidence for Lamination in the Lower Continental Crust Beneath the Black Forest (Southwestern Germany).
J. Geophys., vol.52, p.109-118.
- DESIO, A. (1973): Geologia dell'Italia.
Unione Tipografico-Editrice Torinese, Torino, Italia.
- DZIEWONSKI, A.M. and ANDERSON, D.L. (1981): Preliminary Reference Earth Model.
Phys. Earth Planet. Interiors 25, p.297-356.
- EDEL, J.B., FUCHS, K., GELBKE, C. and PRODEHL, C. (1975):
Deep Structure of the Southern Rhinegraben Area from Seismic Refraction Investigations.
J. Geophys., vol. 41, p.333-356.
- EGLOFF, R. (1979): Sprengseismische Untersuchungen der Erdkruste in der Schweiz.
Diss.Nr.6502, Eidg.Tech.Hochschule, Zürich, Schweiz,
167 p.
- EL TAHLAWI, M.R. (1965): Geologie und Petrographie des nordöstlichen Comerseegebietes (Provinz Como, Italien).
Mitt. aus dem Geol.Inst. der Eidg.Tech.Hochschule und der Universität Zürich, Schweiz, N.F. no.27, 199p.
- EMTER, D. (1971): Ergebnisse seismischer Untersuchungen der Erdkruste und des obersten Erdmantels in Südwestdeutschland.
Diss. Univ. Stuttgart, BRD, 108p.
- ERWES, H. (1975): Experiences and Accuracy of Barometric Levelling with Thommen Altimeters.
Revue Thommen AG, CH-4437 Waldenburg, Schweiz.
- FINCKH, P.G. (1978): Are Southern Alpine Lakes former Messinian Canyons - Geophysical Evidence for Preglacial Erosion in the Southern Alpine Lakes.
Marine Geology, vol.27, p.289-302.
- FLEITOUT, L. and FROIDEVAUX, C. (1982): Tectonics and Topography for a Lithosphere Containing Density Heterogeneities.
Tectonics, vol.1, no.1, p.21-56.

- FOUNTAIN, D. (1976): The Ivrea-Verbano and Strona-Ceneri Zones (Northern Italy): A Cross Section of the Continental Crust - new Evidence from Seismic Velocities of Rock Samples.
Tectonophysics, vol. 33, p.145-165.
- FUCHS, K., MUELLER, ST., PETERSCHMITT, E., ROTHE, J.-P., STEIN, A. und STROBACH, K. (1963): Krustenstruktur der Westalpen nach refraktionsseismischen Messungen.
Gerlands Beitr. Geophys., vol. 72/3, p.149-169.
- FUNK, H. und GUBLER, E. (1980): Höhenänderungen der Fixpunkte im Gotthard - Bahntunnel zwischen 1917 und 1977 und ihre Beziehung zur Geologie.
Eclogae geol.Helv., vol.73, no.2, p.583-592.
- GANSSER, A. (1968): The Insubric Line, a Major Geotectonic Problem.
SMPM, vol.48, p.123-143.
- GARDNER, G.H.F., GARDNER, L.W., GREGORY, A.R. (1974): Formation Velocity and Density - The Diagnostic Basics For Stratigraphic Traps.
Geophysics, vol.39, no.6, p.770-780.
- GARLAND, G.D. (1965): The Earth's shape and gravity.
Pergamon, London, 183p.
- GASSMANN, F. (1962): Schweremessungen in der Umgebung von Zürich. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Serie Geophysik, No.3, Verlag Kümmerly & Frey AG, Bern.
- GASSMANN, F. und PROSEN, D. (1949): Zur Interpretation des Schwere-defizites in den Schweizer Alpen.
Eclogae Geol.Helv., vol.48.
- GERMAN RESEARCH GROUP FOR EXPLOSION SEISMOLOGY (Reporter: H.BERCKHEMER) (1968): Topographie des Ivreakörpers, abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten.
SMPM, vol. 48, p.235-246.
- GEWERKSCHAFTEN BRIGITTA und ELWERATH Betriebsführungsges.m.b.H. (BEB) (1979): Auf der Suche nach Erdgas und Erdöl in der Schweiz.
Riethorst 12, D-3000 Hannover 51, BRD, 12 p.
- GIESE, P., GÜNTHER, K., REUTTER, K.J. (1970): Vergleichende geologische und geophysikalische Betrachtungen der Westalpen und des Nordapennins.
Z.deutsch.geol.Ges., vol.120, p.151-195.

- GIESE, P., NICOLICH, R., REUTTER, K.J. (1982): Explosion Seismic Crustal Studies in the Alpine-Mediterranean Region and their Implications to Tectonic Processes.
In: Alpine - Mediterranean Geodynamics; BERCKHEMER, H., HSU, K. (eds.); American Geophysical Union, Washington D.C., p.39-73
- GIESE, P., PRODEHL, C, und STEIN, A. (eds.) (1976): Explosion Seismology in Central Europe.
Springer-Verlag, Berlin, 429 p.
- GÖTZE, H.-J. (1976): Ein numerisches Verfahren zur Berechnung der gravimetrischen und magnetischen Feldgrößen für dreidimensionale Modellkörper.
Diss. Techn. Univ. Clausthal, BRD, 106p.
- GUBLER, E. (1976): Beitrag des Landesnivellements zur Bestimmung vertikaler Krustenbewegungen in der Gotthard - Region.
SMPM, vol. 56, p.675-678.
- GUBLER, E., KAHLE, H.-G., KLINGELE, E., MUELLER, ST., OLIVIER, R. (1981): Recent Crustal Movements in Switzerland and their Geophysical Interpretation.
Tectonophysics, vol.71, p.125-152.
- GURTNER, W. (1978): Das Geoid in der Schweiz.
Astronomisch Geodätische Arbeiten in der Schweiz, vol. 32, Schweizerische Geodätische Kommission.
- GUTENBERG, B. (1928): Der Aufbau der Erdkruste in Europa.
Geol. Rundsch., vol.19, p.433-439.
- GWINNER, M.P. (1971): Geologie der Alpen; Stratigraphie, Paläogeographie, Tektonik.
E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart BRD.
- HADDON, R.A.W. and BULLEN, K.E. (1969): An Earth Model Incorporating free Earth Oscillation Data.
Phys. Earth Planet. Interiors 2, p35-49.
- HARCKE, H. (1972): Die Struktur der Erdkruste im nördlichen Alpenvorland - eine Synthese aus seismischen und gravimetrischen Daten.
Diss. Univ. Karlsruhe, BRD, 67p.
- HART, R.S., ANDERSON, D.L., KANAMORI, H. (1977): The Effect of Attenuation Gross Earth Models.
J. Geophys. Res., vol.82, no.11, p.1647-1654.

- HAYFORD, J.F., and BOWIE, W. (1912): The Effect of Topography and Isostatic Compensation upon the Intensity of Gravity. U.S. Coast and Geodetic Survey, Spec. Publ. no.10.
- HEISKANEN, W. (1924): Untersuchungen über Schwerkraft und Isostasie. Veröffentlichungen des Finnischen Geodätischen Institutes, No.4.
- HEISKANEN, W.A. and VENING MEINESZ, F.A. (1958): The earth and its gravity field. McGraw-Hill, New York, 357p.
- HELLER, F. (1980): Palaeomagnetic evidence for Late Alpine Rotation of the Lepontine area. *Eclogae Geol. Helv.*, vol.73, p.607-618.
- HOFMANN, F. (1960): Beitrag zur Kenntnis der Glimmersandsedimentation in der oberen Süßwassermolasse der Nord- und Nordostschweiz. *Ecl. Geol. Helv.*, vol.53, no.1.
- HOLOPAINEN, P.E. (1947): On the Gravity Field and the Isostatic Structure of the Earth's Crust in the East Alps. *Ann. Ac. Sc. Fennicae, Ser. A, III, Geologica-Geographica* 12.
- HORVATH, F., and BERCKHEMER, H. (1982): Mediterranean Back Arc Basins. In: *Alpine - Mediterranean Geodynamics*; BERCKHEMER, H., HSU, K. (eds.); American Geophysical Union, Washington D.C., p.141-173.
- HSU, K.J. (1979): Thin - skinned plate tectonics during neo-Alpine orogenesis. *Amer. Journ. Science*, vol.279, p.353-366.
- ILLIES, J.H. and GREINER, G. (1978): Rhinegraben and the Alpine System. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 89, p.770-782.
- ITALIAN EXPLOSION SEISMOLOGY GROUP and INSTITUTE OF GEOPHYSICS, ETH ZÜRICH (1981): Crust and Upper Mantle Structures in the southern Alps from Deep Seismic Sounding Profiles (1977, 1978) and Surface Wave Dispersion Analysis. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, vol.13, no.92.
- JACKSON, D.D. (1978): Linear inverse theory with a priori data. In: *Applied Inverse Problems*; SABATIER, P.C. (ed.); Springer-Verlag, Berlin.

- JEANRICHARD, F. (1975): Summary of Geodetic Studies of Recent Crustal Movements in Switzerland. Tectonophysics, vol.29, p.289-292.
- KÄLIN, O., und TRÜMPY, D.M. (1977): Sedimentation und Paläotektonik in den westlichen Südalpen: Zur triasisch-jurassischen Geschichte des Monte Nudo-Beckens. Eclogae geol.Helv., vol.70/2, p.295-350.
- KAHLE, H.-G. (1975): Zur Ursache von globalen Schwereanomalien. Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, 1975.
- KAHLE, H.-G., KLINGELE, E., MUELLER, ST. and EGLOFF, R. (1976a): Gravimetrie, Sprengseismik und Krustenmächtigkeit entlang der Schweizer Geotraverse. SMPM, vol. 56, no. 3, p.679-684.
- KAHLE, H.-G., KLINGELE, E., MUELLER, ST. and EGLOFF, R. (1976b): The variation of crustal thickness across the Swiss Alps based on gravity and explosion seismic data. Pageoph, vol. 114, p. 479 - 494.
- KAHLE, H.-G., MUELLER, ST., KLINGELE, E., EGLOFF, R. and KISSLING, E. (1980): Recent Dynamics, Crustal Structure and Gravity in the Alps. In: Earth's Rheology, Isostasy and Eustasy, MÖRNER, N.A. (ed.); John Wiley+Sons, New York, p.377-388.
- KAHLE, H.-G. and WERNER, D. (1980): A Geophysical Study of the Rhinegraben. Part 2: Gravity anomalies and geothermal implications. Geophys.J.R.Astr.Soc., vol.62, no.3, p.631-649.
- KERN, H. and RICHTER, A. (1981): Temperature Derivatives of Compressional and Shear Wave Velocities in Crustal and Mantle Rocks at 6 kbar Confining Pressure. J. Geophys., vol.49, p.47-56.
- KISSLING, E. (1980): Krustenaufbau und Isostasie in der Schweiz. Diss. 6655, Eidg.Tech.Hochschule Zürich, Schweiz, 165p.
- KISSLING, E. (1982): Aufbau der Kruste und des oberen Mantels in der Schweiz. Geodätisch-Geophysikalische Arbeiten in der Schweiz, Band 35, Schweizerische Geodätische Kommission, 1982.

- KISSLING, E., MUELLER, ST., WERNER, D. (1983): Gravity anomalies, seismic structure and geothermal history of the Central Alps.
Annales Geophysicae, vol.1, no.1, p.37-46.
- KLINGELE, E. (1972): Contribution a l'étude gravimétrique de la Suisse Romande et des régions avoisinantes.
Materiaux pour la Géologie de la Suisse, Série Geophys. no.15, 94p., Kümmerly+Frey, Geographischer Verlag, Bern.
- KLINGELE, E. (1975): Sur un Programme de Tracage des Isolignes.
Bericht an die Eidgenössische Geophysikalische Kommission. Nicht publiziert.
- KLINGELE, E. (1978): Un Nouveau Logiciel pour les Corrections Topographique en Gravimétrie.
Bericht an die Eidgenössische Geophysikalische Kommission. Nicht publiziert.
- KLINGELE, E. (1979): Schwere-Karte der Schweiz, Isostatische Anomalien, Karte 5 der Geophysikalischen Landeskarten 1:500'000.
Bundesamt für Landestopographie, Waber/Bern.
- KLINGELE, E. (1980): A New Method for Near-Topographic Correction in Gravity Surveys.
Pageoph, vol.119 (1980/81).
- KLINGELE, E. and KAHLE, H.G. (1978): Prominent gravity anomalies in Western Switzerland and possible models for the basement structure.
Geoskrifter, vol.10, p.95-110.
- KLINGELE, E. and KAHLE, H.G. (1982): Relations entre anomalies de Bouguer et altitudes moyennes en Suisse: Implications géophysiques possibles.
Beiträge der Schweizerischen Gesellschaft für Geophysik, Beiheft zum Jahrbuch der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft 1977-1981.
- KLINGELE, E. und KISSLING, E. (1982): Zum Konzept der Isostatischen Modelle in Gebirgen am Beispiel der Schweizer Alpen.
Geodätisch-Geophysikalische Arbeiten in der Schweiz, Band 35, Schweizerische Geodätische Kommission, 1982.
- KLINGELE, E. und OLIVIER, R. (1979): Schwere-Karte der Schweiz (Bouguer-Anomalien), Karte 4 der Geophysikalischen Landeskarten 1:500'000.
Bundesamt für Landestopographie, Wabern/Bern.

- KLINGELE, E. und OLIVIER, R. (1980): La nouvelle carte gravimétrique de la Suisse (Die neue Schwerekarte der Schweiz).
Beitr. Geologie Schweiz, Serie Geophys. no. 20.
- LAMBERT, I.B. and WYLLIE, P.J. (1968): Stability of hornblende and a model for the low velocity zone.
Nature, vol.219, p.1240-1241.
- LAMBERT, I.B. and WYLLIE, P.J. (1970): Low velocity zone in the upper mantle: incipient melting caused by water.
Science, vol.169, p.764-766.
- LANDISMAN, M. and MUELLER, ST. (1966): Seismic studies of the Earth's crust in continents, 2, Analysis of wave propagation in continents and adjacent shelf areas.
Geophys. J. Roy. Astron. Soc., vol.10, p.539-548.
- LARDELLI, T. (1981): Die Tonalelinie im unteren Veltlin.
Diss., Eidg.Tech.Hochschule Zürich, Schweiz 221p.
- LAUBSCHER, H. and BERNOULLI, D. (1982): History and Deformation of the Alps.
In: Mountain building processes; HSU, K.J. (ed.); Academic Press, London, 263p., 1978.
- LAUBSCHER, H.P. (1970): Bewegung und Wärme in der alpinen Orogenese.
SMPM, vol. 50/3, p.565-596.
- LAUBSCHER, H.P. (1971): Das Alpen - Dinariden - Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys.
Geol. Rundschau, vol. 60/3, p.813-833.
- LAUBSCHER, H.P. (1974a): Evoluzione e struttura delle Alpi.
Le Scienze (ed.ital.di Scientific American), no.72.
- LAUBSCHER, H.P. (1974b): The tectonics of subduction in the Alpine system.
Memorie della Societa Geologica Italiana, Supplemento 2 al volume XIII, p.275-283.
- LAUBSCHER, H.P. (1983): Der Bau der Alpen.
In: OZEANE UND KONTINENTE; Spektrum der Wissenschaft Verlagsgesellschaft mbH & Co., 6900 Heidelberg BRD.

- LEHNER, M. (1930): Beiträge zur Untersuchung der isostatischen Kompensation der schweizerischen Gebirgsmassen. Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft in Basel, vol.41, (1929-30), p.1-76.
- LEMCKE, E. (1973): Zur nachpermischen Geschichte des nördlichen Alpenvorlandes. Geologica Bavar., vol.69, p.5-48.
- LEMCKE, E. (1974): Vertikalbewegungen des vormesozoischen Sockels im nördlichen Alpenvorland vom Perm bis zur Gegenwart. Eclogae Geol. Helv., vol.67/1, p.121-133.
- LETZ, H., REICHERT, D., WIGGER, P., GIESE, P. (1978): Seismic Refraction Measurements in the Ligurian Sea and in the Northern Apennines. In: Alps, Apennines and Hellenides; CLOSS, H., ROEDER, D. and SCHMIDT, K. (eds.); E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, BRD.
- LIEBSCHER, H. (1962): Reflexionshorizonte der tieferen Erdkruste im Bayrischen Alpenvorland, abgeleitet aus Ergebnissen der Reflexionsseismik. Z. Geophys., vol.28, p.162-184.
- LIEBSCHER, H. (1964): Deutungsversuche für die Struktur der tieferen Erdkruste nach reflexionsseismischen und gravimetrischen Messungen im deutschen Alpenvorland, I, II. Z. Geophys., vol.30, p.51-96, 115-126.
- LOHR, J. (1967): Die seismischen Geschwindigkeiten in der Ostschweiz. Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u.-Ing., vol.35, no.6, p.29-38.
- LOHR, J. (1976): Alpine stress documented by anomalous seismic velocities in the Molasse trough. In: Alps, Apennines and Hellenides; CLOSS, H., ROEDER, D. and SCHMIDT, K. (eds.); E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, BRD.
- LOSECKE, W. and SCHEELKE, I. (1978): Results of Magnetotelluric Measurements in the South-Western Po Plain, Italy. In: Alps, Apennines and Hellenides; CLOSS, H., ROEDER, D. and SCHMIDT, K. (eds.); E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, BRD.
- LOWRIE, W. (1980): A paleomagnetic overview of the Alpine system. B.R.G.M., Memoire no.115, p.316-330.

- MAKRIS, J. (1971): Aufbau der Kruste in den Ostalpen aus Schweremessungen und den Ergebnissen der Refraktionsseismik.
Hamburger Geophys. Einzelschriften, Heft 15, 65 p.
- MAYER-ROSA, D. and MUELLER, ST. (1979): Studies of seismicity and selected focal mechanisms in Switzerland.
SMPM, vol. 59, no. 2, p. 127-132.
- MEISSNER, R. and VETTER, U. (1976): Investigation on isostatic balance in different parts of Eurasia, based on seismic and gravity data.
In: Explosion Seismology in Central Europe, GIESE, P., PRODEHL, C. and STEIN, A. (eds.); Springer-Verlag, Berlin, p.396-400.
- MEYER, H. J. (1982): Untersuchung über das Schwerfeld im Gebiet des Comersees (Ober-Italien).
Diplomarbeit, Inst.f.Geophysik, ETH Zürich, Schweiz.
- MICHEL, B. (1978): La croute entre Vallee du Rhin et Vallee du Rhone: Interpretation de profils sismiques et resultats structuraux.
These (3 cycle), Universite Paris VI, 133p.
- MILLER, H., ANSORGE, J., ARIC, K., PERRIER, G. (1978): Preliminary results of the lithospheric seismic Alpine longitudinal profile, 1975, from France to Hungary.
In: Alps, Apennines and Hellenides; CLOSS, H., ROEDER, D. and SCHMIDT, K. (eds.); E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, BRD.
- MILLER, H., ANSORGE, J. and MUELLER, ST. (1979): Evidence of a high-velocity zone in the upper mantle under the central part of the Alps. Abstract. EOS Trans. AGU, vol. 60, p. 594.
- MILLER, H., GEBRANDE, H. und SCHMEDES, E. (1977): Ein verbessertes Strukturmodell für die Ostalpen, abgeleitet aus refraktionsseismischen Daten unter Berücksichtigung des Alpen - Längsprofils.
Geol. Rundschau, vol. 66/2, p.289-308.
- MILLER, H., MUELLER, ST., PERRIER, G. (1982): Structure and dynamics of the Alps - a geophysical inventory: Final Reports of the International Geodynamics Project.
Geodynamics Series, A.G.U., vol.7, p.175-203.

- MILNES, A.G. (1978): Structural zones and continental collision, Central Alps.
Tectonophysics, vol.47, p.369-392.
- MINTROP, L. (1953): Die Hypothese von Airy verträgt sich nicht mit seismischen Beobachtungsergebnissen.
Bull.d'inf.de l'U.G.G.I., 2 annee, no.2, p.225-229.
- MOTICKA, P. (1970): Petrographie und Strukturanalyse des westlichen Bergeller Massivs und seines Rahmens.
SMPM, vol.50, no.2, p.355-443.
- MÜLLER, P. (1963): Simultane gravimetrische Bestimmung der Gesteinsdichte und des Schwerefeldes in der Erdkruste.
Diss. 3417, Eidg.Tech.Hochschule Zürich, Schweiz 53p.
- MUELLER, ST. (1977): A new model of the continental crust.
Geophysical Monograph 20, American Geophysical Union, p. 289-317.
- MUELLER, ST. (1978): Evolution of the earth's crust.
In: RAMBERG, I.B. and NEUMANN, E.R. (eds.); Tectonics and Geophysics of Continental Rifts, p. 11 - 28.
D.Reidel Publ.Co., Dordrecht, Holland.
- MUELLER, ST. (1982): Deep Structure and Recent Dynamics in the Alps.
In: Mountain building processes; HSU, K.J. (ed.); Academic Press, London, 263p., 1982.
- MUELLER, ST. (1984): Dynamic processes in the Alpine arc.
Annales Geophysicae, vol.2, no.2, p.161-164.
- MUELLER, ST., ANSORGE, J., EGLOFF, R. and KISSLING, E. (1980):
A crustal cross section along the Swiss Geotraverse from the Rhinegraben to the Po plain.
Eclogae Geol.Helv., vol.73, no.2, p.463-485.
- MUELLER, ST., EGLOFF, R. und ANSORGE, J. (1976): Struktur des tieferen Untergrundes entlang der Schweizer Geotraverse.
SMPM, vol.56, no.3, p.685-692.
- MUELLER, ST. and LANDISMAN, M. (1966): Seismic studies of the earth's crust in continents, 1, Evidence for a low-velocity zone in the upper part of the lithosphere.
Geophys. J. Roy. Astron. Soc. , vol. 10, p.525-538.

- MUELLER, ST. und LOWRIE, W. (1980): Die geodynamische Entwicklung des westlichen Mittelmeerraums und der Alpen. Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik vol.12/80, P.470-495.
- MUELLER, ST. and SPRECHER, CH. (1978): Upper Mantle Structure along a Profile through the Eastern Alps from Rayleigh Wave Dispersion. In: Alps, Apennines and Hellenides; CLOSS, H., ROEDER, D. and SCHMIDT, K. (eds.); E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, BRD.
- MUELLER, ST. and TALWANI, M. (1971): A crustal section across the Eastern Alps based on gravity and seismic refraction data. Pageoph., vol.85/2, p.226-239.
- NABHOLZ, W.K. (1954): Neue Beobachtungen im Bergsturzgebiet südlich Reichenau-Tamins (Graubünden). Verh.Naturf.Ges.Basel, vol.65, no.1, p.67-81.
- NABHOLZ, W.K. (1982): 3 Geologische Profile durch die Schweizer Alpen im Masstab 1:100'000. Unveröffentlicht.
- NEUGEBAUER, H.J., BRÖTZ, R. and RYBACH, L. (1980): Recent crustal uplift and the present stress field of the Alps along the Swiss Geotraverse Basel - Chiasso. Eclogae Geol.Helv., vol. 73, no.2, p.489-500.
- NIETHAMMER, T. (1911, 1916, 1919, 1921): Schwerebestimmungen in der Schweiz. Astronomisch-geodätische Arbeiten in der Schweiz, vol. 12, 13, 15 und 16.
- NOLET, G. (1976): Higher modes and the determination of upper mantle structure. Thesis, Univ. Utrecht, Netherlands, 90p.
- NOLET, G. (1977): The upper mantle under Western Europe inferred from the dispersion of Rayleigh mode. J.Geophys.Res., vol.43, p.265-285.
- NOLET, G. and MUELLER, ST. (1982): A Model for the Deep Structure of the East African Rift System from simultaneous Inversion of Teleseismic Data. Tectonophysics, vol.84, p.151-178.

- OGNIBEN, L., PAROTTO, M., PRATURLON, A. (eds.) (1975): Structural Model of Italy.
Consiglio Nazionale delle Ricerche, Roma, Italia.
- OXBURGH, E.R. (1972): Flake tectonics and continental collision.
Nature, London, vol.239, p.202-204.
- PANZA, G.F., CALCAGNILE, G., SCANDONE, P., MUELLER, ST. (1980b):
La struttura profonda dell'area mediterranea.
Le Scienze, vol.24, no.141, p.60-69.
- PANZA, G.F., CALCAGNILE, G., SCANDONE, P., MUELLER, ST. (1983):
Die geologische Tiefenstruktur des Mittelmeerraumes.
In: OZEANE UND KONTINENTE; Spektrum der Wissenschaft
Verlagsgesellschaft mbH & Co., 6900 Heidelberg BRD.
- PANZA, G.F. and MUELLER, ST. (1978): The Plate Boundary between
Eurasia and Africa in the Alpine area.
Mem.Sci.Geol.Univ.Padova, vol.33, p.43-50.
- PANZA, G.F., MUELLER, ST. and CALCAGNILE, G. (1979): The gross
Features of the Lithosphere - Asthenosphere System in
the European - Mediterranean Area.
Abstr. 5th EGS - Meeting, Strasbourg. EOS, vol. 60,
no. 7, p.100.
- PANZA, G.F., MUELLER, ST., CALCAGNILE, G. (1980a): The gross
Features of the Lithosphere - Asthenosphere System
in Europe from Seismic Surface Waves and Body Waves.
Pure Appl. Geophys. vol.118, p.1209-1213.
- PARSONS, B. and SCLATER, J.G. (1977): An Analysis the variation of
of ocean floor bathymetry and heat flow with age.
J. Geophys. Res., vol.82, p.803-827.
- PAVONI, N. (1976): Herdmechanismen von Erdbeben und
regionaltektonisches Spannungsfeld im Bereich der
Geotraverse Basel - Chiasso.
SMPM, vol. 56, no.3, p.697-702.
- PAVONI, N. (1977): Erdbeben in der Schweiz.
Ecl.Geol.Helv., vol.70/2, p.351-370.
- PERRIER, G. (1980): La structure des Alpes occidentales deduite
des donnees geophysique.
Eclogae geol.Helv., vol 73, no.2, p.407-424.

- PETRUCCI, F., CAREGGIO, M., CAVAZZINI, R. (1979): Indagini Geofisiche sui Depositi Quaternari nel Fondovalle Valtellinese da Cosio a Ponte.
Geogr.Fis.Dinam.Quat., vol.2, p.17-20.
- PETRUCCI, F., CAREGGIO, M., CAVAZZINI, R. (1982): Indagini Geofisiche sul Fondovalle Valtellinese (dal Lago di Como a Teglio, prov. di Sondrio).
Geogr.Fis.Dinam.Quat., vol.5, p.207-218.
- PIERI, M. (1969): Exploration for Oil and Gas in Italy.
In: The Exploration for Petroleum in Europe and North Africa; HEPPLER, P. (ed.); Institute of Petroleum, London, England.
- PIERI, M. and GROPPI, G. (1975): The structure of the base of the Pliocene-Quaternary sequence in the subsurface of the Po and Veneto Plains, the Pedepennine Basin and the Adriatic Sea.
In: Structural Model of Italy; OGNIBEN, L., PAROTTO, M., PRATURLON, A. (eds.); Consiglio Nazionale delle Ricerche, Roma, Italia.
- 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.
- PRATT, J.H. (1855): On the Attraction of the Himalaya Mountains and of the elevated Regions beyond them, upon the Plumb Line in India.
Phil. Trans. Royal astr. Soc. of London, vol.145, p.53-100, London.
- PRESS, F. (1969): The Suboceanic Mantle.
Science, vol.165, p.174-176.
- PRESS, F. (1969): Earth Model Obtained by Monte Carlo Inversion.
J. Geophys. Research, vol.73, no.16, p.5223-5234
- PRESS, F. (1970): Earth Models Consistent with Geophysical Data.
Phys. Earth Planet. Interiors 3, p.3-22.
- PRESS, F. (1970): The Earth's Interior as Inferred from a Family of Models.
The Nature of the Solid Earth, p.147-171.

- PRODEHL, C. (1965): Struktur der tieferen Erdkruste in Südbayern und längs eines Querprofils durch die Ostalpen, abgeleitet aus refraktionsseismischen Messungen bis 1964.
Boll.Geof.Teor.ed Appl., vol.25, p.35-88.
- REMENYIK, T. (1959): Geologische Untersuchung der Bergsturzlandschaft zwischen Chur und Rodels (Kt. Graubünden).
Dissertation, Universität Bern, 235p.
- REUTTER, K. J., GÜNTHER, K., GROSCURTH, J. (1978): An Approach to the Geodynamics of the Corsica-Northern Apennines Double Orogene.
In: Alps, Apennines and Hellenides; CLOSS, H., ROEDER, D. and SCHMIDT, K. (eds.); E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, BRD.
- RICHTER, D. (1973): Grundriss der Geologie der Alpen.
Verlag Walter de Gruyter, Berlin, New York, 1974.
- RINGWOOD, A. E. (1969): Composition and Evolution of the Upper Mantle.
In: The Earth's Crust and Upper Mantle; HART, P. J. (ed.); American Geophysical Union, Washington, D.C., p.1-17.
- RINGWOOD, A. E. (1976): Phase Transformations in Descending Plates and Implications for Mantle Dynamics.
Tectonophysics, 32, p.129-143.
- RINGWOOD, A. E. and GREEN, D. H. (1966): An Experimental Investigation of the Gabbro-Eclogite Transformation and some Geophysical Implications.
Tectonophysics, vol.3, p.383-427.
- RYBACH, L., MUELLER, ST., MILNES, A. G., ANSORGE, J., BERNOULLI, D. and FREY, M. (1980): The Swiss Geotraverse Basel - Chiasso - a review.
Eclogae geol. Helv., vol. 73, no.2, p.437 - 462.
- SABATIER, P. C. (ed.) (1978): Applied Inverse Problems.
Lecture Notes in Physics, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- SALONEN, E. (1932): Über die Erdkrustendicke und die isostatische Kompensation in den Schweizer Alpen.
Annales Ac. Sc. Fenn.; Ser.A, vol.37, p.1-27.

- SCHELIGA, G. (1971): Ergebnisse Seismischer Messungen (1965-1970) im Gebiet des Engadiner Fensters.
Dissertation, Universität München, 83p.
- SCHELLER, E. (1970): Geophysikalische Untersuchungen zum Problem des Taminser Bergsturzes.
Diss. 4560 Eidg.Tech.Hochschule Zürich, Schweiz, 91p.
- SCHENK, H. (1980): Dispersionsanalyse seismischer Oberflächenwellen auf dem Alpenlängsprofil von Lanslevillard (F) nach Wien.
Diplomarbeit, Inst.f.Geophysik, ETH Zürich, Schweiz.
- SCHÖLER, W. (1976): Die Krustenstruktur der Ostalpen nach Ergebnissen gravimetrischer Untersuchungen unter besonderer Berücksichtigung des gemessenen Vertikalgradienten.
Diss. Techn.Univ. Clausthal, BRD, 105 p.
- SCHWINNER, R. (1931): Das Schwereprofil der Tauernbahn.
Gerl.Beitr.z.Geophys., vol.29, p.452-516.
- SKINNER, B. J. (1966): Thermal Expansion.
In: Handbook of Physical Constants; CLARK, S.P. (ed.); Geol.Soc.Amer.Mem., vol.97, p.75-96.
- SOOD, M.K. (1981): Modern Igneous Petrology.
John Wiley & Sons, New York, Chichester, Brisbane, Toronto.
- SPICHER, A. (1980): Geologische Karte der Schweiz (1:500'000)
Herausgegeben von der Schweiz. Geologischen Kommission, Basel, Schweiz.
- SPICHER, A. (1980): Tektonische Karte der Schweiz (1:500'000)
Herausgegeben von der Schweiz. Geologischen Kommission, Basel, Schweiz.
- SPOHN, T., and NEUGEBAUER, H.G. (1978): On the Mechanism of Subsidence of Sedimentary Basins Adjacent to Passive Continental Margins.
In: Alps, Apennines and Hellenides; CLOSS, H., ROEDER, D. and SCHMIDT, K. (eds.); E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, BRD.
- SPRECHER, CH. (1976): Die Struktur des oberen Erdmantels in Zentraleuropa aus Dispersionsmessungen an Rayleigh-Wellen.
Diss. Nr.5864, Eidg. Techn. Hochschule, Zürich, Schweiz, 156 p.

- SQUYRES, C.H. (1975): Geology of Italy.
The Earth Sciences Society of the Libyan Arab Republic,
On the Occasion of the Fifteenth Annual Field
Conference; Tripoli, 1975.
- STAUB, R. (1926): Der Bau der Alpen.
Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz,
N.F. Lfg.52., Spezialkarte no.105 B2.
- STAUB, R. (1950): Betrachtungen über den Bau der Südalpen.
Ecl.Geol.Helv., vol.42, p.215-408.
- STEIN, A., VECCHIA, O., FROELICH, R. (1978): A Seismic Model of a
Refraction Profile Across the Western Po Valley.
In: Alps, Apennines and Hellenides; CLOSS, H., ROEDER, D.
and SCHMIDT, K. (eds.); E.Schweizerbart'sche
Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, BRD.
- TARANTOLA, A. and VALETTE, B. (1982a): Generalized Nonlinear
Inverse Problems Solved Using the Least Squares
Criterion.
Reviews of Geophysics and Space Physics, vol.20, no.2,
p.219-232.
- TARANTOLA, A. and VALETTE, B. (1982b): Inverse Problems = Quest for
Information.
J. Geophys. vol.50, p.159-170.
- THOUVENOT, F. (1976): Sondages sismiques profonds Alpes 75.
Premiers resultats sur la structure de la lithosphere
entre les massifs du Revard et du Gotthard.
These de Diplome, Inst. de Physique du Globe, Univ.
de Strasbourg, France.
- TRÜMPY, R. (1973): The timing of orogenic events in the Central
Alps.
In: Gravity and Tectonics; DEJONG, K.A. and
SCHOLTEN, R. (eds.); Wiley+Sons, New York, p.229-251.
- TRÜMPY, R. (1980): Geology of Switzerland, Part A+B.
edited by Schweizerische Geologische Kommission,
Wepf & Co. Publishers, Basel.
- VAN BEMMELEN, R.W. (1973): Geodynamic models for the Alpine type
of orogeny.
Tectonophysics, vol.18, p.33-79.

- VECCHIA, O. (1952): Carta della Densita sino al Livello del Mare Nell' Italia Settentrionale.
Boll. di Geodesia e Scienze Affini dell' Istituto Geografico Militare, Anno XI, no.3.
- VYSKOCIL, V. (1978): On the Problem of Constructing Density Models of the Lithosphere.
Studia geoph. et geod. vol.22, p.402-410.
- WANG, CHI-Y. (1970): Density and Constitution of the Mantle.
J. Geophys. Research, vol.75, no.17. p.3264-3284.
- WANG, CHI-Y. (1972): A Simple Earth Model.
J. Geophys. Research, vol.77, no.23, p.4318-4329.
- WEHEBRINK, F. (1968): Auswertung der reflexionsseismischen Messungen Lago Bianco 1964.
Diplomarbeit, Geophys.Inst., Univ.Hamburg, BRD, 48p.
- WERNER, D. and KAHLE, H.G. (1980): A geophysical study of the Rhinegraben Part 1: Kinematics and Geothermics.
Geophys.J.R.Astr.Soc., vol.62, no.3, p.617-630.
- WERNER, D., KAHLE, H.-G., ANSORGE, J., MUELLER, ST. (1982): Mass Displacements and Geothermics within the Upper Mantle of the Rhinegraben Rift System: A Model to interpret Data from Gravimetry and Seismology.
In: Continental and Oceanic Rifts; PALMASON, G. (ed.). Geodynamics Series; vol.8, American Geophysical Union, Washington, D.C.
- WERNER, D. and KISSLING, E. (1981): Geothermics and Gravity within the Swiss Alps.
Terra cognita, vol.0, p.77.
- WINTERER, E.L. and BOSELLINI, A. (1981): Subsidence and Sedimentation on Jurassic Passive Continental Margin, Southern Alps, Italy.
The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, vol.65, no.3, p.394-421.
- WOOLLARD, G.P. (1975): Regional changes in gravity and their relation to crustal parameters.
Bureau Gravimetrique Int., Bull.d'Information, vol.36, p.106-110.
- WORTHINGTON, M.H., CLEARY, J.R., ANDERSSEN, R.S. (1972): Density Modelling by Monte Carlo Inversion - II Comparison of Recent Earth Models.
Geophys. J.R. astr. Soc. 29, p.445-457.

WYLLIE, P.J. (1971): The Dynamic Earth: Textbook in Geosciences.
John Wiley & Sons, Inc., New York, London, Sydney,
Toronto, 416p.

WYLLIE, P.J. and HUANG, W.L. (1976): Carbonation and Melting
Relations in the System CaO-MgO-SiO₂-CO₂ at Mantle
Pressures with Geophysical and Petrological
Applications.
Contrib. Mineral Petrol., vol.54, p.79-107.