

Diss ETH 6655

K R U S T E N A U F B A U   U N D   I S O S T A S I E   I N  
D E R   S C H W E I Z

ABHANDLUNG  
ZUR ERLANGUNG  
DES TITELS EINES DOKTORS DER NATURWISSENSCHAFTEN  
DER  
EIDGENOESSISCHEN TECHNISCHEN HOCHSCHULE ZUERICH

VORGELEGT VON  
EDUARD KISSLING  
DIPL. NATW. ETH  
GEBOREN DEN 7. AUGUST 1953  
VON OLTEN UND WOLFWIL (SO)

ANGENOMMEN AUF ANTRAG VON:  
PROF. DR. ST. MUELLER, REFERENT  
PROF. DR. H.-G. KAHLE, KORREFERENT  
PROF. DR. W. LOWRIE, KORREFERENT

1980

Inhaltsverzeichnis

=====

	Seite
Zusammenfassung	IV
Abstract	VI
1. Einleitung, Problemstellung	1
2. Datenmaterial	3
.1 Gravimetrische Daten	5
.2 Seismische Daten	8
.3 Weiteres Datenmaterial	9
3. Interpretation gravimetrischer und seismischer Daten mit Modellkoerpern	13
.1 Referenzlithosphaere	16
.2 Schweremodelle aus seismischen Daten: Geschwindig- keits - Dichte - Relation	22
.2.1 Seismische und gravimetrische Krustenmodelle	23
.2.2 Genauigkeitsbetrachtung der Schwereeffekte von seismischen Modellen	29
.2.3 Geschwindigkeits - Dichte - Relation	36
.3 Schweremodell der Molassesedimente	40
.3.1 Raeumliche Ausdehnung	41

	Seite
.3.2 Dichteverteilung	42
.3.3 Modellrechnung	44
.3.4 Schwereanomalie der Sedimente des Molassebeckens	45
.4 Schweremodell der Zone Ivrea - Verbano	48
.4.1 Schweremodell des suedlichen Ivrea - Koerpers	50
.4.2 Ivrea-Koerper - Nordteil	51
.5 Diskussion der Schwerekarte der Schweiz nach Abzug der Schwereeffekte von Molasse und Ivrea-Koerper	74
.5.1 Zur Interpretation der Schwereanomalien in den Alpentaelern	85
.5.2 Der Verlauf der Moho - Diskontinuitaet und die regionalen Schwereanomalien - ein Vergleich	93
.5.3 Aenderungen der Lithosphaerenmaechtigkeit in den Zentralalpen	106
4. Isostasie in den Zentralalpen	112
.1 Isostatische Anomalien (Airy - Heiskanen - Modell) und rezente Hebungsraten	114
.2 Isostatische Anomalien mit einem Modell der elasti- schen Kruste	121
.3 Die isostatischen Anomalien und die Mohokarte der Schweiz	124

.4	Zur Bedeutung der isostatischen Anomalien und ihrer Korrelation mit den Hebungsraten	125
5.	Diskussion der Ergebnisse	132
6.	Literaturverzeichnis	141
	Anhang	156



ZUSAMMENFASSUNG

=====

Fuer das Gebiet der Schweiz und ihrer Umgebung existieren seit kurzem eine genaue Schwerekarte (Klingelé et Olivier, 1979, 1980) und eine zusammenfassende Interpretation aller seismischer Daten (Egloff, 1979 und Mueller et al., 1980). Eine kombinierte gravimetrisch-seismische Untersuchung der Krustenstruktur unter den Zentralalpen wirft methodische Probleme auf, fuer welche verschiedene Loesungen vorgeschlagen und diskutiert werden. Waehrend die bisherigen Schwere-Interpretationen der Zentralalpen auf zweidimensionalen Modellen beruhen, wird in dieser Untersuchung vor allem mit 3D - Modellen gearbeitet, um der Tektonik besser Rechnung zu tragen.

Von den oberflaechennahen Koerpern mit anomalen Dichteverhaeltnissen im Gebiet der Schweiz werden die Gesteine der Molasse durch ein dreidimensionales Modell erfasst. Die Molasse-Gesteine haben mit etwa -25 mgal den groessten Schwereeffekt der oberflaechennahen Stoerkoerper in der Schweiz. Mit Hilfe der Schwerekarte und zusaetzlichen Schwere-Profilen koennen auch die Schwereeffekte der quartaeren Sedimente in den Alpentaelern (maximale Schwerewirkung -15 mgal) erfasst werden.

Im Bereich der Suedalpen verursachen die Gesteine der Zone Ivrea - Verbano eine positive Schwereanomalie, welche in ihrer Amplitude die Groessenordnung der Schwereanomalie der Alpenwurzel erreicht. Eine genaue Vermessung der Schwere in der noerdlichen Ivrea - Zone und ihrer Umgebung erlaubt mit Hilfe der geologischen und seismischen Angaben die Bestimmung der dreidimensionalen Form des "Ivrea-Koerpers" an seinem noerdlichen Ende.

Nach Abzug der Schwereeffekte der Molasse-Gesteine und der Gesteine der Zone Ivrea - Verbano koennen die verbleibenden Schwereanomalien im Gebiet der Schweiz und ihrer Umgebung zur

Hauptsache durch die Aenderungen der Krustenmaechtigkeit er-  
klaert werden. Die lokalen Schwereabweichungen geben Auskunft  
ueber intrakrustale Aenderungen der Dichteverhaeltnisse, welche  
mit seismischen Daten ueber den Aufbau der Kruste in Verbindung  
gebracht werden.

Ebenso wie bei den Bouguer - Anomalien ist bei den isostati-  
schen Anomalien in den Zentralalpen die Beruecksichtigung der  
Schwereeffekte der wichtigsten Stoerkoerper (Molasse, Ivrea-  
Koerper, Talfuellungen) notwendig. Die isostatischen Anomalien,  
welche mit dem Airy - Heiskanen - Modell und mit einem Modell  
der elastischen Kruste (Vening Meinesz) berechnet wurden, las-  
sen sich regional gut mit den rezenten Hebungsraten korrelieren.

Die Untersuchungen ueber die isostatischen Verhaeltnisse, wie  
auch die Modellrechnungen ueber die Aenderung der Krusten-  
maechtigkeit deuten auf einen mittleren Dichteunterschied von  
 $0.35 \text{ g/cm}^3$  zwischen dem oberen Mantel und der unteren Kruste  
hin. Die grosse Krustenmaechtigkeit in den Zentralalpen muss  
deshalb vor allem auf eine ca. 20 km maechtige Krustenschicht  
von erhoeheter Dichte direkt ueber der Moho zurueckgefuehrt  
werden.

Abstract

=====

An accurate gravity map of Switzerland and adjacent areas (Klingelé and Olivier, 1979, 1980) as well as a summary interpretation of all available seismic data (Egloff, 1979 and Mueller et al., 1980) have recently been published. A combined gravimetric and seismic investigation of the crustal structure beneath the Central Alps raises numerous methodological problems for which several solutions are offered and discussed here. Until recently all gravity interpretations for the Central Alps were based on two - dimensional models only. In the present investigation three - dimensional models are used to better account for the laterally varying tectonic structure.

The Molasse sediments, which, with about - 25 mgal, have by far the largest gravity effect of all near - surface bodies with anomalous density are accounted for by a three-dimensional model.

The gravity map and additional gravity profiles were used to model the effects of the Quaternary sediments in the Alpine valleys producing maximum anomalies of - 15 mgal.

In the region of the Southern Alps the rocks of the Ivrea-Verbano - Zone cause a positive gravity anomaly of the same order of magnitude as the Alps themselves. A dense gravity survey of the northern Ivrea - Zone and adjacent areas together with geological and seismic data have made it possible to determine the three - dimensional form of the Ivrea body at its northern end.

The gravity anomaly in and around Switzerland remaining after subtracting the effect of the Molasse sediments and of the rocks in the Ivrea - Verbano - Zone are mainly due to crustal thickening. Local gravity deviations are indications of intra-crustal density variations which can be correlated with the crustal structure derived from seismic data.

The main anomalous bodies (Molasse, Ivrea body and valley sediments) must be taken into account when calculating the isostatic anomalies in the Central Alps just as has been done for the Bouguer anomalies. The isostatic anomalies, what were calculated with the Airy - Heiskanen model and with a model for an elastic crust (Vening Meinesz), are in good agreement with recent rates of uplift.

Investigations of the isostatic conditions as well as model calculations for variations in crustal thickness indicate a mean density difference of 0.35 gr/cm<sup>3</sup> between the upper mantle and the lower crust.

The great thickness of the crust beneath the Central Alps must therefore be due to a 20 km thick crustal layer of increased density directly above the Moho.

## 1. EINLEITUNG , PROBLEMSTELLUNG

=====

In den letzten beiden Jahrzehnten sind im Gebiet der Alpen und ihrem Vorland eine grosse Zahl von geophysikalischen Messungen durchgefuehrt worden. Selbstverstaendlich ist es kein Zufall, dass diese zunehmende Information ueber den Aufbau der Erdkruste und den oberen Mantel ein Gebiet betrifft, welches als eine der geologisch bestbekanntesten Gegenden der Welt gilt. Waehrend uns durch die Ergebnisse der Geologie und der Petrographie ueber einzelne Gesteinsschichten im heute obenliegenden Teil des Alpenkoerpers verschiedene Fixpunkte ihrer speziellen geologischen Geschichte bekannt sind, erlaubt die Geophysik fuer erste nur eine Momentaufnahme der Alpentektonik, dies allerdings bis in grosse Tiefen.

In Verbindung mit geologischen Angaben geben die geophysikalischen Daten jedoch wichtige Anhaltspunkte fuer tektonische Vorgaenge, welche sich ueber mehrere Millionen Jahre hinziehen koennen. Als Beispiel seien hier etwa die thermischen Modellrechnungen zur Hebungsgeschichte einzelner Bloecke der Alpen von Werner et al. (1976) erwaeht. Wichtigster Ausgangspunkt fuer alle Berechnungen ueber geodynamische Prozesse bei der Gebirgsbildung ist ein Krusten- oder besser ein Lithosphaeren - Modell des Alpenkoerpers, welches mit den verfuegbaren geophysikalischen Daten in Einklang steht.

Die meisten Informationen ueber den Aufbau der Kruste und der Lithosphaere liefern seismische und gravimetrische Messungen, welche in einem tektonisch komplizierten Gebiet wie den Alpen mit Vorteil gemeinsam eingesetzt werden. Ausgehend von einer detaillierten Schwerekarte und unter Einbezug der seismischen Daten soll in der vorliegenden Arbeit der Versuch unternommen werden, die Krustenstruktur in den Zentralalpen mit Hilfe von gravimetrischen Modellrechnungen zu beleuchten.

Bisher sind fuer die West - und Ostalpen verschiedene solche Modelle der Erdkruste aus seismischen und gravimetrischen

Daten vorgeschlagen worden (vgl. u.a. Choudhury et al., 1971; Mueller und Talwani, 1971; Makris, 1971; Angenheister et al., 1972 und 1975; Mueller et al., 1976; Perrier, 1980; Miller et al., 1977). Einzelne der genannten Autoren erarbeiteten eine teilweise bis ins Detail gehende Synthese aus den Daten der Geophysik, Geologie, Petrographie und Geodäsie. Allen zitierten Arbeiten ist eine zweidimensionale (2D) Betrachtungsweise gemeinsam, indem die wesentlichen Daten auf einige wenige Traversen quer zu den Alpen projiziert und in Krustenmodellen entlang diesen Profilen ausgewertet werden. Aufschluss über die tiefere Krustenstruktur in den Zentralalpen gibt in dieser Reihe von Querschnitten die schweizerische Geotraverse Basel - Chiasso (\*) mit einem 2D - Krustenmodell aus seismischen und gravimetrischen Daten (Kahle et al., 1976, 1980). Obwohl sich die Methode von Querprofilen durch die Alpen, welche interdisziplinär bearbeitet werden, sehr gut bewährte, sind ihr doch klare Grenzen gesetzt, sobald die geophysikalischen Daten über den Aufbau der Erdkruste eine zweidimensionale Betrachtungsweise ausschliessen. In den Zentralalpen wurde von Kahle et al. (1980) versucht, dem Drehen des Alpenbogens und dem sich auf kürzester Distanz ändernden tektonischen Bau ( Abtauchen des Aarmassivs im Westen und Osten, Ausbeissen des Ivrea-Körpers, Wechsel von Ostalpin-Lepontin- Penninikum) der Alpen durch mehrere, nahe beieinanderliegende Schwereprofile Rechnung zu tragen. Nachdem vor kurzem alle verfügbaren seismischen Messungen im Gebiet der Schweiz und ihrer Umgebung einer einheitlichen Auswertungsmethode unterworfen wurden (Egloff, 1979) und eine sehr genaue neue Schwerekarte der Schweiz (Klingelé et Olivier, 1979, 1980) veröffentlicht wurde, besteht die Möglichkeit, diese Daten zu einem dreidimensionalen Modell der Erdkruste unter den Zentralalpen zu verarbeiten und dessen Strukturen mit der regionalen Geologie zu vergleichen. Voraussetzung dazu ist die Kenntnis der Schwereeffekte von oberflächennahen

---

(\*) Vgl. Schweiz. Min. Petr. Mitt., vol.56, 1976 und Geol. Ecl. Helv., vol.73/2, 1980.

Gesteinskomplexen (vgl. Fig. 1), welche gegenüber ihrem Nebengestein eine anomale Dichte besitzen. Im Gebiet der Schweiz und ihrer Umgebung sind als Beispiele vor allem die Molassesedimente und die Gesteine der Zone Ivrea-Verbano zu nennen. Deren Schwerkereffekte stören die grossräumige Schwereanomalie der Alpen erheblich und müssen mit Hilfe von dreidimensionalen (3D) Modellen des Molassebeckens und des Ivrea-Körpers erfasst und bei der Interpretation der Bouguer-Anomalien-Karte berücksichtigt werden.

Ausgehend von der Rest-Schwereanomalie und der aus der Seismik bekannten mittleren Krustenstruktur sollen die Probleme der Isostasie in den Zentralalpen beleuchtet werden. Insbesondere stellt sich die Frage nach dem Zusammenhang der rezenten Hebungsraten (vgl. Gubler, 1976 und Jeanrichard, 1975) mit den isostatischen Anomalien, den Moho-Tiefen und der aus der Geochronologie bekannten Hebungsgeschichte einzelner tektonischer Einheiten.

Eines der Ziele dieser Arbeit besteht in der Bezeichnung von Gebieten, in welchen von weiteren geophysikalischen Messungen Aufschluss über geodynamische Prozesse bei der Gebirgsbildung erhofft werden kann.

## 2. DATENMATERIAL

=====

In diesem Teil werden nur diejenigen Daten vorgestellt, welche sich auf einen grösseren Teil des Untersuchungsgebietes beziehen und für das Gesamtbild der Zentralalpen von Interesse sind. Alle anderen geophysikalischen und geologischen Informationen, welche nur die 3D-Modelle der Molassesedimente und des Ivrea-Körpers betreffen, werden in den entsprechenden Abschnitten diskutiert.

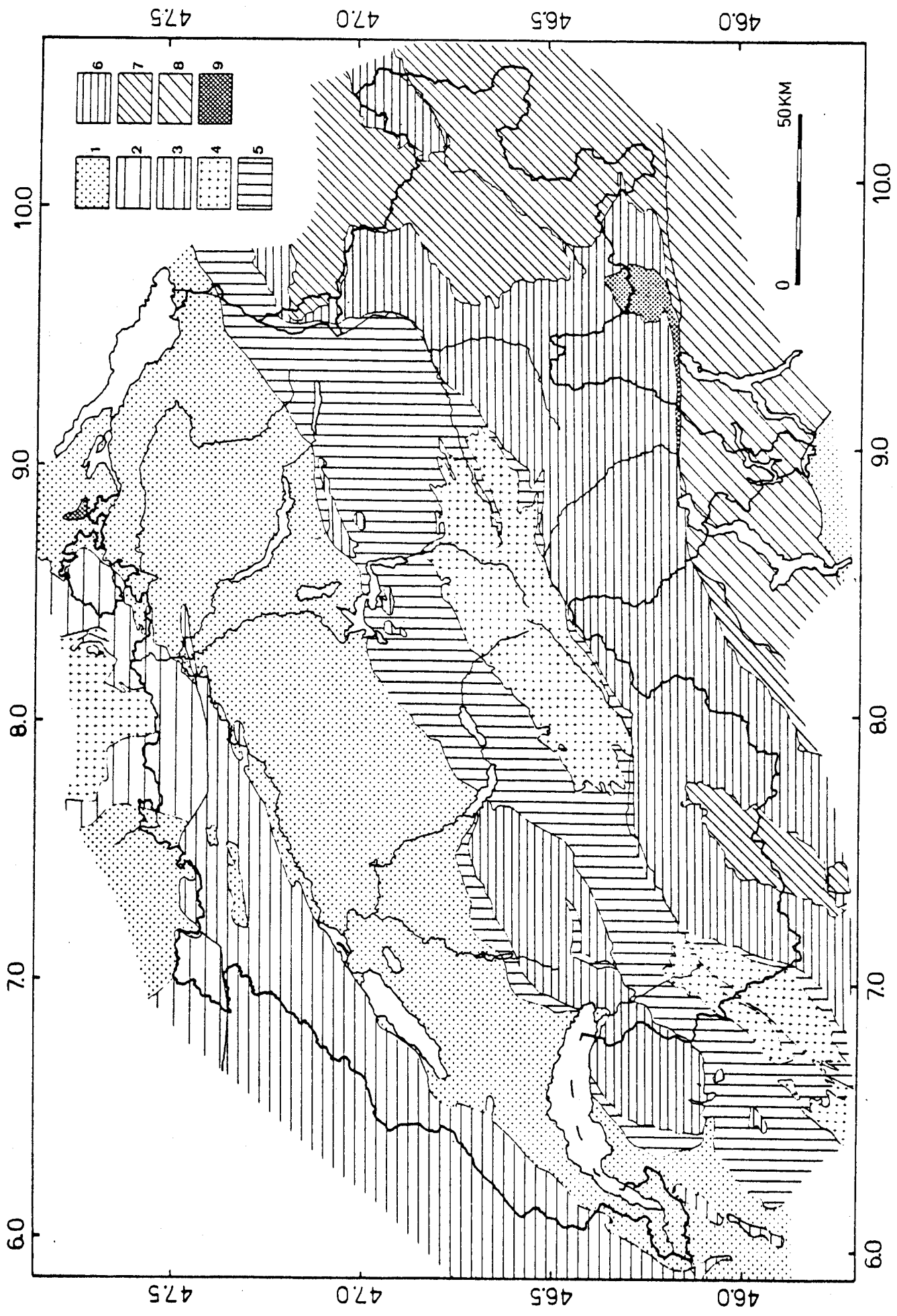


Fig. 1 Geologisch-tektonische Uebersichtskarte. 1: Tertiäre Sedimente, Molasse; 2: Faltenjura; 3: Tafeljura; 4: Autochthon inkl. Gotthard-Massiv; 5: Helvetikum, helvetische und ultrahelvetische Decken; 6: Penninische Decken; 7: Ostalpine Decken; 8: Südalpen; 9: Tertiäre Eruptiva



## 2.1 Gravimetrische Daten

=====

Fuer das Untersuchungsgebiet stehen verschiedene Bouguer-Karten zur Verfuegung. Ausgehend von aelteren Schweremessungen von Niethammer (1921), Schwerekarten von Frankreich (Coron, 1959), Italien (Ballarin, 1963), Oesterreich (Holopainen, 1947) und Deutschland (Gerke, 1957) und eigenen Messungen in der Westschweiz (Klingelé, 1972) stellten Klingelé und Harcke 1973 die "Schwerekarte der Schweiz und der angrenzenden Gebiete" (Fig.2) zusammen (vgl. Kahle et al., 1976a). Unsicherheiten in Bezug auf die topographischen Korrekturen, die Hoehenreduktionen und die Schwerewerte der Basisstationen, sowie die z.T. geringe Punktdichte in den Alpen erlauben zwar keine 3D-Schweremodelle auf Grund dieser Karte zu berechnen, doch ist sie fuer die ungefaehre Erfassung der beiden groessten Schwereanomalien in Mitteleuropa, Alpen und Ivrea-Koerper, von grossem Nutzen.

Im Gebiet der Schweiz wurde diese Karte abgeloeset von der neuen " Schwerekarte der Schweiz " (Klingelé et Olivier, 1979 und 1980), welche dank hoeherer Punktdichte (im Mittel 1 Station pro 16 km<sup>2</sup>) und einem maximalen Fehler von 0.4 mgal fuer die reduzierten Schwerewerte in den einzelnen Stationen eine gute Aufloesung besitzt.

Voraussetzung fuer die Ausnutzung der Information einer Schwerekarte ist die Kenntnis der genauen Lage der ihr zu Grunde liegenden Messpunkte und der exakten Werte aller an der gemessenen Schwere angebrachten Korrekturen bis hin zur Bouguer-Anomalie selbst. Ein Schema des Ablaufes von den Rohdaten zur Bouguer-Anomalien-Karte findet sich in Klingelé et Olivier (1980).

Die Kenntnis der Rohdaten der neuen Schwerekarte der Schweiz hat ausserdem den Vorteil, weitere Messpunkte im Gebiet der noerdlichen Ivrea-Zone und auf einem Profil von La Chaux-de-Fonds ins Valle d'Ossola an dieselben Basiswerte anschliessen zu koennen. Die Reduktionen der neu vermessenen Schwerewerte folgten denjenigen von Klingelé et Olivier

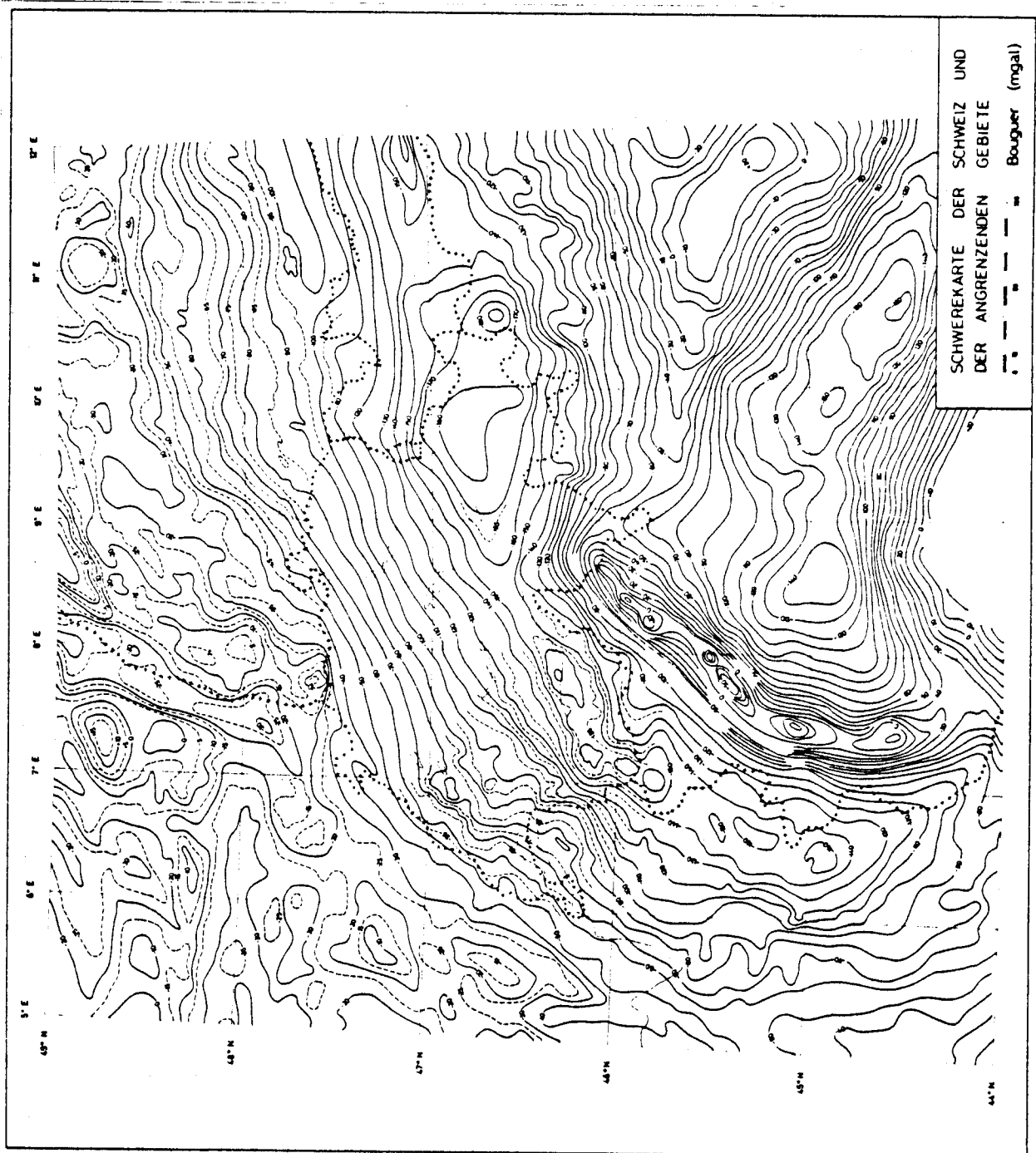


Fig. 2 Schwerekarte der Schweiz und der angrenzenden Gebiete (nach Kahle et al., 1976a).

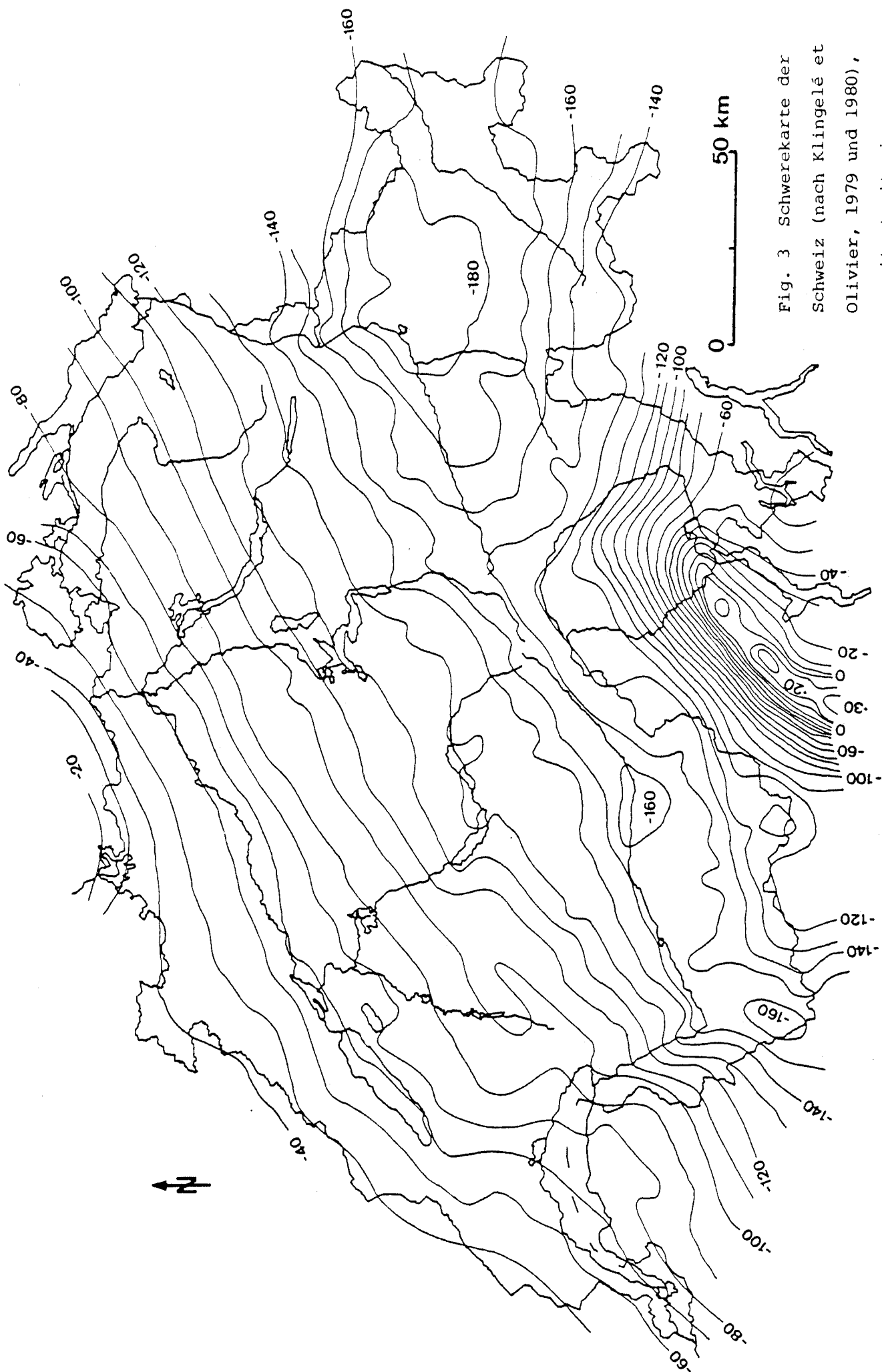


Fig. 3 Schwerekarte der Schweiz (nach Klingelé et Olivier, 1979 und 1980), erweitert mit eigenen Messungen. Einheit: mgal.

(1980). Die in dieser Arbeit benutzte Schwerekarte (Fig.3) stellt deshalb eine Erweiterung der oben genannten Karte von Klingelé und Olivier (1979) dar, ohne zusätzliche Fehler an den Gebietsraendern.

Im Gebiet des Molassebeckens zwischen Bodensee und Genfersee standen mehrere Oberflaechendichtewerte aus Nettleton-Profilen zur Verfuegung, welche von der Schweizerischen Geophysikalischen Kommission im Rahmen des Projektes "Dichteprovinz-Karte der Schweiz" bearbeitet werden.

## 2.2 Seismische Daten

=====

Fuer erste Vergleiche des regionalen Schwerefeldes mit seismischen Informationen genuegt im allgemeinen ein Tiefenlinienplan der Mohorovičić - Diskontinuitaet (Moho). Der Moho-Tiefenlinienplan von Čermak (1979) ist fuer Modellrechnungen im Alpenraum zwar zu vereinfachend, doch ist er fuer grossraeumige Betrachtungen, wie etwa der mittleren Krustenmaechtigkeit von Europa gut geeignet. Fuer das Gebiet der Alpen und deren Umgebung geben Giese et al. (1976) eine Zusammenfassung aller aelteren Refraktionsprofile und deren Interpretation. Einen Ueberblick ueber die Informationsdichte im Untersuchungsgebiet vermittelt Fig. 4, wobei jede ausgezogene Linie ein Refraktionsprofil darstellt. Ebenfalls eingetragen sind die beiden neuesten Profile in diesem Raum:

- ein Laengsprofil im Streichen des Gebirgszuges von den Westalpen bis in die ungarische Tiefebene (ALP 75, vgl. Alpine Explosion Seismology Group, 1976)
- ein Profil in den Suedalpen vom Lago Maggiore gegen Osten (vgl. Ansorge et al., 1979).

Vor allem das ALP 75 erlaubt dank der Qualitaet der Seismogramme und seinem, dem tektonischen Bau des Gebirges angepassten Verlauf, genauere Aussagen ueber den Aufbau der Kruste und des oberen Mantels in den Zentralalpen.

Wie in Kap.3.1 gezeigt wird, ist die volle Nutzung eines seis-

mischen Krustenmodells mit der Geschwindigkeits-Tiefen-Verteilung nur moeglich, wenn als Vergleich Krustenmodelle von anderen Profilen desselben Autors oder zumindest eines Autors mit derselben Interpretationsmethode vorliegen. In einer kuerzlich abgeschlossenen Arbeit von Egloff (1979) wurden saemtliche Refraktionsprofile im Gebiet der Schweiz einer einheitlichen Interpretation unterworfen. Damit ist ueber den regionalen Trend der Moho hinaus eine feinere Aufloesung der Krustenstruktur in Schweremodellen moeglich.

Der in dieser Arbeit verwendete Moho-Tiefenlinienplan (Fig.5) wurde von Mueller et al.(1980) auf Grund der Angaben von Egloff (1979) und weiteren Profilen in der Umgebung der Schweiz zusammengestellt. Danach nimmt die Krustenmaechtigkeit vom Rheingraben gegen die Alpen stark zu und erreicht unter den westlichen Walliser Alpen den Maximalwert von 58 km.

In gleichem oder eher noch staerkerem Masse wie die Moho (Fig.5) taucht die Lithosphaeren/Asthenosphaeren-Grenze vom Rheingraben gegen die Alpen ab (Sprecher, 1976). In einer Arbeit von Panza et al. (1979) werden die aus Oberflaechenwellen gewonnenen Informationen ueber die Lithosphaere und Asthenosphaere in zwei Querschnitten durch Europa zusammengefasst. Diese Daten sind auf Grund der Lage der Profile und des Aufloesungsvermoegens der Methode nur fuer Abschaetzkungen des Lithosphaereneffektes in den Zentralalpen verwendbar, doch gestatten sie damit erstmals einen Einblick in das wahrscheinlich unterste Stockwerk der Alpentektonik.

### 2.3 Weiteres Datenmaterial

=====

Die Geologie liefert neben den Informationen ueber fruehere Stadien der Gebirgsbildung die fuer alle geophysikalischen Messmethoden unentbehrlichen Daten ueber den einzigen zugaenglichen Randwert, die Erdoberflaeche. Eine der wichtigsten Grundlagen fuer die Untersuchung der Krustenstruktur in den Zentralalpen ist deshalb die tektonische Karte der Schweiz (Spicher, 1972).

Die rezenten Hebungsraten (Gubler et al., 1980) geben Auskunft ueber Massenverschiebungen in der Kruste, wie sie bei noch andauernden gebirgsbildenden Prozessen erwartet werden muessen (vgl. Fig. 6 ). Will man diese geodaetischen Angaben ueber Hoehenaenderungen der Erdoberflaeche mit den isostatischen Anomalien in direkte Beziehung bringen, setzt man damit geodynamische Prozesse voraus, ueber die wir noch kaum mehr als unsichere Anhaltspunkte besitzen. Trotzdem soll der Versuch unternommen werden, die rezenten Hebungsraten und die Hebungsgeschichte der Alpen ( Wagner et al., 1977 ) mit dem aus den geophysikalischen Daten abgeleiteten Krustenmodell in Verbindung zu bringen.

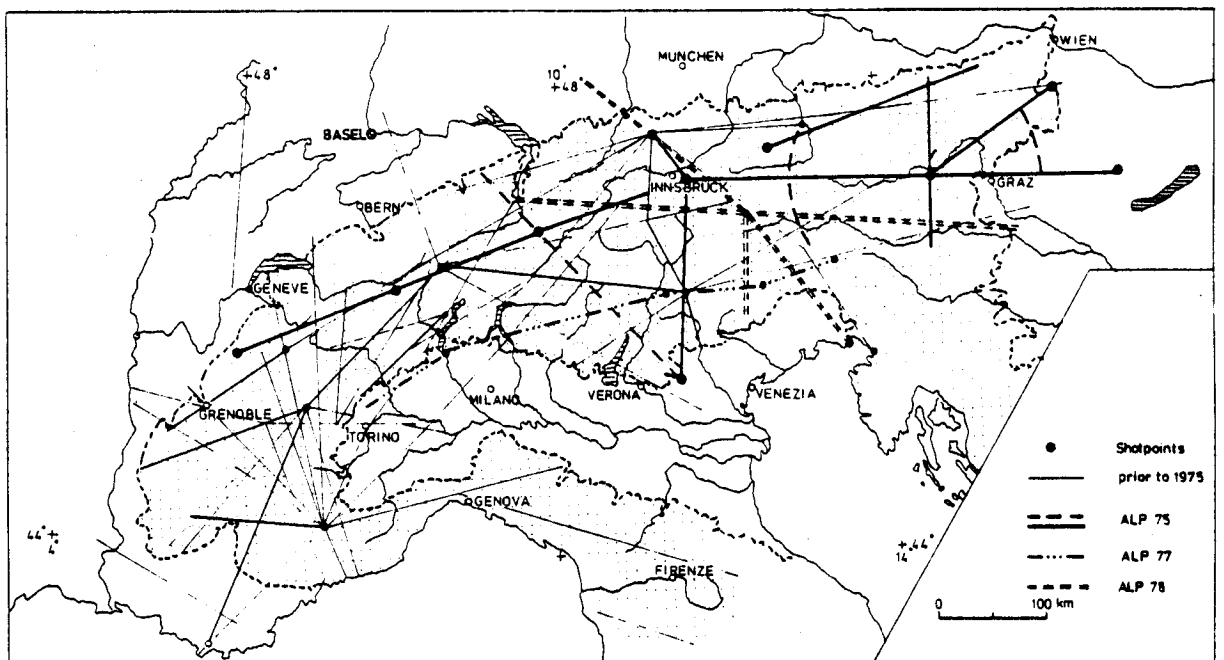


Fig. 4 Lage der Refraktionsprofile in der Schweiz und ihrer Umgebung (nach Egloff, 1979).

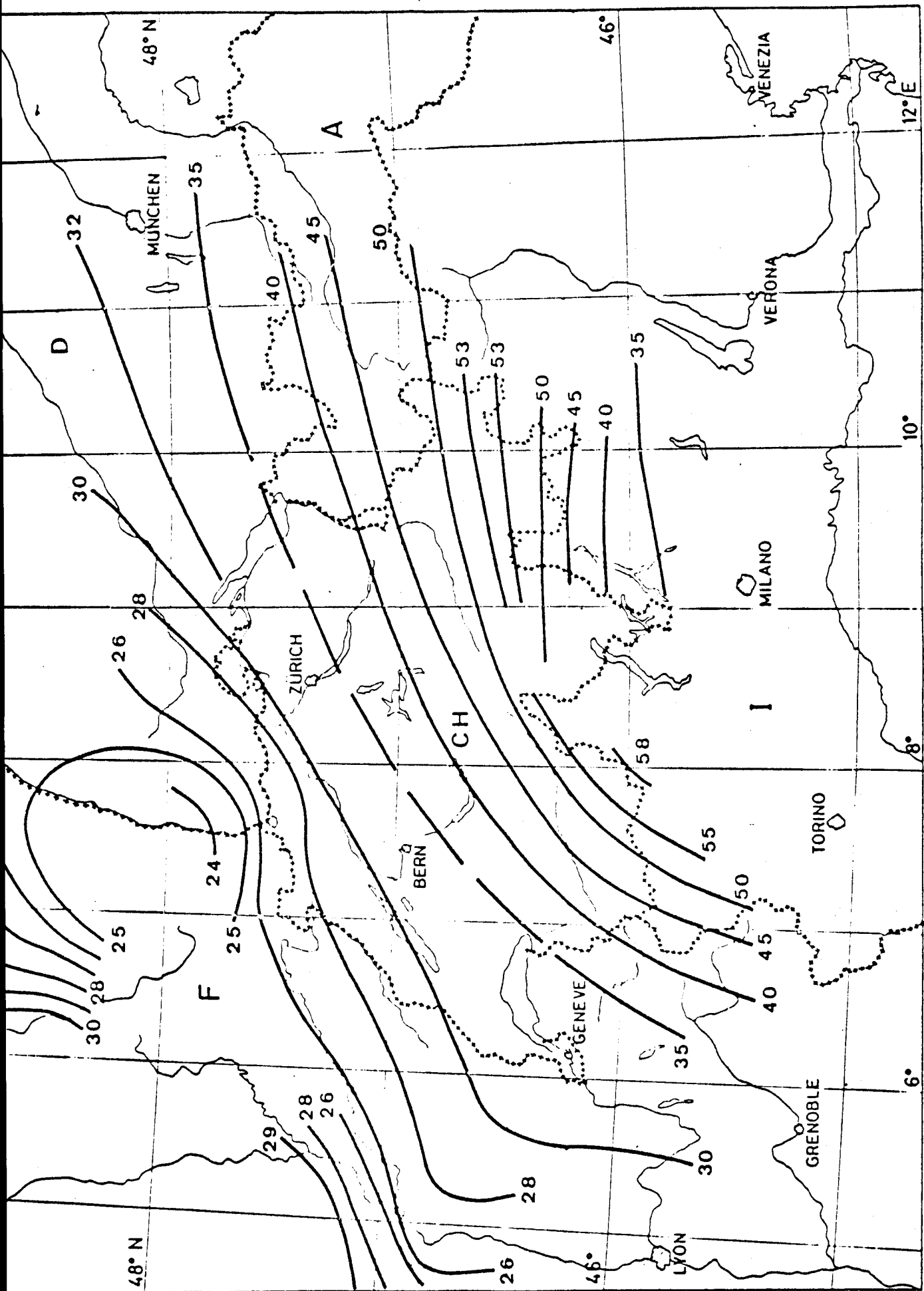


Fig.5 Tiefenlinienplan der Mohorovičić-Diskontinuität ( nach Mueller et al., 1980). Einheit:km.

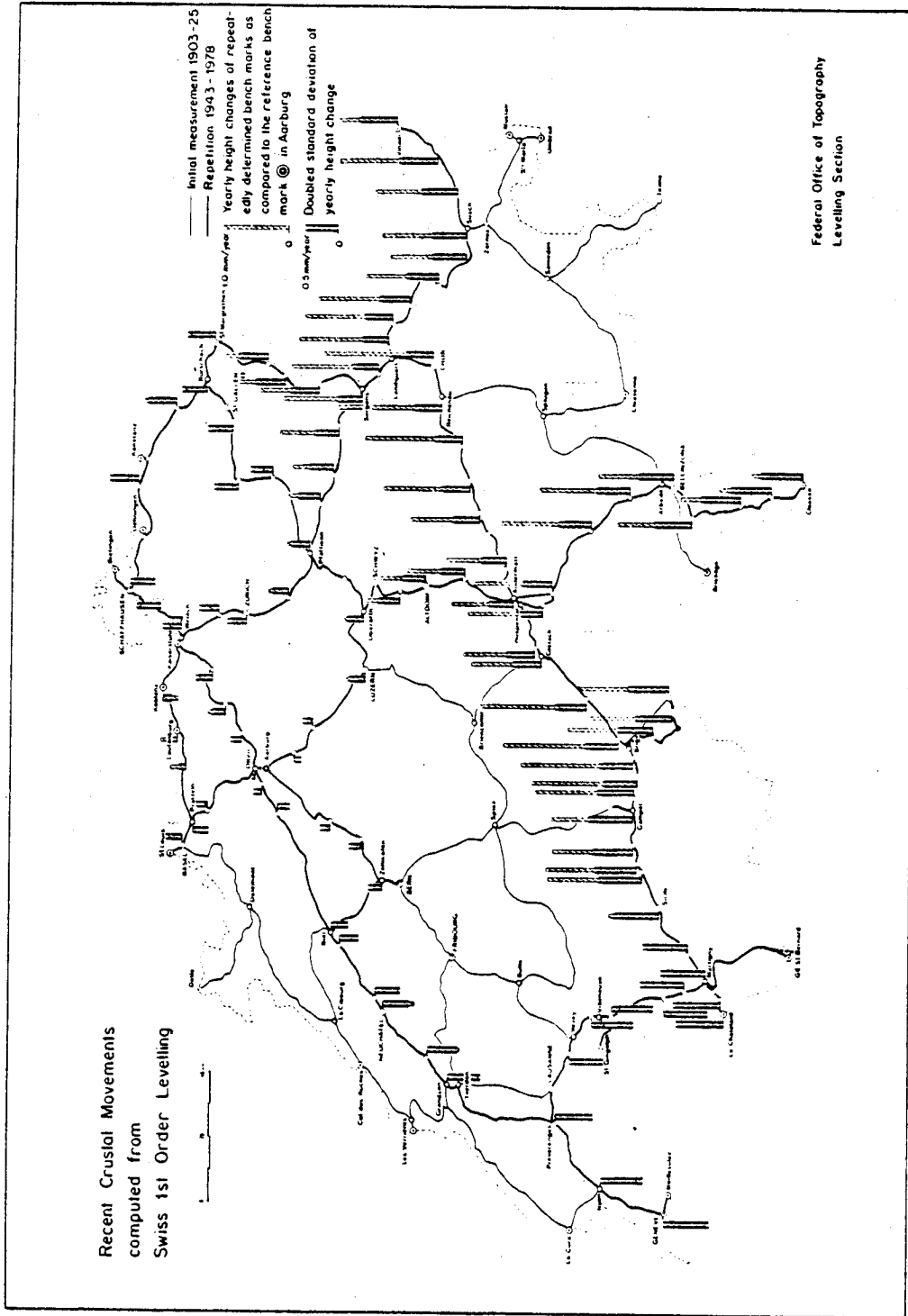


Fig. 6 Rezente Hebungsraten in der Schweiz (nach Gubler et al., 1980)



### 3. INTERPRETATION GRAVIMETRISCHER UND SEISMISCHER

=====  
DATEN MIT MODELLKOERPERN  
=====

Je nach Art des regionalen Schwerefeldes, der gesuchten Anomalie und der geologischen Verhaeltnisse sind automatisierte Interpretationsverfahren (vgl. z.B. Goldflam, 1979; Bhattacharya, 1978 ), welchen meistens eine Filterung der Schwereanomalien vorausgeht, von Vorteil gegenueber den konventionellen Methoden. In dieser Arbeit wurde auf automatisierte Interpretationsverfahren aus folgenden Gruenden verzichtet:

- In einem tektonisch aktiven Gebiet wie den Alpen ueberlagern sich auf kleinstem Raum verschiedene Schwereeffekte.
- Einzelne der diese Schwereanomalien verursachenden Stoerkoerper sind bekannt und koennen mit Hilfe von seismischen und geologischen Angaben modelliert werden.
- Die bisher bekannten Daten ueber laterale Aenderungen im Aufbau der Lithosphaere in Mitteleuropa und den Alpen verbieten die Anwendung von Interpretationsverfahren, welche nur einen freien Parameter (z.B. Krustenmaechtigkeitsaenderungen bei konstanten Krusten- und Manteldichten ) enthalten.
- Es fehlen genuegend genaue Angaben ueber eine Referenzlithosphaere fuer das Untersuchungsgebiet.

Das dieser Arbeit zugrundeliegende Vorgehen ist das indirekte (deduktive) Interpretationsverfahren: Die Schwerewirkung eines teils auf Fremdinformationen, teils auf Hypothesen beruhenden Modellkoerpers wird mit der gemessenen Schwere verglichen. Sind genuegend Fremdinformationen (Seismik, Geologie) vorhanden, oder ist die Anzahl der bezueglich ihrer Schwereanomalie signifikant unterschiedlichen, moeglichen Modelle durch andere Bedingungen sehr klein, so kann die berechnete Modellschwere von der gemessenen abgezogen werden, um Auskunft ueber das Regionalfeld und/oder allfaellige andere lokale Anomalien zu bekommen. Ist die Menge der Fremdinformationen fuer dieses Vorgehen zu gering, so liegt der Schwerpunkt der Interpretation mehr auf dem Ausschliessen von Strukturen (qualitativ), als auf den Modellen selbst.

An die Stelle von mathematischen Filtermethoden zur Trennung des Regionalfeldes von den lokalen Schwereanomalien muss in den Zentralalpen eine Untersuchung von allen potentiellen oberflaechennahen Stoerkoerpern treten. In den Alpen kann jede kleinere geologische Einheit eine lokale Schwerestoerung bewirken. Obwohl erst die systematische Vermessung der Gesteinsdichten an der Erdoberflaeche (vgl. "Dichteprovinzkarte der Schweiz", Projekt der Schweizerischen Geophysikalischen Kommission, z.Zt. in Bearbeitung) diese Frage abschliessend beantworten kann, wird der bei weitem groesste Teil dieser Anomalien wenige (mgal) (\*) nicht ueberschreiten, da die Ausdehnung der zur Diskussion stehenden Gesteinsschichten zu gering ist. In all diesen Faellen ist die Annahme einer mittleren Oberflaechengesteinsdichte von  $2,67 \text{ gr/cm}^3$ , wie sie fuer die topographischen Reduktionen der neuen Schwerekarte der Schweiz (Klingelé et Olivier, 1979, 1980) benuetzt wurde, diejenige Methode, welche die kleinsten Fehler beinhaltet. Allerdings muessen bei dieser Methode die Schwerewirkungen von Stoerkoerpern, welche bis an die Oberflaeche reichen, in den einzelnen Messpunkten selbst berechnet und von der gemessenen Bouguer-Schwere abgezogen werden. In Faellen von grossen Dichtekontrasten an der Erdoberflaeche ist zusaetzlich noch eine Korrektur des Topographie-Effektes in den Messpunkten noetig.

Die potentiellen oberflaechennahen Stoerkoerper mit Schwereanomalien von 10 mgal und mehr sind die groesseren tektonischen Einheiten (vgl. Fig. 1): Rheingraben-Sedimente, Jura, Molasse-Sedimente, Helvetikum, kristalline Massive, Ostalpin, Lepontin, Penninikum, Suedalpin und Zone Ivrea - Verbano.

Auf Grund der Lithologie und der entsprechenden Bruttogesteinsdichten (Gassmann, 1962 ; Zuercher, 1971 ) duerfen in der oben genannten Liste von potentiellen Stoerkoerpern der Jura, das Lepontin und wahrscheinlich auch das Penninikum gestrichen werden. Eine spezielle Untersuchung ueber das Abtauchen des Aarmassivs im Haslital und im Reusstal (Cagienard, 1980) hat gezeigt, dass sich die in situ - Bruttodichten der helvetischen Decken und des Aarmassivs an der Oberflaeche um weniger als  $0.04 \text{ gr/cm}^3$  unterscheiden und im Mittel sehr gut mit dem Wert von  $2.67 \text{ gr/cm}^3$  uebereinstimmen. Eigene Dichtebestimmungen an

---

(\*)  $1 \text{ mgal} = 0.001 \text{ gal} = 0.001 \text{ cm/sec}^2$

groesseren Proben (1kg - 5 kg Gestein) haben fuer die direkt noerdlich der Insubrischen Linie gelegenen Gesteine des Leontins und fuer das suedalpine Grundgebirge (ohne Ivrea-Zone) Dichtewerte von 2,6 - 2,7 gr/cm<sup>3</sup> ergeben (vgl. Fig. 11 ). Die Buendnerschiefer der ostalpinen Decken haben mit grosser Wahrscheinlichkeit eine Dichte um 2,67 gr/cm<sup>3</sup> (pers. Mitt. von H. Schwendener, 1980, auf Grund von Dichtemessungen an Handstuecken). Trotzdem besteht die Moeglichkeit, dass innerhalb der ostalpinen Decken Einheiten mit Dichten geringer als 2.67 gr/cm<sup>3</sup> existieren. Die Korrelation des Schwereminimums der Alpen mit dem Ostalpin deutet darauf hin. Die genauere Untersuchung der Dichteverhaeltnisse im Buendnerland und dem Deckenbau entsprechende dreidimensionale Modelle zur Erfassung der oberflaechennahen Schwerestoeuerung sind Inhalt der Dichteprovinzkarte und einer weiteren zur Zeit laufenden Untersuchung am Institut fuer Geophysik der ETHZ. Fuer die in der vorliegenden Arbeit gezogenen Schlussfolgerungen genuegt die Abschaetzung von maximal - 10 mgal, wahrscheinlich jedoch nur - 5 mgal im Gebiet zwischen Chur und Davos.

Dagegen erlangt die Schwerestoeuerung bedingt durch den Rheingraben fuer unsere Untersuchung groessere Bedeutung, denn die Aufwoelbung der Moho und die zur Kompensation ihrer Schwerestoeuerung angenommene thermische Schwereanomalie (Kahle and Werner, 1980) oder eine entsprechende Lithosphaerenanomalie haben wegen ihrer Tiefenlage Auswirkungen bis in den Jura und z.T. bis in die Molasse. Die Berechnung dieser Schwereanomalien folgt den Modellen von Werner und Kahle (1980), Kahle und Werner(1980) und Kahle et al. (1980).

Von der oben angefuehrten Liste der potentiellen Stoerkoerper im Raum der Zentralalpen und ihres Vorlands bleiben neben dem Rheingraben nur die tertiaeren Sedimente des Molassebeckens und die basischen und ultrabasischen Gesteine der Zone Ivrea - Verbano uebrig. Diese beiden Gesteinskomplexe "stoeren" die Schwereanomalie des Alpenkoerpers erheblich und muessen in entsprechenden Modellen erfasst werden (vgl. unten). Weniger gravierend fuer Fehlinterpretationen des Regionalfeldes - weil gut sichtbar und von lokaler Ausdehnung - sind die Schweredefizite, welche durch die quartaeren Talfuellungen hervorgerufen werden. Auf der Schwerekarte (Fig. 3 ) sind deutlich die Anomalien im Rhone-, im Rhein- und im Reusstal zu erkennen.

Aehnliche lokale Schwereanomalien finden sich aber auch in der Magadino-Ebene (nach Abzug des Ivrea-Effektes, vgl. S.86) und im Aaretal (Cagienard, 1980). Nach Abzug der Schwereeffekte der obengenannten Gesteinskomplexe von der gemessenen Schwere erhaelt man eine reduzierte Schwerekarte der Schweiz (Fig. 20), welche die lateralen Dichteunterschiede der Lithosphaere im Zusammenhang mit der Alpentektonik besser wiedergeben duerfte. Der Vorteil liegt vor allem in der klaren Trennung von gut und schlecht bekannten Krustenstrukturen. Die Interpretation des regionalen Schwerefeldes der Alpen in Verbindung mit den seismischen Informationen ueber den Aufbau der Kruste und des oberen Mantels haengt in starkem Masse von den Voraussetzungen (Referenz - oder Vergleichslithosphaere; Geschwindigkeits- Dichte -Relation) ab. Es kann deshalb bei diesen Modellen nur um ein eher qualitatives Bild der Alpen gehen, welches im groesseren Zusammenhang mit anderen geophysikalischen Daten (Isostasie, plattentektonische Modellvorstellungen) gesehen werden muss.

### 3.1 Referenzlithosphaere

=====

Die Schwereanomalien, welche wir aus den Messungen an der Erdoberflaeche und nach entsprechenden Reduktionen erhalten, sind Ausdruck des gesamten Schwereeffektes aller Dichteinhomogenitaeten innerhalb der Erde. Auf Grund der Berechnung der Anomalien als Differenz lokal gemessener und normalisierter Schwere (\*) koennen gravimetrische Interpretationen nur die Unterschiede einer lokalen Dichteverteilung gegenueber derjenigen einer normalisierten Erde betreffen.

---

(\*) Berechnung der Bouguer - Schwere nach dem 1971 IGSN Schwere-system (vgl. Morelli et al., 1971).

Es stellt sich deshalb das Problem der Definition dieser normalisierten Erde als Referenzmodell in Form einer Dichte - Tiefenfunktion. Da die Schweremodelle in starkem Masse von seismischen Informationen abhaengen, muss fuer diese Referenz-erde zusaetzlich eine der Dichte entsprechende Geschwindigkeits-Tiefenfunktion definiert werden.

Dank der mit zunehmendem Abstand von einem Stoerkoerper quadratisch abnehmenden Schwerewirkung hat der bei weitem groesste Anteil an den gemessenen Bouguer-Anomalien seine Ursache innerhalb der obersten 200 km der Erde, meistens sogar innerhalb der Lithosphaere. Schwereanomalien von tieferliegenden lateralen Dichteunterschieden sind wegen ihrer grossen Wellenlaengen durch Schweremessungen an der Erdoberflaeche direkt kaum zu erfassen. Die Hoehenfehler auf Distanzen von tausend Kilometern und mehr und die Reduktionsfehler in tektonisch aktiven Gebieten ergeben oft Messungenauigkeiten von der gleichen Groessenordnung wie die gesuchten Schwereeffekte. Die Vermessung des Geoids erlaubt fuer derartige Fragestellungen eine bessere Aufloesung als die Bouguer-Anomalien. Die Dichteverteilung einer Referenzerde beschraenkt sich deshalb meistens auf die Kruste und den obersten Mantel (vgl. Vyskočil, 1978). Dabei nimmt man an, dass unterhalb dieses Referenzschnittes (Tiefe meist kleiner als 60 km) entweder keine lateralen Dichteunterschiede mehr auftreten, oder dass sich diese in den untersuchten Gebieten nur als konstante Schweredifferenzen gegenueber der Normalschwere bemerkbar machen. Die Verwendung von verschiedenen Referenzlithosphaeren und die Korrektur um einen beliebigen konstanten Schwereanteil verunmoeglichen meistens einen direkten Vergleich der Schweremodelle von verschiedenen Autoren und Gebieten.

Allein schon aus der oben gemachten Voraussetzung erscheint es als zweifelhaft, eine fuer die ganze Erde gueltige Referenzdichteverteilung der obersten 200 km maechtigen Gesteinsschichten bestimmen zu koennen. Die Bedingungen, welche an eine Referenzlithosphaere gestellt werden, sind die Gesamtmasse des Schnittes und der Anteil am Gesamttraegheitsmoment der Erde. Vor allem die zweite Groesse jedoch ist ihrerseits wiederum durch nur geringste Dichteunterschiede im Mantel so stark beeinflussbar (relativ zu der Genauigkeit mit der sie bekannt ist!), dass sie kaum

Verwendung finden kann bei der Berechnung einer Referenzlithosphäre. Vyskočil (1978) stellte alle bisher publizierten Referenzschnitte der obersten 60 km der Erde zusammen und konnte zeigen, dass diese den Bedingungen der konstanten Gesamtmasse über den gesamten Tiefenbereich einigermaßen genügen. Eine maximale Abweichung der Gesamtmassen untereinander von nur 6,3% hat aber Schweredifferenzen von über 450 mgal zur Folge. Je weniger mächtig der untersuchte Referenzbereich ist, desto grösser werden die möglichen Abweichungen in der Gesamtmasse zwischen zwei Lithosphärenblöcken, da man laterale Dichteunterschiede bis in mehrere hundert Kilometer Tiefe vermuten muss (z.B. abtauchende Lithosphäre) und die Massendifferenz der darüberliegenden Schichten über eine solche Tiefe verteilt keine Rolle mehr spielt. Die an der Oberfläche gemessenen Bouguer-Anomalien liegen auf der ganzen Erde in den für kontinentale und ozeanische Lithosphäre charakteristischen Bereichen. Aus seismischen Untersuchungen über die mittlere Tiefenlage der Moho für grössere Gebiete (vgl. z.B. USA: Woollard, 1975; Europa: Čermak, 1979; Westeuropa-Osteuropa: Vyskočil, 1978, S.406) sind jedoch zum Teil erhebliche Unterschiede zwischen den einzelnen Lithosphärenblöcken zu erwarten. Diese meist auf verschiedenes Alter und tektonische Geschichte zurückzuführenden Unterschiede im Aufbau der einzelnen Lithosphärenplatten ebenso wie die prinzipiellen Strukturunterschiede zwischen ozeanischen und kontinentalen Regionen lassen bei Abwesenheit von entsprechenden grösseren Schweredifferenzen nur den Schluss auf tieferliegende Massenkompensationen zu. Das bedeutet aber, dass selbst die Bedingung der konstanten Gesamtmasse über einem Referenzschnitt nicht stichhaltig ist, solange dieser nicht jene Tiefe erreicht, unter der keine lateralen Dichteänderungen zwischen den einzelnen Lithosphärenblöcken mehr zu erwarten sind.

Eng verknüpft mit einer globalen Referenzlithosphäre ist das Problem der Tiefenlage des Kompensationsniveaus für die isostatischen Ausgleichsbewegungen. Ein global gültiges isostatisches Modell der Dichteverteilung von der Erdoberfläche bis unterhalb des Ausgleichsniveaus entspräche

der gesuchten allgemeingueltigen Referenz fuer gravimetrische Modellrechnungen. Das Kompensationsniveau wurde bisher meistens mit der groessten gemessenen Moho-Tiefe identifiziert, unabhaengig vom verwendeten isostatischen Modell (z.B. Airy-Heiskanen oder Pratt - Hayford ). Verschiedene, zum Teil rezente Ausgleichsbewegungen (vgl. Hebung der Kontinente nach dem Abschmelzen der Eiskalotten; bekanntestes Beispiel: Fennoskandien ) lassen sich damit recht gut erkl hoeren.

Neuere Untersuchungen fuer den eurasischen Kontinent jedoch zeigen, dass das isostatische Gleichgewicht sowohl in Ost- als auch in Zentraleuropa erreicht werden kann, obwohl sich die mittleren Krustenmaechtigkeiten der beiden Gebiete um 10 km unterscheiden (Meissner und Vetter, 1976). Heiskanen und Vening Meinesz (1958) belegten anhand von weltweiten Schweredaten, dass im Mittel in allen Meeresbecken und Kontinenten der Erde das isostatische Gleichgewicht innerhalb von 5 mgal erreicht ist. Woollard (1970) kommt nach Untersuchungen der von dieser Regel abweichenden Gebiete im Zusammenhang mit bekannten Dichte-Inhomogenitaeten im oberen Mantel zum Schluss (S.484): " Apparent regional departures from isostasy over other areas, particularly the tectonically stable shield areas, are more likely to be related to regional changes in the mean density of the crust and upper mantle and a consequence of mass distribution and departure of the actual crust from an isostatic crustal model rather than any real departure in isostatic equilibrium."

Diese Ueberlegungen von Woollard (1969, 1970, 1975) erkl hoeren das Erreichen des isostatischen Gleichgewichtes in Gebieten von unterschiedlicher Krustenmaechtigkeit und mittleren Dichten, fuehren aber bezueglich der entsprechenden Bouguer-Schweredifferenzen wieder auf das Problem der tieferliegenden lateralen Dichte-Inhomogenitaeten.

Eine global gueltige Referenzdichteverteilung der obersten 60 km der Erde zu berechnen, ist aus den oben genannten Gruenden schwerlich moeglich. Fuer die Bestimmung einer tieferreichenden Referenz (bis unterhalb der tiefsten lateralen Dichteunterschiede) fehlen jedoch bisher genuegend praezise Daten fuer die verschiedenen Gebiete der Erde, wobei die groessten Fehler von der noch zu wenig bekannten Geschwindigkeits-Dichte-Relation herruehren.

Die Verwendung einer der bisher publizierten Referenzkrusten (Vyskočil, 1978) kann zwar einen grösseren Fehler in der Interpretation hervorrufen, hat aber den Vorteil, dass Vergleiche mit anderen Modellen (für welche die gleiche Referenz verwendet wurde) möglich sind.

Die meisten bisherigen Alpenmodelle (Mueller und Talwani, 1971, Makris, 1971, Schoeler, 1976) stützen sich auf eine Referenz von Talwani et al. (1959a): Eine 32 km mächtige Kruste von 2.87 gr/cm<sup>3</sup> mittlerer Dichte über einem oberen Mantel von 3.4 gr/cm<sup>3</sup> Dichte. Wegen dem angestrebten Vergleich mit den oben genannten Arbeiten über andere Alpentraversen wurden auch 2D-Zentralalpenmodelle mit dieser Referenz berechnet (Fig.7). Die Benützung dieser Einschichtenkruste als Standard für die Zentralalpen bringt jedoch Probleme bei der Interpretation der isostatischen Anomalien (vgl. S.120f) wegen des grossen Dichtekontrasts an der Moho. Ausserdem sind aus verschiedenen Arbeiten (Kahle and Werner, 1980; Baer, 1979; Sprecher, 1976) laterale Dichte- und Geschwindigkeitsunterschiede im Untersuchungsgebiet bekannt, welche tiefer liegen als die Referenz-Moho von Talwani et al. (1959a und b).

Eine alternative Methode zur Verwendung einer Referenzlithosphäre ist der direkte Vergleich zweier benachbarter Lithosphärenblöcke. Voraussetzung dazu ist eine genügende Ausdehnung der beiden Krusten- oder Lithosphärenblöcke (damit der Schwereeffekt des einen im Zentrum des anderen Gebietes gering ist) bei gleichzeitiger direkter Nachbarschaft, damit die Bouguer - Anomalien über das ganze Grenzgebiet zwischen den Blöcken bekannt sind. Im nordwestlichen Teil des Molassebeckens und vor allem im Plateau-Jura ist der Schwereeffekt des Alpenkörpers (bis in Moho - Tiefe) genügend klein, um gegenüber der Schwere der Struktur der Kruste unter dem Jura selbst, vernachlässigt werden zu können. Umgekehrt sind die Schwereanomalien der Krustenstruktur unter dem Jura in den Zentralalpen nicht mehr messbar.

Die Methode des direkten Vergleichs von benachbarten Krustenblöcken und der Differenz ihrer Bouguer-Anomalien (respektive bei 3-dimensionalen Modellen des Horizontalgradienten der Bouguer-Anomalien) setzt jedoch die Kenntnis aller Dichteunterschiede der beiden Gebiete und des Grenzbereichs voraus.



Stoerkoerper nahe der Oberflaeche im Uebergangsbereich zwischen den beiden Krustengebieten muessen 3-dimensional erfasst und ihre Schwerewirkung von der gemessenen Schwere subtrahiert werden. Ebenso muessen die Randeefekte allfaelliger anderer Dichte-Inhomogenitaeten in den benachbarten Krustengebieten beruecksichtigt werden.

Selbstverstaendlich stellen sich auch bei den vorher genannten Modellkoerpern theoretisch die gleichen Probleme einer Referenzkruste. In unserem Falle sind jedoch fuer die beiden einzigen in Frage kommenden Gesteinskomplexe (Molassesedimente und Zone Ivrea-Verbano) die Dichteunterschiede gegenueber ihrem Nebengestein recht gut bekannt. Auch sind beide Gesteinskomplexe seismisch und geologisch klar zu trennen vom inneren Aufbau der einzelnen Krustenschichten unter dem Jura und in den Alpen. Damit sind fuer diese Modellrechnungen die mittlere Krustenstruktur und die zugehoerigen Dichten bis zur Moho unerheblich. Nach Abzug der Schwereeffekte der Molassesedimente und des Ivrea-Koerpers kann mit Hilfe der Schwerekarte und der Krustenstruktur unter dem Jura diejenige unter den Zentralalpen unter bestimmten Voraussetzungen ueber die darunterliegenden Dichteunterschiede ermittelt werden.

Kahle und Werner (1980) verglichen die Strukturen der Lithosphaere unter dem Rheingraben mit einer mittleren Lithosphaere fuer Mitteleuropa ohne das Rheingraben-Riftsystem. Sie benuetzten aus Genauigkeitsueberlegungen ebenfalls eine Einschichtenkruste von 30 km Maechtigkeit mit einer Dichte von  $2.81 \text{ gr/cm}^3$ . Da der von diesen Autoren angenommene Dichtekontrast an der Moho von  $0,49 \text{ gr/cm}^3$  ebenso Probleme mit den isostatischen Modellen der Zentralalpen bringt, wie die Referenzkruste von Talwani et al. (1959a), wurde ihre Referenzkruste fuer Mitteleuropa nicht direkt uebernommen. Der Vergleich der Krustenstrukturen unter den Zentralalpen, dem Jura, Rheingraben und der Referenz von Kahle und Werner (1980) fuer Mitteleuropa ermoeglicht jedoch Rueckschluesse auf den groben Verlauf der Dichteverteilung in der mitteleuropaeischen Lithosphaere.

3.2 Schweremodelle aus seismischen Daten:

=====  
Geschwindigkeits-Dichte-Relation  
=====

Potentialfelddaten wie die Schwereanomalien sind viel -  
deutig, erlauben also beliebig viele verschiedene Modell-  
interpretationen. Dies zusammen mit der Unsicherheit  
bezuglich der geeigneten Referenzdichte von entsprechen-  
den Krustenschichten macht Schweremodelle in starkem Masse  
von zusaetzlichen Informationen ueber die Stoerkoerper  
abhaengig. In den meisten Faellen handelt es sich bei diesen  
zusaetzlichen Angaben um seismische oder geologische Daten.  
Letztere betreffen vor allem Randbedingungen (an der Erd -  
oberflaeche) des Schwermodells und geben Auskunft  
ueber seine allgemeine Form und Lage. Im Gegensatz dazu  
liegen die seismischen Daten meist in der Form von Ge-  
schwindigkeitswerten fuer bestimmte Modellschichten vor  
und muessen zuerst in Dichtewerte umgerechnet werden.

Refraktionsseismische Profile geben die genauesten und si-  
chersten Informationen, wenn sie im Streichen der groesse-  
ren Strukturen der Erdkruste angelegt werden. Laterale Aen-  
derungen der Krustenstruktur, welche durch verschiedene  
mehr oder weniger parallel verlaufende Refraktionsprofile  
und/ oder durch Reflexionsdaten angegeben werden, sind klare  
Anzeichen fuer laterale Dichteunterschiede. Dagegen koennen  
Neigungen der Schichten und die Geschwindigkeitsaenderungen  
entlang eines oder mehrerer Refraktionsprofile senkrecht zu  
den Krustenstrukturen nur unsichere Anhaltspunkte fuer  
entsprechende Dichteunterschiede geben, da solche Aende -  
rungen im Krustenaufbau stark vom verwendeten Auswertungs-  
verfahren und dem seismischen Modell abhaengen.

Im Gegensatz zur Seismik bietet die Gravimetrie die beste  
Aufloesung bei Modellrechnungen senkrecht zu Grenzflaechen  
zwischen Krustenbloecken mit moeglichst grossen Struk -  
turunterschieden. Fuer diesen Gesichtspunkt spielt es

keine Rolle, ob es sich dabei um eine 2- oder 3-dimensionale Betrachtungsweise handelt.

Die Kombination der beiden Methoden bietet bei einer genügenden Zahl von Refraktionsprofilen und einer genauen Schwerekarte die beste Möglichkeit für realistische Modelle der Erdkruste, selbst in einem tektonisch aktiven Gebiet wie den Alpen.

### 3.2.1. Seismische und gravimetrische Krustenmodelle

-----

Das Problem der Verknüpfung von seismischen und gravimetrischen Daten stellt sich nicht erst bei der Umrechnung der Geschwindigkeiten in Dichtewerte, sondern schon bei der Zuordnung von gravimetrischen zu seismischen Modellschichten. Das sei im Folgenden an der schweizerischen Geotraverse Basel- Chiasso stellvertretend für das ganze Untersuchungsgebiet illustriert. Die seismischen Refraktionsprofile für den Krustenschnitt entlang dieser Traverse (Fig.4, Fig.7 und Fig.22a ) verlaufen mehr oder weniger senkrecht zur Geotraverse und zugleich etwa parallel zu den allgemeinen Krustenstrukturen. Um eine Vorstellung von der Änderung der Krustenstruktur entlang der Geotraverse zu bekommen, müssen die seismischen Horizonte in den verschiedenen Profilen miteinander in Verbindung gebracht werden (vgl. Mueller et al., 1976). Anschliessend kann man die den Schichtgeschwindigkeiten entsprechenden Dichtewerte bestimmen und daraus ein Schweremodell ableiten. Das Verbinden der Schichten ist ohne grössere Schwierigkeiten möglich, wenn die seismischen Profile nahe beieinander liegen und keine starken lateralen Strukturaänderungen, wie z.B. an Grenzen von grossen tektonischen Einheiten, auftreten. Diese Voraussetzungen sind für die Geotraverse Basel - Chiasso nur teilweise erfüllt.

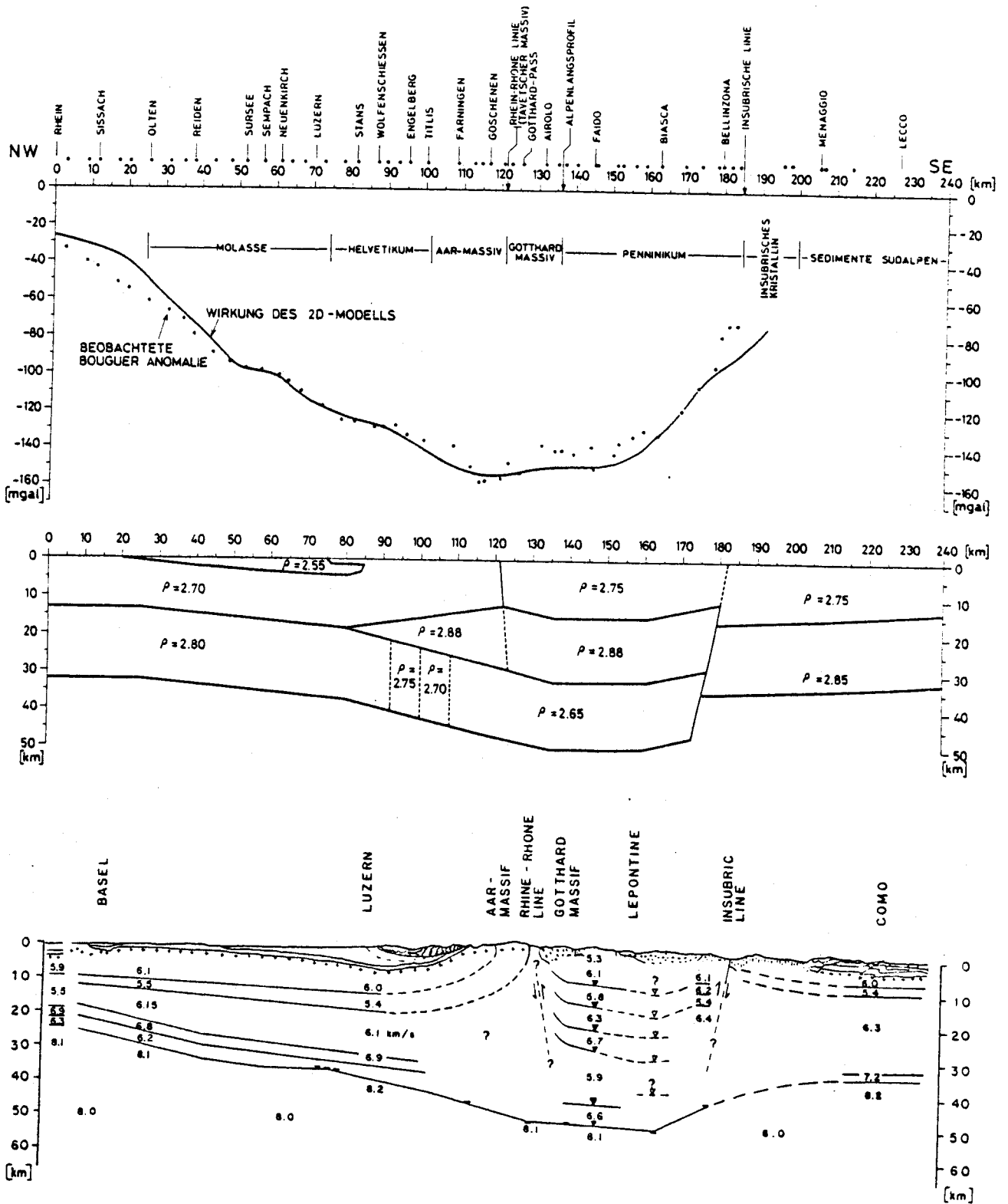


Fig. 7 Schweizerische Geotransverse Basel - Chiasso: Seismische Daten (vgl. Mueller et al., 1980) und Schweremodell (vgl. Kahle et al., 1980)

Die Krustenstruktur scheint sich vom Jura bis in die Vor-alpen nicht sprunghaft zu aendern, doch existieren nur im Jura und im oestlichen Helvetikum seismische Profile (Egloff, 1979). Dazwischen klapft im Gebiet der Molasse eine grosse Informationsluecke. Abgesehen von Fehlern durch das Hineinprojizieren von entfernten Daten und kleineren Abweichungen der Geschwindigkeiten bereitet jedoch erst die Verbindung der seismischen Schichten zwischen dem Helvetikum und dem Gotthardgebiet (ALP 75, vgl. Ottinger, 1976) Schwierigkeiten. Vor allem die grossen Unterschiede im Aufbau der unteren Kruste im Gotthardgebiet gegenueber dem Helvetikum verunmoeglichen eine strenge Zuordnung der Schichten unter dem Aarmassiv und der Rhein - Rhone - Linie hindurch. Aehnliche Probleme bietet die Identifizierung der entsprechenden Krustenschichten ueber die Insubrische Linie hinweg zwischen dem Penninikum (Wehebrink, 1968 ) und den Suedalpen (Ansorge et al. , 1979).

Die Verbindung der seismischen Schichten in diesen zwei Gebieten der Geotraverse ist nur unter, fuer die Alpenbildung weitreichenden Voraussetzungen moeglich und gibt deshalb auch Anlass zu verschiedenen Interpretationen (Mueller et al., 1976, 1980; Hsu, 1979). Anstelle des numerischen Vergleichens von einzelnen Schichtgeschwindigkeiten unter verschiedenen Refraktionsprofilen basieren die meisten 2-dimensionalen Schweremodelle auf Maechtigkeitsvergleichen von ganzen Krustenabschnitten. Die Schwebreanomalie der Alpen laesst sich auf diese Art durch ein einfaches 2-Schichtenmodell entlang der Geotraverse Basel-Chiasso/Como (Fig.7 ) erklaren (Kahle et al., 1976, 1980), wobei unter den Zentralalpen die suedliche Unterkruste zwischen die noerdliche Ober- und Unterkruste eingeschoben ist, entsprechend dem "Crustal Flaking" - Modell von Mueller et al. (1976, 1980). Die Trennung der Krustenabschnitte folgt dem markantesten seismischen Horizont der Kruste, der Conrad-Diskontinuitaet, welche im klassischen Krustenmodell das hoeher gelegene "granitische" vom "basaltischen" Stockwerk trennt.

Diese Aufteilung der Kruste in zwei Abschnitte von mittleren Geschwindigkeiten und Dichtewerten genuegt den Anforderungen eines allgemeinen 2D - Schweremodelles der Alpen. Die Vorstellung einer "granitischen" ueber einer "basaltischen" Schicht als normaler Aufbau der kontinentalen Kruste wird jedoch dem Aufloesungsvermoegen der Refraktions - und Reflexionsseismik nicht gerecht.

Im Lichte der zunehmenden Zahl von seismischen Messungen und dem Vergleich von Refraktions- und Reflexionsdaten musste das einfache Bild der allgemeinen Krustenstruktur modifiziert werden (vgl. dazu Emter, 1971; Harcke, 1972). Eines der wichtigsten Ergebnisse war die Einfuehrung einer Schicht geringerer Geschwindigkeit (Low-velocity layer = LVL) in der oberen Kruste durch Mueller und Landisman ( 1966 ). Mueller ( 1977, 1978 ) fasst die seismischen Krustendaten zusammen und ordnet den urspruenglich rein seismisch definierten Krustenschichten entsprechende Gesteinsserien zu, um damit nicht nur die LVLs, sondern allgemein die Entstehung der kontinentalen Krustenschichten mittels einfacher geodynamischer Prozesse erklaren zu koennen.

Fuer die Schweremodelle im Alpenraum stellt sich jedoch das Problem der Zuordnung der einzelnen seismischen Schichtgeschwindigkeiten in tektonisch stark beanspruchten Krustenbloecken zu den in der ungestoerten europaeischen Kruste gut definierten Krustenschichten. Da in den Zentralalpen Moho-Tiefen von 50 km und mehr erreicht werden, ist die Frage berechtigt, inwieweit eine Schicht mit z.B.  $V_p = 6.8 \text{ km/sec}$ , welche im Jura in 24 km Tiefe zu finden ist, ihre Dichte und Geschwindigkeit unveraendert beibehaelt, wenn sie unter den Alpen auf 40 km abtaucht. Veraendert sich aber ihre Dichte und Geschwindigkeit, so stellt sich das Problem des Erkennens und Korrelierens der gleichen Schichten unter den Alpen und unter dem Jura, vor allem, da in der Molasse keine Daten vorhanden sind. Es scheint deshalb fuer kombinierte gravimetrische und seismische Krustenmodelle sinnvoll zu

sein, sich an typischen seismischen Schichtabfolgen zu orientieren und mit mittleren Geschwindigkeiten und Dichten ueber ganzen Krustenabschnitten zu rechnen.

Die Aufteilung der Kruste in verschiedene Abschnitte hat sich nach der den seismischen Schichten zugeordneten petrographischen Bedeutung zu richten. Die Vorstellungen ueber den "normalen" Aufbau der Erdkruste (vgl. Mueller, 1977, 1978) sind daneben auch bei Diskussionen um die den Geschwindigkeitsinversionen (LVL) entsprechenden Dichteinversionen (LDL) von grosser Bedeutung. Waehrend mehrere Autoren von Schweremodellen in den Ostalpen und deren Vorland (Makris, 1971; Harcke, 1972; Schoeler, 1976) den erniedrigten Geschwindigkeiten entsprechende Dichteinversionszonen von teilweise betraechtlicher Maechtigkeit annehmen, soll in dieser Arbeit mit einer groeberen Aufteilung der Kruste gerechnet werden:

Unterhalb der Sedimente, welche im Untersuchungsgebiet bis 5 km maechtig sein koennen (Molasse), finden wir die sogenannte obere Kruste mit der oft als "basement" bezeichneten Schicht (entsprechende seismische Wellenphase Pg) und einem darunterliegenden Geschwindigkeitskanal (LVL), welcher von Mueller (1977) als granitische Intrusionen gedeutet wird. Stehen diese Gesteinsserien an der Oberflaeche an, finden wir meistens eine komplizierte Abfolge von Gneisserien und Granitintrusionen, ganz anders, als sich uns die beiden sauber getrennten seismischen Schichten praesentieren. Aus seismischen Angaben laesst sich zudem nur das Produkt ( $dZ \cdot dV$ ) der Maechtigkeit ( $dZ$ ) und der Geschwindigkeitsdifferenz ( $dV$ ) des LVL genauer bestimmen. Nimmt man die normalen Unsicherheiten in der Bestimmung der wahren Schichtgeschwindigkeiten und der Umrechnung in Dichtewerte hinzu, so scheint eine (gravimetrisch) einschichtige obere Kruste eher geeignet, den lateralen Aenderungen Rechnung zu tragen. Die Geschwindigkeiten der beiden seismischen Schichten werden dazu entsprechend ihren Maechtigkeiten zu einer mittleren Geschwindigkeit

zusammengefasst und dafuer der entsprechende Dichtewert bestimmt.

Darunter folgen im kontinentalen Krustenmodell von Mueller (1977) die Migmatite mit Geschwindigkeiten von 6.0 - 6.3 km/sec und mit Dichtewerten zwischen 2.7 und 2.8 gr/cm<sup>3</sup>. Die als Conrad-Diskontinuitaet bezeichnete abrupte Geschwindigkeitsaenderung wird der Grenze zwischen diesen Migmatiten und den unteren Krustenabschnitten aus einer amphibolitischen und einer granulitischen Schicht zugeordnet.

Waehrend alle diese Schichten in den Refraktionsprofilen unter dem Jura und z.T. auch noch unter dem Helvetikum klar zu erkennen sind, finden wir in den Zentralalpen (ALP 75) in der unteren Kruste keine solche Abfolge von unterscheidbaren Schichten. Ebenso weicht das Modell der Suedalpen (Ansorge et al., 1979) in diesem Abschnitt von diesem allgemeinen Krustenmodell ab. Es zeigt eher Merkmale einer Krustenstruktur, wie man sie in den Flanken von Riftsystemen findet (Mueller et al., 1980).

Es scheint deshalb sinnvoll zu sein, die mittleren Geschwindigkeiten und Dichten der unteren Kruste zu berechnen und in den Modellen zu vergleichen. Auf diese Weise sind zwar nur Aussagen ueber die Aenderung der mittleren Krustenstrukturen in den Alpen moeglich, doch sind diese Angaben dafuer um einiges verlaesslicher als komplizierte und von sehr vielen Parametern abhaengige Krustenmodelle.

Die Trennung der Ober- von der Unterkruste erfolgt an der Unterseite des Geschwindigkeitskanals und nicht an der Conrad-Diskontinuitaet, weil letztere in den Zentral- und Suedalpen nicht so klar in Erscheinung tritt (vgl. Mueller et al., 1976, 1980). Unter der Voraussetzung, dass die von Mueller (1977) gemachten Annahmen ueber den Aufbau der Kruste zutreffen, werden damit in einer Unterkruste Gesteine zusammengefasst, welche aus seismischen Gruenden besser in eine mittlere und eine untere Kruste aufgeteilt wuerden. Leider uebersteigt diese geforderte Aufloesung vorerst die Moeglichkeiten der



Schweremodelle in den Alpen. Dagegen kann mit Hilfe von 3D-Schweremodellen (vgl. S.93ff) gezeigt werden, dass unter den Alpen an der Krusten-Mantel-Grenze eine Uebergangsschicht mit relativ hoher Dichte existieren muss (vgl. dazu auch Schoeler, 1976, p.62), welche mit der granulitfaziellen seismischen Schicht nach Mueller (1977) direkt ueber der Moho in Verbindung gebracht werden kann (vgl. auch Fountain, 1976).

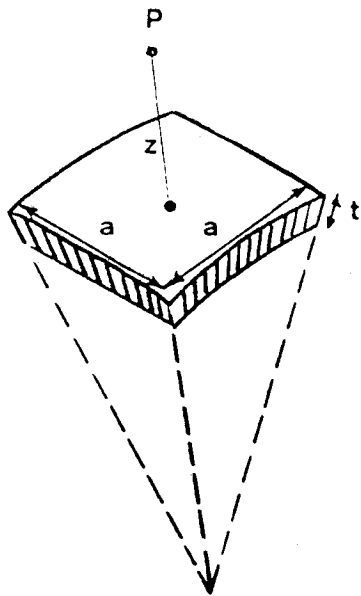
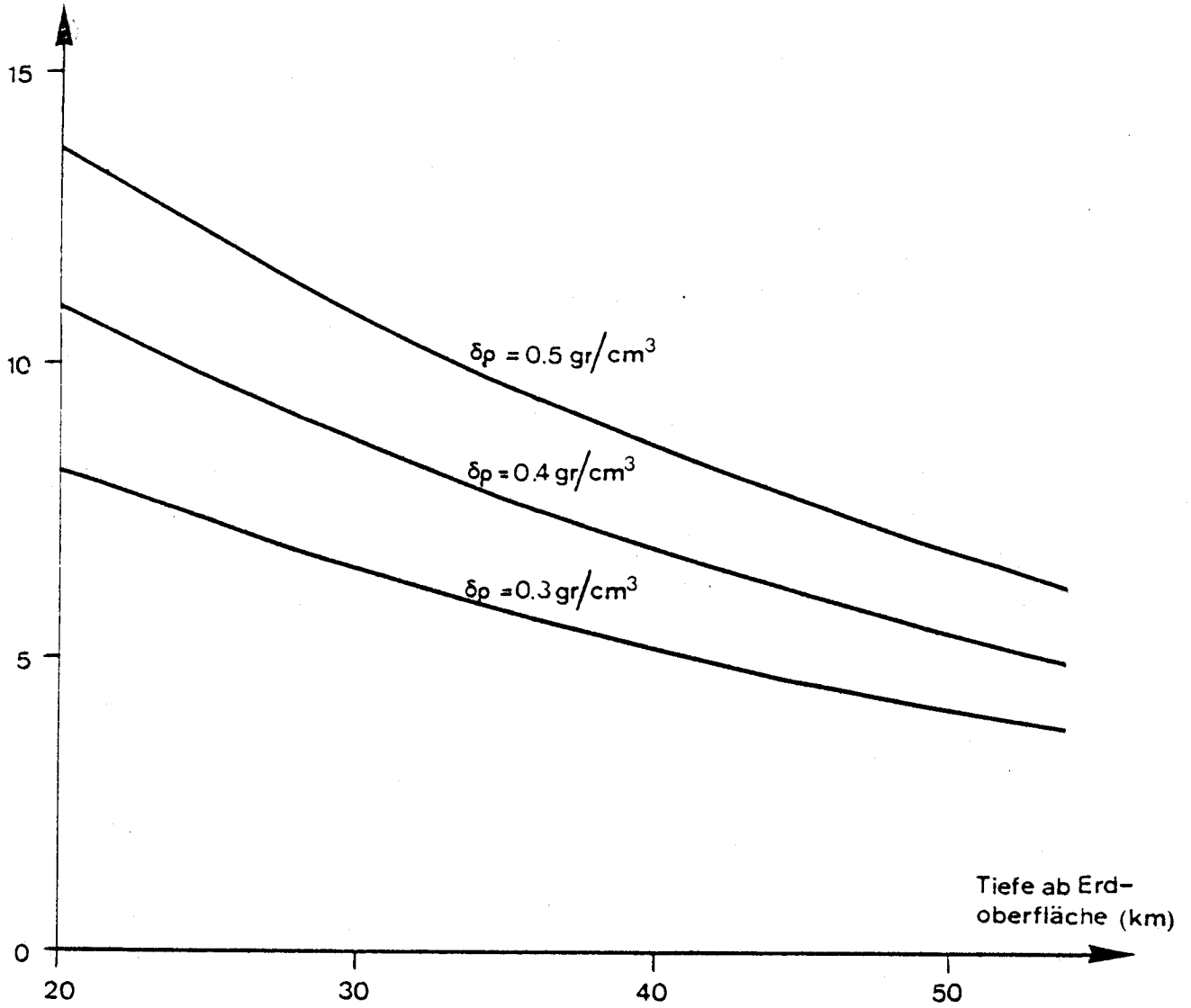
### 3.2.2. Genauigkeitsbetrachtung der Schwereeffekte von ----- seismischen Modellen -----

Da die Erdschwere heute mit geringem Aufwand auf 0.01 mgal genau gemessen werden kann, wird man bei Modellrechnungen oft in Versuchung gefuehrt, nur eine perfekte Uebereinstimmung von Modellschwere und gemessener Schwere gelten zu lassen. Fehleranalysen aller Reduktionsschritte ergeben jedoch in den Alpen bei mittlerem Aufwand fuer die topographischen Aufnahmen Genauigkeiten von 0.2-0.5 mgal der Bouguer-Anomalien in den einzelnen Messpunkten (vgl. auch Klingelé et Olivier, 1980) . Bei kleinraeumigen Vermessungen in topographisch ruhigen Gebieten ist eine Steigerung der Genauigkeit um einen Faktor 5 moeglich, aber mit grossem Aufwand verbunden. Fuer die Berechnung der Schwerewirkung von beliebig geformten Stoerkoerpern ( 3 - dimensional ) existieren nur Naehungsloesungen. Trotzdem kann dank dem Einsatz von modernen Rechanlagen fuer praktisch jede Art von Stoerkoerper die Modellschwere auf 0.01 mgal genau bestimmt werden. Eine Liste der dazu noetigen Programme befindet sich im Anhang. Damit darf fuer Schwereinterpretationen im allgemeinen eine Uebereinstimmung zwischen der gemessenen und der berechneten Schwere erwartet werden, welche in etwa der Messgenauigkeit der entsprechenden Bouguer-Anomalien entspricht. Im folgenden soll gezeigt

werden, dass diese angestrebte Uebereinstimmung bei Krustenmodellen der Alpen mindestens eine Groessenordnung zu genau ist, da solche Krustenmodelle nur sinnvoll sind, wenn seismische und geologische Angaben bei deren Konstruktion mitverwendet wurden.

Egloff (1979) gibt fuer seine Tiefenbestimmungen der Moho unter den Alpen eine mittlere Genauigkeit von 2 km an. Aus Fig. 8 ist ersichtlich, dass eine 1 km maechtige Schicht Krustenmaterial (i.a.  $0.3 < \Delta\rho < 0.5$  gr/cm<sup>3</sup> gegenueber Mantelmaterial) in 30 km Tiefe einer Schwerewirkung von 6.5 mgal ( $\Delta\rho = 0.3$  gr/cm<sup>3</sup>) an der Erdoberflaeche entspricht. Da Aenderungen in der Moho-Tiefe von 2 km bei seismischen Modellrechnungen meist von geringfuegigen Aenderungen der mittleren Krustengeschwindigkeit begleitet sind, kompensieren sich die Schwerewirkungen dieser Fehler von seismischen Modellen teilweise gegenseitig. Am Beispiel eines seismischen Krustenmodelles des franzoesischen Juras unter dem Refraktionsprofil Tournus - NE, konnte die Schwerewirkung der Unsicherheiten der seismischen Daten in Zusammenarbeit mit Egloff (1979) ermittelt werden. Wird die Moho-Tiefe von 26 km auf 28 km hinuntergesetzt, so ist ein solches Modell mit den seismischen Daten dann noch vertraeglich, wenn zugleich die mittlere Geschwindigkeit um ca. 0.07 km/sec erhoehrt wird (pers. Mitteilung von R.Egloff, 1979). Die Schwereeffekte fuer 100km \* 100km ausgedehnte Schichten betragen fuer die erste Aenderung -22 mgal und fuer die Geschwindigkeitserhoehung +10 mgal. Diese Zahlen sind nicht mehr als eine Abschaetzung an einem speziellen Fall, da weder die genaue Ausdehnung der diskutierten Krustenstruktur, noch allfaellige interne Aenderungen des seismischen Modells beruecksichtigt wurden. Trotzdem zeigen diese Zahlen deutlich, dass sich die Fehlerschranken der seismischen Modellstrukturen in der Schwere so stark bemerkbar machen, dass man versucht ist, umgekehrt von der Schwere her auf die entsprechenden Schichtmaechtigkeiten und Geschwindigkeiten Rueckschluesse zu ziehen. Dieses Vorgehen kann erfolgreich sein, wenn fuer die Schweremodelle eine Referenzkruste oder sonst ein gut bekanntes Krustengebiet fuer

Schwere im Aufpunkt P  
(mgal)



$a = 100 \text{ km}$

$t = 1 \text{ km}$

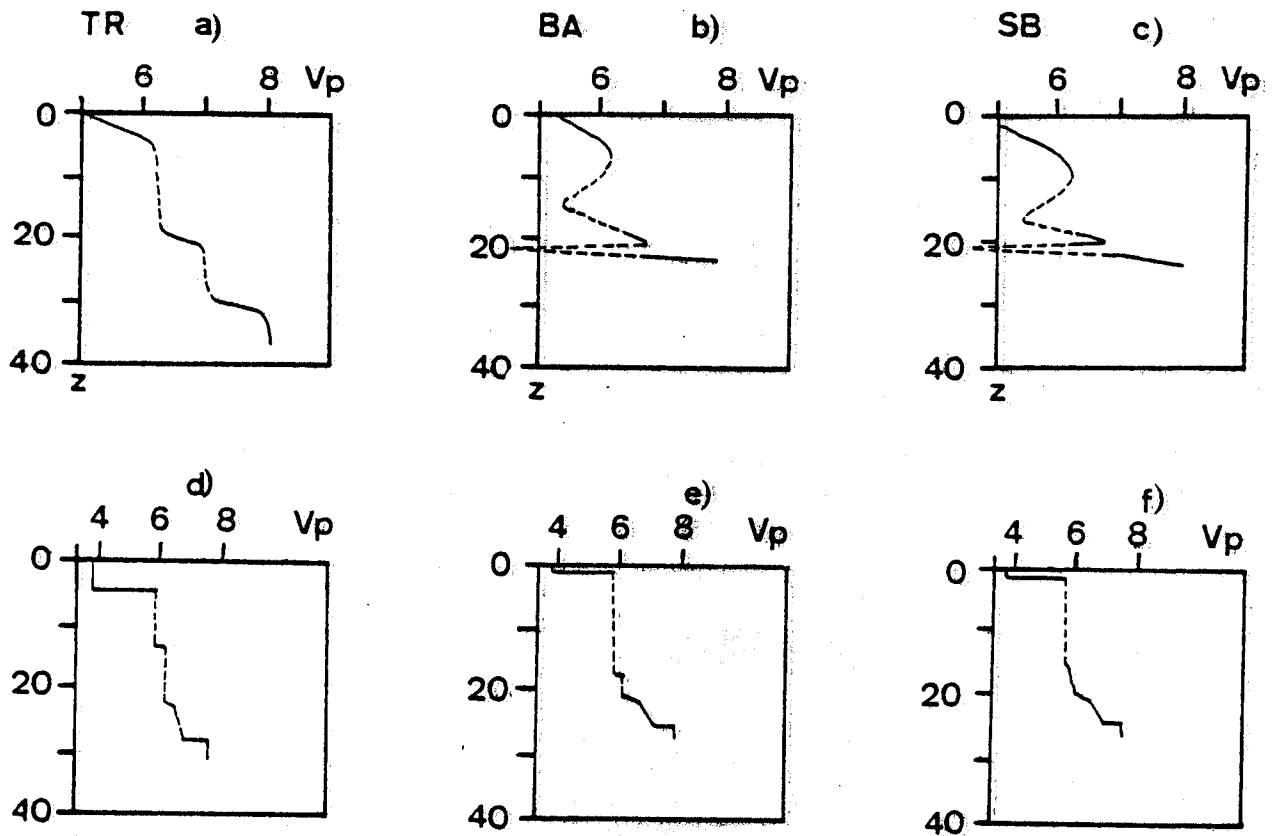
Fig. 8 Schwerewirkung in der Mitte über einer 100 km \* 100 km ausgedehnten, sphärischen Krustenschicht. Einheit: mgal.

Vergleichsberechnungen zur Verfügung steht. Da bezüglich einer Referenzkruste für Europa noch erhebliche Probleme bestehen (vgl. S.18), beschränken sich Schweremodelle auf die Vergleiche von verschiedenen Gebieten, für welche seismische Krustenmodelle existieren.

Damit kommt eine zusätzliche Unsicherheit ins Spiel, falls die beiden seismischen Modelle nicht von Autoren stammen, die dieselbe Auswertemethode benutzen. Das sei an einem Beispiel aus dem Rheingraben illustriert, da sich für das Gebiet der Zentralalpen in der Literatur keine benachbarten Refraktionsprofile finden lassen, welche beide zugleich von verschiedenen Autoren interpretiert wurden.

Für die drei Refraktionsprofile Steinbrunn - Nord (SB) und Bagenelles (BA) im Rheingraben und Taben-Rodt (TR) nördlich der Vogesen an der Westflanke des Grabens haben Giese (1976) und Edel et al. (1975) Interpretationen publiziert (Fig. 9). Systematische Unterschiede in den seismischen Auswerteverfahren und den Krustenmodellen wurden von Makris (1971, S.27) diskutiert, finden jedoch auch im Zusammenhang mit den Schweremodellen der Ostalpen bei Schoeler (1976) Erwähnung. In einem Untersuchungsgebiet wie dem hier diskutierten, wo relativ zur tektonischen Vielfalt nur wenige Refraktionsprofile gemessen wurden, könnte man sich eine beliebige Kombination der in Fig. 9 gezeigten Krustenmodelle publiziert denken, um daraus ein Schweremodell abzuleiten. Für den Rheingraben werden als Beispiel folgende 2 Kombinationen der Refraktionsprofile miteinander verglichen:

Krustenmodell TR (von Edel et al., 1975) als Referenz für die einigermaßen ungestörte Umgebung des Grabens und je die Mittelwerte aus den Profilen SB und BA der Interpretationen von Edel et al. (Modell I) und von Giese (Modell II). Für eine Abschätzung der Schwereunterschiede genügt die Annahme eines 150\*50 km ausgedehnten Prismas, welches in der Tiefe analog den mittleren Geschwindigkeiten der Rhein-



a, b, c nach Giese (1976)  
d, e, f nach Edel et al. (1975)  
z = Tiefe in km  
 $V_p$  = P-Geschwindigkeit in km/sec

TR = Taben - Rodt  
BA = Bagenelles  
SB = Steinbrunn → Wissembourg

Fig. 9 Modelle der Geschwindigkeits-Tiefen-Verteilung für den Rheingraben nach Giese (1976) und Edel et al. (1975).

grabenstrukturen der Modelle I und II aufgebaut ist. Einer Moho-Tiefe von 29 km mit einer mittleren Geschwindigkeit ( $V_p$ ) von 5,98 km/sec fuer die Kruste unter dem Profil TR steht im

- Modell I (Edel et al., 1975) eine Krustenmaechtigkeit von 25.8 km mit  $V_p = 6,16$  km/sec und im
- Modell II (Giese, 1976) eine Krustenmaechtigkeit von 23 km mit  $V_p = 5,90$  km/sec gegenueber.

Alle Geschwindigkeiten werden mit der Beziehung von Woollard (1975) (Fig.9a) in Dichtewerte fuer die entsprechenden mittleren Tiefen (also unter Beruecksichtigung der Druckabhaengigkeit) umgerechnet und die Dichte des oberen Mantels mit 3.30 gr/cm<sup>3</sup> festgesetzt (vgl. Tab. 1). Das Modell I hat eine Schwerewirkung der Aufwoelbung der Moho unter dem Rheingraben von im Maximum +95 mgal und das Modell II eine solche von maximal +61 mgal.

Diese Abweichung von 30 % erhaelt man fuer den Vergleich der bestmoeglichen Kombination von Krustenschnitten der verschiedenen Autoren fuer die in Fig. 9 zusammengestellten seismischen Modelle.

Tabelle 1

Profilauswertung	Moho-Tiefe (km)	mittlere Geschwin- digkeit (km/sec)	mittlere Dichte (gr/cm <sup>3</sup> )	Schwerewir- kung (mgal)	
TR (Edel et al., 1975)	29.0	5.98	2.71	Null (Referenz)	
Modell I SB + BA (Edel et al., 1975)	25.8	6.16	2.79	+95	
Modell II SB + BA (Giese, 1976)	23.0	5.90	2.70	+61	

Wenn, wie im Rheingraben (wo keine solche Schwereanomalie beobachtet wird) aus reinen Modellrechnungen von Krustenschnitten auf tieferliegende Stoerkoerper geschlossen werden muss, sind die Modelle dieser Stoerkoerper sehr unsicher, falls ihnen die Interpretationen von seismischen Daten verschiedener Autoren zugrunde liegen.

Die hier vorgefuehrten einfachen Modelle der Rheingrabenstruktur erheben keinen Anspruch auf Genauigkeit (vgl. dazu Kahle and Werner, 1980), sondern sollen als Beispiele

fuer die Abschaetzung der Fehlerschranken von Schweremodellen dienen. Das Beispiel zeigt jedoch deutlich, wie wichtig bei Schweremodellen im Alpenraum, wo die seismischen Profile zudem noch von sehr unterschiedlicher Qualitaet sind, Interpretationen der Refraktionsprofile durch denselben Autor sind. Der Arbeit von Egloff (1979) kommt deshalb fuer diese Untersuchung entscheidende Bedeutung zu, weil seine Auswertemethode im Wesentlichen mit derjenigen fuer das ALP 75 (vgl. Ottinger, 1976; Miller et al., 1977) und fuer das Suedalpen-Profil (Ansorge et al., 1979) uebereinstimmt.

In Anbetracht der oben genannten Beispiele muessen bei Modellrechnungen von ganzen Krustenbloecken in den Alpen Abweichungen der berechneten Schwere von der beobachteten Bouguer-Anomalie von 5 - 10 mgal erwartet werden. Selbstverstaendlich ist rein rechentechnisch und modellmaessig eine bessere Uebereinstimmung moeglich, aber nicht unbedingt sinnvoll.

### 3.2.3 Geschwindigkeits - Dichte - Relation

-----

Die zunehmende Informationsdichte von geophysikalischen Daten ueber die Kruste und den oberen Mantel einerseits, sowie andererseits das Bestreben, die geodynamischen Prozesse von moeglichst vielen Seiten her simultan zu beleuchten, machen die Geschwindigkeits-Dichte-Relation zu einer der wichtigsten Funktionen der Geophysik. Obwohl in der letzten Zeit sowohl von der praktischen (Woollard, 1975:Fig. 9a) wie auch von der theoretischen (Chung, 1972) Seite her Versuche unternommen worden sind, allgemein und ueber einen groesseren Bereich gueltige Geschwindigkeits-Dichte-Beziehungen abzuleiten, bleiben fuer gravimetrisch - seismische Untersuchungen grosse Unsicherheiten bestehen.

Mit der Elastizitaetstheorie lassen sich fuer homogenes,



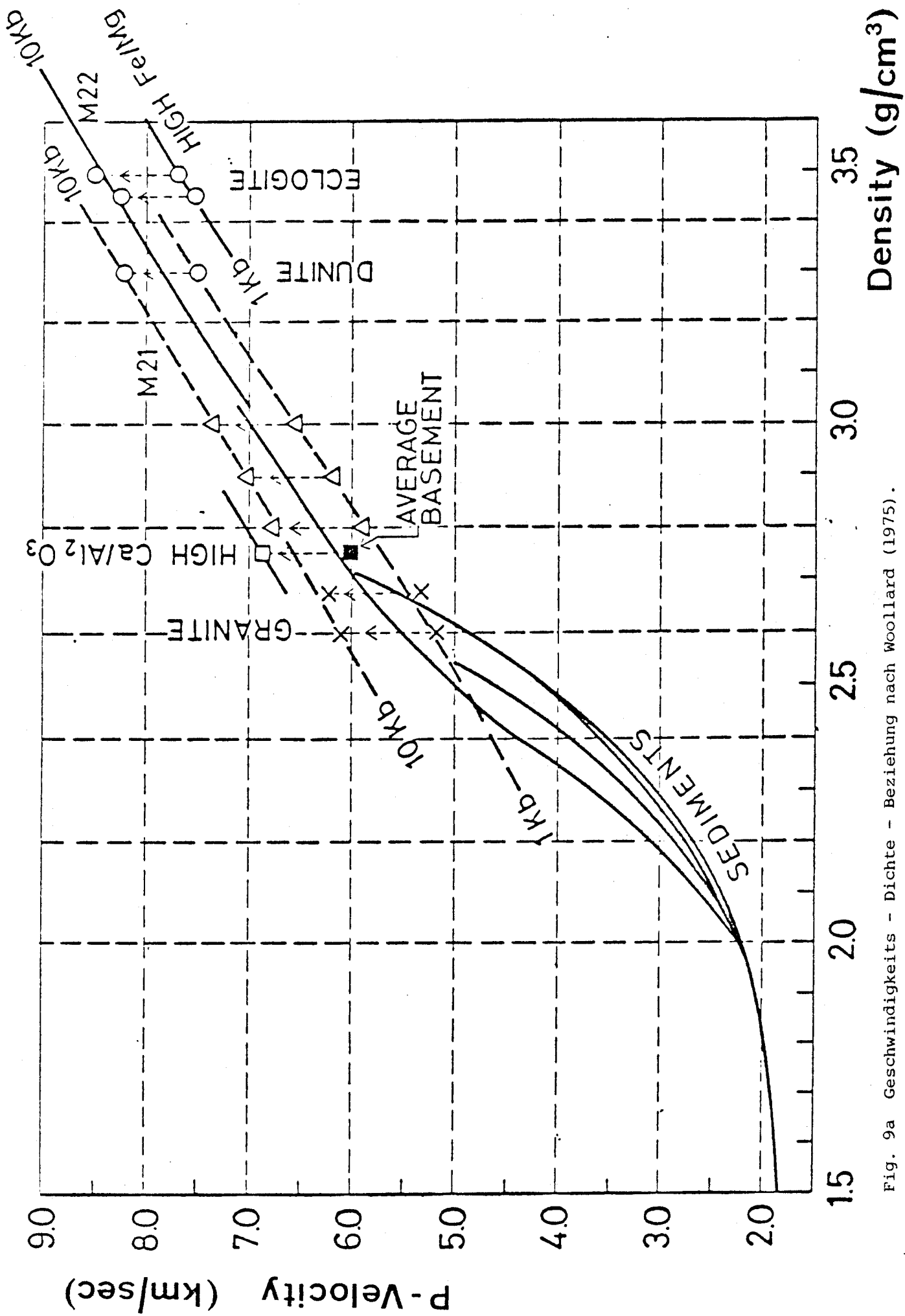


Fig. 9a Geschwindigkeits - Dichte - Beziehung nach Woollard (1975).

isotropes Material aus der Dichte, dem Kompressions- und dem Schermodul die seismischen P- und S-Wellengeschwindigkeiten berechnen (vgl. Harcke, 1972). Da die Voraussetzungen fuer diese theoretischen Zusammenhaenge im Erdinnern jedoch kaum gewaehrleistet sind, werden von verschiedenen Autoren empirische Beziehungen zwischen den  $V_p$  - Geschwindigkeiten und der Dichte vorgeschlagen: vgl. u.a. Birch, 1960, 1961; Nafe-Drake-Beziehung in Talwani et al., 1959a; Woollard, 1959, 1975. Obwohl Chung (1972) zeigen konnte, dass die empirisch gefundene Beziehung von Birch (1960, 1961) innerhalb eines bestimmten Dichteintervalles eine gute lineare Naeherung an die theoretische Beziehung darstellt, laesst sich bis heute keine strenge Umrechnung der Geschwindigkeiten in Dichtewerte angeben.

Verschiedene Faktoren tragen zu dieser unbefriedigenden Situation bei:

- Die empirischen Geschwindigkeits-Dichte-Relationen basieren auf statistischen Mittelwerten mit einer teilweise beträchtlichen Streuung (vgl. Harcke, 1972, S.24).
- Die Abhaengigkeit der empirischen Beziehungen von den verschiedenen Parametern (Druck, Temperatur, mittleres Atomgewicht, Wassergehalt, etc.) ist in den wenigsten Faellen einzeln messbar.
- Die Geschwindigkeiten unter hohen Drucken und Temperaturen koennen nur an kleinen Laborproben bestimmt werden. Es ist eine offene Frage, inwiefern sich diese Geschwindigkeitswerte mit den aus Refraktions- und Reflexionsmessungen bestimmten Geschwindigkeiten vergleichen lassen.

Eines der Hauptprobleme bei den gravimetrischen Modellrechnungen ist die Bestimmung der Gesteinsdichte in Zonen mit erniedrigten Geschwindigkeiten. Eine strenge Einhaltung irgendeiner empirischen Beziehung in diesen "low - velocity layers (LVL)" haette Dichtewerte zur Folge, welche viel zu

gering sind. Man vergleiche dazu etwa den LVL in der Unterkruste unter dem ALP 75 ( Ottinger, 1976 ), oder die Geschwindigkeitsinversion unter dem suedlichen Ivrea - Koerper (German Research Group, Rep.: Berckhemer, 1968; Kaminski und Menzel, 1968) mit den Geschwindigkeits-Dichte-Beziehungen von Nafe-Drake (Talwani et al., 1959a) oder Woollard (1975). Mehrere Autoren von gravimetrischen Modellen in den Alpen benuetzen die Nafe-Drake-Beziehung und legen die Dichte in den LVL aus den Schwereanomalien fest, oder vernachlaessigen die Dichteinversionen ganz (vgl. Makris, 1971, S.30 ; Harcke, 1972, S.43 und Schoeler, 1976, S.62).

In dieser Arbeit wird die Beziehung von Woollard (1975) (vgl. Fig. 9a, siehe auch Arbeit von Kahle und Werner, 1980) verwendet, jedoch nur zur Bestimmung der den mittleren seismischen Geschwindigkeiten entsprechenden mittleren Dichtewerten fuer ganze Krustenpakete. Die Beziehung von Woollard (1975) hat gegenueber derjenigen von Nafe und Drake den Vorteil, dass die Druckeffekte in groesseren Krustentiefen wenigstens naeherungsweise beruecksichtigt werden koennen. Die Verwendung von mittleren Geschwindigkeiten und Dichten fuer ganze seismische Schichtpakete dient dem Bestreben, durch eine moeglichst geringe Zahl von Modellparametern trotz grossen Unsicherheiten in der  $V_p/\rho$  - Beziehung einigermaßen verlaessliche Aussagen ueber die lateralen Aenderungen der mittleren Krustenstruktur machen zu koennen. Ueber einen Vergleich der Modellschwere fuer dieselben Strukturen unter Zugrundelegung von verschiedenen Dichtewerten erhaelt man auf diese Weise Angaben ueber die mittleren Dichtekontraste an seismischen Horizonten. Voraussetzung dafuer ist allerdings die genaue Kenntnis der oberflaechennahen Stoerungen, ohne dass bei deren Modellberechnungen die unsichere Geschwindigkeits-Dichte-Relation verwendet werden musste.

### 3.3 Schweremodell der Molasse-Sedimente

=====

Neben den Alpen nimmt die noerdliche Molasse den groessten Teil des Gebietes der Schweiz ein. Ihre weichgeformten Huegelzuege heben sich topographisch stark von den Alpen und dem Jura ab. Die grosse Bevoelkerungsdichte in diesem Raum hat Konsequenzen fuer die Menge der verfuegbaren geophysikalischen Daten. So besitzen wir wegen der schwierigen Messbedingungen ( grosse Bodenunruhe; maechtige, z.T. lockere Sedimente) kein einziges laengeres Refraktionsprofil in der Schweizer Molasse, welches auch ueber den tieferen Krustenbereich Aufschluss geben koennte. Andererseits sind wegen der Suche nach Erdoel und neuerdings auch im Zusammenhang mit der Hoffnung auf nutzbare geothermische Lagerstaetten (vgl. Rybach et al., 1980) im Gebiet der Molasse sehr viele Daten ueber die tertiaeren Sedimente selbst zusammengetragen worden.

Messungen der Oberflaechengesteinsdichten wie auch die Geschwindigkeitsmessungen von Lohr (1967) in den Molasse-sedimenten machen eine im Mittel um ca. 0.2 gr/cm<sup>3</sup> erniedrigte Dichte dieser Schichten gegenueber ihren Nebengesteinen ( Jura , Voralpen, kristalliner Untergrund ) wahrscheinlich. Erste Abschaetzungen fuer die erwarteten Sedimentmaechtigkeiten ergeben negative Schwerewirkungen zwischen 10 und 30 mgal fuer die Schweizer Molasse (Kahle et al., 1976b). Damit erreichen diese Sedimente einen Schwere-Effekt, welcher bei 3-dimensionalen Vergleichsmodellen der Erdkruste zwischen den Zentralalpen und dem Jura beruecksichtigt werden muss. Es soll deshalb im Folgenden der Versuch gemacht werden, die Molasse-Sedimente entsprechend den aus der Literatur vorhandenen Daten in ihrer Ausdehnung und Dichteverteilung zu erfassen und ihre Schwerewirkung 3-dimensional zu berechnen.

### 3.3.1 Räumliche Ausdehnung

-----

In ihrem groben Verlauf ist die Molasse durch eine asymmetrische Beckenstruktur gekennzeichnet, welche sich mit variierender Breite und Tiefe vom Rhonetal bis zur Boehmischen Masse hinzieht. Vom Jura-Suedfuss ausgehend tauchen der kristalline Untergrund und das Mesozoikum mit etwa 3 Grad Neigung gegen die Alpen hin ab, um dann am Alpennordrand unter teilweise komplizierten tektonischen Verhaeltnissen steil anzusteigen. Die tiefsten Einsenkungen des Untergrundes befinden sich in unmittelbarer Naehue des Alpenrandes und teilweise sogar noch unter dem noerdlichsten Teil der Kalkalpen.

Fuer den oestlich des Bodensees gelegenen Teil des Molassebeckens existieren genauere Modelle (vgl. z.B. Harcke, 1972; Schoeler, 1976), welche jedoch fuer den schweizerischen Molasseteil kaum benuetzt werden koennen. Dagegen haben Rybach et al. (1980) im Rahmen der geothermischen Landesaufnahme aus den verfuegbaren Daten der Erdoelindustrie und den Werten aus den verschiedenen Bohrloechern eine Karte der Tiefenlage des kristallinen Untergrundes unter der Molasse publiziert. Zusaetzlich veroeffentlichten die "Gewerkschaften Brigitta und Elwerath Betriebsfuehrungsgesellschaft" (BEB) 1979 ein Profil durch das Molassebecken vom Jura-Suedfuss ueber das Entlebuch bis ins Aarmassiv, welches ebenfalls in der oben genannten Karte verwendet wurde. Fuer den westlich der Linie Biel - Thun gelegenen Teil des Molassebeckens stellte Klingele (1972) alle verfuegbaren Daten (Seismik, Goelektrik, Bohrprofile) zusammen und verarbeitete diese zu einem 3D - Modell dieses Gebietes. Basierend auf diesen Angaben und zusaetztlichen Schweremessungen zeichnete Klingelé (1972) ein Querprofil auf der Linie Lac de Neuchatel - Bulle - Sion, welches in seinem Verlauf sehr gut mit dem Molasseprofil der BEB (1979) weiter oestlich uebereinstimmt.

Die räumliche Ausdehnung der Molasse ist deshalb auf folgende Art festgelegt worden:

- Oberflächenausbeiss: Tektonische Karte der Schweiz (Spicher, 1972).
- Westlich der Linie Biel - Thun: Modell von Klingelé (1972).
- Östlich der Linie Biel - Thun: Tiefenlinienplan des kristallinen Untergrundes von Rybach et al. (1980), Karte der Mächtigkeit des Mesozoikums aus Kruesi et al. (1978) und Daten aus Laubscher (1974) und Lemcke (1974).
- Östlich des Bodensees (soweit davon noch Schwere-Effekte bis in die Schweiz messbar sind): Daten von Emter (1971), Harcke (1972), Schoeler (1976) und Lemcke (1973).
- Für das Gebiet der subalpinen Molasse und den von den helvetischen Decken ueberschobenen Teil der Molasse: Profile von Klingelé (1972) und der BEB (1979).

### 3.3.2 Dichteverteilung

-----

Die Dichte der Molassegesteine haengt von der Art der Sedimente ab und variiert mit der Tiefe und mit der geographischen Lage. Beruhend auf den Geschwindigkeitsangaben fuer die Molasse von Lohr (1967) konnte Klingelé (1972) eine Naeherungsloesung fuer die Tiefenabhaengigkeit der Dichte berechnen (vgl. Formel unten). Die Dichtezunahme in den Sedimenten wird durch die Kompaktion der unteren Schichten als Folge der Auflast der darueberliegenden Gesteinsserien hervorgerufen.

$$\rho = 7.42 \cdot 10^{-2} \cdot V_p + 2.47$$

$\rho$  = Bruttodichte in gr/cm<sup>3</sup>

$V_p$  = Kompressionswellengeschwindigkeit in km/sec

im Intervall:

$$2.20 \text{ km/sec} < V_p < 3.30 \text{ km/sec}$$

Geschwindigkeiten von 3.3 km/sec werden in etwa 1400 m Tiefe unter der Oberflaeche erreicht. Darunter befinden sich konsolidierte Sedimente mit einer annaeherd konstanten Dichte von ungefaehr 2.57 gr/cm<sup>3</sup>.

Dieser Tiefenabhaengigkeit ueberlagert sich die zunehmende Oberflaechengesteinsdichte bei Annaeherung an die Alpen. Lohr (1976) kommt aus einer Analyse der Geschwindigkeitswerte in der Molasse zwischen Zuerich und Muenchen zum Schluss, dass die gegen die Alpen zunehmenden  $V_p$  - Werte durch das alpine Spannungsfeld im Zusammenhang mit der Gebirgsbildung hervorgerufen werden. Analog den Geschwindigkeiten nehmen auch die aus Nettleton-Profilen bestimmten Bruttogesteinsdichten in der Schweizer Molasse vom Rhein gegen die Alpen hin zu und erreichen in der subalpinen Molasse Hoechstwerte von 2.65 gr/cm<sup>3</sup>. Die sich in Bearbeitung befindende " Dichteprovinzkarte der Schweiz" soll ueber diese Abhaengigkeit und ueber die Bruttogesteinsdichten der verschiedenen Molasse-Sedimente allgemein Aufschluss geben.

Vorerst muss mit einer mittleren Oberflaechendichte von 2.40 - 2.50 gr/cm<sup>3</sup> fuer die ungefaltete und mit 2.55 - 2.60 gr/cm<sup>3</sup> fuer die subalpine Molasse als erster Naeherung gerechnet werden. Die Zunahme der Dichte mit der Tiefe fuer die ungefaltete Molasse folgt der oben genannten  $V_p/\rho$  - Beziehung nach Klingelé (1972).

### 3.3.3 Modellrechnung

-----

Bei der Wahl der Rechenmethode gilt es, Digitalisier- und Rechenaufwand mit der angestrebten Genauigkeit und den verfügbaren Informationen ueber den Stoerkoeper in Relation zu setzen. Der Zweck des Schweremodells der Molasse-Sedimente ist es, die zwischen Jura und Alpen gemessenen Schwerewerte um den Molasseeffekt zu reduzieren und damit Aufschluss ueber den tieferen Krustenbereich zu erhalten. Eine Genauigkeit des Modelles von 1.0 mgal ist deshalb genuegend. Die Informationsdichte ueber die raeumliche Ausdehnung der Molasse-sedimente genuegt dieser Anforderung vor allem deswegen, weil der Dichtekontrast gegenueber dem Untergrund ab einer Tiefe von 1400 m nur noch 0.1 gr/cm<sup>3</sup> betraegt und im Bereich der ueberschobenen Molasse beinahe ganz verschwindet.

Grosse Bedeutung kommt indessen der Dichte - Tiefen - Funktion zu und damit auch der Wirkung der Topographie als naechstgelegenen Teil des Stoerkoeppers. Anstelle der zeitraubenden Digitalisationsarbeit der gesamten Molassetopographie konnte fuer die geforderte Genauigkeit ein schnelleres Verfahren angewandt werden. Die Schwerewirkung des Molassekoeppers von der Oberflaeche des Mesozoikums bis auf eine Hoehe von + 300 m ue. M. wird in dieser Arbeit fuer die Messpunkte der Schwerekarte der Schweiz (Fig. 3 ) berechnet. Fuer die Hoehendifferenz zwischen Modelloberflaeche (+300 m) und den Messpunkten werden ihre Schwerewerte mit Hilfe einer Bouguer-Platte mit der entsprechenden Dichte um den Schwereeffekt der Molasse reduziert.

Damit bleiben nebst dem Fehler aus den Bouguer-Plattenrandeffekten nur noch die Korrekturen der Nahtopographiewirkungen, welche fuer alle Stationen der Schwerekarte mit einer einheitlichen Dichte von 2.67 gr/cm<sup>3</sup> berechnet worden sind. Fuer jene wenigen Stationen, deren Nahtopographiekorrekturen mehr als 0.1 mgal betragen, sind diese im Modell beruecksichtigt worden.



Fuer die Berechnung der Schwerewirkung der Molasse unter diesen Voraussetzungen benoetigt man ein Verfahren, welches einen durch Hoehenlinien bestimmten Stoerkoerper von (mit der Tiefe) variabler Dichte erfassen kann. Entsprechende Rechenformeln entwickelten Talwani und Ewing (1960) fuer topographische Korrekturen. Dabei wird das zur Berechnung des Schwerepotentials notwendige Volumenintegral in Linienintegrale entlang geschlossener Hoehenlinien (Polygone) ueberguehrt. Die einzige groessere Fehlerquelle dieser Methode ist die Interpolation der Wirkung der Gesteinsschichten zwischen den einzelnen Hoehenlinien.

Das Programm BGPOLY (vgl. Anhang) folgt der Methode von Talwani und Ewing (1960) und erlaubt die Berechnung von beliebigen 3-dimensionalen Stoerkoerpern, deren Dichtekontraste schichtweise konstant sind. Ein Vergleich zwischen verschiedenen Interpolationsverfahren ermoeglicht die Abschaetzung der Modell-Rechengenauigkeit, wobei diese in erster Linie vom Hoehenunterschied zwischen den eingegebenen Hoehenlinien abhaengt.

#### 3.3.4 Schwereanomalie der Sedimente des Molassebeckens

-----

Fuer die Darstellung (Fig. 10) der Schwerestoeung der Molasse-Sedimente wurden aus den Werten der einzelnen Messpunkte die Schwerewerte in Netzpunkten (Punktabstand 5 km) interpoliert. Diese Interpolation ermoeglicht die automatisierte Darstellung mittels eines Programms von E.Klinge (Inst. fuer Geophysik, ETH). Dasselbe Programm wurde auch fuer die anderen Isolinienplaene in dieser Arbeit verwendet. Das Schweredefizit des Molassebeckens in der Schweiz erreicht maximale Werte von - 25 mgal in Appenzell und im Emmental.

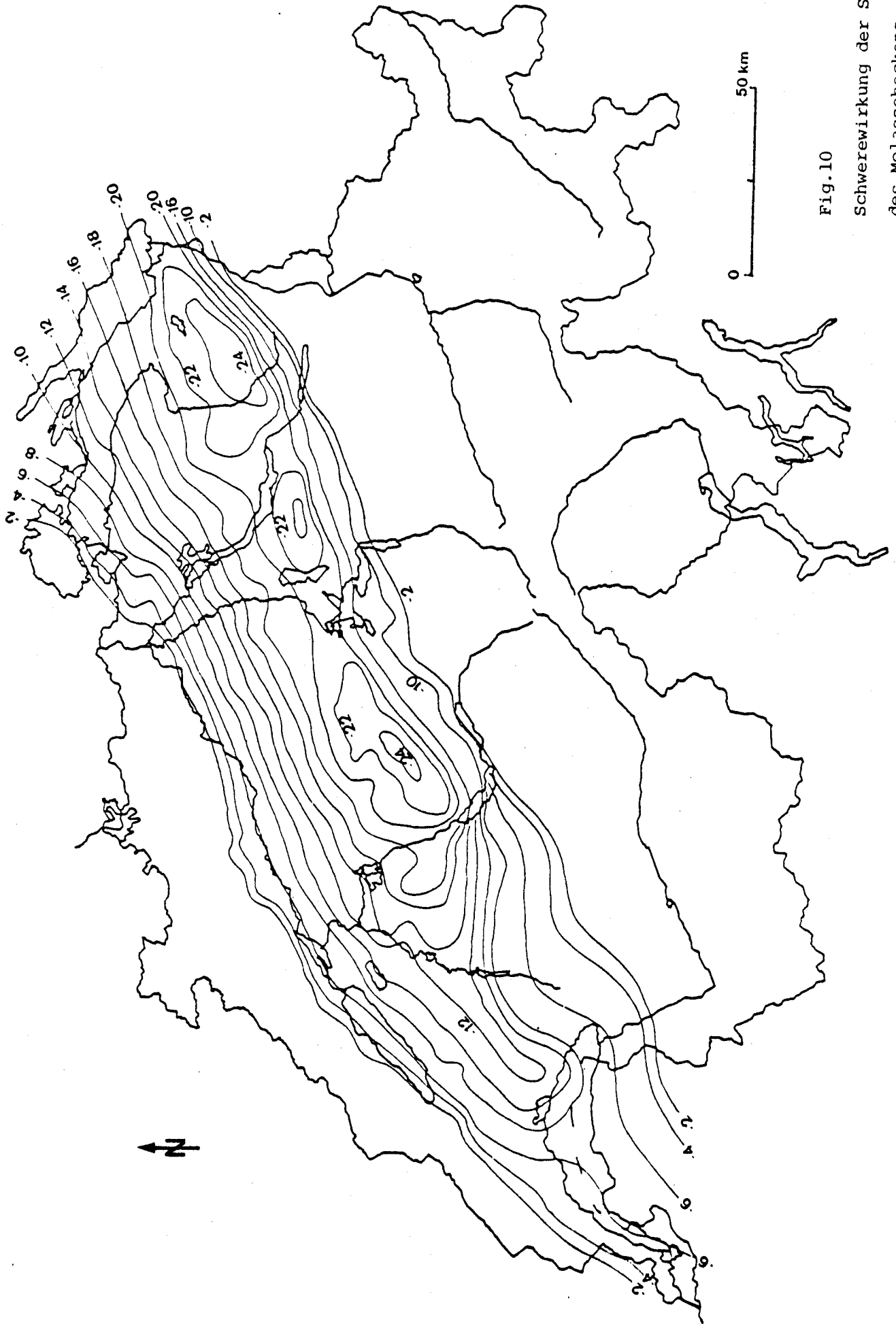


Fig.10  
Schwerwirkung der Sedimente  
des Molassebeckens. Einheit:  
mgal.

Das stetige Abfallen des kristallinen Grundgebirges vom Jura-Suedfuss gegen SE und damit die stetige Maechtigkeitszunahme der tertiaeren Sedimente, haben einen ruhigen Anomalienverlauf mit fast parallelen Isolinien zur Folge. Die groesste Sedimentmaechtigkeit faellt zusammen mit dem suedoestlichen Rand des Molassebeckens, welcher jedoch noch von alpinen Randketten ueberschoben wurde und deshalb an der Erdoberflaeche zu weit im NW liegt. Das hat zur Folge, dass die Linie maximaler Schwereanomalie mehr oder weniger parallel mit der subalpinen Molasse verlauft, obwohl diese selbst, wie oben erwaeht, eine hoehere Dichte aufweist und einen relativ geringen Anteil am Schweredefizit hat.

Dieses Schweremodell der Molasse-Sedimente in der Schweiz basiert nur auf den erwaehten Daten und nicht auf Schweremessungen selbst. Es dient der Untersuchung der darunterliegenden Krustenschichten, im speziellen der Bestimmung der Moho-Tiefe zwischen dem Jura und den Zentralalpen, indem die in den Messpunkten der Schwerekarte (Fig. 3) berechnete Modellschwere von der in den gleichen Punkten bestimmten Bouguer-Anomalie (Klingelé et Olivier, 1980) subtrahiert werden. Eine Verdichtung der Datenmaterials in der Molasse durch zusaetzliche Schweremessungen ist nicht nur mit grossem Aufwand (lokale Anomalien der Quartaerfuellungen der Taeler!) verbunden, sondern zudem noch an sich zweifelhaft, wegen des unsicheren Regionalfeldanteils. Es ist deshalb von Vorteil, sich bei diesem oberflaechennahen Stoerkoerper auf die genaueren Bohrresultate und die seismischen Daten zu verlassen, um in umgekehrter Weise aus der berechneten Modellschwere das Regionalfeld zu bestimmen.

### 3.4 Schweremodell der Zone Ivrea - Verbano

=====

Geologische Untersuchungen Anfang dieses Jahrhunderts (vgl. SMPM 48, Literaturverzeichnis p.340 ff. ) lieferten die ersten Anhaltspunkte fuer die Bedeutung einer Gesteinsserie innerhalb der westlichen Suedalpen, welche sich in verschiedener Hinsicht von allen anderen Einheiten der Alpen unterscheidet und heute "Zone - Ivrea Verbano" genannt wird. Konkretere geophysikalische Hinweise auf die Existenz einer gross-raeumigen Einlagerung von Material hoher Dichte in der Kruste gaben jedoch erst die Schwerekarten der Westalpen . Anschliessend wurden im Zusammenhang mit derselben geologischen Gesteinszone am Suedostrand der West- und Zentr(al)alpen ebenso ausgepraegte magnetische und seismische Anomalien festgestellt.

Neben der Fuelle von geologischem und petrographischem Material sind in den beiden Symposien (\*) ueber die Zone Ivrea - Verbano auch die geophysikalischen Daten und ihre zugehoerigen Interpretationen vorgestellt worden. Trotz diesen bestehenden (vgl. auch Kahle et al., 1976b) und teilweise auch sehr detaillierten Modellen (vgl. Kaminski und Menzel, 1968) des "Ivrea - Koerpers" ist eine erneute Interpretation der geophysikalischen Daten aus folgenden Gruenden notwendig:

-----

(\*) 1. Symposium Ivrea - Verbano: 30.3.-3.4.1968 in Locarno (CH)/Stresa (I), vgl. Literatur: Schweiz.Min.Petr.Mitt. (SMPM), vol.48, 1968.

2. Symposium Ivrea - Verbano: 5.6.-10.6.1978 in Varallo (I), vgl. Literatur: Mem.sci.geol.Uni.Padova, vol. 33, 1978/79.

- Die Gesteine der Zone Ivrea-Verbano erzeugen eine positive Schwereanomalie, welche sich in ihrer Amplitude durchaus mit der negativen Anomalie des gesamten Alpenkörpers bis zur Moho vergleichen lässt. Die beiden Anomalien überlagern sich im südlichen Teil der Zentralalpen soweit, dass selbst eine sehr dicht vermessene Bouguer-Karte in diesem Gebiet ohne eine Trennung der beiden Anomalien für Aussagen über den Aufbau der Erdkruste praktisch unbrauchbar ist.
  
- Die bisher vorhandenen Modelle des Ivrea-Körpers beruhen auf einer 2 - dimensionalen Betrachtung und beziehen sich auf das Gebiet in der Umgebung der Stadt Ivrea. Dazu wurden die geophysikalischen Daten zum Teil über grössere Entfernungen entlang der Schwereanomalie in einen schematischen Querschnitt hineinprojiziert.  
Das nördliche Ende des Stoerkörpers musste bei diesen 2D - Modellen ausgeklammert werden, weil die Zone Ivrea-Verbano in der Gegend des Lago Maggiore eine Drehung des Streichens ihrer Laengsachse um 90 Grad aufweist. Dabei ist es gerade dieser Teil des Stoerkörpers, welcher die grösste Schwerewirkung auf die Zentralalpen ausübt.
  
- Die für detaillierte Schwereuntersuchungen durch 3 - dimensionale Modelle ungenügende Stationsdichte der bisherigen Schwerekarten konnte durch neuere Messungen erhöht werden. Im Anschluss an die neue Schwerekarte der Schweiz (1980) wurden im Gebiet zwischen dem Val Sesia und der Leventina über 100 zusätzliche Schwerestationen vermessen.
  
- Das seismische Refraktionsprofil in den Südalpen (Ansorge et al., 1979) gibt erstmals Anhaltspunkte über die Tiefenlage der Moho im Nordosten des Ivrea-Körpers.

Der Zweck eines 3D - Modelles des Ivrea-Körpers liegt in erster Linie in der Berücksichtigung seines Schwere-Effektes in den Alpen, um mit Hilfe der Restschwere Aussagen über die Krustenstruktur in diesem Gebiet machen zu können. Erst an

zweiter Stelle geht es um Angaben ueber die Fortsetzung des Ivrea-Koerpers in der Tiefe, wobei sich diese Daten zwangslaeufig auf das noerdliche Ende der Zone Ivrea-Verbano beziehen muessen. In seinem suedlichen Teil folgt das Modell den Informationen aus den aelteren Schwerekarten und seismischen Tiefenlinienplaenen (vgl. SMPM, vol.48, 1968), welche, wie oben erwaehnt, auf Grund der zu geringen Stationsdichten keine genauen 3-dimensionalen Ivrea-Modelle zulassen. Aus diesem Grund wird der Ivrea-Koerper fuer die Modellrechnungen entlang dem Breitenkreis von 45 Grad 42 Min. Nord in zwei Teile geteilt.

#### 3.4.1 Schweremodell des suedlichen Ivrea-Koerpers

-----

Die Informationen ueber den Verlauf des Ivrea-Koerpers in seinem suedlichen Teil entstammen den Schwerekarten von Coron (1963), Vecchia (1968) und Kahle et al.(1976a) und den seismischen Tiefenlinienplaenen von German Research Group (1968) und Giese 1968,1976). Daneben sind bis in eine Tiefe von ca. 20 km auch neuere magnetische Daten von Albert (1973) verfuegbar.

Das 3D - Modell fuer den Suedteil des Ivrea-Koerpers, welches die Schweredaten direkt darueber am besten befriedigt, ist eine nach Ostsuedosten abtauchende Platte von 10 bis 15 km Maechtigkeit mit einem mittleren Dichtekontrast zum Umgebungsgestein von 0.3 gr/cm<sup>3</sup>. Dieses Modell stimmt im wesentlichen gut mit den Interpretationen der German Research Group (1968) und von Kaminski und Menzel (1968) ueberein, abgesehen von der in jenen Arbeiten gezeigten langen duennen Fortsetzung des Koerpers ("Schnabel des Vogelkopfes") in westnordwestlicher Richtung bis weit unter die Westalpen. Der mit diesem Modell berechnete Schwere-Effekt des suedlichen Ivrea-Koerpers auf die Schwerestationen in den Zentralalpen ist sehr klein (geringer als 0.01 mgal am Gotthardpass). Wichtiger noch ist die Unempfindlichkeit dieser Schwere-Effekte auf Aenderungen

des Modells fuer den Ivrea-Suedteil dank dem grossen seitlichen Abstand. So laesst sich mit stark unterschiedlichen Modellen (z.B. Massenlinie, liegender Zylinder, geneigte Platte, Prisma) der maximale Fehler der berechneten Schwere-Effekte des Ivrea-Suedteiles fuer das Gebiet noerdlich des Val Sesia auf 0.1 mgal abschaetzen.

### 3.4.2 Ivrea-Koerper - Nordteil

#### Datenmaterial

Fuer den noerdlichen Teil der Zone Ivrea-Verbano liegen verschiedene geologische Karten mit grossen Massstaeben vor: Schmid (1967, 1968), Steck und Tièche (1976), Bertolani (1968), Boriani und Sacchi (1973). Der grobe Verlauf der Grenzen der Ivrea-Zone kann auch aus der "Tektonischen Karte der Schweiz" entnommen werden, doch zeigt sich aus der Untersuchung der Oberflaechengesteine (vgl. Fig. 11 ) bald, dass fuer das 3D - Schweremodell eine feinere Unterteilung der Gesteine der Ivrea-Zone notwendig ist. Die ultrabasischen Gesteinskoerper von Finero im Val Cannobina, von Megolo im Valle d'Ossola und von Balmuccia im Val Sesia bewirken jeder fuer sich eine messbare lokale Schwereanomalie, welche sich alle der regionalen Schwerewirkung des gesamten Gesteinskomplexes ueberlagern. Die Erfassung der raeumlichen Ausdehnung dieser ultrabasischen Gesteine stuetzt sich auf die oben genannten Karten neueren Datums.

Die Insubrische Linie (IL) ist ein tektonisches Lineament, welches sich von den Ost- bis in die Westalpen verfolgen laesst und die Suedalpen scharf vom restlichen Alpenkoerper trennt. Im Tessin streicht die Bruchflaechе Ost-West unter den Magadino-Sedimenten durch gegen das Centovalli, wobei in

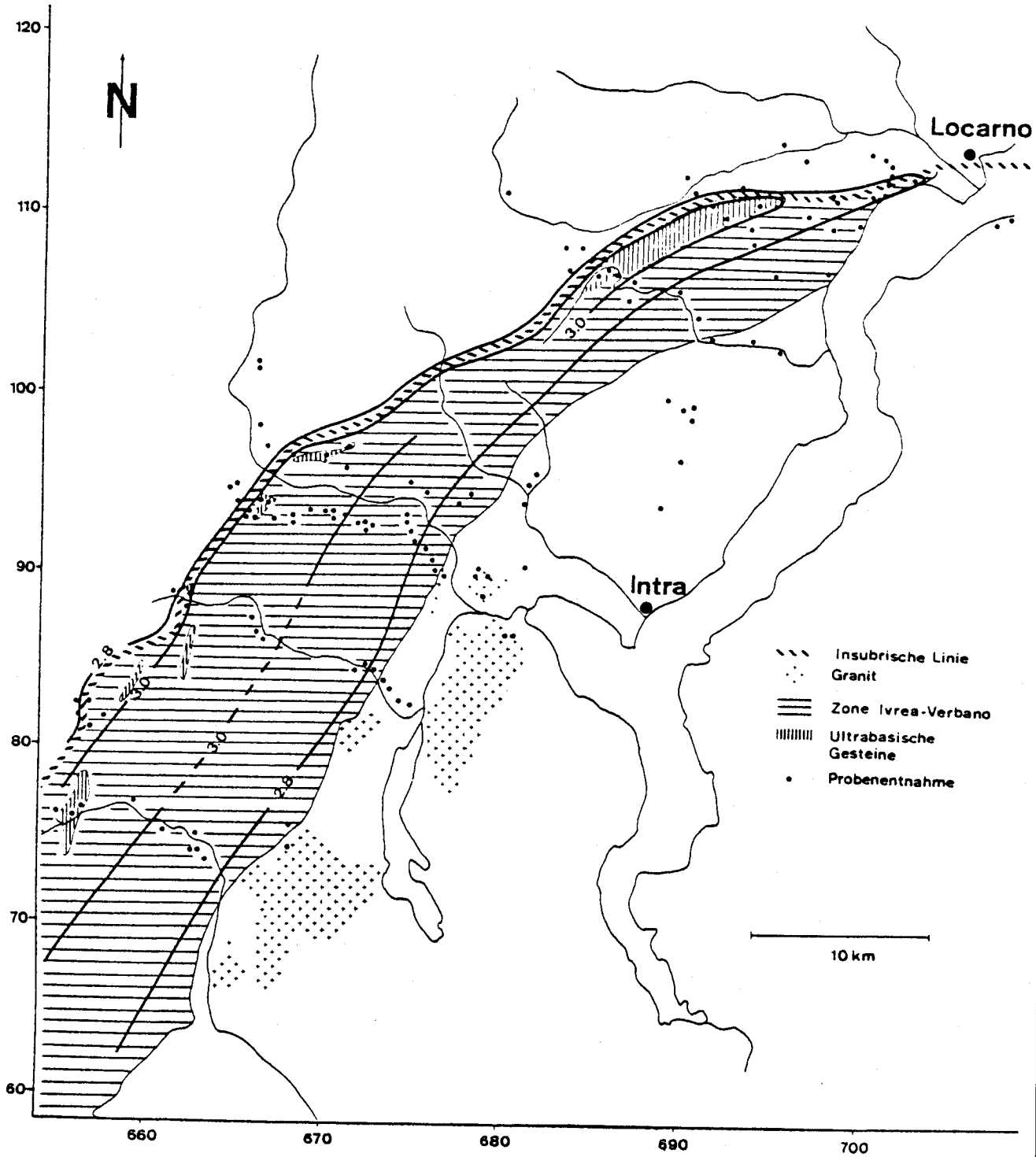


Fig.11 Dichteverteilung in den Oberflächengesteinen der nördlichen Zone Ivrea-Verbano und der angrenzenden Gebiete. Einheit: gr/cm<sup>3</sup>.



der Gegend von Locarno die Centovalli- Störung von der Insubrischen Linie abzweigt. Wenig weiter westlich biegt die IL gegen Suedwesten und Sueden um, schneidet das oberste Val Cannobina, das Valle d'Ossola bei Loro und das oberste Val Strona, um dann ab dem Val Sesia bei Balmuccia ungefaehr Nord-Sued zu verlaufen, bis sie kurz vor Ivrea unter den Sedi- menten der Po-Ebene verschwindet.

Die allgemeine Bedeutung der Insubrischen Linie fuer die alpine Tektonik ist unbestritten und wird durch die bei- spielhafte Ausbildung dieser Bruch- und Verschiebungszone ueber mehrere hundert Kilometer (Gansser, 1968) unterstrichen. Die genaue Stellung und Funktion der IL bei palinspastischen Rekonstruktionen der Alpenbildung ist allerdings noch unklar (vgl. dazu: Laubscher, 1971 und Van Bemmelen, 1973).

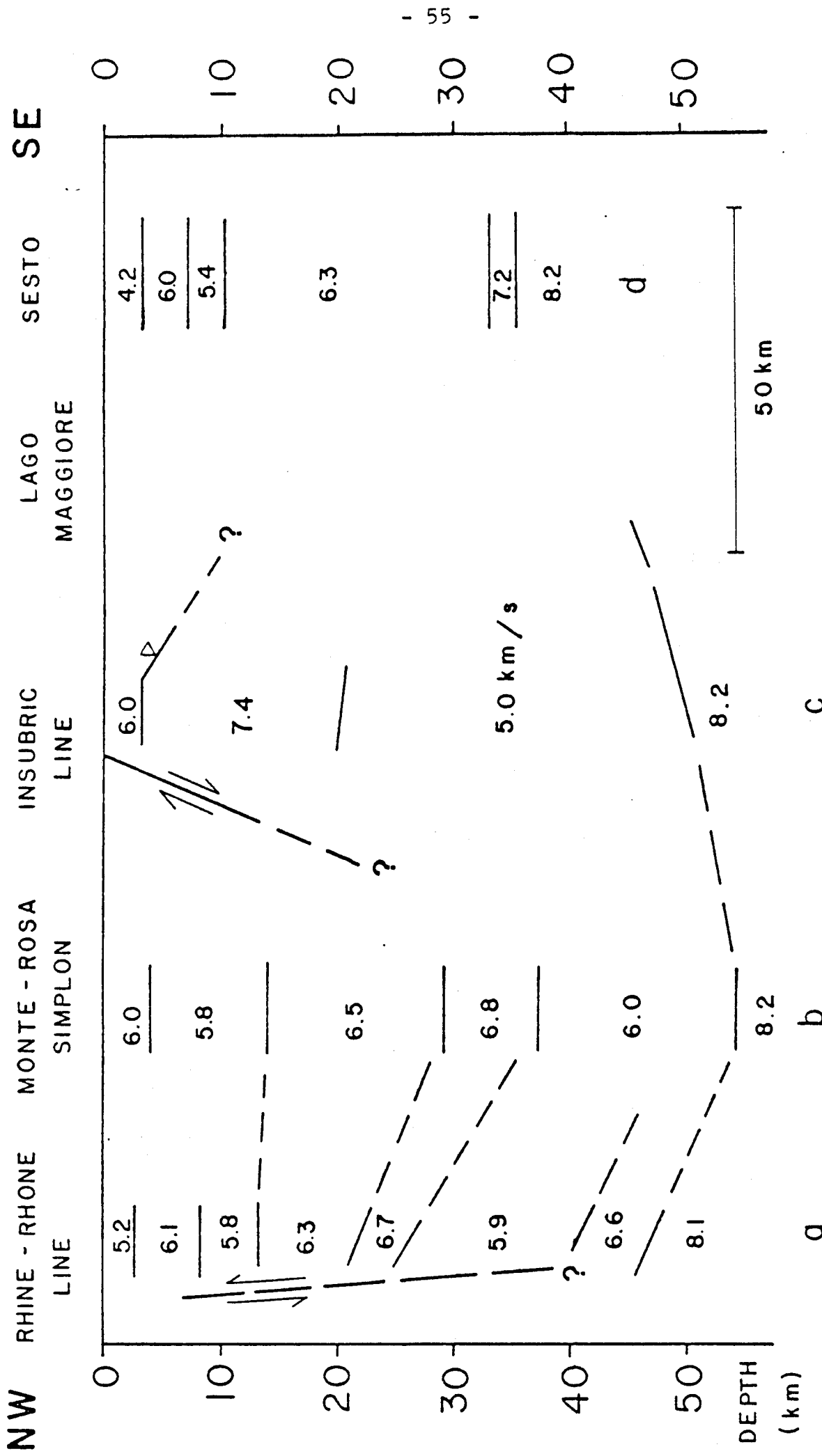
Ab Locarno wird die Insubrische Linie auf ihrer suedoestli- chen Seite von der Zone Ivrea-Verbano und auf der nordwestli- chen Seite von der Canavese- und Sesia-Lanzo-Zone flankiert. Damit trennt diese Stoerungszone zwei geologische Bereiche, welche sich nicht nur in ihrem Entstehungs- und Metamorphose- alter (Hunziker, 1978), in der Zugehoerigkeit zu groesseren tek- tonischen Einheiten, im strukturellen Aufbau (Schmid, 1967) und anderem mehr klar unterscheiden, sondern die auch in den geophysikalisch messbaren Gesteinsparametern erhebliche Unterschiede aufweisen.

In diesem Sinne gibt ein Modell des Ivrea-Koerpers zugleich auch eine Vorstellung vom Verlauf der Insubrischen Stoe- rungszone mit der Tiefe. Da die Neigung der IL an der Erd- oberflaeche an manchen Orten ueber 2000 Hoehenmeter verfolgt werden kann, sind umgekehrt aus der Beschreibung der IL (Gansser, 1968) und ihrer Lage auch Rueckschluesse auf ein Ivrea-Modell in Oberflaechennaehue moeglich. Von einer prak- tisch vertikalen Lage suedlich Bellinzona aendert sich ne- ben dem Streichen auch die Neigung der Stoerung einigermassen kontinuierlich bis zu einem nordwestlichen Einfallen von ca. 60 Grad im Valle d'Ossola und ca. 50 Grad im Val Sesia.

Die suedoestliche Begrenzung des Ivrea-Koerpers ist weit weniger klar, obwohl die Zone Ivrea-Verbano durch verschiedene Stoerungen lokaler Bedeutung von der Zone Strona - Ceneri getrennt ist. Da innerhalb der Ivrea-Zone von den ultrabasischen Koerpern weg gegen Suedosten vor allem im Valle d'Ossola ein gradueller Uebergang von den sehr dichten Peridotiten, Pyriklasiten, Amphiboliten und Stronalithen zu den weniger dichten Kinzingitgneisen zu beobachten ist (Schmid, 1967), liegt die gravimetrisch bestimmbare oestliche Grenze eines einschichtigen Ivrea-Koerpers noch innerhalb der geologischen Zone Ivrea-Verbano.

Im Gebiet der Ivrea-Zone noerdlich des Sesia-Tals sind seit den Messungen der 60-er Jahre (vgl. SMPM, vol.48) keine seismischen Daten dazugekommen. Da die Projektion von weiter suedlich gelegenen Messpunkten entlang dem Ivrea-Koerper aus Genauigkeitsgruenden fuer ein 3D-Modell ausgeschlossen wird, bleibt nur eine allfaellige Neuinterpretation uebrig. Die einzige direkte Information ueber den Ivrea-Koerper-Nordteil entstammt einem Refraktionsprofil, welches vom Schusspunkt Mte. Bavarione gegen SSW verlaeuft ( Fuchs et al., 1963 ). Leider ist das Profil fuer eine genauere Auswertung von ungenuegender Qualitaet , doch liefert es mehrere Reflexionspunkte der gegen SE abtauchenden Schichtoberflaeche des Ivrea-Koerpers (vgl. Fig. 12 ). Dabei handelt es sich mindestens teilweise um seitliche Reflexionen, da das Profil sehr nahe an der Grenze zwischen Ivrea-Zone und der Zone Strona-Ceneri entlangfuehrt.

In der Umgebung der noerdlichen Ivrea-Zone existieren dagegen mehrere seismische Profile, welche verschiedene Anhaltspunkte fuer die Fortsetzung des Ivrea-Koerpers in der Tiefe geben (vgl. Fig. 12 ). Waehrend die seismischen Profile im Nordwesten der Ivrea-Zone seit laengerem bekannt sind, waren bis vor kurzem keine Angaben ueber die Moho-Tiefe oestlich des Lago Maggiore moeglich. Im Zusammenhang mit dem Suedalpen - Profil (vgl. Ansorge et al. , 1979) wurden in der Umgebung des Schusspunktes Lentate nahe des Lago Maggiore Tiefenreflexionen und zwei Kurzprofile vom gleichen Schuss-



▽ aus Fuchs et al. (1963)

a, b, c, d vgl. Ansorge et al. (1979)

Fig. 12 Seismische Daten in der Umgebung der nördlichen Zone Ivrea-Verbano, (nach Ansorge et al., 1979).

punkt gegen NE und ENE gemessen. Neben der Bestimmung der Krustenmaechtigkeit (35 km unter Como und 33 km unter dem Schusspunkt) war ein wichtiges Ergebnis das Fehlen einer seismischen Schicht erhoelter Geschwindigkeit in irgendeiner Tiefe, welche als Material der Zone Ivrea- Verbano haette interpretiert werden koennen. Damit steht fest, dass der Ivrea-Koerper auch gegen die Po-Ebene und die Suedalpen hin relativ steil abtaucht und die Moho-Tiefe noch unter dem Lago Maggiore erreicht.

Ohne die Kenntniss der Moho-Tiefe unter den Suedalpen oestlich des Lago Maggiore ist ein 3D-Modell des Ivrea-Koerper-Nordteils kaum moeglich, weil der Schwereanteil der Krustenmaechtigkeitsaenderung unter dem Ivrea-Koerper (von 58 km Moho-Tiefe unter dem Mte.Rosa auf 33 km unter Varese) sonst vernachlaessigt werden muesste.

Die Gesteine der Ivrea-Zone bewirken eine grossraeumige magnetische Anomalie, welche von Albert (1973) mit 21 Profilen in ihrer ganzen Laenge vermessen und interpretiert wurde. Seine Modellinterpretationen weisen eine weitgehende Aehnlichkeit mit moeglichen Schweremodellen auf. Genauere Vermessungen der magnetischen Anomalien im Val Strona und Valle d'Ossola (Schwendener, 1978) haben jedoch gezeigt, dass die lokalen magnetischen Stoerungen zum groessten Teil von den oft sehr schmalen (100m-Bereich) basischen Gesteinsschichten herruehren. Die regionale magnetische Anomalie laesst sich auf einfache Weise mit einer nach SE geneigten Platte erklaren. Die Verbreitung der basischen Gesteinszuege in der Ivrea-Zone ist von Ort zu Ort so verschieden, dass selbst eine Korrelation der markantesten lokalen magnetischen Anomalien auf den Profilen benachbarter Taeler eher zufaellig ist (Schwendener, 1978). Fuer die Schwereanomalie spielen dagegen auch die Stronalithe, welche keine magnetische Anomalie ergeben, und vor allem die ultrabasischen Gesteine mit z.T. nur geringen magnetischen Stoerungen eine wichtige Rolle. Die magnetischen Modellkoerper von Albert (1973) geben deshalb interessante Anhaltspunkte fuer die Neigung der Gesteinsschichten bis in eine Tiefe von ca. 20 km (Curie-Temperatur), koennen jedoch kaum zu Maechtigkeitsvergleichen herangezogen werden.

Dichtewerte fuer verschiedene Gesteinseinheiten im Valle d'Ossola sind aus Untersuchungen von Fountain (1976) bekannt, der an denselben Gesteinsproben auch die Geschwindigkeiten unter Drucken bis 10 kbar mass. Um Angaben ueber die Verbreitung und Dichte aller Gesteine der Zone Ivrea-Verbano zu erhalten, wurden an ueber 100 Proben (je zwischen 3 kg und 10 kg Material) aus dem Gebiet zwischen Sesiatal und Locarno die Dichtewerte im Labor bestimmt (vgl. Fig. 11). Die Genauigkeit der Labormessungen ist besser als 0.01 gr/cm<sup>3</sup>.

Dichtewerte von 3.0 gr/cm<sup>3</sup> und mehr sind fuer basische und ultrabasische Gesteine an sich zwar nichts Aussergewoehnliches, doch gibt es in Europa keinen zweiten Gesteinskomplex von dieser Ausdehnung, der in der oberen Kruste gelegen eine mittlere Dichte von 3.0 gr/cm<sup>3</sup> erreicht. Dabei ist die Dichteanomalie in der Ivrea-Zone nicht an einen bestimmten Gesteinstyp gebunden. Abgesehen von den Ultrabasica mit Dichtewerten bis zu 3.20 gr/cm<sup>3</sup> besitzen sowohl die Stronalithe (\*) als auch die basischen Gesteine mittlere Gesteinsdichten von 2.95-3.05 gr/cm<sup>3</sup>. Die Kinzingite bilden mit 2.70-2.90 eine breite Uebergangszone zu den Strona-Ceneri-Gneisen, welche im Mittel ungefaehr 2.60-2.65 gr/cm<sup>3</sup> erreichen, lokal aber auch so niedrige Werte wie 2.50 gr/cm<sup>3</sup> aufweisen. Dank der grossen Zahl von Einzelmessungen kann trotz der komplizierten Wechsellagerung von steilstehenden Amphiboliten, Stronalithen und Kinzingiten ein mittlerer Gesteinsdichtekontrast von 0.35 gr/cm<sup>3</sup> zwischen der Ivrea-Zone und ihrer Umgebung bestimmt werden. Davon heben sich die ultrabasischen Gesteinskomplexe (Finero, Premosello, Megolo, Balmuccia) im Mittel nochmals um 0.05-0.10 gr/cm<sup>3</sup> ab.

Die genaue Bestimmung der Schwereanomalie in der noerdlichen Ivrea-Zone stoesst auf topographisch bedingte Schwierigkeiten,

---

(\*) Fuer die Gesteine der Zone Ivrea-Verbano wurde die Nomenklatur von Schmid (1967) benutzt.

die sich in der erreichbaren Reduktionsgenauigkeit niederschlagen. So mussten sich die Schweremessungen von wenigen Ausnahmen abgesehen auf die groesseren Quertaeler zur Zone Ivrea-Verbano beschraenken (vgl. Fig. 13 ), weil nur dort einzelne Hoehenpunkte vorhanden waren, um als Basen fuer Nivellement<sup>s</sup> zu dienen. Die Hoehenangaben der meisten Stationen auf den Profilen Val Cannobina und Val Sesia stammen aus Barometermessungen relativ zu bekannten Basispunkten. Zur Erfassung der Nahtopographie (radiale Entfernung vom Messpunkt 20 m - 2500 m) wurden die Blaetter im Massstab 1:25000 der Carta d'Italia verwendet, fuer welche ein Fehler der Hoehenlinien von 15 m angegeben wird.

Die Genauigkeit der Bouguer-Anomalienwerte betraegt fuer das Profil im Valle d'Ossola und die Mehrheit der Stationen auf Schweizer Gebiet 0,5 mgal, fuer den Rest der Messpunkte 1 mgal. Die Schwerewerte sind mit einem La Coste und Romberg-Gravimeter Modell G gemessen und an die Basispunkte der Schwerekarte der Schweiz (Klingelé et Olivier, 1980) angeschlossen worden. Aufschluss ueber den Verlauf der Schwereanomalien in der noerdlichen Ivrea-Zone gibt die erweiterte Schwerekarte der Schweiz in Fig. 3 und als Ueberblick ueber die gesamte Schwerestoerung des Ivrea-Koerpers die Fig.2.

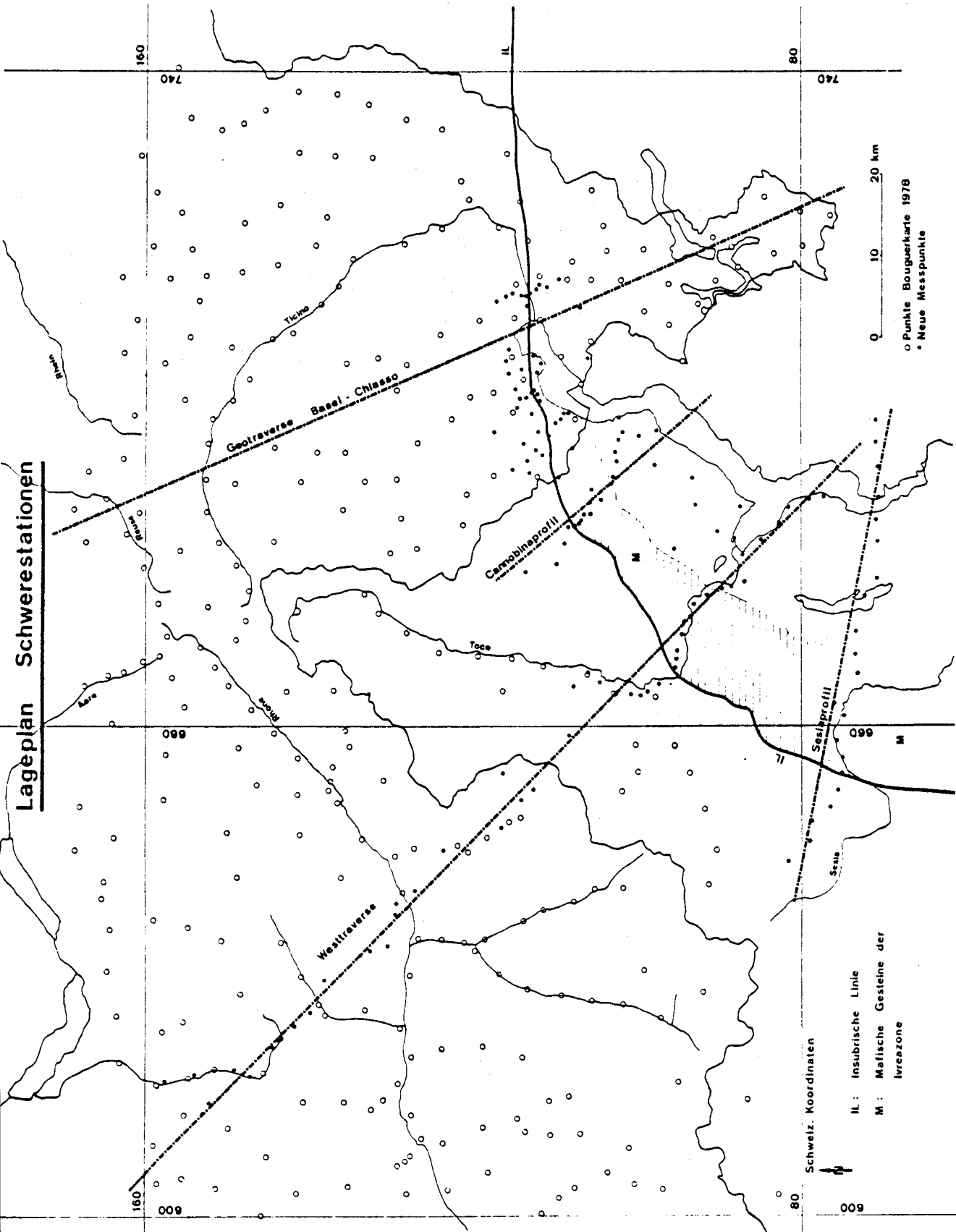


Fig.13 Verteilung der Schwerstationen in der nördlichen Ivrea-Zone und Umgebung.

## Modellrechnung

-----

Im Gegensatz zum oben beschriebenen Modell der Molasse-Sedimente liegen fuer den Nordteil des Ivrea-Koerpers keine Tiefenlinienplaene, sondern nur wenige punktfoermige Angaben ueber seine Tiefenausdehnung vor. Anhand dieser Daten, den Randbedingungen (Oberflaechegeologie) und dem Dichtekontrast muessen jene Stoerkoerper gesucht werden, welche die gemessene Schwere-Anomalie befriedigen. Die Form des noerdlichen Endes der Zone Ivrea-Verbano (Fig. 1 und 7) zwingt zu einer 3-dimensionalen Betrachtungsweise, welche wegen der Ausdehnung des Stoerkoerpers mindestens als Abschaetzung auch eine sphaerische Berechnung ermoeeglichen sollte.

Goetze (1976) entwickelte ein fuer Computer geeignetes Verfahren zur Berechnung der Schwere eines beliebigen Stoerkoerpers, welcher durch Polygone begrenzt ist. Das zur Bestimmung des Schwerepotentials noetige Volumenintegral wird dabei in die Summe ueber alle Flaechenintegrale und diese wiederum in die Summe ueber alle Linienintegrale entlang den Stoerkoerperkanten uebergefuehrt. Bei der Berechnung der Linienintegrale werden ineinandergeschachtelte trigonometrische Funktionen voneinander subtrahiert, so dass die Rechengenauigkeit im wesentlichen von der Genauigkeit der Darstellung der trigonometrischen Funktionen abhaengt, was heute fuer groessere Rechenanlagen kein Problem darstellt. Goetze (1976) beschreibt zudem ein einfaches Verfahren, den planar eingegebenen Stoerkoerper auf eine Kugel oder ein Ellipsoid umzubiegen, und dessen Schwere auf diese Weise auch sphaerisch zu berechnen. Leider ist jedoch damit eine erhebliche Steigerung des Digitalisationsaufwandes verbunden. Bei genauer Betrachtung (vgl. Anhang) gilt naemlich die vorgeschlagene Rechenmethode auch naeherungsweise nur noch fuer kleinere Dreiecksflaechen als Begrenzung des Stoerkoerpers (anstelle der eingangs erwaehten Polygone).



Fuer die Modellrechnungen am Ivrea-Koerper wurden deshalb zwei Programme geschrieben, welche auf der Methode von Goetze (1976) beruhen. Das erste Programm erstellt den Datenset der begrenzenden Dreiecksflaechen fuer einen Stoerkoerper, der durch eine beliebige Punktmenge bestimmt ist. Fuer dieses Datenfile wird im Programm POLYEDER (vgl. Anhang), planar oder sphaerisch, die Modellschwere in beliebigen Aufpunkten berechnet. Der Dichtekontrast bleibt ueber den ganzen Stoerkoerper konstant, so dass eine Dichteaenderung mit der Tiefe durch eine Aufteilung des Modells in mehrere Stoerkoerper simuliert werden muss. Mit diesen beiden Programmen sind die gestellten Bedingungen erfuehlt: die Moeglichkeit zur punktuellen Veraenderung des Stoerkoerpers mit geringem Aufwand, die sphaerische Berechnung ohne wesentliche Einschraenkung der Genauigkeit und die einfache Art der Darstellung der 3-dimensionalen Stoerkoerper. Die reine Rechengenauigkeit der Programme liegt fuer den Ivrea-Koerper bei 0.01 mgal.

Da die Dichtekontraste bis an die Erdoberflaechen reichen, stellt sich das Problem der Korrektur der Topographie-Effekte, welche mit der standardisierten Dichte von 2.67 gr/cm<sup>3</sup> berechnet wurden. Dabei gilt es zu beachten, dass nur jener Teil der Nahtopographie eine erhoehnte Dichte besitzt, welcher innerhalb der Zone Ivrea-Verbano liegt. Um diesen Problemen der aeusserst komplizierten Nahtopographiemodelle auszuweichen, wurden die Messpunkte von Anfang an so gelegt, dass eine moeglichst geringe Nahtopographiekorrektur noetig war. Die Fehler der teilweise falschen Reduktionsdichte liegen mit Ausnahme der Messstationen im Valle d'Ossola unterhalb der durch ungenaue Hoehenangaben bedingten Messfehler (1 mgal) und duerfen deshalb vernachlaessigt werden. Im Valle d'Ossola waere eine Korrektur (genaue Topographiemodelle ergaben fuer 4 Stationen extreme Werte von 0.5-1.0 mgal) erst dann gerechtfertigt, wenn das lokale Schwere-Defizit der quartaeren Sedimente im Talboden miteinbezogen werden koennte. In

Anbetracht der grossen Schwere-Anomalie des Ivrea-Koerpers von ueber 150 mgal und der moeglichen Genauigkeit der Schweremodelle fuer einen Stoerkoerper bis in Moho-Tiefe (vgl. S. 98ff ) scheint die Vernachlaessigung der oben genannten Korrekturen gerechtfertigt. Da die Aenderung der Bouguer-Plattenkorrektur beruecksichtigt wurde, konnte die Oberflaeche des Ivrea-Modells auf Meereshoehe gelegt und die Schwerewirkung direkt in den Messpunkten bestimmt werden. Nach dem beschriebenen Verfahren sind erst Abweichungen der Modellschwere von der gemessenen Bouguer-Anomalie von mehr als 2 mgal im Schweremaximum signifikant.

#### Diskussion des Schweremodells

-----

In erster Naehering gilt auch fuer den noerdlichsten Teil des Ivrea-Koerpers das Modell der gegen SE geneigten Platte. Eingesetzt in einem 2D-Krustenmodell, aehnlich demjenigen unter der Geotraverse Basel-Chiasso (Fig. 7) fuer ein Profil von La Chaux-de-Fonds zum Lago Maggiore laesst sich damit eine sehr gute Uebereinstimmung (Fig. 14) mit der gemessenen Schwere finden. Dieses 2-dimensionale Modell entlang der "Westtraverse" ist der Ausgangspunkt fuer eine 3 - dimensionale Darstellung vom noerdlichen Ende des Ivrea - Koerpers. Wichtige Anhaltspunkte liefert der Vergleich der drei Schwereprofile im Val Sesia (I) im Valle d'Ossola (II) und im Val Cannobina (III) (Fig. 15). Deutlich erkennbar ist die gegen Norden schmaeler werdende Zone positiver Bouguer-Schwere, ohne dass deren Werte jedoch stark abnehmen wuerden (von 40 mgal auf Profil I zu 33 mgal auf Profil III). Das laesst darauf schliessen, dass im Val Cannobina die Maechtigkeit der Ivrea-Zone zwar ab-, der mittlere Dichtekontrast jedoch zunimmt. Dies ist auch tatsaechlich der Fall, indem auf diesem Profil der ultrabasische (Dichtewerte bis 3.2 gr/cm<sup>3</sup>) Gesteinskoerper von Finero einen groesseren Anteil an der verbliebenen Breite der Ivrea-Zone hat als die Ultrabasica im Valle d'Ossola und Val Sesia. Neben den Dichtemessungen an den Oberflaechengesteinen

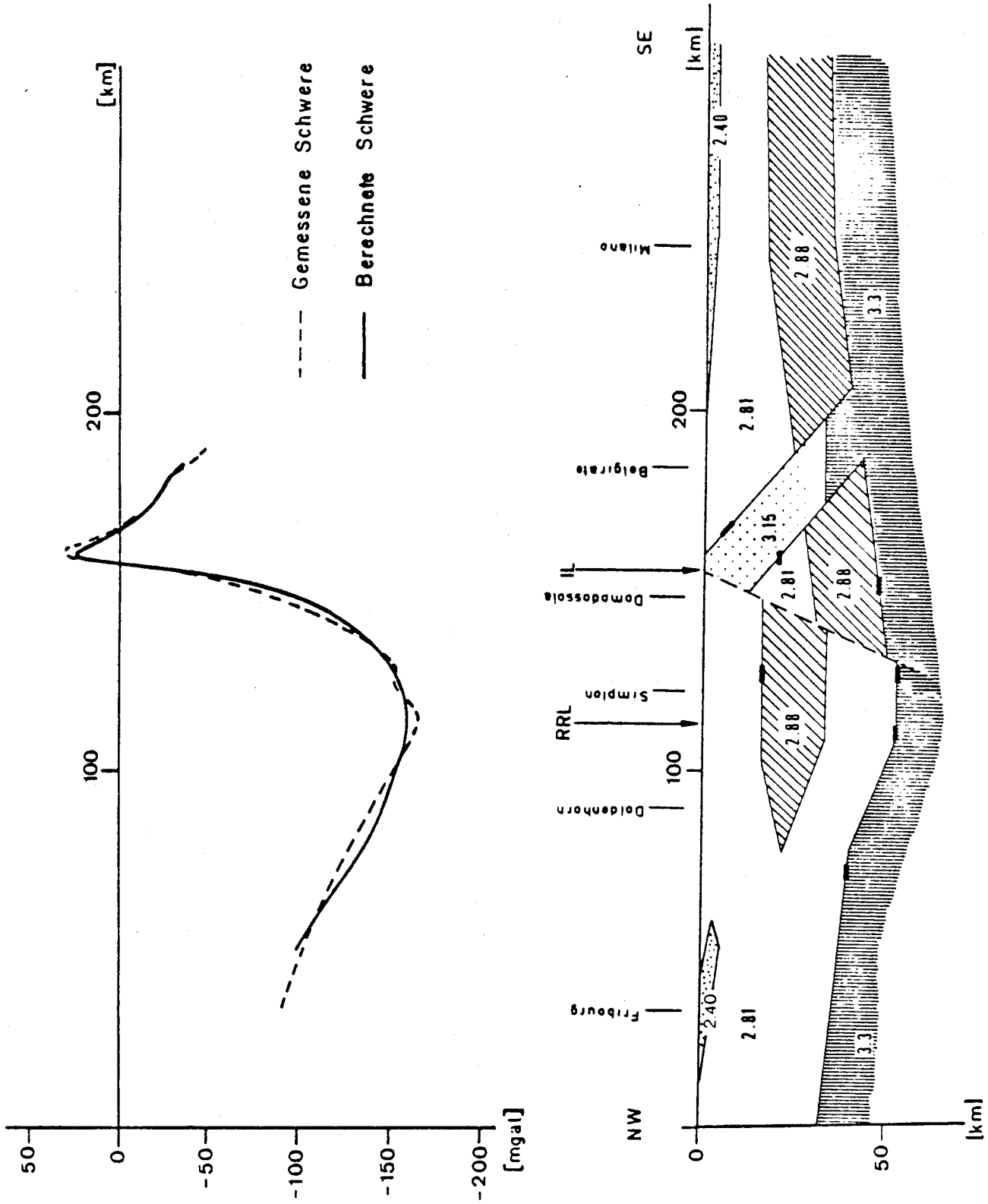


Fig.14 Schweremodell der "Westtraverse" von La Chau-de-Fonds an den Lago Maggiore.

zeigen auch die 3-dimensionalen Modellrechnungen, dass der mit der Ivrea-Zone in Verbindung gebrachte Stoerkoerper im Nordteil bis an die Oberflaeche reichen muss. Die suedlichere Zone Ivrea-Verbano ist dagegen zum Teil von juengerem Material bedeckt, wie wir aus seismischen Daten und 2D-Schweremodellen (Kaminski und Menzel, 1968) wissen. Auf Grund der Dichtemessungen und den geologischen Karten ist die Oberflaeche des Ivrea-Koerpers gut bekannt und dient als feste Randbedingung fuer das Modell. Auch beim Nordteil des Ivrea-Koerpers handelt es sich um eine geneigte Platte, welche mit steiler werdendem Abtauchwinkel von der N-S - Richtung im Val Sesia gegen Osten umbiegt und dabei zugleich schmaeler wird.

Wegen der Lage der Messpunkte (vgl. Fig. 13 ) sind sichere Aussagen ueber den tieferen Bereich der Ivrea-Zone nur auf den 3 Querschnitten (Profile Val Sesia, Valle d'Ossola und Val Cannobina) und am nordoestlichen Ende moeglich. Diese Gebiete sind in der raeumlichen Darstellung des Ivrea-Koerpers (Nordteil) in Fig. 16 staerker hervorgehoben. Dabei ist zu beachten, dass in diesem Bild der Ivrea-Koerper s.l. dargestellt ist, ohne die ultrabasischen Gesteinskomplexe speziell zu kennzeichnen. Die Modelle fuer diese Gesteine mit Dichtewerten um  $3.20 \text{ gr/cm}^3$  folgen den geologischen Karten an der Erdoberflaeche und reichen bis in Tiefen von 6 - 10 km. Die Grenzflaechen zu den anderen Ivrea-Gesteinen sind mehr oder weniger vertikal, entsprechend den Neigungen an der Erdoberflaeche. Obwohl diese Unterteilung der Ivrea-Zone in das groessere basisch-intermediaere Gebiet und die einzelnen eingelagerten ultrabasischen Gesteine zur Erklaerung der gemessenen Schwereprofile notwendig ist, sind die Tiefenangaben fuer die Ultrabasica-Modelle zweifelhaft. Der Anteil dieser Gesteine an der gesamten Schwereanomalie des Ivrea-Koerpers ist geringer als 20 % und fuer jedes der 3 Profile verschieden gross. Zur genauen Aufloesung der Form dieser isolierten Gesteinskomplexe waere eine dichtere Vermessung der lokalen Schwerestoerung notwendig.

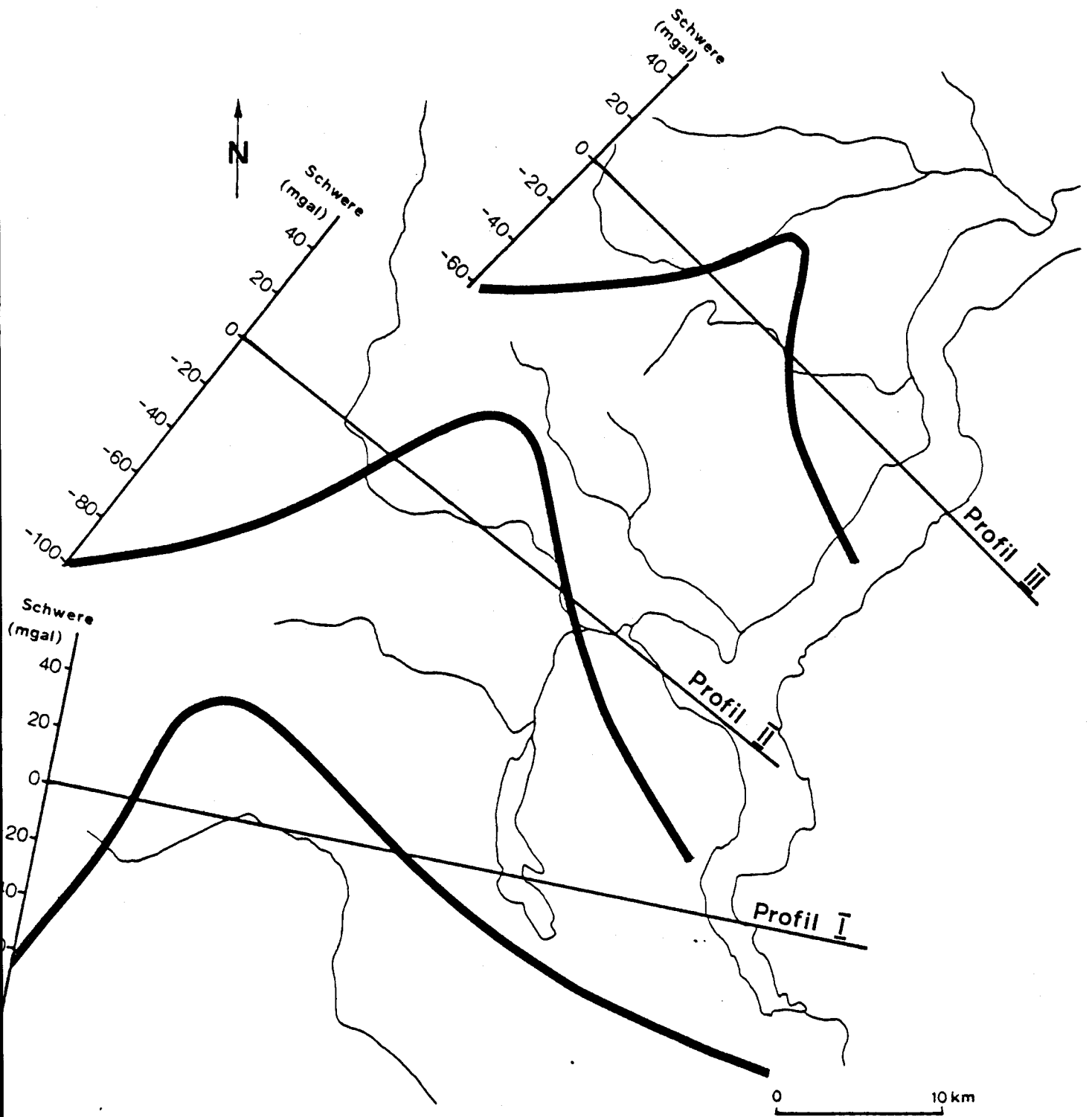


Fig. 15 Vergleich der 3 Schwereprofile im Val Sesia (Profil I), Valle d'Ossola (Profil II) und Val Cannobina (Profil III).

Wird auf die Aussonderung der ultrabasischen Gesteinskoerper innerhalb des Ivrea-Koerpers verzichtet, so muss dessen mittlere Dichte erhoehrt werden. Damit koennen auf den 3 Profilen die Schwereanomalien zwar ungefaehr in ihren Amplituden, aber nicht zugleich auch in den Wellenlaengen befriedigt werden, doch sind diese Abweichungen nur von lokaler Bedeutung.

Der Ivrea-Koerper in Fig. 16 , welcher alle Gesteine erhoechter Dichte einschliesst, hat die Form einer steilstehenden Platte von 8 - 15 km Maechtigkeit. Ihre Neigung aendert sich von 52 Grad im Val Sesia ueber 55 Grad im Valle d'Ossola bis zu 65 Grad oestlich des Val Cannobina. Das genaue oestliche Ende des Ivrea-Koerpers ist kaum zu lokalisieren, da die Ivrea-Zone bei Locarno unter dem Maggia-Delta verschwindet und die Schwereanomalie von den quartaeren Sedimenten der Magadino-Ebene beeinflusst wird. Die Modellrechnungen nach Abzug des Schwere-Effektes der Magadino-Sedimente machen eine Fortsetzung des Ivrea-Koerpers unter dem Lago Maggiore in Form eines schmalen Keiles (Fig. 16 ) entlang der Insubrischen Linie bis unterhalb Magadino wahrscheinlich.

Gegen Norden und Nordwesten ist die Trennflaeche zwischen dem Ivrea-Koerper und dem umgebenden Gestein klar und laesst sich mit Sicherheit bis in 8 km Tiefe verfolgen. Direkt entlang den Schwereprofilen lassen die Modellrechnungen sogar bis in eine Tiefe von 12 km praktisch keinen Spielraum fuer die Neigung der Grenzflaeche, weil der Schweregradient, die Dichtekontraste und die Trennungslinie an der Erdoberflaeche bestimmt sind. Im Centovalli steht die Grenzflaeche praktisch senkrecht und faellt mit dem Umbiegen des Ivrea-Koerpers gegen Sueden allmaehlich flacher gegen Nordwesten und Westen ein (im Val Cannobina ca. 75 Grad, im Valle d'Ossola 60 Grad und im Val Sesia 55 Grad).

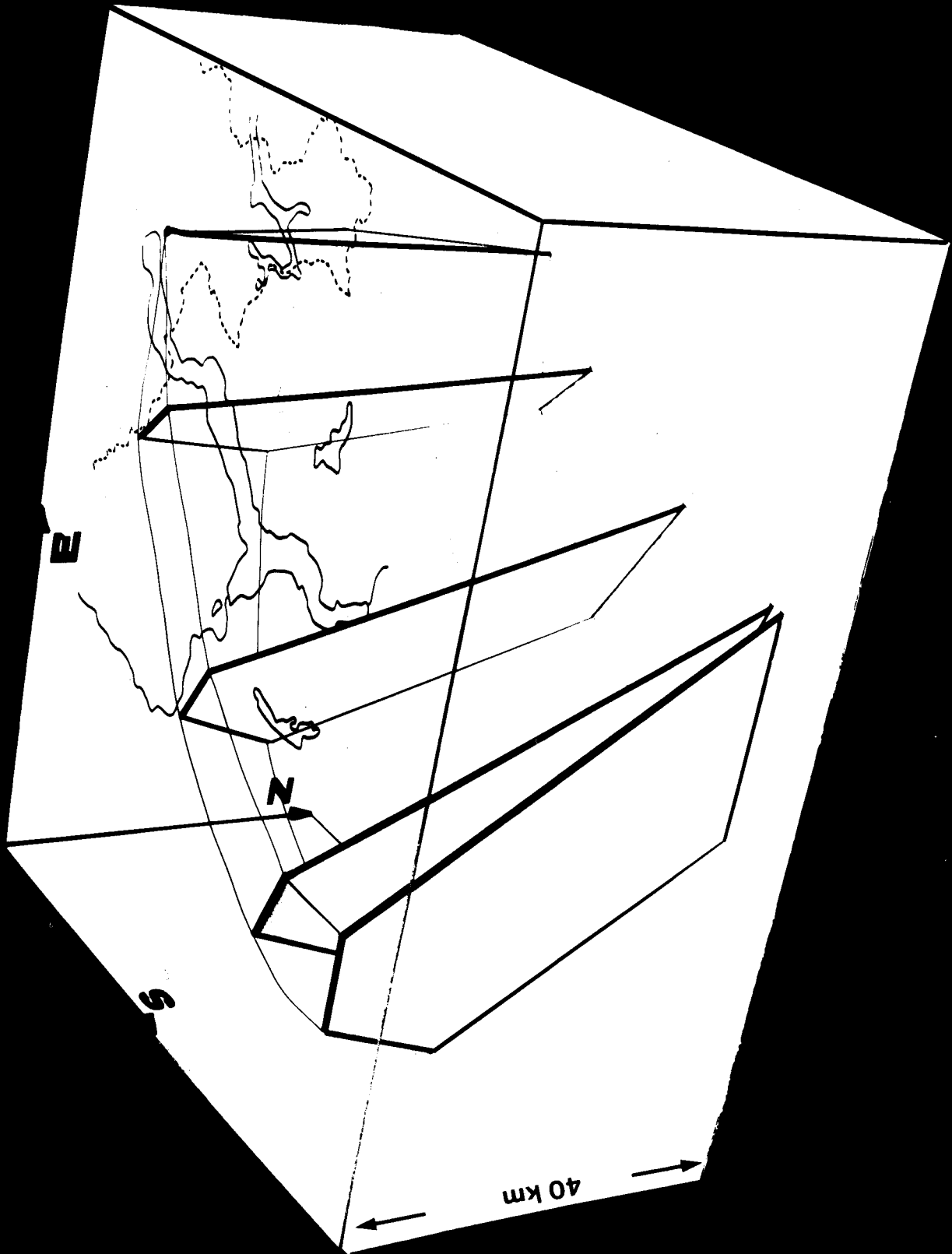


Fig. 16 Räumliche Darstellung des Nordteiles des Ivrea-Körpers (vgl. Text).

Mit dieser Grenzflaeche ist zugleich auch die Lage der Insubrischen Stoerung festgelegt. Damit kann dank dem grossen Dichtekontrast an der Insubrischen "Linie" diese fuer die Alpentektonik wichtige Bruch- und Verschiebungsflaeche entlang der Zone Ivrea-Verbano mit Hilfe der Schwereanomalien bis in ca. 10 km Tiefe verfolgt werden.

Unterhalb einer Tiefe von 12 km sind die Modellangaben zunehmend unsicherer. Trotzdem ist es notwendig, einen 30 bis 40 km tiefreichenden Koerper erhoeheter Dichte anzunehmen, welcher zudem noch an seinem tieferliegenden Ende aus der Vertikalen gegen die Suedalpen hin verschoben ist. Als untere Begrenzung wurde in diesem Modell die Moho verwendet, welche von 58 km unter dem Mte. Rosa auf 33-35 km unter Varese und Como ansteigt. Damit soll jedoch keineswegs impliziert werden, dass es sich beim Ivrea-Koerper ausschliesslich um Mantelmaterial handelt, welches in die Kruste aufgeschoben wurde. Die Schwereinterpretation deutet eher auf ein Gemisch von Mantel- und unterem Krustenmaterial hin, wobei mit der Tiefe der Anteil der dichteren Gesteine (Ultrabasica) ansteigen muesste, um einen gleichbleibenden Dichtekontrast zu gewaehrleisten. Aus den 3D - Modellrechnungen wird deutlich, dass bei stark abnehmendem Dichtekontrast mit der Tiefe die Amplitude der Schwereanomalien nicht zu befriedigen ist.

Die Schwere-Effekte des suedlichen und des noerdlichen Ivrea-Modells sind in der Fig. 17 fuer das Untersuchungsgebiet in den Zentralalpen zusammengefasst. Diese Karte dient zur Reduktion der Schwerekarte der Schweiz (Fig. 3) um den Effekt des Ivrea-Koerpers (vgl. Fig. 18 und S.74). Verschiedene Modellinterpretationen des Ivrea-Koerpers haben verschiedene laterale Schwere-Effekte zur Folge, so dass die Abschaetzung der Unsicherheit in den Schwereangaben der Fig. 17 noetig ist. Der Anteil des suedlichen Ivrea-Koerpers am Gesamtfehler kann praktisch vernachlaessigt werden, betraegt er doch beispielsweise am Gotthard nur noch 0.01 mgal.



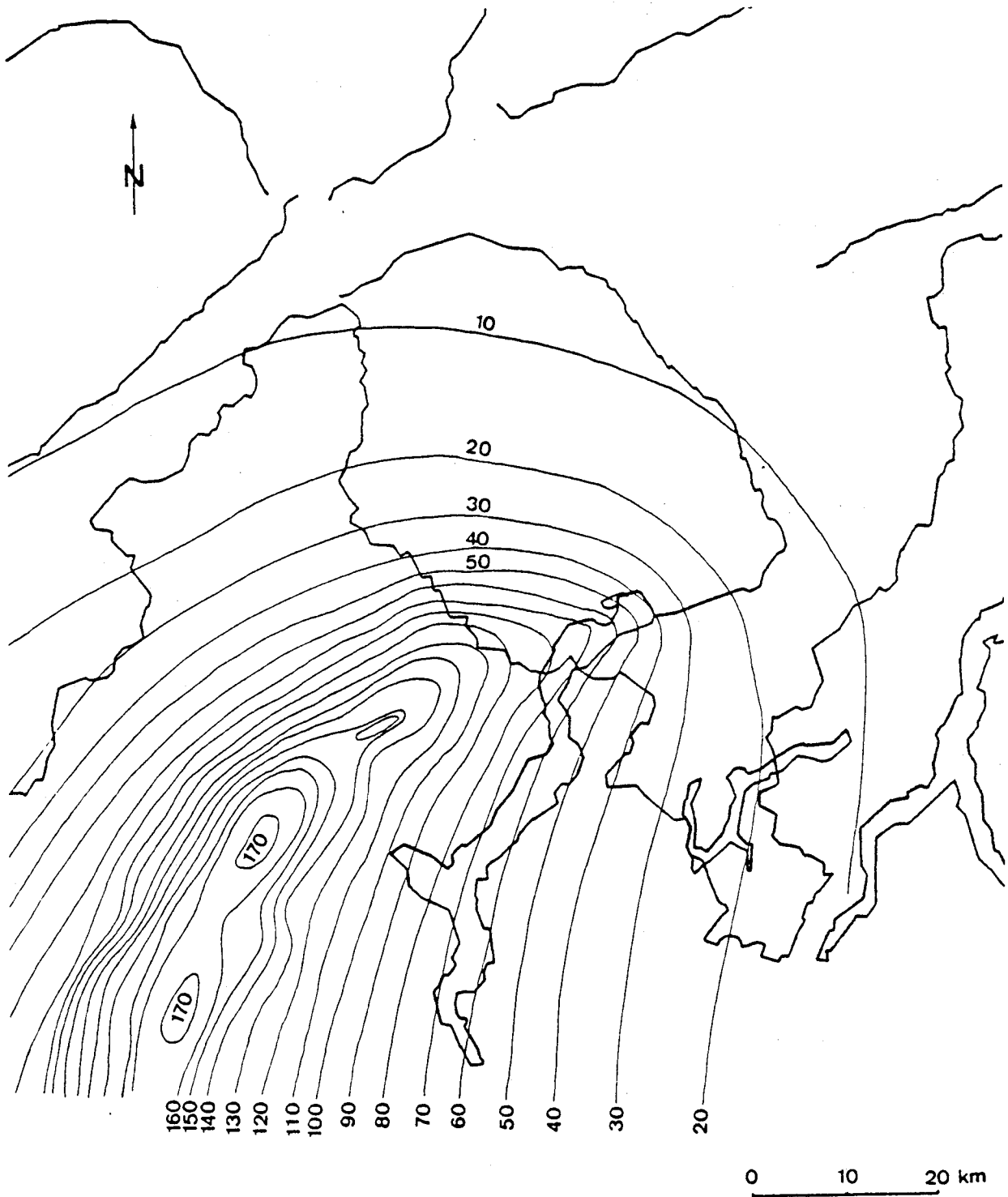


Fig. 17 Karte der Schwere-Wirkung des gesamten Ivrea-Körpers in den Zentralalpen. Einheit: mgal.

Dagegen schlagen die lateralen Schwereunterschiede fuer verschiedene Modelle des Ivrea-Nordteils am Gotthardpass noch mit 0.5 mgal zu Buche, was jedoch immer noch innerhalb der geforderten Genauigkeit fuer eine Schwereinterpretation der Zentralalpen liegt.

Ivrea-Modelle, welche sich in ihren Schwerewirkungen am Gotthard um 0.5 mgal unterscheiden, weisen in der Zone Ivrea-Verbano selbst Schweredifferenzen von bis zu 20 mgal auf. Dieser Wert stellt sicher die obere Grenze fuer die Unsicherheit in der Interpretation der gemessenen Schwere innerhalb der Ivrea-Zone dar (vgl. Messpunktdichte, Fig. 13 ), da die Dichteverteilung an der Erdoberflaeche bekannt ist und Angaben ueber die Tiefenlage der Moho (Regionalfeld) vorhanden sind. Trotz diesen Fehlerschranken koennen nach Abzug der Modell-Schwere des Ivrea-Koerpers von der Bouguer-Anomalienkarte (Fig. 3) Aussagen ueber den Aufbau der Erdkruste im Tessin gemacht werden (vgl. S. 78).

Aus der Form des Modellkoerpers und der Dichteverteilung an der Erdoberflaeche laesst sich die alpine Ueberpraegung des Ivrea-Koerpers schematisch konstruieren, wobei es sich dabei nur um einen ersten Versuch handeln kann. Gemaess den Altersbestimmungen (Hunziker, 1978) muessen die Gesteine der Ivrea-Zone schon praealpin innerhalb der suedalpinen Kruste einen im Vergleich zu ihrer Herkunft und Dichte oberflaechennahen Platz eingenommen haben. Waehrend der alpinen Gebirgsbildung wurde die Ivrea-Zone weiter steil gestellt und teilweise ueber leichteres Krustenmaterial (vgl. Giese, 1968) geschoben. Die Insubrische Stoerungszone weist Vertikal- und Horizontalbewegungen auf. Die starke Heraushebung der West- und Zentralalpen relativ zum suedalpinen Block koennte dabei den heute fehlenden Teil der Ivrea-Gesteinsplatte (Fig. 19) mitgehoben und so der raschen Erosion ausgesetzt haben. Anschliessend oder zur gleichen Zeit muessen entlang der Insubrischen Linie ausgedehnte rechtssinnige Horizontalbewegungen aufgetreten sein, welche die N - S - streichende Zone mit dem suedalpinen Krustenblock gegen Westen verschoben und damit

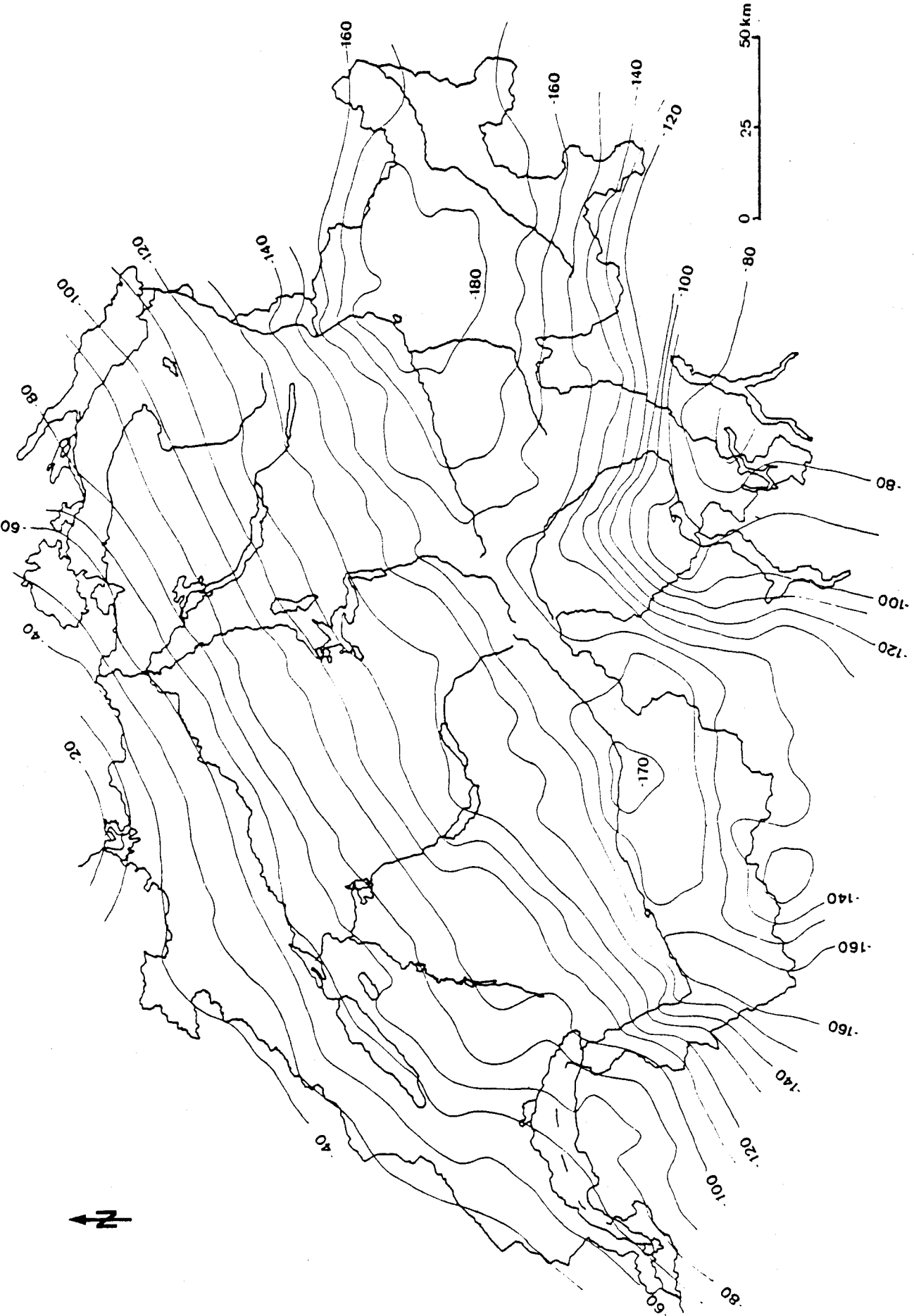
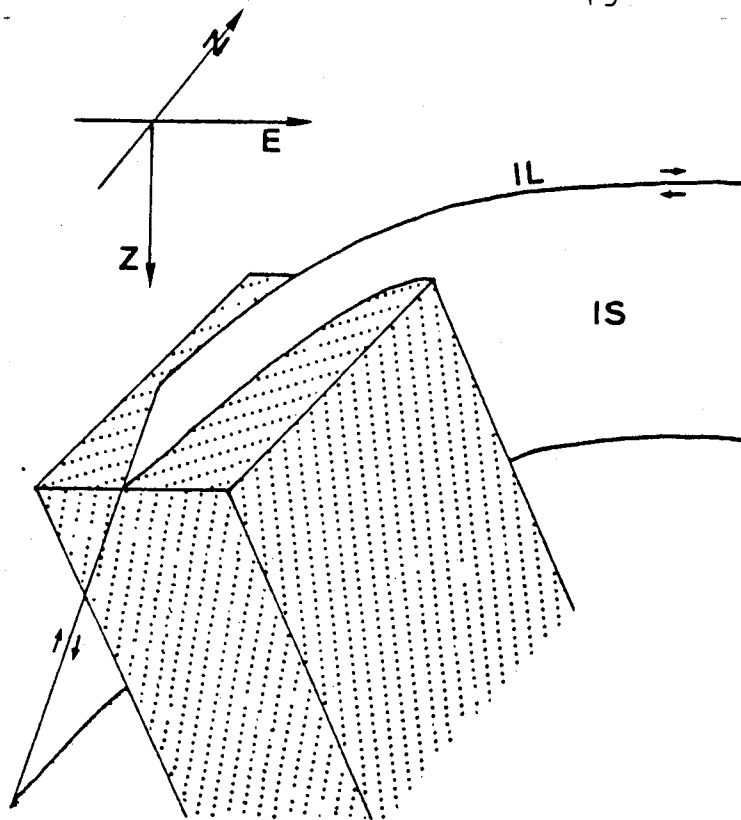


Fig.18 Schwerekarte der Schweiz nach Abzug des Effektes der Zone Ivrea-Verbano. Einheit: mgal.

zugleich das noerdliche Ende der Ivrea-Zone gegen Osten umgebogen und ausgeduehnt haben (Fig. 21).

Es bleibt die Frage offen, wie man sich die Entstehung der Zone Ivrea - Verbano vorzustellen hat. Aus dem oben gezeigten gravimetrischen Modell des Ivrea - Koerpers sind sichere Angaben nur bis in eine Tiefe von ca. 15 km moeglich. Die direkte Verbindung zwischen den an der Erdoberflaeche anstehenden basischen und ultrabasischen Gesteinen und der unteren Kruste, respektive dem oberen Mantel, kann deshalb mit dem Schweremodell allein nicht nachgewiesen werden. Zur Beantwortung dieser Frage waere es interessant, die gegen SE abtauchende obere Grenzflaeche des Ivrea - Koerpers mit reflexionsseismischen Messungen bis in die Tiefe der Moho- Diskontinuitaet (32 - 35 km, nach Ansorge et al., 1979) zu verfolgen.

Das Schweremodell des Ivrea - Koerpers deutet jedoch darauf hin, dass wir es bei der Zone Ivrea-Verbano nicht mit einem ungestoerten Querschnitt durch eine kontinentale Unterkruste und die Uebergangszone zwischen Kruste und Mantel zu tun haben (Berckhemer, 1969) . Aus den seismischen und gravimetrischen Daten fuer die noerdliche Ivrea-Zone laesst sich kein 3D - Modell des Ivrea - Koerpers konstruieren, welches unter der geneigten basischen "Gesteinsplatte" eine ultrabasische Platte aufweist und dessen Querschnitt an der Erdoberflaeche sich mit den geologischen Verhaeltnissen der Zone Ivrea-Verbano korrelieren laesst. Die Schwereanomalie der noerdlichen Ivrea-Zone (vgl. Figuren 3 und 15) muss vielmehr mit einer einzigen geneigten Platte (deren Dichte dem Mittelwert aus den basischen und intermediaeren Gesteinen entspricht und deren Oberflaechen-Ausbiss mit der gesamten Zone Ivrea-Verbano korreliert) und einer Reihe von isolierten, eingelagerten, ultrabasischen Gesteinskoerpern interpretiert werden. Die Stellung dieser isolierten Ultrabasica (vgl. die geologische Karte von Schmid, 1967, 1968) im ganzen Ivrea-Koerper und ihre Zugehoerigkeit zu einer ursprueenglichen Krusten - Mantel - Grenze ist deshalb unsicher.




-  : Gesteine der Zone Ivrea - Verbano
- Z : Tiefe
- IL : Insubrische Linie
- IS : Insubrische Störungsfläche
- : Verschiebungsvektor

Fig. 19 Rekonstruktionsversuch der alpinen Ueberprägung des Nordteils der Ivrea-Zone.

3.5 Diskussion der durch Abzug der Schwere-Effekte von  
=====  
Molasse und Ivrea-Koerper "korrigierten Schwerekarte  
=====  
der Schweiz"  
=====

In der Schwerekarte der Schweiz (Fig. 3) ueberlagern sich die Effekte aller gravimetrischen Stoerkoerper im Untersuchungsgebiet. Die Trennung der Schwerewirkungen der einzelnen Stoerkoerper ist allgemein eines der Hauptprobleme bei Interpretationen von Schweredaten. Die uebliche Methode ist die Aufteilung in Regional- und Residualfeld, wobei sich die regionale Anomalie meistens in ihrer Amplitude und vor allem in der Wellenlaenge klar von der Residualanomalie unterscheiden muss. In der Schweiz und ihrer Umgebung laesst sich in den Molasse-Sedimenten ein Beispiel fuer einen Stoerkoerper finden, dessen Residualanomalie auf Grund der Wellenlaenge kaum von der regionalen Anomalie getrennt werden kann. Auf der Schwerekarte der Schweiz (Fig. 3) sieht man einen mehr oder weniger konstanten negativen Schweregradienten in SE - Richtung, der sich ueber das Schweizerische Mittelland hinweg bis ins Aarmassiv erstreckt. Ohne die Kenntnis der Schwerewirkung der oberflaechennahen, leichten Molasse - sedimente (Fig. 10; Schweremodell aus seismischen und geologischen Angaben) , wuerde man diesem Schweregradienten im Mittelland ein gleichmaessiges Abtauchen der Moho vom Jura bis in die Zentralalpen zuordnen. Dass dies jedoch nicht den Tatsachen entspricht, zeigt die Schwerekarte nach Abzug der Schwere-Effekte von Molasse und Ivrea-Koerper (Fig. 20).

Fuer diese Darstellung (Fig. 20) wurden die Schwerewirkungen der 3D - Modelle von Molasse und Ivrea-Koerper in den Messpunkten der Schwerekarte der Schweiz (Klingelé et Olivier, 1980) berechnet und anschliessend von der ge-

messenen Bouguer-Schwere subtrahiert. Aus zeichnerischen Gruenden erfolgte die Interpolation dieser "Restschwere"-Werte in Netzknoten von 3 km Abstand mit einem Programm von E. Klingelé (Inst.f.Geophysik, ETH Zuerich).

Die Schwereanomalien, wie sie in Fig. 20 zu sehen sind, geben zwar immer noch die Summe von verschiedenen Schwere-Effekten wieder, doch besitzen die meisten dieser Stoerungen des regionalen Schwerefeldes entweder klar unterscheidbare Wellenlaengen, oder sie haben fuer die Untersuchung ganzer Krustenbloecke vernachlaessigbare Amplituden. Es gilt nun, mit Hilfe dieser Karte ueber die Tiefenlage der Moho eine Vorstellung vom Aufbau der Kruste in den Zentralalpen zu gewinnen. In Fig. 21 ist die gleiche Schwerekarte wie in Fig. 20 nochmals dargestellt, doch sind zusaetzlich gebietsweise die in der Karte sichtbaren lokalen Schwereanomalien ausgesondert:

- Im Gebiet zwischen Neuenburger- und Genfersee weichen die Linien gleicher Schwereanomalie (Isolinien) ploetzlich nach Sueden aus (Fig. 21;a). Klingelé und Kahle (1978) interpretierten die Schwerestoeung als eine Stufe innerhalb des Grundgebirges, welche sich moeglicherweise bis ins untere Rhonetal noerdlich Martigny fortsetzt.
- In allen groesseren Alpentaelern (Fig. 21;b) sind mit den quartaeren Sedimenten im Talgrund lokale Schwereanomalien verbunden. In diesem Massstab der Schwerekarte koennen nur die groesseren Anomalien beobachtet werden (Rhonetal, Aaretal, Reusstal, Rheintal, Magadino-Ebene). Dichtvermessene Schwereprofile quer zu den Taelern koennten Auskunft ueber die Maechtigkeit der quartaeren Sedimente und deren Dichteverhaeltnisse geben. Dank der oertlichen Beschraenkung und den geringen Amplituden (maximal -15 mgal in den groessten Taelern) sind diese Schwereanomalien von der Schwerestoeung der Alpenwurzel leicht zu

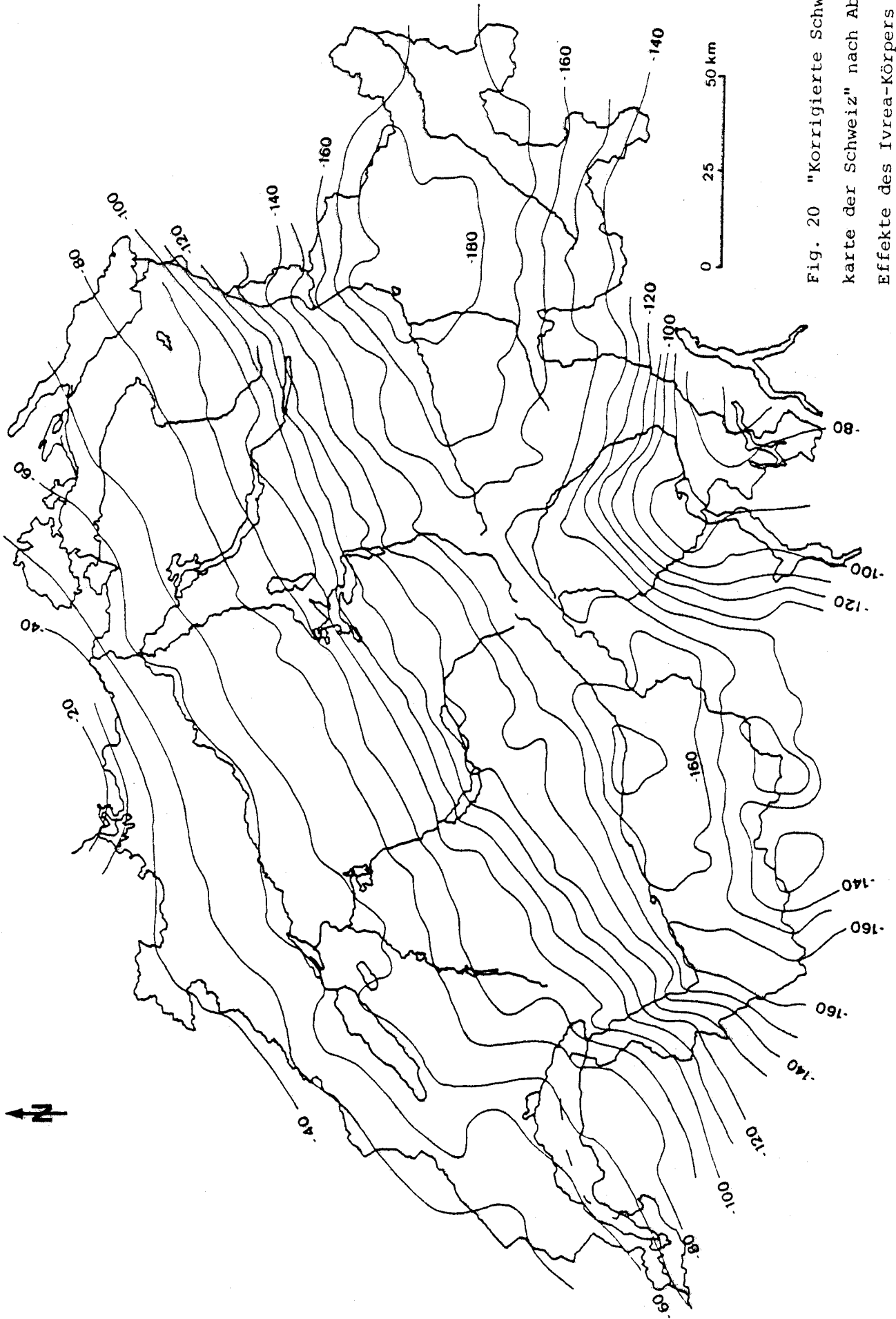


Fig. 20 "Korrigierte Schwere-  
karte der Schweiz" nach Abzug der  
Effekte des Ivrea-Körpers und der  
Molasse-Sedimente. Einheit: mgal.



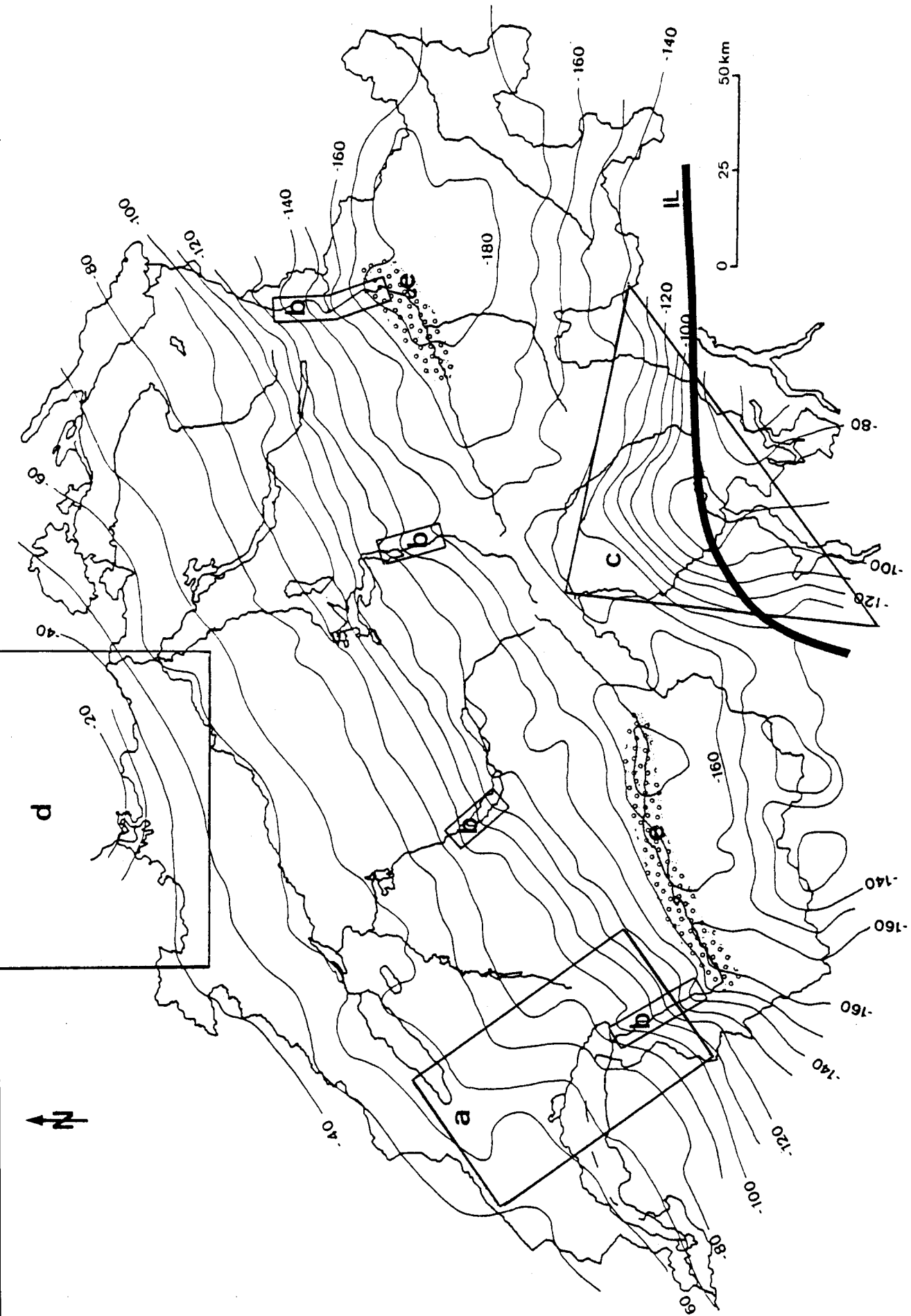


Fig. 21 "Korrigierte Schwerekarte der Schweiz" nach Abzug der Effekte des Ivrea-Körpers und der Molasse-Sedimente (mit gekennzeichneten lokalen Schwereanomalien). Einheit: mgal. Zonen a,b,c,d,e vgl. Text.

trennen. Als Beispiel fuer die Schwerewirkung der quar-  
taeren Sedimente in den Alpentaeln wird auf S.85 ein  
Schwereprofil durch die Magadino-Ebene diskutiert.

- Im Kanton Tessin wird nach Abzug des Schwere-Effektes des  
Ivrea-Koerpers eine Anomalie (Fig. 21;c) sichtbar, fuer  
welche wir bisher keine Anhaltspunkte besaessen, da sie  
in Fig. 3 von der Schwerestoerung der Ivrea-Zone verdeckt  
wird. Nach dem Verlauf der Bouguer-Anomalien in der  
Schwerekarte der Schweiz (Fig. 3) ist man geradezu  
versucht, die gesamte Schwerestoerung nach NW bis zum  
Gotthard zusammen mit dem starken Schweregradienten  
in NNE - Richtung in der Leventina und im Misox dem  
Ivrea-Koerper zuzuschreiben. Wie die Modellrechnungen  
(vgl. S.70) fuer die Zone Ivrea-Verbano zeigen, ist ein  
derartiger lateraler Schwere-Effekt der dichten Ivrea-  
Gesteine mit der direkt darueber gemessenen Bouguer-  
Anomalie nicht zu vereinbaren. Fuer die Existenz  
eines zusaetzlichen Koerpers erhoelter Dichte, aehnlich  
der Ivrea-Zone, unter dem Maggia- und Verzascatal und  
eine hypothetische Verbindung der beiden Gesteinskoerper  
(im Sinne eines gemeinsamen Ursprungs) fehlen jegliche  
Anhaltspunkte. Ausserdem steht die noerdliche Begrenzung  
des Ivrea-Koerpers bis in eine Tiefe von 10 km fest  
(vgl. S. 68).

Obwohl wir im fraglichen Gebiet des Kantons Tessin ausser  
den reflexionsseismischen Daten von Wehebrink (1968)  
keine seismischen Angaben ueber die Tiefenlage der Moho  
haben, faellt es schwer, die beobachtete Anomalie  
allein mit einer abrupten Aenderung der Krusten-  
maechtigkeit zu erklaren. Dazu waere eine markan-  
te "Stufe" in der Moho von 10 - 15 km Hoehen-  
differenz in der Mitte des Maggiatales notwendig. Da  
der im Kanton Tessin beobachtete starke Schweregradient  
sich weiter gegen Osten fortsetzt (vgl. Fig. 2 und Fig.  
21), muesste man auch zwischen den noerdlichen Enden des

Lago Maggiore und des Lago di Como etwa den gleichen Moho-Sprung annehmen. Auf dem Refraktionsprofil Lago Bianco - Verona (Egloff, 1979), welches durch diese Gegend verlauft (Fig.22a), finden wir zwar eine Aenderung in der Krustenmaechtigkeit von ca. 50 km unter dem Schusspunkt Lago Bianco auf ca. 20 km unter Verona, doch geschieht dies in Form eines mehr oder weniger konstanten Ansteigens der Moho von NW gegen SE. Andererseits deuten Weitwinkelreflexionen (Faecherbeobachtungen um den Schusspunkt Lago Bianco, vgl. Egloff, 1979) auf ein relativ steiles Abfallen der Moho unter dem Nordende des Lago di Como gegen Norden von 41 km auf 46 km Tiefe hin (vgl. Fig. 22b). Diese Differenz von 5 km in der Moho-Tiefe genuegt jedoch nicht, um den beobachteten Schweregradienten zu erklaren. Ebenso sind Aenderungen in der Dichte im oberen Mantel kaum in der Lage, eine Schwereanomalie von 50 mgal auf 16 km Distanz (Maggiatal oder Leventina) hervorzurufen, ohne weitreichende Konsequenzen fuer das Regionalfeld zu haben. Um die beobachtete Schwereanomalie im Tessin allein mit einem Stoerkeorper unterhalb der Erdkruste zu erklaren, muessten im obersten Mantel laterale Dichtekontraste von mehr als  $1.0 \text{ gr/cm}^3$  angenommen werden!

Die Ursache fuer die Schwerestoe rung im Tessin muss deshalb innerhalb der Kruste und nur teilweise an der Krusten-Mantel - Grenze gesucht werden. Der Vergleich der beiden Refraktionsprofile in den Suedalpen (Ansorge et al., 1979) und ALP 75 (Ottinger, 1976) in den Zentralalpen gibt Aufschluss ueber Aenderungen der mittleren  $V_p$  - Geschwindigkeiten in den beiden Krustenbloecken. Unterhalb der mesozoischen Sedimente (ab ca. 3 km Tiefe im Suedalpen-Profil) bis in die Tiefe von 35 km an der Moho misst man fuer die suedalpine Kruste eine mittlere Geschwindigkeit von  $6.23 \text{ km/sec}$  (vgl. Mueller et al., 1980). Dagegen betraegt die mittlere Krustengeschwin-

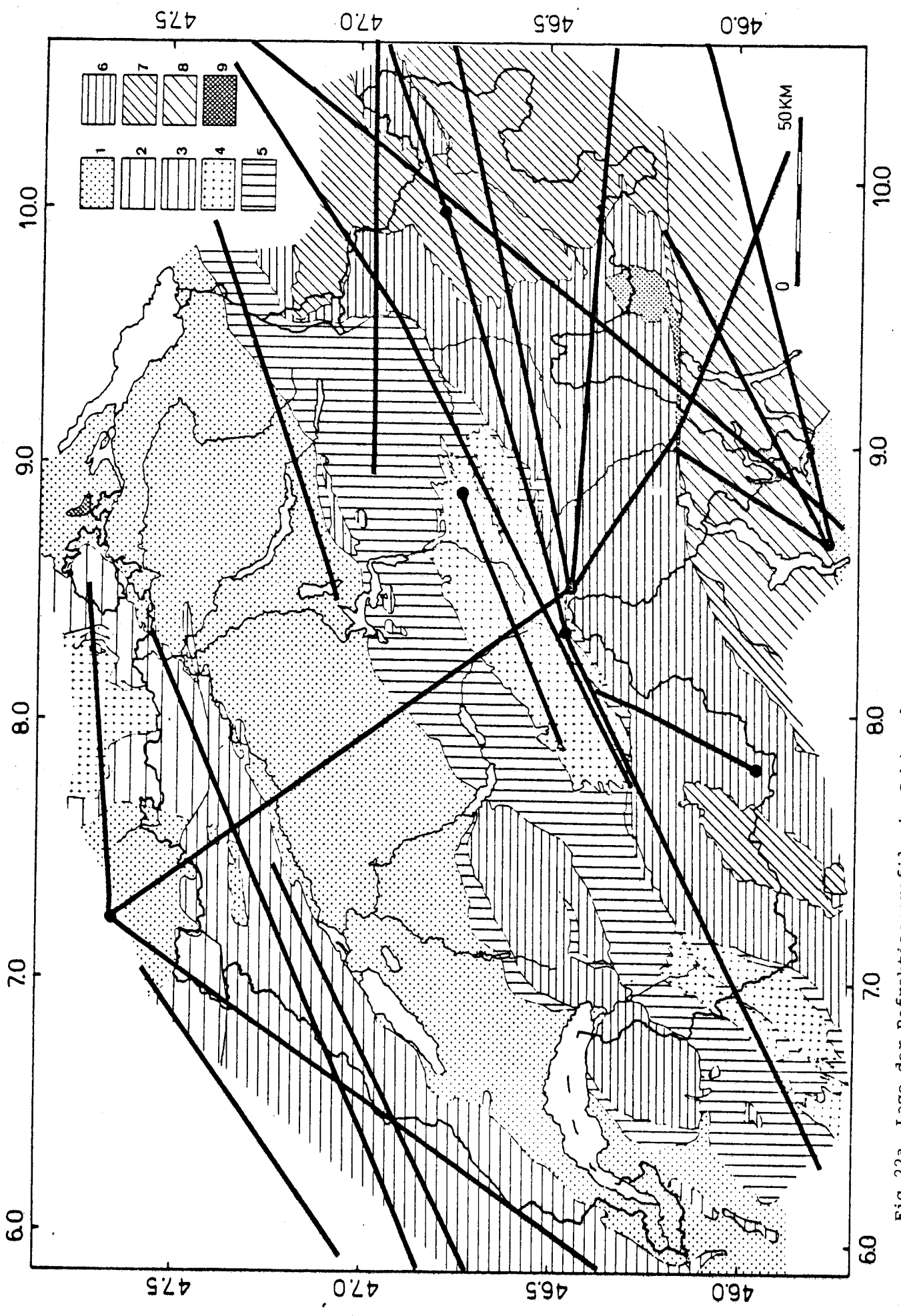


Fig.22a Lage der Refraktionsprofile im Gebiet der Schweiz (nach Mueller et al., 1980).  
Legende des tektonischen Hintergrundes vgl. Fig. 1.

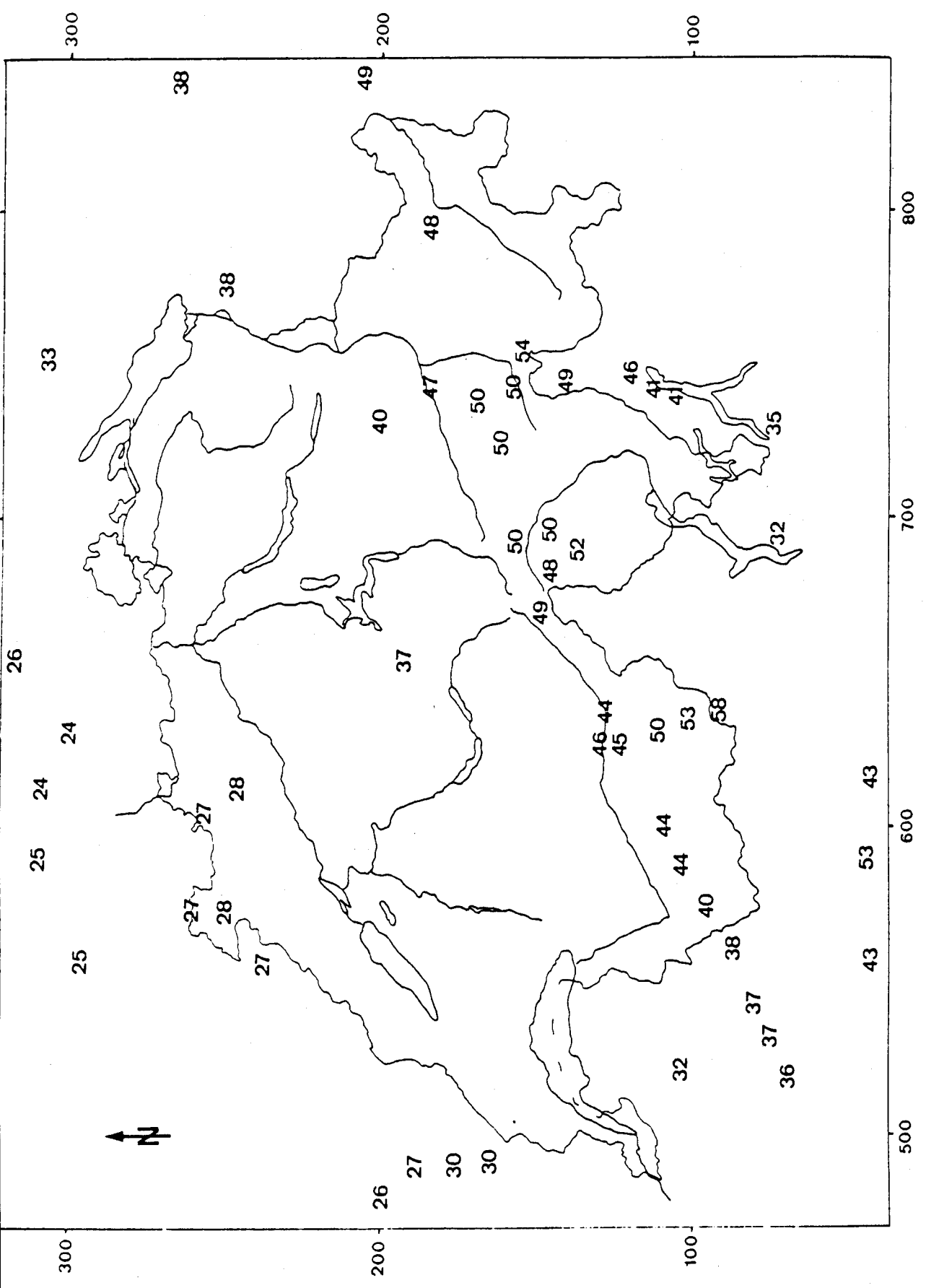


Fig.22b Zusammenfassung der seismischen Angaben über die Tiefenlage der Mohorovičić-Diskontinuität in der Schweiz.  
Einheit: km.

digkeit fuer den gleichen Tiefenbereich (3 km bis 35 km Tiefe) in den Zentralalpen nur 6.11 km/sec (Mueller et al., 1980).

Damit ergeben sich erste Anhaltspunkte fuer einen kleinen Unterschied in der mittleren Krustendichte zwischen dem Zentral- und dem Suedalpengebiet, welcher zusammen mit der oben beschriebenen Aenderung der Krustenmaechtigkeit in der Lage waere, eine Schwerestoerung hervorzurufen, wie sie im Tessin beobachtet wird. Diese Interpretation der Schwereanomalie im Tessin hat Konsequenzen fuer den Aufbau der Kruste im ganzen Gebiet. Die Insubrische Linie als Trennungslinie zwischen den Zentralalpen und den Suedalpen verlauft an der Erdoberflaeche im Tessin 10 - 20 km suedlich des beobachteten maximalen (horizontalen) Schweregradienten (Fig. 21;c). Soweit sich dieser starke Anstieg der Bouguer-Schwere vom Alpenminimum gegen Sueden auch weiter im Osten verfolgen laesst (Fig. 2), liegt der maximale Gradient immer nahe der Grenze zwischen Ost - und Suedalpen, ist jedoch selten direkt an der Insubrischen Linie selbst zu finden (vgl. auch Fig. 1).

Eine einfache Erklaerungsmoeglichkeit fuer diese Befunde bietet das Krustenmodell der Geotransverse Basel - Chiasso (Fig. 7), leicht modifiziert und unter Beruecksichtigung der Kruemmung des Alpenbogens und der lateralen Variationen im Krustenbau senkrecht zum Profil. Aenderungen an diesem Modell sind vor allem unter dem Aarmassiv angezeigt, sobald ueber dieses Gebiet mit refraktionsseismischen Profilen mehr Daten ueber die Kruste gewonnen worden sind. Die Insubrische Linie faellt in etwa mit dem staerksten Ansteigen der Moho suedlich der Alpen zusammen und trennt heute die Zentralalpen von den Suedalpen. Waehrend der alpinen Gebirgsbildung scheint jedoch an verschiedenen Stellen ( vor allem aber im Gebiet des Kantons Tessin) mehr oder weniger Material des urspruenglich suedalpinen Krustenblocks in die direkt noerdlich anschliessende Kruste eingeschoben worden zu sein. Damit laesst sich nicht nur die Schwereanomalie im Tessin und ihre oest-

liche Fortsetzung, sondern teilweise auch die grosse Krustenmaechtigkeit in den Zentralalpen erklaren. Gravimetrisch-seismische Modellrechnungen an der Struktur dieser Geotraverse lassen ein Einschieben von suedlichem Krustenmaterial selbst bis unter den Gotthard durchaus zu, doch genuegt die gegenwaertige seismische Informationsdichte im Tessin nicht zur abschliessenden Klaerung dieser Frage. Eine genaue Untersuchung dieser Schwerestoerung mit einem 3D - Krustenmodell fuer den Suedtessin und Oberitalien ist erst nach einer dichten Vermessung der Schwereanomalie im Veltlin und bei Kenntnis der Schwerestoerung der jungen Sedimente unter der Po - Ebene moeglich. Fuer diese Arbeit wichtig ist der Befund, dass der starke Schweregradient im Tessin nicht mit einem Sprung in der Moho von 15 km interpretiert werden kann, sondern eher auf eine Aenderung in der mittleren Krustendichte zurueck - zufuehren ist.

- Im Gebiet des suedlichen Rheingrabens ist zwar auf der Schwerekarte der Schweiz (Fig. 21;d) kaum etwas von einer groesseren Anomalie zu sehen, doch ist dies paradoxerweise gerade eine der wichtigsten Eigenschaften dieser Schwerestoerung. Aus verschiedenen seismischen Messungen im Rheingraben und seiner Umgebung (vgl. Edel et al., 1975 ) wissen wir, dass mit der Grabenstruktur eine Aufwoelbung der Moho bis auf 24 km Tiefe verbunden ist, was eine deutliche positive Schwereanomalie hervorrufen sollte. Nachdem eine solche Schwereanomalie im Rheingraben nirgends zu beobachten ist, muss man auf einen zusaetzlichen Stoerkoerper schliessen, welcher den Effekt der Moho-Aufwoelbung schweremaessig kompensiert. Aus den verschiedenen Vorschlaegen fuer derartige Koerper sei im Folgenden das Modell von Kahle und Werner (1980) herausgegriffen. Diese beiden Autoren schliessen aus dem Fehlen der Schwereanomalie durch die Moho-Aufwoelbung auf eine thermische Anomalie im oberen Mantel, welche sich gut mit dem Bild einer Riftstruktur vereinbaren laesst . Die um bis zu 300 Grad Celsius erhoelten Temperaturen unter der

Grabenachse haben eine thermische Volumenausdehnung und damit eine Dichteerniedrigung des Mantelmaterials zur Folge. Bei einer 2D - Modellrechnung fuer den Rheingraben erreicht die Schwerewirkung dieser thermischen Anomalie Werte um - 100 mgal, d.h. von der gleichen Groessenordnung wie die Schwereanomalie der Moho-Aufwoelbung. Eine 3D - Abschaetzung der Randeffekte des suedlichen Rheingrabens gibt fuer den Jura suedlich Basel Schwerewerte von -30 bis -50 mgal (pers. Mitt. von D. Werner, Inst. f. Geophysik, ETH Zuerich). Wenn auf S.93f versucht wird, die regionale Schwereanomalie in der Schweiz mit der Aenderung der Tiefenlage der Moho zu erklaren, dann muss sich im suedlichen Rheingraben zwangslaeufig eine positive Schwerestoerung ergeben. Die Kompensation dieser Schwerestoerung erfolgt durch die erwaehte thermische Anomalie, deren Schwerewirkung in der Arbeit von Kahle und Werner (1980) ausfuehrlich beschrieben ist.



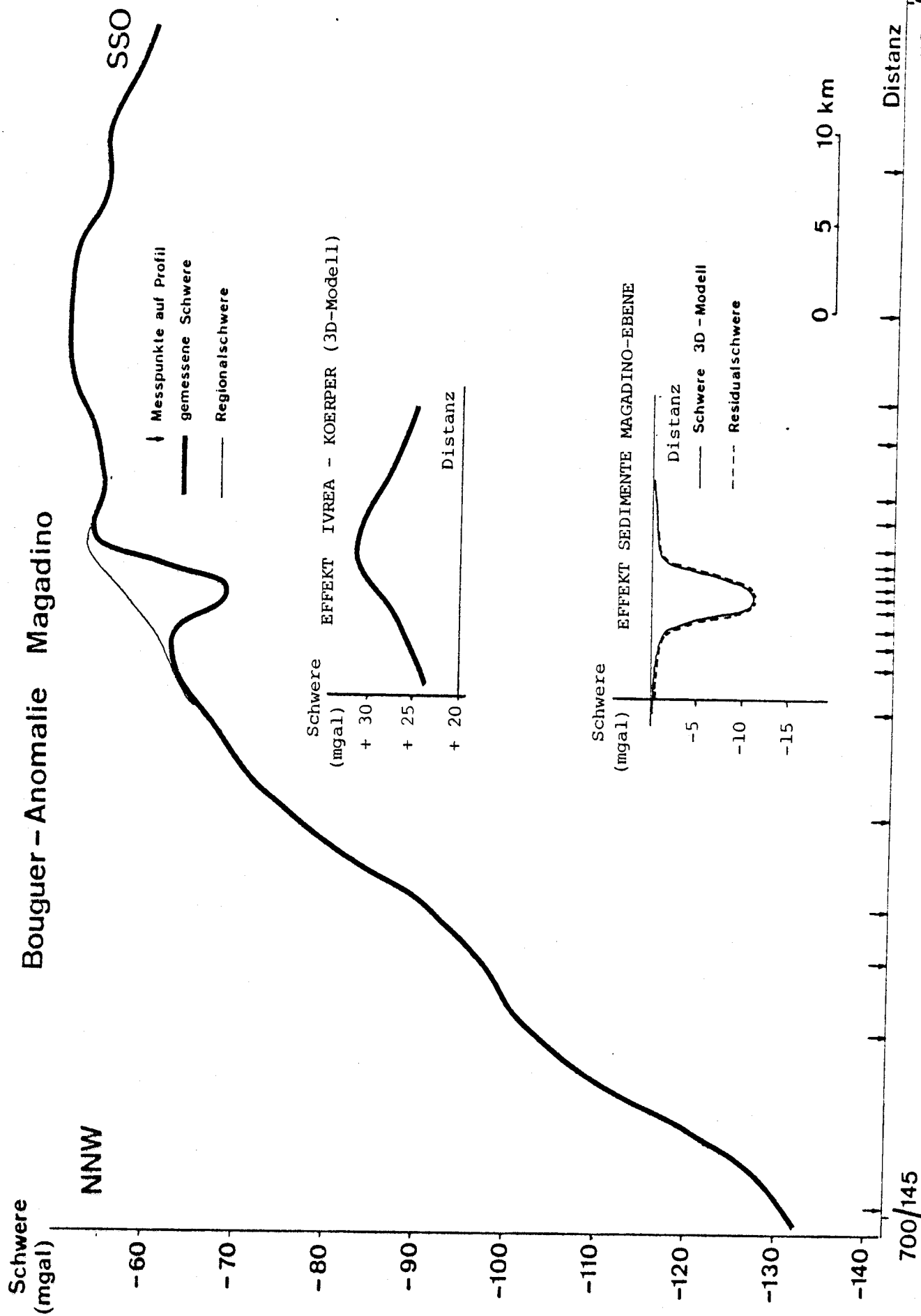
### 3.5.1 Zur Interpretation der Schwereanomalien

-----  
in den Alpentaälern  
-----

Wie aus der Schwerekarte der Schweiz (Fig. 3 und 21) sichtbar wird, sind mit den quartaeren Sedimenten in den groeseren Tälern lokale Schwereanomalien von -10 bis -15 mgal verbunden. Durch eine Steigerung des Messaufwandes (Topographiekorrekturen) koennen mit lokalen Schwereuntersuchungen aber auch weit kleinere und weniger maechtige Sedimentfuellungen in Tälern erfasst werden, welche in der Schwerekarte der Schweiz nicht mehr in Erscheinung treten. Da es aus verschiedenen Gruenden (Grundwasser, Tunnelbauten, Entstehung der Alpentaeler) wichtig sein kann, die Topographie des Felsuntergrundes unter den quartaeren Ablagerungen zu kennen, sollen am Beispiel der Magadino-Ebene (Kanton Tessin) die Moeglichkeiten von gravimetrischen Feinvermessungen zur Loesung von solchen Problemen diskutiert werden.

Urspruenglich wurde das Schwereprofil vom Verzascatal ueber den Monte Ceneri nur zur Reduktion der Bouguer-Anomalien um den Beitrag der jungen Sedimente in der Magadino-Ebene benuetzt, um damit genauere Angaben ueber das nordoestliche Ende des Ivrea-Koerpers zu erhalten (vgl. Fig. 23). Die Insubrische Linie, welche den ausbeissenden Ivrea-Koerper gegen Norden begrenzt, verschwindet bei Locarno unter dem Maggia-Delta und erscheint erst oestlich der Magadino-Ebene bei Giubiasco wieder an der Erdoberflaeche. Damit geht an einer entscheidenden Stelle die geologische Kontrolle ueber die Ausdehnung des Ivrea-Koerpers verloren und man ist bei Modellen allein auf die Schweredaten angewiesen.

Im Gebiet zwischen Locarno und Bellinzona liegt das Hauptproblem bei Interpretationen der Schwerewerte in der Trennung der verschiedenen, sich ueberlagernden Schwerestoe-rungen. Neben der regionalen Schwereanomalie sind dies vor allem die positive Schwerestoe-rung des Ivrea-Koerpers (z.T. nur lateraler Effekt) und der negative Schwere-Effekt der bis auf den Felsuntergrund reichenden Sedimente unter der Magadino-Ebene.



725/83

Fig. 23 Schwereprofil durch die Magadino - Ebene mit Aufteilung der Schwere in den Effekt des

Fuer die Untersuchung des Ivrea-Koerpers interessiert nur die Bestimmung der lokalen Schwereanomalie der Magadino-Sedimente, ohne Interpretation derselben basierend auf einem Modell des Talgrundes.

Fuer diesen Zweck genuegt ein dichtvermessenes Schwereprofil quer zum Verlauf des Tales, dessen quataere Sedimente eine Schwereanomalie hervorrufen. Allerdings muss das Profil zur Erfassung des regionalen Schwerefeldes eine Laenge haben, welche dem Mehrfachen der Talbreite entspricht. Damit ist in den Alpen (Schwereprofile an Talflanken und ueber die angrenzenden Bergketten hinweg) trotz groesserem Aufwand bei den topographischen Reduktionen eine groessere Messungenaueigkeit verbunden. Aus diesem Grund muss bei Querprofilen ueber steile Alpentaeler mit Messfehlern von bis zu 0.5 mgal gerechnet werden, was jedoch bei Anomalien um -10 mgal und mehr (Magadino-Ebene) genuegend genaue Angaben ueber die Regionalschwere ergibt (vgl. Fig. 23 ).

Obwohl ein einziges Querprofil zur genauen Erfassung der Sedimente in einem Taltrug von mehr als 10 km Laenge und 3 km Breite nicht genuegt, lassen sich so schon mit ertraeglichem Aufwand einige wichtige Informationen ueber die Form des Felsuntergrundes und die Dichteverteilung in den Sedimenten gewinnen. Die Modellrechnungen an Talfuellungen mit sehr jungen Sedimenten koennen sich praktisch immer auf genaue geologische Angaben ueber die Ausdehnung der diskutierten Gesteine an der Erdoberflaeche stuetzen.

Mit Hilfe eines einfachen quaderfoermigen Modellkoerpers (Fig. 24, Modell 1) mit den Dimensionen des Talbodens an der Erdoberflaeche erhaelt man zusaetzliche Grenzwerte fuer die Modellparameter, indem die maximale Amplitude der lokalen Schwereanomalie als Richtwert genommen wird (Fig. 25) . Die Modellparameter sind in diesem Falle auf die Maechtigkeit und den mittleren Dichtekontrast ( $\Delta\rho$ ) der Sedimente gegenueber dem Felsuntergrund mit einer Dichte von 2.67 gr/cm<sup>3</sup> beschaenkt.

Die Differenz zwischen der Hoehe der Magadino-Ebene (+200m)

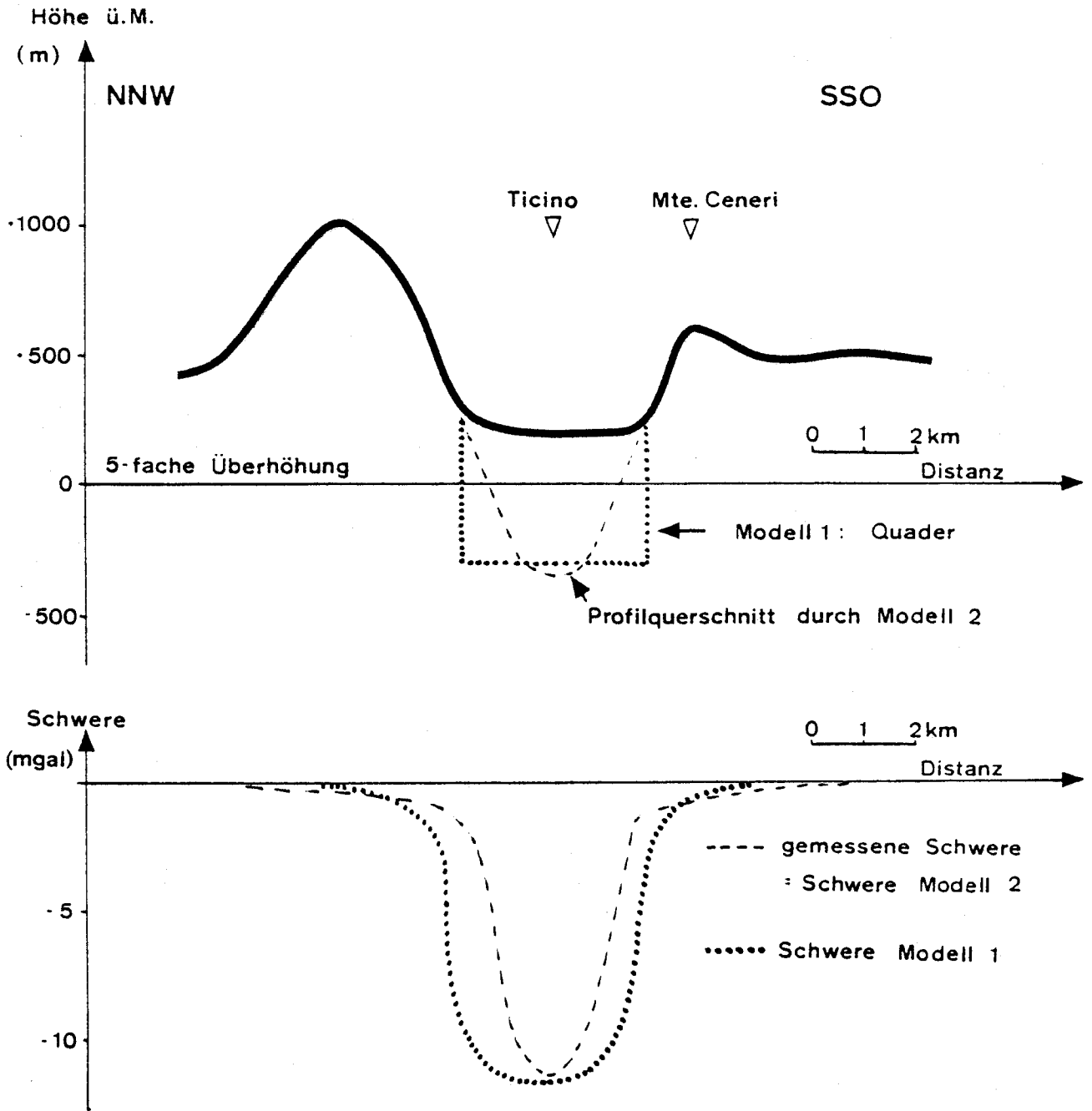
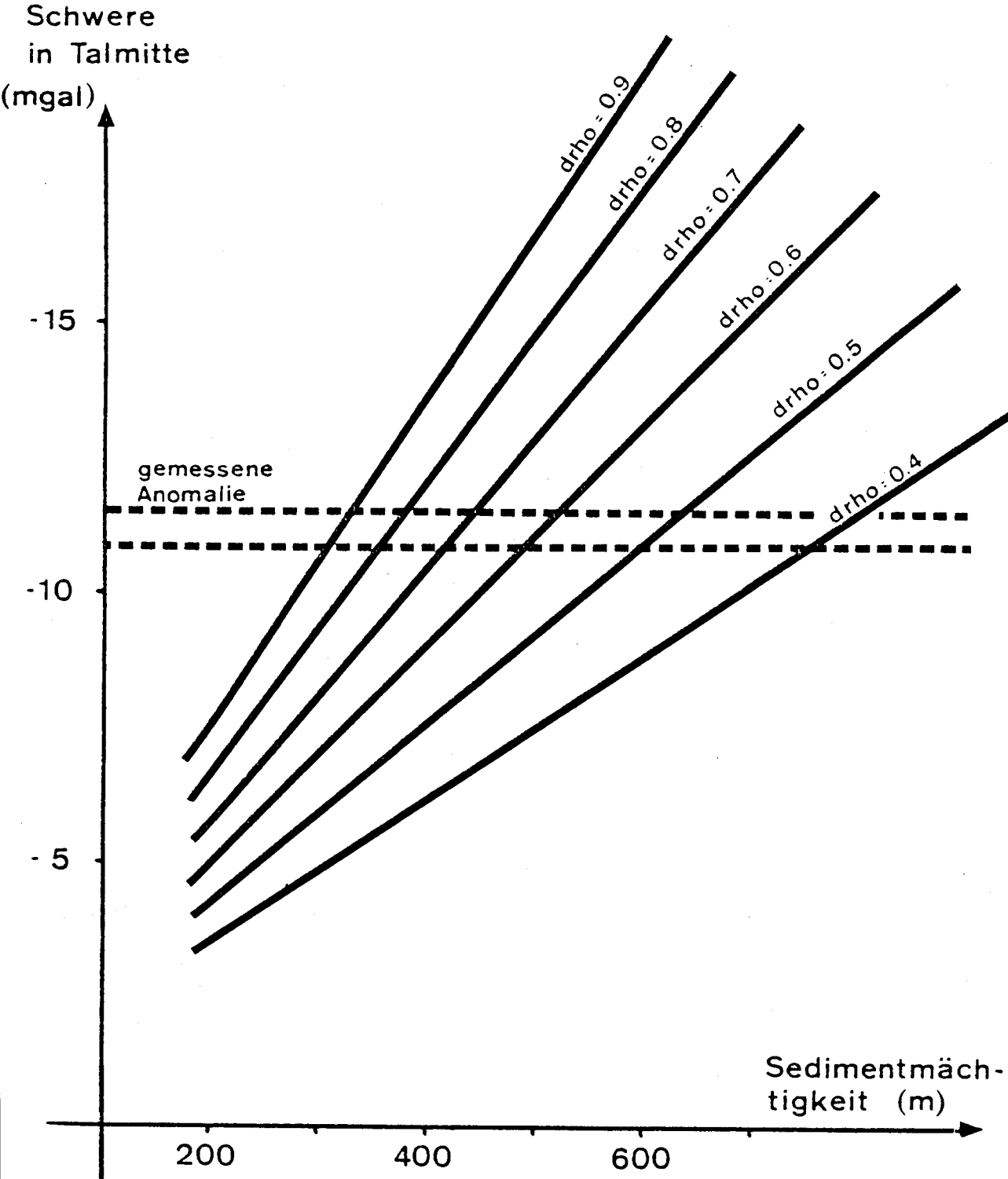


Fig. 24 Magadino - Profil: Topographie, Talquerschnitte und zugehörige Schweremodelle.



Höhe Magadino-Ebene: +200m  
tiefste Stelle Lago Maggiore: -180m

Fig. 25 Quaderförmige Modelle für die Sedimente der Magadino-Ebene

und der tiefsten Stelle im Lago Maggiore (- 180 m) kann als Anhaltspunkt fuer die Sedimentmaechtigkeit genommen werden, wobei die damit errechneten 400 m eher einen minimalen Wert darstellen duerften. Umgekehrt ist ein mittlerer Dichte - kontrast  $\rho = 0.7 \text{ gr/cm}^3$  (das heisst, Dichten unter  $2.0 \text{ gr/cm}^3$  fuer die Sedimente) fuer nasse Lockergesteine unter einer Auflast von 300 - 400 m ein oberer Grenzwert. Ohne zusaetzliche Vorstellungen ueber einen der beiden Parameter (Maechtigkeit und mittlerer Dichtekontrast) lassen sich aus der Fig. 25 keine weiteren Angaben ueber die Magadino-Sedimente gewinnen. Diese Art der Darstellung kann jedoch fuer Abschaetzungen in anderen Alpentaelern (anhand der Amplituden der Schwerestoeerungen) dienen, falls es gelingt, genauere Angaben ueber die Dichteverhaeltnisse der Gesteine in der Magadino-Ebene zu erhalten.

Aus der Fig. 24 wird deutlich, dass in der gemessenen Schwereanomalie mehr Information ueber den Verlauf des Felsuntergrundes steckt, als mit einem einfachen Amplitudenvergleich verwertbar ist. Falls ein Schwereprofil an den Talflanken hinauf gemessen und die Topographie genau reduziert worden ist, laesst sich die Fortsetzung der Talflanken in der Tiefe festlegen (vgl. Profilquerschnitt Fig. 24, Modell 2). Zu diesem Zweck benoetigt man ein Rechenverfahren, welches die Schwere von beliebig geformten 3-dimensionalen Stoerkoerpern mit variabler Dichte erfassen kann. Ein solches Rechenprogramm wurde in Kap. 3.3 bei der Berechnung der Schwerewirkung der Molasse-Sedimente vorgestellt. Es kann in der gleichen Form auch fuer Modellrechnungen an den Sedimenten der Magadino-Ebene eingesetzt werden.

Aus der Vielzahl von moeglichen Modellkoerpern ist in Fig. 24 ein Querschnitt desjenigen Koerpers dargestellt, der mit der minimalen Sedimentmaechtigkeit und der einfachen Form eines "U"-Tales die lokale Schwereanomalie befriedigt. Bei diesen Modellrechnungen zeigt sich, dass die wichtigste Information ueber die Dichteverhaeltnisse und die Talform in den Schweregradienten an den Talflanken und nicht allein in

der Amplitude der Anomalie enthalten ist. Mit dem Modell 2 in Fig. 24 wurde eine Tiefe des Talgrundes unter der Magadino-Ebene berechnet, welche auf 20 m genau mit den seismischen und geoelektrischen Angaben ueber den Verlauf der Talsohle (vgl. Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25'000, Blatt 1313 Bellinzona, 1974) uebereinstimmt. Da die Talsohle gemaess diesen seismischen Angaben eine maessig bewegte Topographie aufweist, mag diese erzielte Uebereinstimmung in der Sedimentmaechtigkeit mit einem einzigen Schwereprofil Zufall sein. Wichtiger als die genaue Tiefenangabe der Talsohle unter der Erdoberflaeche ist jedoch die Bestimmung der mittleren Neigungen der Talflanken, welche mit einem Schwereprofil auf einfache Weise sehr genau vorgenommen werden kann.

Mit Hilfe der seismischen Angaben ueber den Verlauf der Felsunterlage und des Schwereprofils sind durch die gleichen 3D - Modellrechnungen mit dem oben genannten Programm Aussagen ueber die Dichteverteilung in den Sedimenten der Magadino-Ebene (Fig. 26 ) moeglich. Unter der Annahme, dass diese Dichteverteilung in den Sedimenten der Alpentaeler etwa gleich ist, erlauben diese Daten eine Abschaetzung der Schwere-Effekte im Rhone-, Aare-, Reuss- und Rheintal auf Grund der Schwerekarte der Schweiz (Fig. 3 und 21 ). Durch genauere lokale Schwereuntersuchungen sind zudem Aussagen ueber den 3-dimensionalen Verlauf des Felsuntergrundes in diesen Taelern moeglich.

Im Rheintal zwischen Chur und Reichenau und im Rhonetal zwischen Brig und Martigny fallen die lokalen Schweredefizite der quartaeren Sedimente mit den Schwereminima der Alpenwurzel zusammen (vgl. Fig. 21, e). Im Buendnerland betraegt dieses lokale Schweredefizit ca. - 15 mgal in der Gegend um Chur. Im oberen Rhonetal ist der Schwere-Effekt der Sedimente im Talgrund ohne spezielle Untersuchungen schwer zu erfassen, doch duerfte die lokale Anomalie zwischen Visp und Martigny zwischen - 7 und -10 mgal betragen (vgl. Wagner, 1970).

# Dichteverteilung in den Sedimenten der Magadino - Ebene

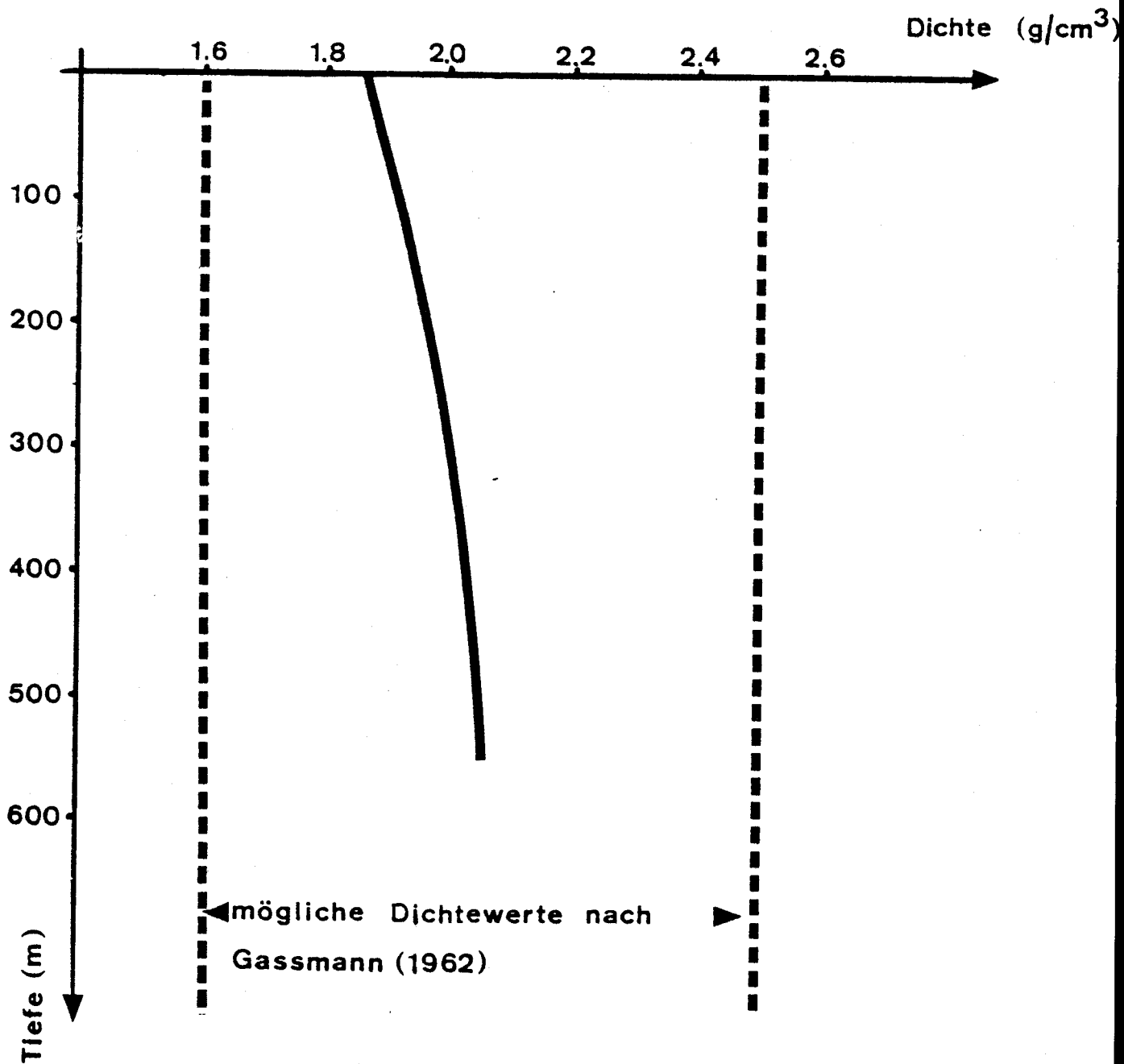


Fig. 26 Dichteverteilung in den quartären Sedimenten der Magadino - Ebene. Einheit: g/cm<sup>3</sup>.



Im Buendnerland liegt das regionale Schwereminimum nach der Korrektur fuer die Rheintalsedimente suedlich von Chur in der Gegend um Arosa mit maximalen Werten von -180 mgal, und im Wallis fallen bei dieser Korrektur die beiden lokalen Schwereminima bei Visp und Martigny weg. Da diese Korrekturen auf Abschaetzungen und nicht auf einzelnen Schwereuntersuchungen mit 3D-Modellen basieren, wurde darauf verzichtet, die Schwerekarte (Fig. 21) um diese speziellen Schwere-defizite zu reduzieren. Bei Modellrechnungen bezueglich der durch die Alpenwurzel (Moho) hervorgerufenen regionalen Schwereanomalie (vgl. S. 94f) muessen diese lokalen Schwere-restoerungen in der Beurteilung des Modell - Schwerefeldes jedoch beruecksichtigt werden.

### 3.5.2 Der Verlauf der Moho - Diskontinuitaet und die

-----  
regionalen Schwereanomalien - ein Vergleich  
-----

Die seismischen und gravimetrischen Modelle der Kruste und des obersten Mantels basieren auf der Unterteilung der Lithosphaere in Schichten und dem Vergleich von Maechtigkeit und Tiefe dieser Schichten in den verschiedenen Gebieten der Erde. Die  $V_p$  - Geschwindigkeiten, welche diesen Schichten zugeordnet sind, werden mit Hilfe der Geschwindigkeits-Dichte-Relation und Annahmen ueber die petrographische Bedeutung der gemessenen Geschwindigkeitsabfolge (vgl. S. 26f) in entsprechende Dichtewerte umgerechnet. Waehrend bei den seismischen Modellen die Aenderungen der Geschwindigkeiten an den Grenzflaechen und in den Schichten selbst gleich wichtige Rollen spielen, sind bei Schweremodellen die Schichtgrenzen und die Dichtekontraste an diesen Grenzflaechen von weit groes-

serer Bedeutung fuer die Schwereanomalie als die absoluten Dichtewerte und die Aenderungen der Dichten innerhalb der Schichten. Der Grund fuer diese Eigenschaft der Schweremodelle liegt im Ausdruck der Bouguer-Anomalien als Abweichungen von einer "Normalschwere" (vgl. Referenzlithosphaere, S. 16) und in den Unsicherheiten der nicht-linearen Beziehung zwischen Geschwindigkeit und Dichte (vgl. S. 38), welche von verschiedenen Parametern abhaengig ist.

Die Moho - Diskontinuitaet als Trennung der Kruste vom Mantel ist jene Grenzflaeche innerhalb der Lithosphaere, welche seismisch am besten definiert ist und den bei weitem groessten Dichtekontrast zwischen zwei Schichten aufweist. Demgegenueber trennen die meisten anderen Grenzflaechen innerhalb der normalen kontinentalen Kruste Schichten von beinahe vernachlaessigbar geringen Dichteunterschieden. Das hat zur Folge, dass sich in den regionalen Schwereanomalien hauptsaechlich die Aenderungen in der Krustenmaechtigkeit widerspiegeln.

Abgesehen von Gebieten mit starken lokalen Schwerestoerungen (wie z.B. in der Zone Ivrea - Verbano) stehen die gemessenen Bouguer-Anomalien in direkter Beziehung zu den seismisch bestimmten Moho-Tiefen. Im weltweiten Durchschnitt misst man eine Abhaengigkeit der Bouguer-Schwere von der Moho-Tiefe von  $- 11.8 \text{ mgal/km}$  (Woollard, 1959), wobei man aus der grossen Streuung der Daten auf erhebliche lokale Stoerungen schliessen muss und die einzelnen kontinentalen Bloecke untereinander z.T. grosse Unterschiede aufweisen. Gubler et al. (1980) fanden fuer die Schweiz einen Gradienten von  $- 7.6 \text{ mgal/km}$  bis zu einer Moho - Tiefe von 43 km. Die von diesen Autoren beobachtete grosse Streuung in Gebieten mit groesseren Krustenmaechtigkeiten ist z.T. auch auf lokale Schwerestoerungen (z.B. Ivrea - Effekt) zurueckzufuehren. Die beiden groessten lokalen Schwerestoerungen im Gebiet der Schweiz werden in dieser Arbeit durch 3D - Modelle erfasst (vgl. S. 39 und 47) und koennen deshalb fuer die Untersuchung des Zusammenhanges zwischen Moho-Tiefe und Bouguer-Schwere beruecksichtigt werden.

Bei der Ausarbeitung eines Moho-Tiefenlinienplans (Fig. 5) ist man aus der Kenntnis des direkten Zusammenhangs der Moho-Tiefe mit der Schwere oft versucht, sich bei der Interpolation der Moho-Tiefenwerte in Gebieten ohne seismische Profile auf die Schwerekarte abzustützen. Als Konsequenz davon weisen die Diagramme wie in Fig. 27, welche nur die seismisch gemessenen Moho-Tiefen berücksichtigen, eine weit grössere Streuung auf als dieselben Diagramme, welche jedoch auf interpolierten Moho-Tiefenlinienplänen basieren. Trotz der relativ geringen Zahl von Messpunkten und der auch nach Abzug der Effekte von Molasse und Ivrea-Körper noch grossen Streuung wurden für die Darstellung in Fig. 27 keine interpolierten, sondern nur diejenigen Moho-Tiefenangaben benutzt, welche in Fig. 22b zusammengestellt sind.

Die einzelnen Messpunkte in Fig. 27 weisen in den Moho-Werten Fehler von 2 km auf. Die Genauigkeit der Schwerewerte ist von der Messung her zwar besser als 0.5 mgal, doch spielen für den Zusammenhang zwischen Moho-Tiefe und Bouguer-Anomalie die lokalen Schwerestörungen eine grosse Rolle. Wenn die angebrachten Korrekturen (Molasse- und Ivrea-Effekt) auch die beiden grössten für das Untersuchungsgebiet darstellen, so lässt sich daraus doch die Grössenordnung der Fehler durch lokale Anomalien abschätzen. Aus einem linearen Zusammenhang zwischen der Moho-Tiefe und den Bouguer-Anomalien kann über die Steigung der Regressionsgeraden auf einfache Weise der Dichtekontrast an der Moho bestimmt werden. Dabei setzt man allerdings voraus, dass eine Zunahme in der Krustenmächtigkeit um 1 km in jeder Tiefe den gleichen Schwereeffekt an der Erdoberfläche bewirkt, was mit der Vorstellung von unendlich ausgedehnten Bouguer-Platten gleichzusetzen wäre. Diese Voraussetzung ist in den Alpen jedoch nicht gegeben. So wird beispielsweise nur in einem flächenmässig kleinen Gebiet von 100 km<sup>2</sup> um den Monte Rosa die maximale Krustenmächtigkeit in den Alpen erreicht. Auf Grund der Fig. 22b lässt sich leicht eine mittlere Breite der Alpenwurzel (Moho-"Wanne") von ca. 100 km in 40 km Tiefe bestimmen. In Fig. 8 sind die Schwerewirkungen einer 100 km \* 100 km ausgedehnten (sphärischen) Krustenplatte von 1 km Dicke für verschiedene Dichtekontraste an der Moho aufgeführt.

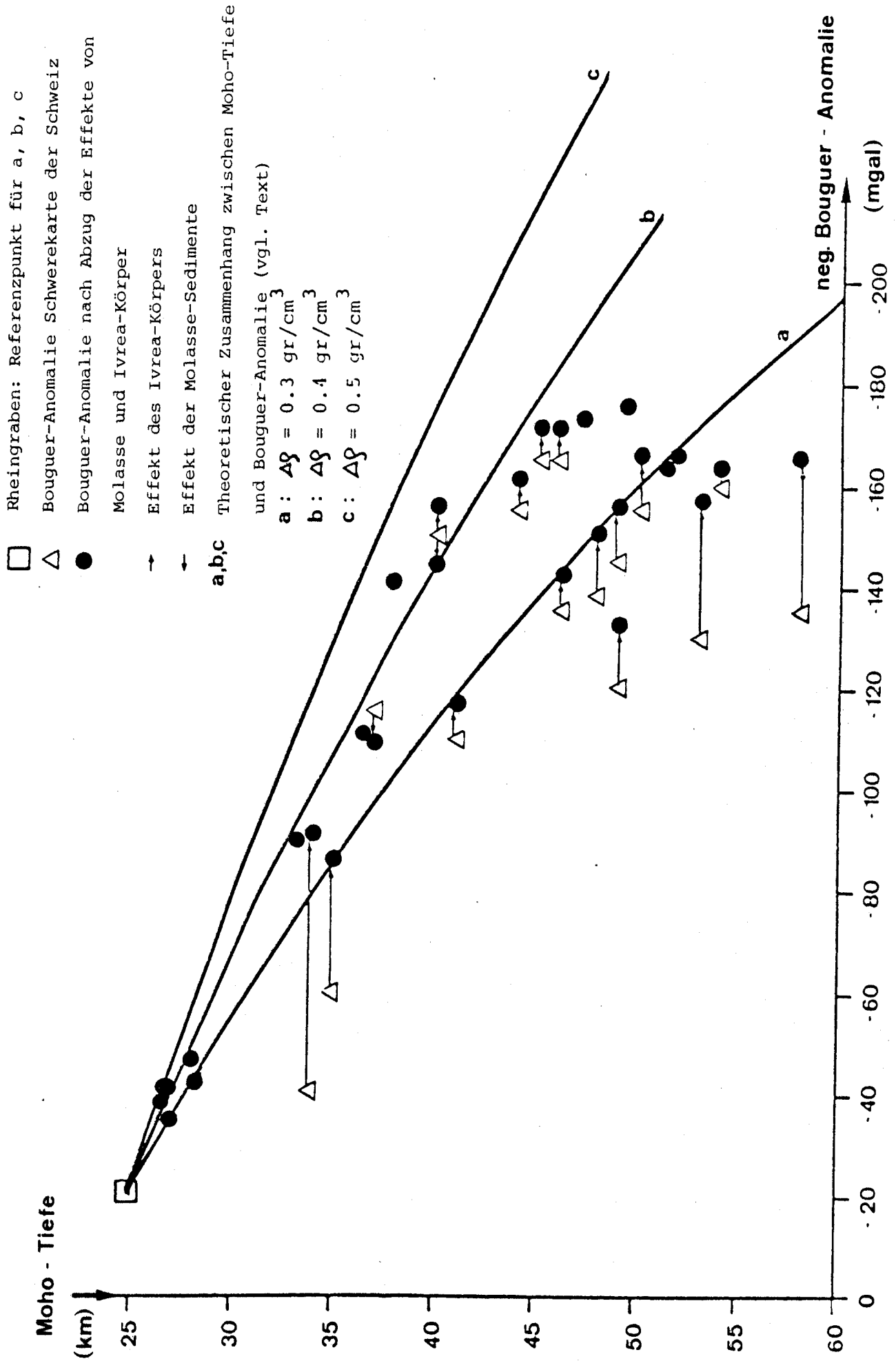


Fig. 27 Bouguer-Anomalien (mgal) in Funktion der Krustenmächtigkeit (km) in der Schweiz.

Mit dem suedlichen Rheingraben als Referenzpunkt und den Funktionen aus Fig. 8 lassen sich die theoretischen Beziehungen zwischen den Moho-Tiefen und den Bouguer-Anomalien in den Alpen fuer Dichtekontraste von 0.3 bis 0.5 gr/cm<sup>3</sup> an der Moho berechnen (vgl. Fig. 27 a,b,c). Waehrend das weltweite Mittel von - 11 mgal/km zwischen 30km und 40 km Moho-Tiefe einem Dichtekontrast von ca. 0.5 gr/cm<sup>3</sup> an der Moho entspricht, liegt diese Kurve (Fig. 27c) ausserhalb der im Bereich der Schweiz bestimmten Werte.

Ein Dichtekontrast von 0.35 bis 0.40 gr/cm<sup>3</sup> befriedigt die Daten zwischen 25 km und 40 km Moho-Tiefe. Unterhalb dieses Niveaus scheint ein noch geringerer Dichteunterschied zwischen Krusten- und Mantelmaterial von etwa 0.3 gr/cm<sup>3</sup> vorzuherrschen. Da die V<sub>p</sub> - Geschwindigkeiten des obersten Mantels im ganzen Untersuchungsgebiet mit Ausnahme des Rheingrabens konstant sind (vgl. Mueller et al., 1980), ist es angebracht, fuer den obersten Mantel eine konstante Dichte von 3.30 gr/cm<sup>3</sup> anzunehmen. Aenderungen des Dichtekontrastes an der Moho in der Schweiz muessen deshalb dem unteren Krustenmaterial zugeschrieben werden. Die einfachste Erklaerung fuer diesen Befund ist die gegen die Alpen zunehmende Maechtigkeit einer sehr dichten (3.0 gr/cm<sup>3</sup>) Krustenschicht direkt ueber der Moho, so wie sie von Mueller und Talwani (1971) fuer die Ostalpen gefordert und von Kahle et al. (1976b) fuer die Zentralalpen postuliert wurde.

In Fig. 27 ist gut sichtbar, dass die Schwereanomalien in den Zentralalpen ab einer Moho-Tiefe von 45 km beinahe konstant bleiben, selbst bei einer weiteren Zunahme der Krustenmaechtigkeit um mindestens 10 km. Dies ist die Folge der rasch abnehmenden flaechenmaessigen Ausdehnung der Krustenbereiche unter 45 km. Diesem Effekt kann nur mit einem 3 - dimensionalen Modell der Krusten-Mantel-Grenze begegnet werden.

In Analogie zu dem in Fig. 8 gesuchten Zusammenhang zwischen den Bouguer-Anomalien und den Moho-Tiefen besteht das 3D - Modell aus einer Krustenschicht von variabler Maechtigkeit und konstanter mittlerer Dichte ueber einem Halbraum (oberer Mantel). Da die Bouguer-Anomalien die Summe aller Schwere -

stoerungen darstellen, kann man ueber die Abweichungen der gemessenen von der berechneten Schwere jene Gebiete erkennen, in welchen die Krustenstrukturen von diesem mittleren Krustenmodell abweichen. Lokale Schwerestoeungen von Gesteinsmassen oberhalb der Moho sind damit sehr gut sichtbar. Dagegen besitzen die regionalen Schwereanomalien, hervorgerufen durch Dichteunterschiede im oberen Mantel, oft gleiche Wellenlaengen wie die Schwerewirkungen der Moho fuer ein mittleres Krustenmodell und haben Amplituden, die innerhalb der Fehlergrenzen des Modells liegen.

Da die seismischen Krustenmodelle fuer das ganze Gebiet der Schweiz sich hauptsaechlich im unteren Krustenbereich unterscheiden (vgl. Mueller et al., 1980), beschraenkt sich das 3D-Modell auf eine einschichtige Unterkruste variabler Maechtigkeit. Dabei wird angenommen, dass die Maechtigkeit und Dichte der oberen Kruste (Gneis-Granit-Schichten) im Untersuchungsgebiet Schwankungen unterworfen ist, die sich nur in lokalen Schwereanomalien, wie zum Beispiel im Aarmassiv (vgl. S. 101), ausdruecken.

Die Tiefenlage der Moho ist in den in Fig. 22b dargestellten Punkten aus seismischen Messungen und Auswertungen mit derselben Methode bekannt. Zwischen den einzelnen Messpunkten wird fuer das 3D-Krustenmodell linear interpoliert (ohne Anlehnung an die Schwerekarte). Die Berechnung der Schwerewirkung erfolgt mit dem Rechenprogramm, welches fuer das Modell des Ivrea-Koerpers benuetzt und auf S. 60 beschrieben wurde, wobei bei diesen Krustenmodellen die Sphaerizitaet der Erde beruecksichtigt ist.

Als Parameter fuer die Modelle, deren Schwerewirkungen in den Figs. 28 und 29 dargestellt sind, dienen die Maechtigkeit ( $T_0$ ) der Referenzkruste, welche die Bouguer-Schwere Null ergibt, und der Dichtekontrast an der Moho ( $\Delta\rho$ ). Die Moho-Tiefe der mitteleuropaeischen Referenzkruste ist nach Kahle und Werner (1980) etwa 30 km bei einer mittleren Krustendichte von 2.81 gr/cm<sup>3</sup> ueber einem 3.30 gr/cm<sup>3</sup> dichten Mantelmaterial.

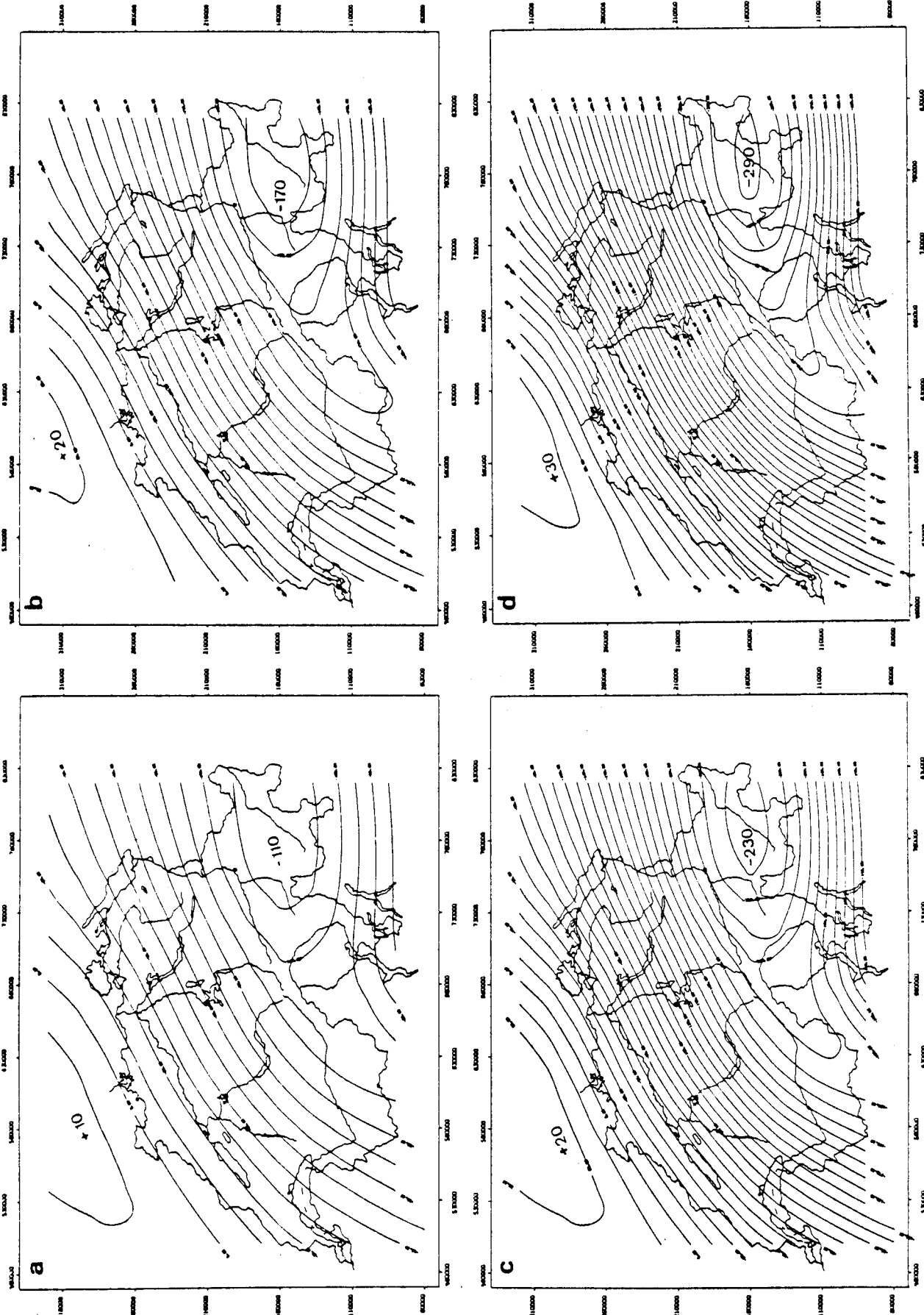


Fig.28 Schwerwirkung der Aenderung der Krustenmächtigkeit in der Schweiz für verschiedene Dichtekontraste an der Moho (Referenzkrustenmächtigkeit  $T=31$  km). Einheit: mgal.

a:  $\Delta\rho=0.2$  gr/cm<sup>3</sup>, b:  $\Delta\rho=0.4$  gr/cm<sup>3</sup>, c:  $\Delta\rho=0.5$  gr/cm<sup>3</sup>, d:  $\Delta\rho=0.4$  gr/cm<sup>3</sup>

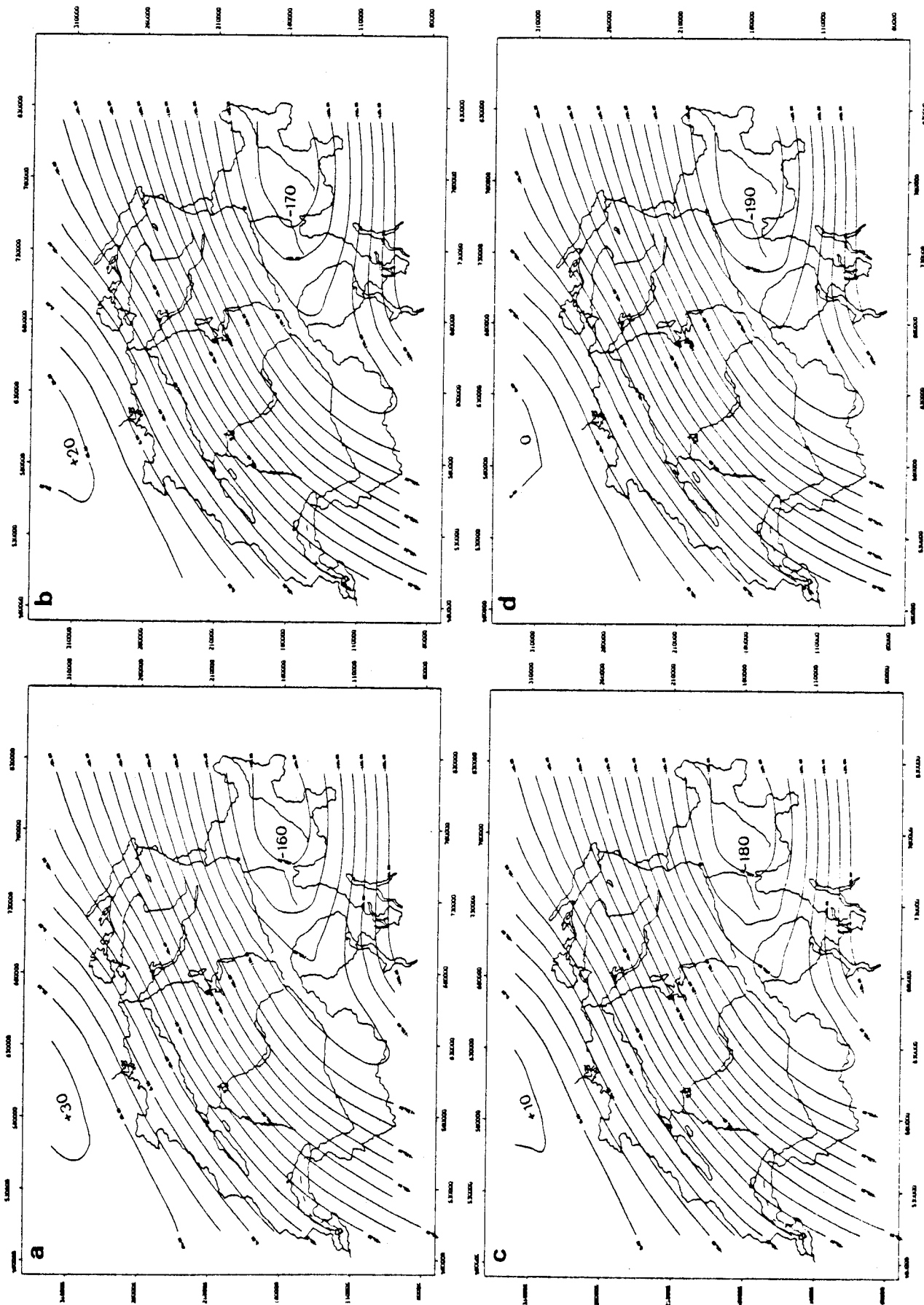


Fig. 29 Schwerwirkungen der Aenderung der Krustenmächtigkeit in der Schweiz für verschiedene Mächtigkeiten der Referenzkruste (Dichtekontrast an der Moho  $\Delta\rho = 0.3 \text{ gr/cm}^3$ ). Einheit: mgal



Diese Angaben sind mit den Daten ueber die Kruste in der Schweiz durchaus vertraeglich, wenn man beruecksichtigt, dass im Modell, welches den Figuren 28 und 29 zugrunde liegt, nicht die mittlere Krustendichte, sondern der Dichtekontrast zwischen dem oberen Mantel und der unteren Kruste bestimmt ist. Die beste Uebereinstimmung zwischen der regionalen Bouguer-Schwere (Fig. 21, unter Beruecksichtigung der S. 75f diskutierten lokalen Schwereanomalien) und den auf den verfügbaren seismischen Angaben basierenden Krustenmodellen wird mit einer Referenzkruste von 31 km oder 32 km Mächtigkeit ( $T_0$ ) und dem Dichtekontrast  $\Delta\rho = 0.3 \text{ gr/cm}^3$  erzielt. Das deutet daraufhin, dass die Mächtigkeitzunahme der Kruste in den Alpen nicht linear auf alle Krustenschichten verteilt ist, sondern zum groessten Teil durch die zunehmende Mächtigkeit der unteren Kruste hervorgerufen wird, wie dies bereits frueher vermutet wurde (S. 97).

Aus dem Vergleich der "korrigierten Schwerekarte" nach Abzug der bekannten lokalen Anomalien (Fig. 21) und der Modellschwereverteilung (Fig. 29b) koennen unter Beruecksichtigung der verbliebenen lokalen Stoerungen Anhaltspunkte fuer die Tiefenlage der Moho in Gebieten mit nur wenigen oder gar keinen seismischen Daten gewonnen werden. In Fig. 21 fallen vor allem die starke Abnahme der Schwereanomalien im Helvetikum und die Schwereminima im Rhonetal auf. Waehrend ueber die Tiefenlage der Moho unter dem Aarmassiv nichts bekannt ist, besitzen wir dank dem ALP 75 (Ottinger, 1976) genaue Angaben ueber die Krustenmaechtigkeit im Rhonetal. Die Moho-Tiefen um 45 km in diesem Tal lassen sich nur schwer mit der gemessenen Bouguer-Anomalie von -170 mgal korrelieren, nachdem unter dem Monte Rosa bei einer Moho-Tiefe von 58 km eine Bouguer-Schwere von -150 mgal bestimmt wurde.

Der markante Schweregradient im Helvetikum laesst sich mit einem starken Abfallen der Moho erklaren, wobei moeglicherweise auch die interne Krustenstruktur unter dem Aarmassiv eine Rolle spielt. Unter der Molasse liegt die Moho in etwa 32 km Tiefe mit einer sehr geringen Neigung gegen die Alpen. Am noerdlichen Alpenrand nimmt die Kruste sehr rasch an Mächtigkeit zu und erreicht ein noerdliches Maximum von ca.

50 km unter dem Aarmassiv. Unter dieser Voraussetzung ergibt sich eine sehr gute Uebereinstimmung der regionalen Schwereanomalie (Modell) mit der gemessenen Bouguer-Schwere in der gesamten Schweiz (Fig. 30) mit Ausnahme des Rhonetales zwischen Visp und Martigny. Im Kanton Tessin und im suedlichen Rheingraben sind dabei die oben beschriebenen (vgl. S. 78 und S.83) Anomalien zu beobachten.

Zusammenfassend koennen aus den seismisch - gravimetrischen Daten folgende Aussagen ueber den Aufbau der Kruste in der Schweiz gemacht werden:

- Die regionalen Bouguer-Anomalien stehen im allgemeinen in direktem Zusammenhang mit den Moho-Tiefen, doch koennen sich wegen der Form der Alpen bei eindimensionalen Betrachtungen (lineare Beziehung in Fig. 27) groessere Abweichungen ergeben.
- Die Krustenmaechtigkeit nimmt vom Jura durch das Mittelland von 28 km auf ca. 32 km, am Nordrand der Alpen jedoch sehr stark bis auf ca. 50 km unter dem zentralen Aarmassiv zu. Waehrend die Moho im Osten die Form eines einfachen Troges mit den tiefsten Werten in Mittelbuenden hat, muss man im Westen mit einer komplizierteren Moho-Topographie rechnen. Die seismischen Daten ergeben eine suedliche Moho-Einsenkung von maximal 58 km Tiefe unter dem Mte. Rosa mit relativ steil abtauchenden Flanken im Nordwesten vom Rhonetal und im Suedosten von den Suedalpen her. Der Verlauf der Bouguer-Anomalien im Berner Oberland parallel zum Streichen der Alpen (vgl. Fig. 21) und der Schweregradient unter dem Helvetikum lassen sich nur mit einer groesseren Moho-Tiefe unter dem zentralen Aarmassiv erklaren. Damit ergibt sich auch noerdlich des Rhonetales eine Einsenkung der Moho von allerdings geringerer Amplitude als diejenige unter dem Mte. Rosa.
- Die lokalen Abweichungen zwischen den Figs. 21 und 30 sind auf laterale Dichteunterschiede innerhalb der Kruste zu -

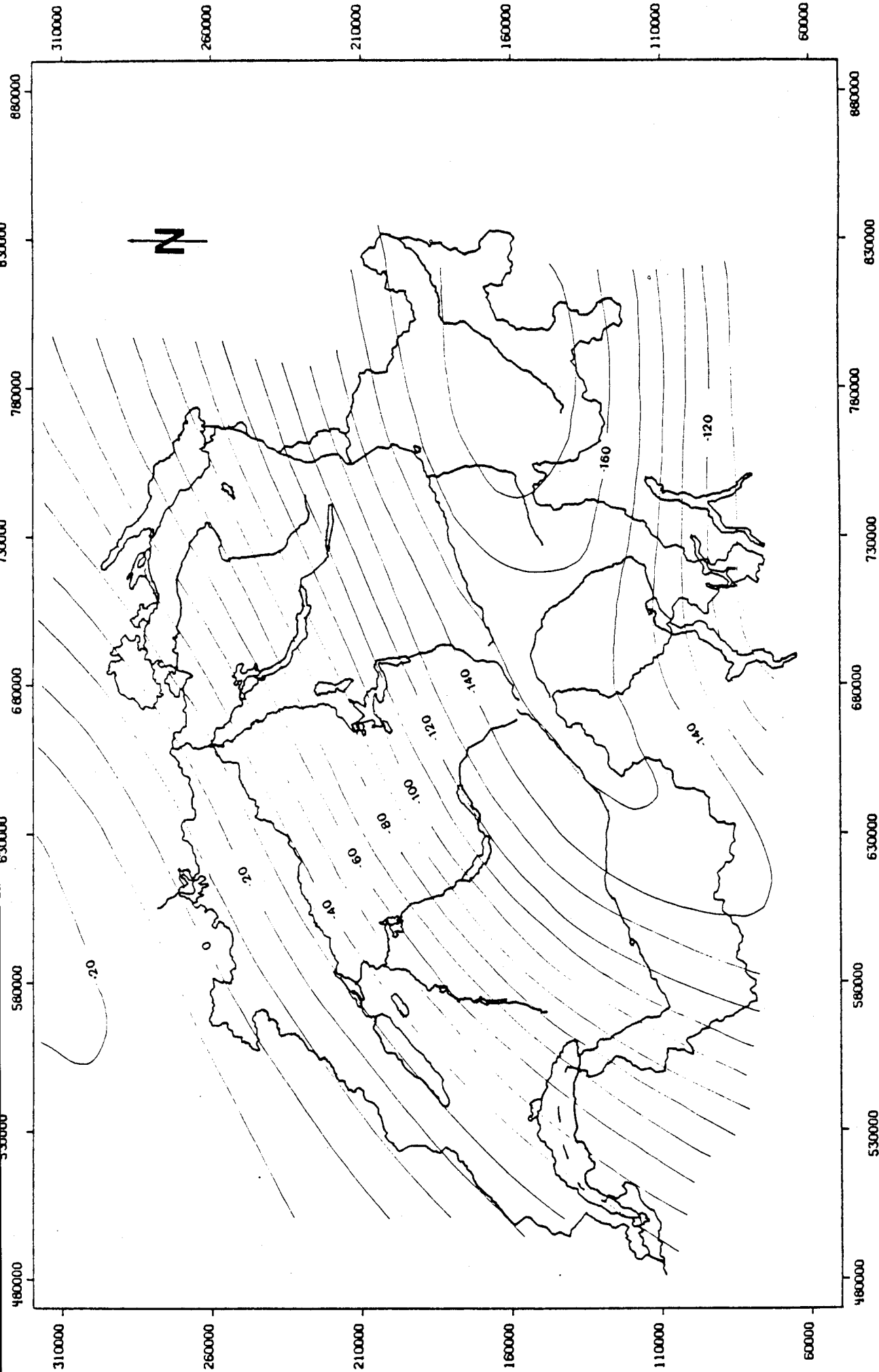


Fig. 30 Schwerwirkung der Kruste in der Schweiz (Referenzkruste: Mächtigkeit  $T=30$  km, Dichtekontrast an der Moho  $\Delta\rho=0.30$  gr/cm<sup>3</sup>) unter der Annahme von Moho-Tiefen von 50 km unter dem zentralen Aarmassiv. Einheit: mgal.

rueckzufuehren. Nach Abzug der Schwere-Effekte von Molasse und Ivrea-Koerper sind dies vor allem die Schwereanomalien in den Taelern (vgl. S. 75), im Tessin, im Aarmassiv und im Wallis. Waehrend sich aus den Vergleichen der mittleren Krustengeschwindigkeiten unter dem ALP 75 (Ottinger, 1976) und unter den Suedalpen (Ansorge et al., 1979) einige Anhaltspunkte fuer laterale Dichteunterschiede zwischen den Zentralalpen und den Suedalpen (vgl. S. 82) finden lassen, ist man bei den Anomalien im Aarmassiv und im Rhonetal vor - erst auf Vermutungen angewiesen. Mit grosser Wahrscheinlichkeit ist in diesen beiden Gebieten die im 3D- Moho-Modell gemachte Voraussetzung der vernachlaessigbaren Schwere-Effekte durch Strukturaenderungen in der oberen Kruste nicht zulaessig.

- Laterale Dichteunterschiede im obersten Mantel ausserhalb des Rheingrabens koennen mit Hilfe von Schweremodellen allein nicht nachgewiesen werden. Fuer die Loesung dieses Problems ist die seismische Informationsdichte im Untersuchungsgebiet noch zu gering. Hingegen sind qualitative Modellvergleiche ueber die Lithosphaeren-Asthenosphaeren-Grenze auf Grund von Oberflaechenwellen- und Laufzeitresiduen-Untersuchungen moeglich (vgl. S. 107).
- Die von Kahle und Werner (1980) als mitteleuropaeische Referenz bestimmte Kruste von 30 km Maechtigkeit und 2.81 gr/cm<sup>3</sup> Dichte ist mit den Daten fuer die Zentralalpen vertraeglich, wenn man die Zunahme der Krustenmaechtigkeit vor allem auf eine Verdickung der unteren Kruste in den Alpen zurueckfuehrt. Die beiden Referenzkrustenparameter  $T_0$  (=Maechtigkeit) und  $\Delta\rho$  (=Dichtekontrast an der Moho) muessen auf Grund der Modellrechnungen fuer die Kruste in den Zentralalpen (vgl. Fig. 30 und 31) in den Intervallen  $30\text{km} < T_0 < 32\text{ km}$  und  $0.30\text{ gr/cm}^3 < \Delta\rho < 0.35\text{ gr/cm}^3$  liegen.

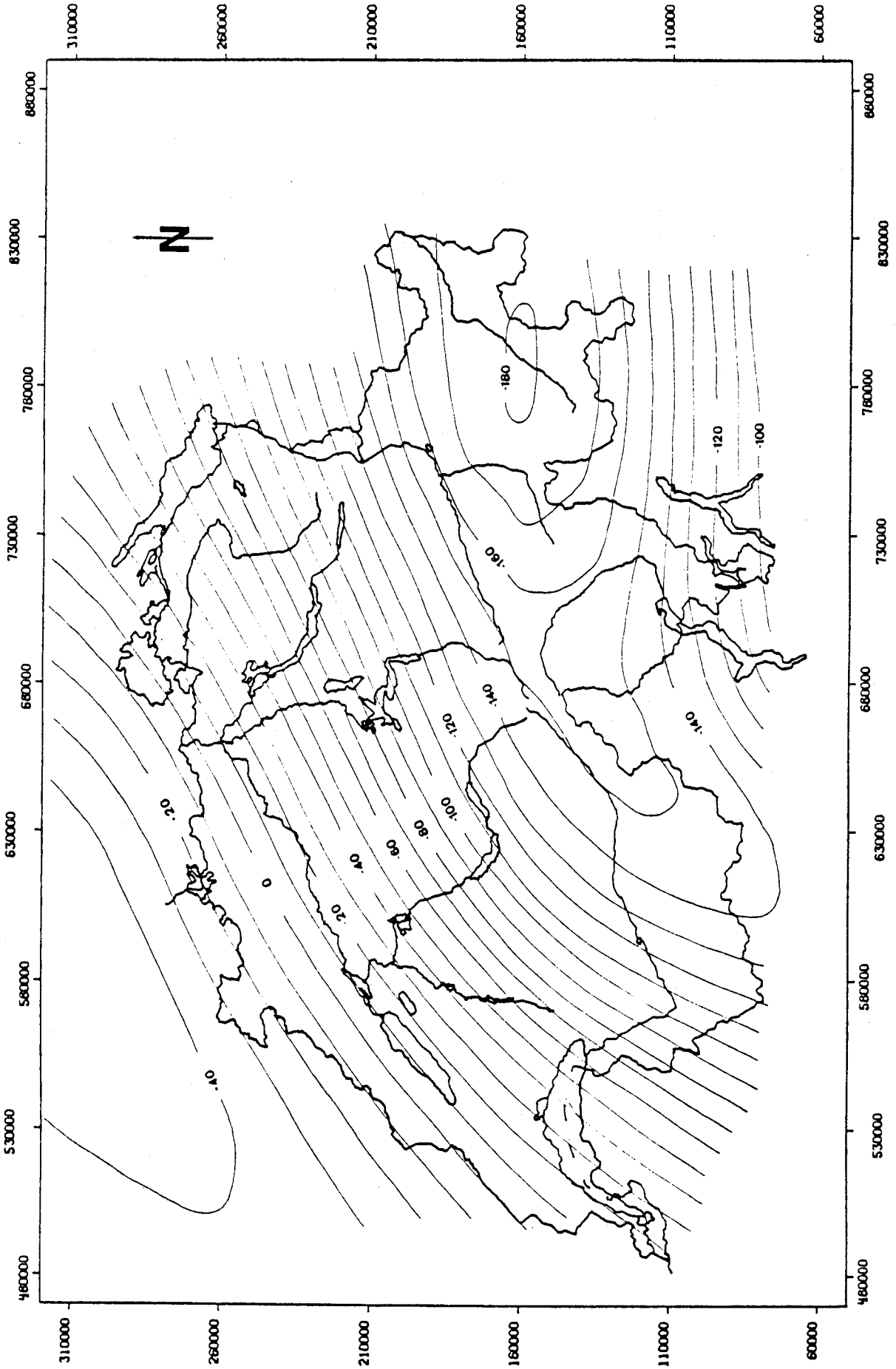


Fig. 31 Schwerewirkung der Kruste in der Schweiz (Referenzkruste: Mächtigkeit  $T=32$  km, Dichtekontrast an der Moho  $\Delta\rho=0.35$  gr/cm<sup>3</sup>) unter der Annahme von Moho-Tiefen von 50 km unter dem zentralen Aarmassiv. Einheit: mgal.

### 3.5.3 Aenderungen der Lithosphaerenmaechtigkeit

-----  
in den Zentralalpen  
-----

Nach dem Modell der Plattentektonik ist nicht nur die Erdkruste, sondern sind die Lithosphaerenbloেকে als Ganzes an einer Orogenese durch Interaktion an ihren Raendern beteiligt. Bei den Alpen stellt sich die Frage nach der Art der Konsumation der ozeanischen Lithosphaere (eine oder mehrere Subduktionszonen) in einer frueheren Phase und nach dem Verhalten der unteren Lithosphaere waehrend der spaeteren Kollision der beiden Kontinente Eurasien und Afrika. Ohne im weiteren auf die verschiedenen Modelle des Ablaufs der alpinen Orogenese (vgl. z.B. Laubscher, 1970; Hsu, 1979) einzugehen, scheint es trotzdem sinnvoll zu sein, einen Blick auf die geophysikalischen Daten und Aussage - moeglichkeiten ueber dieses tiefste Stockwerk der Alpen - tektonik zu werfen.

Nachdem allfaellige fruehere Subduktionszonen von der an - schliessenden Kollision der europaeischen mit der adriatisch - afrikanischen Kontinentalplatte stark ueberpraegt wurden, liefert die heutige Form der Lithosphaere und der Krusten - Mantel - Grenze unter den Alpen einen wichtigen Anhalts - punkt fuer die Vorstellungen ueber den Ablauf der alpinen Orogenese.

Die Tiefenlage der Lithosphaeren - Asthenosphaeren - Grenze (LAG) ist im Gebiet der Schweiz und ihrer weiteren Umgebung aus den Arbeiten von Sprecher (1976), Panza und Mueller (1978) und Panza et al. (1979) an Oberflaechenwellen und der Untersuchung von Laufzeitresiduen an teleseismischen P - Wellen von Baer (1979) bekannt. Mit den Daten von Panza et al. (1979) und Baer (1979) ergibt sich ein Bild der heutigen Lithosphaere, welches grosse Aehnlichkeit mit dem Verschluckungsmodell von Laubscher (1970) aufweist.

Panza et al. (1979) erhalten fuer den Rheingraben, den Jura und den Bressegraben Lithosphaerenmaechtigkeiten von 50 - 60 km und eine gegen die Alpen und das "Massif Central" absinkende LAG. Dagegen finden die gleichen Autoren in einem relativ schmalen Gebiet unter den Alpen keine LAG ausgebildet, sondern eine durchgehende Zone von Lithosphaerengeschwindigkeiten bis in eine Tiefe von mehr als 200 km. Daran schliesst sich suedlich unter der Po - Ebene wieder ein Gebiet mit normalen Lithosphaerenmaechtigkeiten von 90 - 110 km an.

Baer (1979) vergleicht die Laufzeitresiduen fuer steil auftauchende P-Wellen-Signale an Stationen im schweizerischen Mittelland (Krustenmaechtigkeit ca. 32 km) mit denjenigen der Alpenstationen (Moho-Tiefen von 45 km - 50 km). Aus der fehlenden Zeitdifferenz, welche aus dem unterschiedlich langen Weg durch "langsames" Krustenmaterial resultieren sollte, schliesst Baer (1979) auf eine Zone unterhalb der Kruste mit vergleichsweise hoeherer Geschwindigkeit unter den Zentralalpen. Nach der Verteilung der Stationen muss diese Zone am Nordrand des Aarmassivs beginnen und gegen Sueden sehr rasch an Maechtigkeit gewinnen.

Demgegenueber entspricht das von Sprecher (1976) gezeigte Bild der LAG einer mit einer konstanten Neigung von 20 - 30 Grad vom suedlichen Rheingraben gegen SE einfallenden europaeischen Lithosphaerenplatte bis unter die Po- Ebene.

Alle Versuche, die beiden verschiedenen Vorstellungen von der Form der LAG unter den Zentralalpen ueber Schweremodelle quantitativ miteinander zu vergleichen, scheitern vorerst an der ungenuegenden Kenntnis der grossraeumigen Schwereanomalien (lokale Schwerestoeerungen) und dem unbekanntem Dichtekontrast an der Grenze zwischen der Lithosphaere und der Asthenosphaere. Unter gewissen Voraussetzungen ist jedoch ein rein qualitativer Vergleich moeglich.

Auf Grund der Vp - Geschwindigkeitsangaben von Baer (1979)

fuer die Zone unter den Zentralalpen und dem Dichtemodell von Nolet (1976) fuer die Kruste und den oberen Mantel Mitteleuropas ist ein mittlerer Dichteunterschied von 0.05 gr/cm<sup>3</sup> zwischen der unteren Lithosphaere und der oberen Asthenosphaere wahrscheinlich. Fuer die Modellrechnung wird die weitere Voraussetzung gemacht, dass es sich dabei um eine sprunghafte Aenderung der Dichte und nicht um einen langsamen Uebergang handelt. Waehrend man bei dem Modell von Baer (1979), Panza und Mueller (1978) und Panza et al. (1979) eine ungefaehre Vorstellung von der Ausdehnung des anomal tiefreichenden Lithosphaerenmaterials hat, fehlen diesbeziegliche Angaben bei Sprecher (1976). Unter der zusaetzlichen Voraussetzung, dass bei beiden Modellen die gleiche Menge Lithosphaerenmaterial in die Kollision der Kontinente einbezogen worden sei, laesst sich der Vergleich durchfuehren.

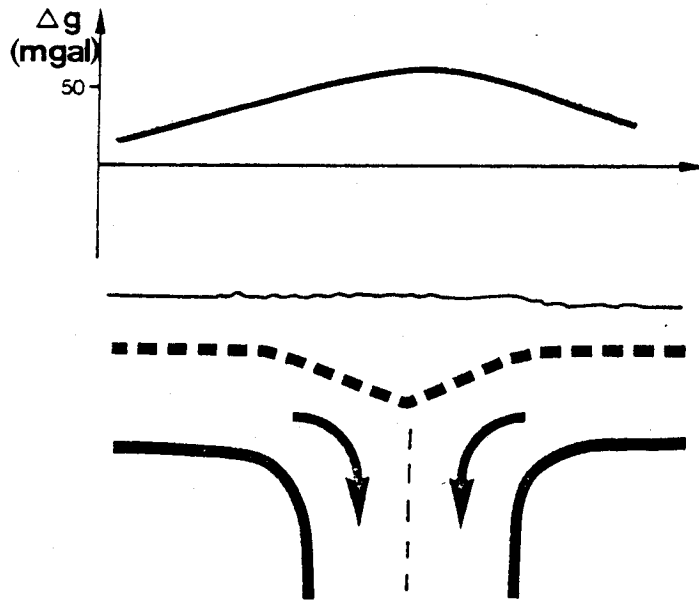
Die Schwereanomalien haben in beiden Faellen eine maximale Amplitude von + 60 mgal und sind sich auch in ihren Wellenlaengen aehnlich. Sie unterscheiden sich jedoch sehr stark in der Lage des Maximums bezueglic der Alpen. Ein Verschluckungsmodell (Fig. 32a , vgl. Ampferer, 1906; Laubscher, 1970) mit den Lithosphaerendimensionen von Baer (1979) und Panza et al. (1979) bewirkt eine Schwereanomalie von +60 mgal in den Zentralalpen und ca. +20 mgal bei Basel. Dagegen ist bei einer nach Sueden bzw. Suedosten unter die adriatische Platte unterschobenen europaeischen Lithosphaere (Fig. 32b; vgl. Sprecher, 1976) die maximale Schwerewirkung ca. 100 km suedlich der Alpen zu finden, was nicht beobachtet wird.

Wie oben erwaehnt, ist ein Schwereunterschied von 40 mgal auf 150 km Distanz (Basel - Alpenhauptkamm) fuer ein Lithosphaeren-Asthenosphaerenmodell wegen den Unsicherheiten bezueglic der lokalen und regionalen Schwerestoeerungen auf einer Bouguer-Karte kaum aufloesbar. Wenn hier das Verschluckungsmodell (Fig. 32a) vorgezogen wird, so geschieht dies aus den beiden folgenden Gruenden:

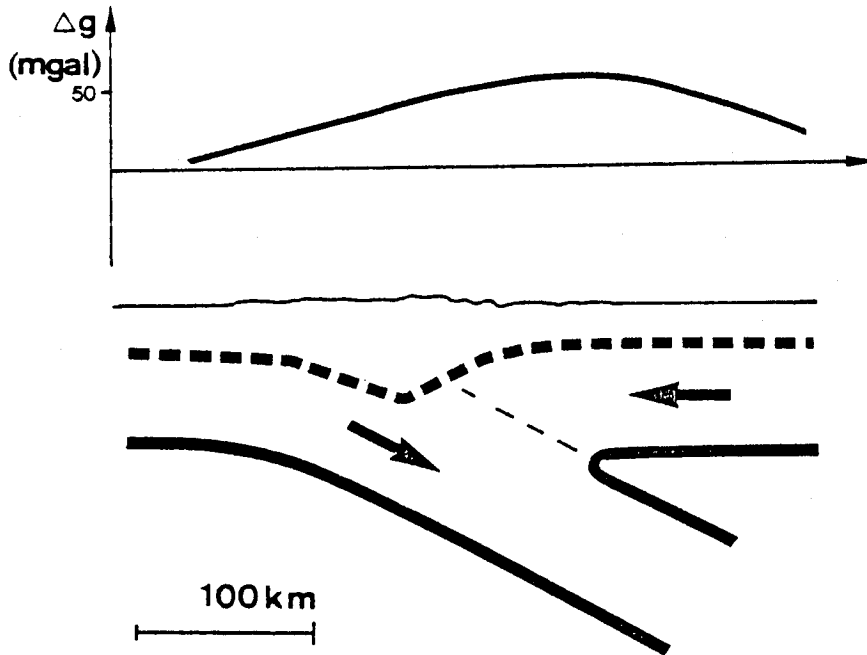
- Die negative Schwereanomalie in den Zentralalpen ist im Vergleich zu den Moho-Tiefen gegenueber dem weltweiten



a



b



----- Moho

————— Lithosphären - Asthenosphären - Grenze

Fig. 32 Schwerewirkung von zwei Lithosphaerenmodellen (schematisch).

Einheit: mgal.

a: Verschluckungsmodell (vgl. Text)

b: Subduktionsmodell, Nord-Sued orientiert (vgl. Text)

Durchschnitt sehr klein. Wenn dies teilweise durch einen positiven Schwere-Effekt der Lithosphaere erklart werden soll, so muss diese Anomalie ihr Maximum im Gebiet mit den grossten Moho-Tiefen (Zentralalpen) und nicht 100 km suedlich (unter der Po - Ebene) erreichen.

- Der Verlauf der Moho-Diskontinuitaet in der Schweiz, welcher durch die seismischen und gravimetrischen Daten angezeigt ist, stimmt qualitativ sehr gut mit der Form der Lithosphaere in einem Verschluckungsmodell ueberein.

Die wichtigste Schlussfolgerung aus den qualitativen Modellrechnungen der Lithosphaere bezieht sich jedoch auf die Diskussion um den geringen Dichtekontrast von  $0.3 \text{ gr/cm}^3$  an der Moho in den Zentralalpen. Wie in Fig. 28 ersichtlich ist, haette ein Dichtekontrast von  $0.5 \text{ gr/cm}^3$  an der Moho einen Schwereunterschied von mehr als 290 mgal zwischen Basel und Davos zur Folge. Um diese zu grosse Schwerewirkung der Aenderung der Krustenmaechtigkeiten auf das beobachtete Mass (Schwereunterschied von 160 mgal zwischen Davos und Basel) zu reduzieren, muesste aus einem LAG - Modell (vgl. Fig. 32) ein Schwereunterschied von mehr als 100 mgal zwischen Basel und Davos resultieren. Lithosphaerenmodelle mit Schwereunterschieden von 100 mgal auf solch kurze Distanzen (relativ zur Tiefe der Stoerkoerper) basieren auf eher unrealistischen Dichtekontrasten an der LAG von  $0.2 \text{ gr/cm}^3$  und mehr und haben sehr grosse Aenderungen im regionalen Schwerfeld zur Folge. Eine Kontrolle solcher grossraeumiger Lithosphaerenmodelle fuer Mitteleuropa ist vorerst wegen der Problematik der lokalen Schwere-Effekte von oberflaechennahen Stoerkoerpern nicht moeglich. Ein weiteres wichtiges Problem im Zusammenhang mit Schweremodellen der gesamten Lithosphaere ist die Bestimmung einer sicheren Referenz (vgl. S.16). Auf Grund des heute vorliegenden Datenmaterials muessen deshalb Alpenmodelle ausgeschlossen werden, welche den Schwere-Effekt der Kruste bei einem Dichtekontrast von  $0.5 \text{ gr/cm}^3$  an der Moho mit einer Dichteinhomogenitaet im oberen Mantel vollumfaenglich auf das beobachtete Mass zu reduzieren versuchen.

Die bis heute vorliegenden Daten ueber die Lithosphaere und Asthenosphaere in den Zentralalpen (vgl. Sprecher, 1976; Miller et al., 1978; Panza und Mueller, 1978; Panza et al., 1979 und Baer, 1979) genuegen nur einem qualitativen Modell (Fig. 32). Um den Lithosphaereneffekt auf den in dieser Arbeit vorgestellten Dichtekontrast von  $0.3 \text{ gr/cm}^3$  an der Moho und seine Konsequenzen fuer den Aufbau der Kruste in den Zentralalpen quantitativ abzuschuetzen, fehlen vor allem genaue Angaben ueber die Lithosphaere in den Suedalpen. Es ist zu hoffen, dass diese Informationsluecke in den naechsten Jahren geschlossen werden kann.

#### 4. ISOSTASIE IN DEN ZENTRALALPEN

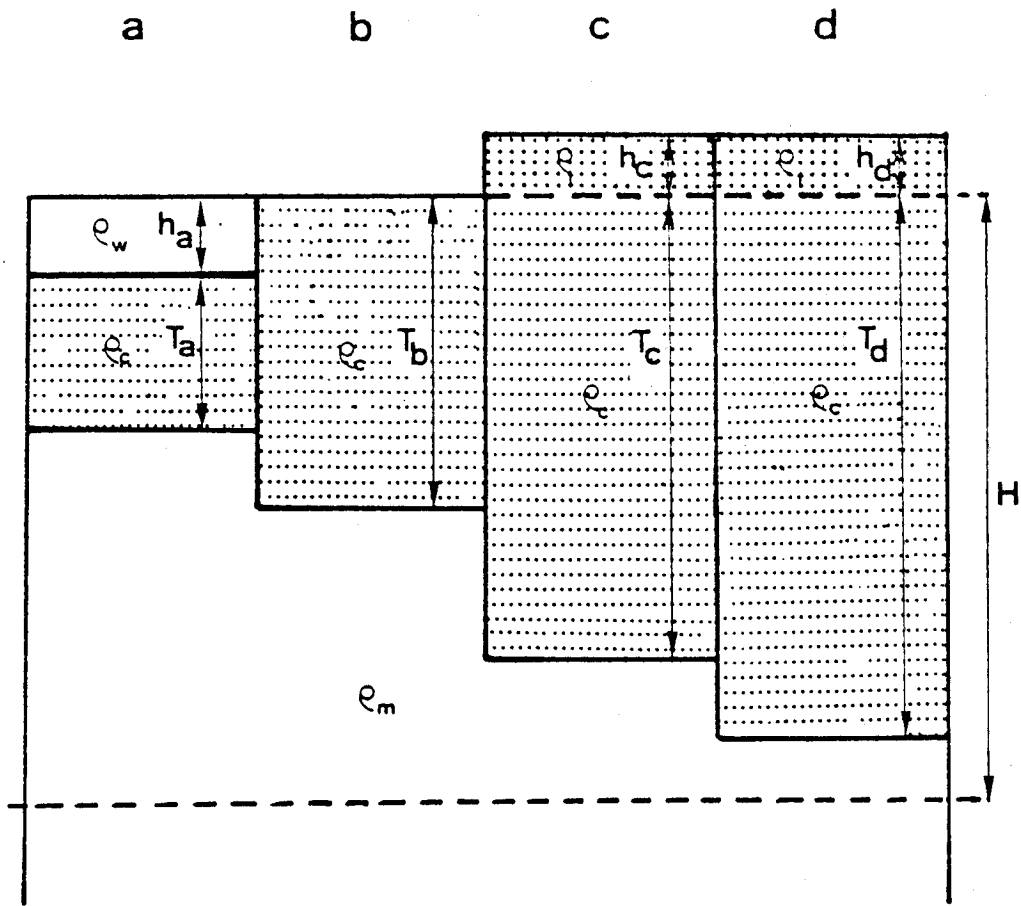
=====

Seit langem ist aus den Messungen der Erdschwere und der Lotabweichungen bekannt, dass unter den Gebirgen Massendefizite bestehen, welche den Massenuberschuss an der Erdoberflaeche in Form der Berge zu kompensieren scheinen. Dieses als isostatisches Prinzip bezeichnetes Phaenomen beobachtet man in allen Gebirgen der Erde. Die verschiedenen isostatischen Modelle, welche zur Erklaerung des Beobachtungsmaterials vorgeschlagen worden sind, stimmen zwar in ihrem Effekt ueberein, weisen jedoch bezueglich der Verteilung der Massendefizite im Erdinnern grosse Unterschiede auf.

Das von Airy und Heiskanen vorgeschlagene Modell ist trotz seines einfachen Aufbaus in der Lage, differenzierte Vertikalbewegungen innerhalb eines eng begrenzten Raumes wie der Schweiz verstaendlich zu machen (vgl. Kahle et al., 1976a). Nach diesem Modell stehen die mittlere Hoehe der Topographie und die Maechtigkeit der Erdkruste in direktem Zusammenhang (vgl. Fig. 33).

Waehrend in den Faellen a, b und c in Fig. 33 das isostatische Gleichgewicht erreicht ist, hat der Krustenblock d in Fig. 33 eine zu geringe topographische Hoehe (Erosion?) entsprechend seiner Moho-Tiefe und wird deshalb isostatisch angehoben. Aus verschiedenen Ueberlegungen (Erosion im Gleichgewicht mit mittleren Hebungsraten in Gebirgen; Sedimentation im Gleichgewicht mit mittleren Senkungsraten in Becken; Hebung von Skandinavien nach dem Abschmelzen der Gletscher aus der letzten Eiszeit) kann auf fuer geologische Begriffe relativ rasche Ausgleichsbewegungen geschlossen werden. So hat man fuer die postglaziale Hebung von Skandinavien eine Periode von einigen tausend Jahren gemessen (vgl. dazu Moerner, 1980).

Der Vorteil des Airy - Heiskanen - Modells liegt in der einfachen Erklaerung der durch die Erosion und Sedimentation hervorgerufenen isostatischen Ausgleichsbewegungen. Demgegenueber muessen bei dem von Pratt und Hayford vorgeschlagenen Modell fuer die gleichen Bewegungen Aenderungen in den Dichte-



- $\rho_c$  = mittlere Dichte der Erdkruste
- $\rho_m$  = mittlere Dichte des oberen Mantels
- $\rho_t$  = Dichte der topographischen Erhebungen
- $\rho_w$  = Dichte des Meerwassers
- $T$  = Mächtigkeit der Erdkruste
- $H$  = Tiefe des Ausgleichsniveaus
- $h$  = mittlere topographische Höhe

Isostatisches Gleichgewicht:

$$\rho_w \cdot h_a + \rho_c \cdot T_a + \rho_m \cdot (H - h_a - T_a) = \rho_c \cdot T_b + \rho_m \cdot (H - T_b) = \dots$$

Fig. 33 Isostatisches Modell nach Airy-Heiskanen. a,b,c,d vgl. Text.

verhaeltnissen der Krustenbloেকে angenommen werden. Verschiedene Untersuchungen (Woollard, 1970) weisen darauf hin, dass Aenderungen in den Mineralzusammensetzungen in der unteren Kruste und im oberen Mantel beim Erreichen des isostatischen Gleichgewichts in den verschiedenen Gebieten der Erde eine wichtige Rolle spielen koennten. Die seismischen Messungen der Tiefenlage der Moho liefern jedoch klare Anzeichen fuer einen direkten Zusammenhang zwischen der Krustenmaechtigkeit und der mittleren topographischen Hoehe, wie er dem Airy - Heiskanen - Modell zugrundeliegt. Allerdings duerften weltweit erhebliche Unterschiede in den mittleren Krustendichten und somit verschiedene Maechtigkeitsbedingungen fuer das Erreichen des isostatischen Gleichgewichts bestehen (Woollard, 1970).

Um die isostatischen Anomalien aehnlich den Bouguer-Anomalien in groesseren Gebieten miteinander vergleichen zu koennen, muessen jenen nicht nur das gleiche isostatische Modell, sondern auch die gleichen Modellparameter, welche das Gleichgewicht definieren, zugrundeliegen. Fuer die Karte der isostatischen Anomalien der Schweiz (Klingelé, 1979) wurde deshalb das allgemein verwendete Airy-Heiskanen-Modell mit einer normalen Krustenmaechtigkeit von 32 km bei Null Meter Topographie benuetzt. Die Dichte der topographischen Auflast betraegt  $2.67 \text{ gr/cm}^3$ , diejenige der Kruste  $2.81 \text{ gr/cm}^3$  und diejenige des oberen Mantels  $3.31 \text{ gr/cm}^3$ , wobei beim Airy-Heiskanen-Modell nur der Dichtekontrast zwischen Kruste und Mantel eine Rolle spielt.

#### 4.1 Isostatische Anomalien (Airy-Heiskanen-Modell) und

-----  
rezente Hebungsraten  
-----

Die isostatischen Anomalien sind die Differenz zwischen der gemessenen Schwere und den fuer eine isostatisch kompensierte Topographie berechneten Schwerewerten. Der direkte Vergleich dieser isostatischen Anomalien nach dem Airy-Heiskanen-Modell mit rezenten Hoehenaenderungen in denselben Gebie-

ten beruht auf dem Zusammenhang der Schwereanomalien mit den Krustenmächtigkeiten (vgl. S.94 ). Eine zu geringe Schwere (d.h. negative isostatische Anomalie) könnte durch eine entsprechend der Topographie zu grosse Krustenmächtigkeit hervorgerufen sein. Dies wiederum entspricht dem Fall d in der Fig. 33 und hat, wie erwähnt, eine isostatische Hebung dieses Gebiets zur Folge.

Wie Kahle et al. (1976b) zeigen konnten, korrelieren die rezenten Hebungsraten (Jeanrichard, 1975; Gubler, 1976) entlang den Linien Visp-Chur und Luzern-Chiasso in den Zentralalpen im allgemeinen sehr gut mit den isostatischen Anomalien in diesem Gebiet (vgl. auch Gubler et al., 1980).

Obwohl die sich daraus ergebenden Erklärungen für die Hebungsvorgänge in den Alpen sehr einfach und überzeugend sind, werfen die dem isostatischen Modell zugrunde liegenden Vorstellungen in den Zentralalpen einige Probleme auf.

Die isostatischen Anomalien beruhen auf der mittleren Dichte von  $2.67 \text{ gr/cm}^3$  für die Gesteinskomplexe, welche über dem Meeresniveau liegen. Lokale Abweichungen in den Gesteinsdichten an der Erdoberfläche werden in den Zentralalpen vor allem in den beiden isostatischen Minima bei Visp und Chur wegen der quartären Sedimente in den Tälern gemessen. Diese lokalen Dichteunterschiede in den topographischen Gesteinsmassen können im Falle der Alpentaaler Schweredefizite von bis zu  $-15 \text{ mgal}$  hervorrufen (vgl. S.85f ) und bewirken damit zu geringe isostatische Schwerewerte. Andererseits ist die effektive Wirkung der topographischen Auflast in den Alpentaälern wegen der niedrigeren Dichte geringer als im isostatischen Modell angenommen. Dies wiederum hätte zu positive isostatische Anomalien zur Folge. Leider ist jedoch die Schlussfolgerung, die beiden Schwereeffekte würden sich in etwa aufheben, wegen den unterschiedlichen Distanzen zwischen einem Messpunkt und den beiden Störkörpern falsch.

So zeigt eine Karte der isostatischen Anomalien ganz ähnliche lokale Schwerestörungen (z.B. Alpentaaler) wie eine Bouguer - Karte (vgl. Fig.21 und Fig.34b) und eine Korrektur der gemessenen

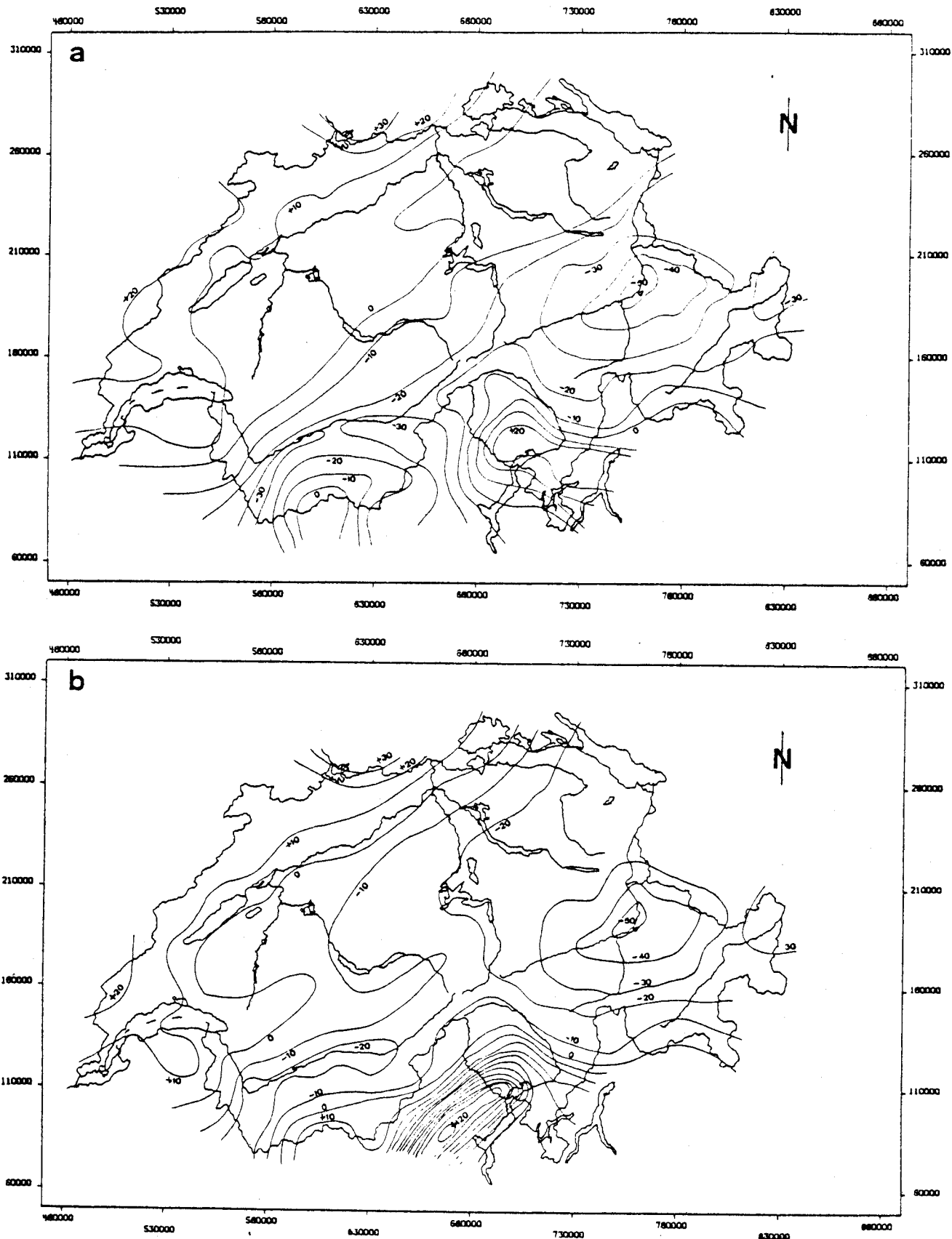


Fig. 34 Karte der isostatischen Anomalien nach dem Airy-Heiskanen-Modell.  
Einheit: mgal. Modellparameter:  $T=32\text{ km}$ ,  $\Delta\rho=0.5\text{ gr/cm}^3$ ,  $\rho_{\text{topo}}=2.67\text{ gr/cm}^3$   
a: nach Abzug der Schwere-Effekte von Molasse und Ivrea-Körper  
b: ohne lokale Schwerekorrekturen (nach Klingebé 1979)



Schwerewerte um die Effekte der groessten Schwerestoe-  
rungen scheint auch bei den isostatischen Anomalien an-  
gebracht ( Fig. 34a ). Waehrend dies bestimmt fuer die  
oberflaechennahe Schwerestoe-  
rung durch die Molasse zutrifft,  
stellt sich beim tiefreichenden und ausgedehnten Ivrea-  
Koerper die Frage, inwiefern das ueberdurchschnittlich dichte  
Gesteinsmaterial die lokalen isostatischen Verhaeltnisse  
beeinflusst. Da nach den Altersbestimmungen (Hunziker,  
1978) feststeht, dass das dichte Material schon in voralpi-  
ner Zeit in der oberen Kruste vorhanden war, ist anzuneh-  
men, dass seit dieser Zeit entweder groessere nichtiso-  
statische Kraefte auf die Kruste in diesem Gebiet wirken,  
oder dass das isostatische Gleichgewicht fuer ganz verschie-  
dene Krustentypen in unmittelbarer Nachbarschaft zueinander  
erreicht werden kann.

Diese Ueberlegungen werfen auch die Frage nach den geophysi-  
kalischen Konsequenzen des Airy-Heiskanen-Modells fuer die  
Vorstellungen ueber den Aufbau der Erdkruste auf. Beim iso-  
statischen Modell muss die mittlere topographische Hoehe in  
den verschiedenen Gebieten von einer konstanten Groesse  
bestimmt werden. Aus dem isostatischen Modell von Airy-  
Heiskanen folgt, dass an den Grenzflaechen zwischen die -  
sen Gebieten, welche Querschnitte durch ganze Krusten-  
saeu-  
len darstellen, keine Kraefte auftreten duerfen, die  
das Erreichen des isostatischen Gleichgewichts jeder die-  
ser Krustensaeulen verlangsamten oder verunmoeglichen wuer-  
den.

In einem Gebiet von bekannten horizontalen Druckspan-  
nungen (vgl. Illies und Greiner, 1978) ist die Voraussetzung  
von sich untereinander unabhaengig bewegenden Krusten -  
saeu-  
len eine eher schlecht zutreffende Annahme. Ausser-  
dem erhebt sich die Frage nach der Groesse dieser Ge-  
biete von mittleren topographischen Hoehen. Eigene Be-  
rechnungen mit Gebieten verschiedener Groesse (3 km \* 3 km  
bis 15 km \* 15 km) in den Schweizer Alpen haben jedoch ge-  
zeigt, dass die isostatischen Anomalien in ihrem groben  
Verlauf in nur geringem Masse von diesem Unsicherheits-  
faktor abhaengen.

Im weiteren basieren die isostatischen Anomalien auf der im Airy-Heiskanen-Modell angenommenen Krustenmaechtigkeit fuer ein kontinentales Gebiet auf Meereshoehe. Im Falle der Karte der isostatischen Anomalien der Schweiz (Klingelé, 1979) betraegt diese Referenzkrustenmaechtigkeit 32 km. Aenderungen an dieser Krustenmaechtigkeit (vgl. mittlere Krustenmaechtigkeit von Europa ist nach Kahle und Werner, 1980, etwa 30 km und ebenso fuer die Schweiz gemaess der vorliegenden Arbeit, S.104 ) bewirken nur eine mehr oder weniger konstante Aenderung der Werte der isostatischen Anomalien. Das bedeutet jedoch, dass die isostatischen Anomalien nur relativ als Unterschiede zwischen zwei benachbarten Gebieten Aussagekraft besitzen. Insofern koennen diese Anomalien sehr gut mit den rezenten Hebungsraten verglichen werden.

Die Amplituden der isostatischen Anomalien sind in den Alpen um einiges geringer als diejenigen der gleichenorts gemessenen Bouguer-Anomalien. Das hat seinen Grund darin, dass die Bouguer-Schweren hauptsaechlich durch die Aenderungen in der Krustenmaechtigkeit hervorgerufen werden und dieser Effekt seinerseits zum groessten Teil durch die isostatische Massenkompensation bedingt ist und deshalb in den isostatischen Anomalien nicht zum Ausdruck kommt.

Die geringeren Amplituden der isostatischen Anomalien haben jedoch Konsequenzen fuer die Aussagekraft von lokalen Schwereunterschieden, indem fuer oberflaechnahe und allfaellige intrakrustale Schwerestoerungen die gleichen Unsicherheiten existieren, wie sie bei den Bouguer-Anomalien genannt wurden (vgl. S.14f ). Da diese Unsicherheiten einen weit groesseren Anteil an den isostatischen Anomalien ausmachen und diese teilweise in den Amplituden sogar uebertreffen (vgl. Fig. 34a und 34b im Gebiet der noerdlichen Ivrea-Zone) , kann ein Vergleich der isostatischen Anomalien mit den rezenten Hebungsraten nur regional stattfinden. Lokale Uebereinstimmungen der beiden Messgroessen sind vor einer genaueren Korrektur der Schwe-

rewerte in den Zentralalpen um die oberflächennahen Störungen eher als zufällig zu werten.

Von den isostatischen Anomalien nach der Kompensation fuer den Ivrea-Effekt her gesehen kann die Schweiz in die folgenden Gebiete unterteilt werden: Jura und Molasse, Aarmassiv, Buendnerland, Gotthard-Region mit Tessin, Wallis (Fig. 34a). Waehrend in der Molasse eine sehr geringe isostatische Anomalie mit ebenso geringen Hebungs- beziehungsweise Senkungsraten korreliert, ist die im Jura beobachtete (relativ zur Molasse) positive isostatische Anomalie schwerer verstaendlich. Sie ist Ausdruck der hoehergelegenen Moho (vgl. Fig. 23) bei einer groesseren mittleren topographischen Hoehe. Es ist anzunehmen, dass die Hochlage der Moho unter dem Jura und ihr Abfallen unter der Molasse gegen die Alpen hin auf die grossraeumigen plattentektonischen Vorgaenge in Mitteleuropa zurueckzufuehren ist (Rhein - Bresse - Grabenstruktur ; alpine Orogenese). Da die Differenz in den isostatischen Anomalien zwischen Molasse und Jura dem Schwereeffekt aus der unterschiedlichen Krustenmaechtigkeit entspricht, kann es sich nicht um lokale Dichteunterschiede innerhalb der Kruste handeln. Ohne die offenbar noch andauernden tektonischen Vorgaenge muesste deshalb im Jura gegenueber der Molasse eine isostatische Absenkung erwartet werden.

Eine noch andauernde Senkung des Molassetrogs gegenueber einer allgemeinen Hebung der Alpen ist eines der wichtigsten Ergebnisse aus der Bestimmung der rezenten Hebungsraten in der Schweiz (vgl. Fig. 6, nach Gubler et al., 1980). In dieser allgemeinen Form stimmen auch die isostatischen Anomalien mit den rezenten Hebungsraten sehr gut ueberein. Der Nordrand des Aarmassivs scheint dabei die Funktion einer Drehachse zu haben, wenn man die beiden Vertikalbewegungen als das Kippen eines einzigen Krustenblocks verstehen will.

Diese Vertikalbewegungen stehen im Einklang mit den aus geologischen Daten (vgl. Truempy, 1973) anzunehmenden Hebungen und Senkungen waehrend den letzten 20 Mio. Jahren. Gleichzeitig sind diese Bewegungen beispielhafter Ausdruck der physikalischen Konsequenzen des isostatischen Modells von Airy-Heiskanen, indem starke Erosion

isostatische Hebung und starke Sedimentation eine entsprechende Senkung zur Folge haben.

Problematischer ist der regionale Vergleich der Hebungs-raten mit den isostatischen Anomalien in den Zentralalpen selbst. Während in den Gebieten um Chur und Visp eine sehr gute Übereinstimmung (vgl. Fig. 34a und Fig. 6) zu beobachten ist, finden wir im Unterwallis und im Tessin grössere Abweichungen. Dabei spielt im Tessin die positive Schwereanomalie, die auch in der Schwerekarte (Fig. 21) sichtbar ist, eine wichtige Rolle bei der starken Zunahme der isostatischen Anomalien von ca. - 20 mgal am Gotthard gegen Sueden auf mehr als + 20 mgal am Lago Maggiore. Diesen positiven isostatischen Anomalien, welche eine Absenkung des Tessins gegenüber dem Gotthard zur Folge haben sollten, stehen die starken rezenten Hebungs-raten in der Leventina gegenüber. Umgekehrt finden wir im unteren Wallis bei stark negativen isostatischen Anomalien praktisch keine rezenten Vertikalbewegungen, oder relativ zum oberen Wallis Senkungstendenzen, obwohl die isostatischen Schwerewerte negativ sind.

Falls man sich jedoch auf die Linie Visp - Gotthard - Chur beschränkt und die oben beschriebenen Abweichungen lokalen Störungen zuschreibt, lässt sich eine Korrelation der isostatischen Anomalien mit den rezenten Hebungs-raten beobachten, welche zudem noch mit den geologisch - petrographisch bestimmten Gesamthebungs-raten in den Zentralalpen im Einklang steht (vgl. auch Gubler et al., 1980). Danach entspricht das Gebiet südlich des Gotthardpasses dem Kulminationspunkt der alpinen Tektonik, wobei heute Gesteine an der Erdoberfläche anstehen, welche einst in 15 - 20 km Tiefe lagen (Wagner et al., 1977; Werner, 1980).

Der Gesamthebungsbetrag nimmt vom Tessin nicht nur gegen Norden bis zum Suedrand der Molasse und im Sueden bis an die Insubrische Linie ab, sondern verringert sich auch in Richtung der Gebirgsachse sowohl gegen Osten als auch gegen Westen. Wird diese Hebung hauptsächlich isostatischen Ausgleichsbewegungen einer durch tektonische Vor-

gaenge zu maechtigen Kruste zugeschrieben, so koennte man schliessen, dass im Tessin diese Ausgleichsbewegungen weiter fortgeschritten sind und heute vor allem im Buendnerland und im oberen Wallis noch groessere Massendefizite bestehen. Die Abkuehl- und Hebungsabfolge der Krustenbloecke der Zentralalpen (Wagner et al., 1977; Werner, 1980) zeigt eine deutliche Abnahme der Hebungsgeschwindigkeiten waehrend der letzten 7 - 13 Mio. Jahren im Tessin. Dem steht eine etwa konstante Hebungsrates im Gotthard-Gebiet und eine beschleunigte Hebung in der Monte Rosa- und Simplon-Antigorio - Gegend gegenueber.

#### 4.2 Isostatische Anomalien mit einem Modell der ----- elastischen Kruste -----

Im isostatischen Modell von Airy - Heiskanen muessen sich die einzelnen Krustensaeulen unabhaengig voneinander in vertikaler Richtung bewegen koennen. Dies ist eine modellmaessige Vereinfachung, die in Gebieten mit horizontalen Druckspannungen (vgl. Mueller et al., 1976; Ahorner, 1978; Illies und Greiner, 1978) eigentlich unzuessaessig ist. Es erscheint deshalb als sinnvoll, die isostatischen Anomalien im Alpenraum zusaetzlich mit einem anderen isostatischen Modell zu berechnen, welches anstelle von beliebig vielen vertikalen Bruchflaechen durch die Kruste eine unzerbrochene, durchgehende Krustenschicht annimmt.

Waehrend der isostatische Ausgleich beim Airy - Heiskanen - Modell lokal stattfindet, basiert das Modell von Vening Meinesz (1931, 1939) auf einem regionalen isostatischen Gleichgewicht. Nach diesem Modell ist die Topographie die Auflast auf einer zusammenhaengenden elastischen Krustenplatte, welche auf einem dichterem, fluessigen Mantel schwimmt. Das Modell von Vening Meinesz bewaehrt sich in ozeanischen Gebieten mit der Lithosphaere als elastischer Schicht und der Asthenosphaere als fluessiges Substratum (vgl. z.B. Walcott,

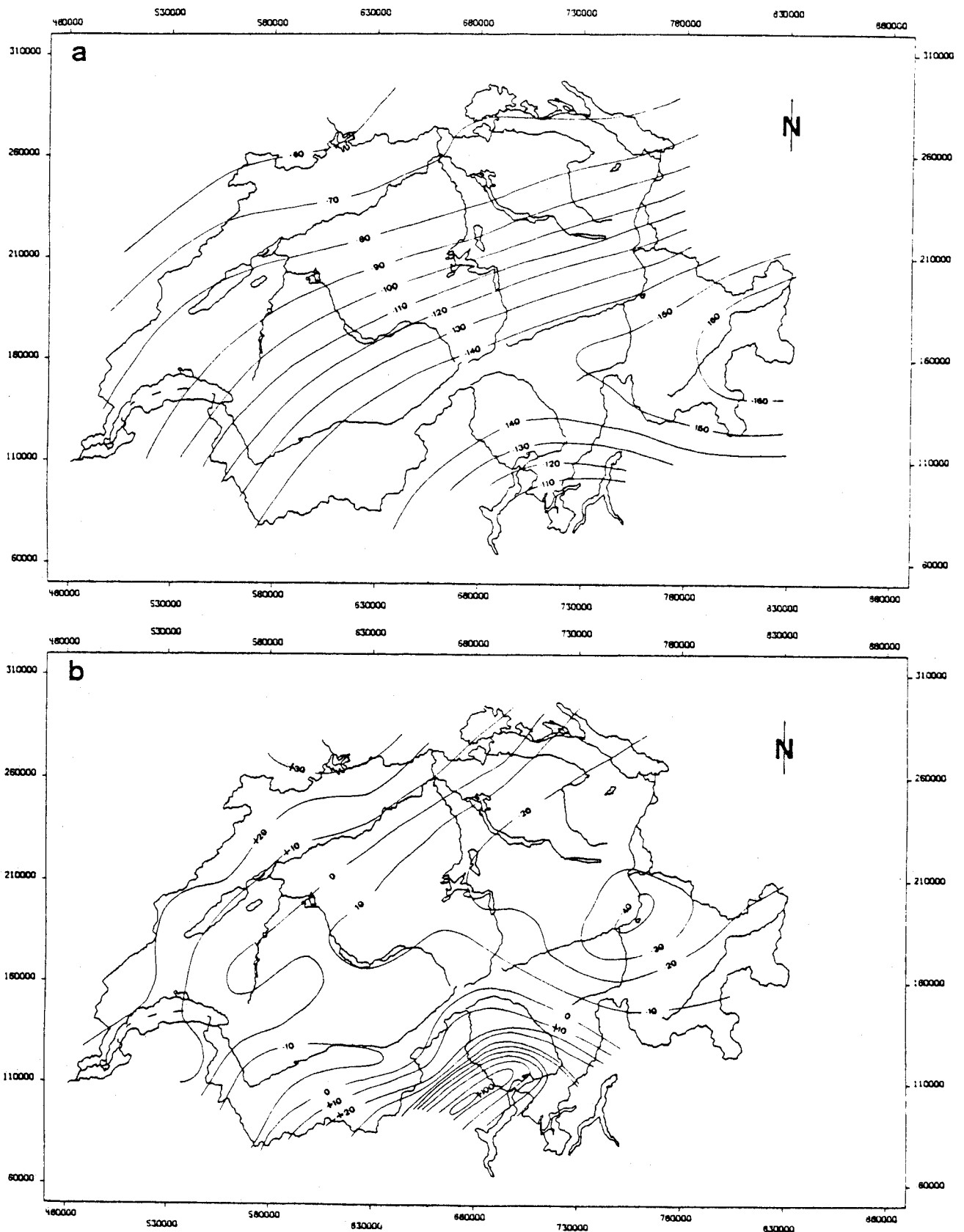


Fig.35 Isostatisches Modell <sup>der</sup> elastischen Kruste (nach Vening Meinesz). Einheit: mgal  
a: Schwerkirkung des zur isostatischen Kompensation der Topographie benötigten Krustenmaterials  
b: Isostatische Anomalien nach dem Modell der elastischen Kruste

1970). In kontinentalen Gebieten ist jedoch die Lithosphäre zu mächtig und deshalb die Einsenkung durch die Gebirge weit geringer und lateral ausgedehnter, wie wir aus seismischen Messungen über die Tiefenlage der Lithosphären-Asthenosphärenengrenze wissen. Man ist deshalb gezwungen, für Kontinente auf das ursprüngliche Modell der elastischen Kruste allein zurückzugreifen.

In Fig. 35a sind der Schwereeffekt der isostatisch (nach dem Vening Meinesz - Modell) kompensierten Topographie und in Fig. 35b die entsprechenden isostatischen Anomalien dargestellt. Aus dem Vergleich der Fig. 35a mit der Fig. 21 wird deutlich, dass die Massenkompensation im Vening Meinesz-Modell für die Alpen zu stark regionalisiert ist und deshalb die Schwereanomalie der isostatisch ausgeglichenen Kruste (Fig. 35a) eine zu geringe Amplitude bei einer zu grossen Wellenlänge besitzt. Dieses mit einer normalen Kruste von 30 km Mächtigkeit und einer Dichte von  $2.81 \text{ gr/cm}^3$  gegenüber  $3.31 \text{ gr/cm}^3$  für den oberen Mantel berechnete isostatische Modell hat jedoch gegenüber dem Airy-Heiskanen-Modell den Vorteil, dass es nicht nur die lokale mittlere Höhe, sondern auch die Breitenausdehnung des Gebirgszugs berücksichtigt. Deshalb müsste sich nach dem Vening Meinesz - Modell eine breite Einsenkung der Moho vor allem unter Graubünden ausbilden, welche auch tatsächlich beobachtet wird (vgl. Fig. 5).

Die grossen Unterschiede in den lokalen topographischen Verhältnissen der Zentralalpen können allerdings mit diesem isostatischen Modell nicht voll berücksichtigt werden. Lokale Korrelationen von rezenten Hebungsraten und isostatischen Anomalien sind deshalb beim Vening Meinesz - Modell weniger zu erwarten als beim Airy - Heiskanen - Modell. Im allgemeinen ist jedoch eine gute regionale Übereinstimmung der mit den beiden verschiedenen Modellen berechneten isostatischen Anomalien (vgl. Fig. 35b und Fig. 34b) zu beobachten.

4.3 Die isostatischen Anomalien und die Mohokarte  
-----  
der Schweiz  
-----

Auch wenn die lokale Uebereinstimmung zwischen den rezenten Hebungsraten und den isostatischen Anomalien noch mit einigen offenen Fragen verknuepft ist, so lassen sich aus diesen Modellrechnungen doch verschiedene Angaben ueber den Aufbau der Kruste in den Zentralalpen gewinnen.

Die isostatischen Anomalien nach dem Airy - Heiskanen - Modell sind Ausdruck der vom isostatischen Gleichgewicht abweichenden Krustensaeulen. Der langwellige Anteil dieser Anomalien ist mit dem Schwereeffekt der zu grossen oder zu kleinen Krustenmaechtigkeit gleichzusetzen. Ueber die im isostatischen Modell verwendeten Parameter (normale Krustenmaechtigkeit  $T$ , mittlere Dichte der Kruste  $\rho_K$ , des oberen Mantels  $\rho_M$  und der Topographie  $\rho_T$ ) koennen neben den isostatischen Anomalien auch die entsprechenden Maechtigkeiten der Krustensaeulen berechnet werden.

Die regionalen isostatischen Anomalien in Fig. 34a schwanken zwischen - 40 mgal und + 30 mgal. Der Fig. 34a liegt eine normale Krustenmaechtigkeit von 32 km, ein Dichtekontrast ( $\Delta\rho_{MK}$ ) von 0.5 gr/cm<sup>3</sup> zwischen der Kruste und dem oberen Mantel und eine Dichte der Topographie von 2.67 gr/cm<sup>3</sup> zugrunde. Aus der Fig. 8 kann abgeschaezt werden, dass den genannten isostatischen Anomalien bei einem Dichtekontrast von 0.5 gr/cm<sup>3</sup> Abweichungen vom Gleichgewichtszustand in der Krustenmaechtigkeit um 3 bis 4 km entsprechen.

Bei der Diskussion der isostatischen Anomalien (Fig. 34a) fuer das genannte Modell ( $T = 32$  km,  $\Delta\rho_{MK} = 0.5$  gr/cm<sup>3</sup> an der Moho) setzt man deshalb mittlere Abweichungen zwischen der isostatisch ausgeglichenen und der tatsaechlich beobachteten Krustenmaechtigkeit von weniger als 4 km in den Alpen voraus. In Fig. 36a ist die Tiefenlage der Moho fuer eine isostatisch ausgeglichene Topographie nach dem oben be -



schriebenen Modell dargestellt. Der Vergleich mit den seismisch gemessenen (im Einklang mit den gleichen Schweredaten, jedoch ueber die Bouguer-Anomalien bestimmten) Krustenmaechtigkeiten (Fig. 22b) zeigt eine grundsaeztliche Abweichung von etwa 10 km in der Moho-Tiefe auf.

Demgegenueber kann das gleiche isostatische Modell nach Airy - Heiskanen, jedoch mit den Parametern  $T = 32$  km und  $\Delta\rho_{MK} = 0.3$  gr/cm<sup>3</sup> an der Moho, die gestellte Bedingung der im allgemeinen bis auf etwa 5 km Abweichung (vgl. Fig. 8, fuer  $\Delta\rho = 0.3$  gr/cm<sup>3</sup>), isostatisch ausgeglichenen Krustenmaechtigkeit erfuehlen (Fig. 36b). Dabei weichen die mit diesem Modell berechneten isostatischen Anomalien (Fig. 37) kaum von den oben gezeigten (Fig. 34a) ab, wenn man den relativen Charakter dieser Schwerewerte beruecksichtigt.

Ein genauer Vergleich der isostatisch ausgeglichenen Moho (Fig. 36b) mit den gemessenen Moho-Tiefen (Fig. 22b) deutet darauf hin, dass mit diesem Krustenmodell ( $T=32$  km,

$\Delta\rho_{MK} = 0.3$  gr/cm<sup>3</sup> an der Moho) eine untere Grenze des Dichtekontrasts an der Moho bestimmt wurde. Ausserhalb der Alpen koennte der Dichtekontrast an der Krusten-Mantel-Grenze auch hoehere Werte bis zu den eingangs benuetzten  $\Delta\rho_{MK} = 0.5$  gr/cm<sup>3</sup> erreichen, wie der LVL unmittelbar ueber der Moho anzudeuten scheint (Mueller et al., 1976, 1980).

#### 4.4 Zur Bedeutung der isostatischen Anomalien und

-----  
ihrer Korrelation mit den Hebungsraten  
-----

Die isostatischen Anomalien sind Ausdruck der Abweichungen der tatsaechlichen von den theoretisch bestimmten Massenverteilungen. Ueber die Bedeutung dieser theoretischen Massenverteilungen fuer den internen Aufbau der Kruste und des oberen Mantels und die damit verbundenen Kraefte kann aus den isostatischen Anomalien auf vertikale Massenbewegungen

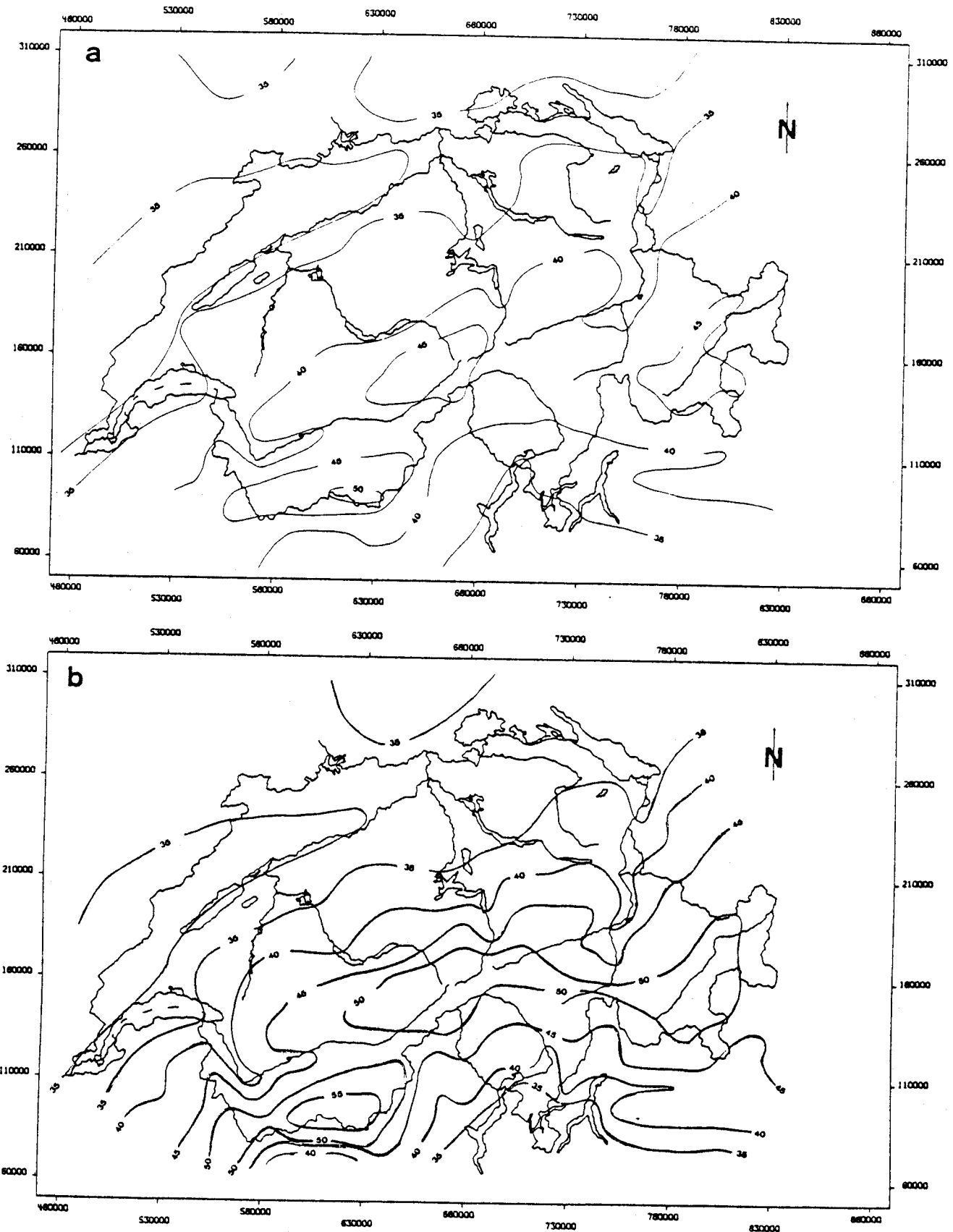


Fig.36 Krustenmächtigkeit bei isostatischem Gleichgewicht nach dem Airy-Heiskanen-Mod  
a: Modellparameter  $T=32$  km,  $\rho_t = 2.67$  gr/cm<sup>3</sup>,  $\Delta\rho_{MK} = 0.5$  gr/cm<sup>3</sup>  
b: Modellparameter  $T=32$  km,  $\rho_t = 2.67$  gr/cm<sup>3</sup>,  $\Delta\rho_{MK} = 0.3$  gr/cm<sup>3</sup>  
Einheit: km.

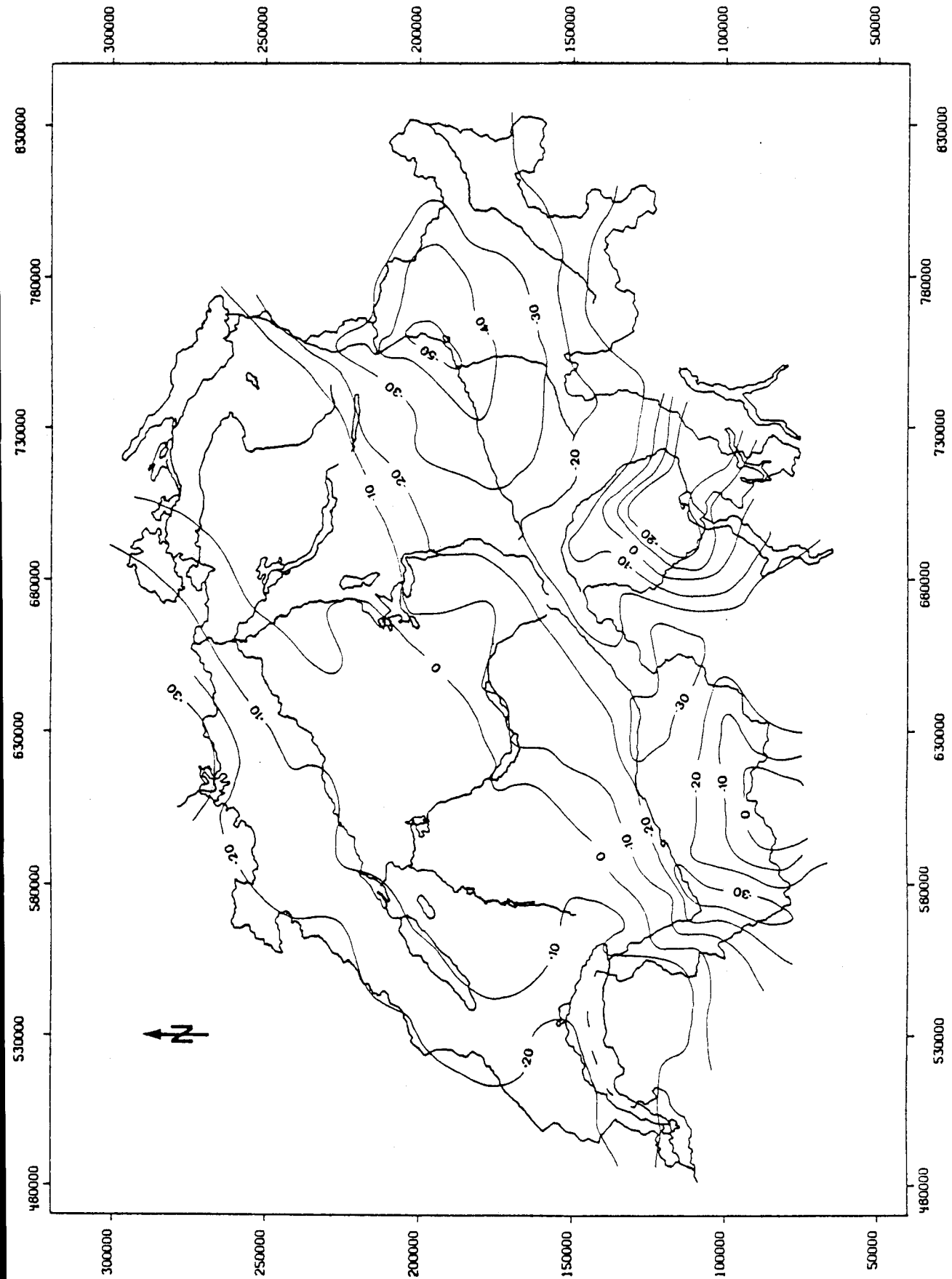


Fig.37 Karte der isostatischen Anomalien nach dem Airy-Heiskanen-Modell für die Modellparameter  $T=30$  km,  $\rho_i = 2.67\text{gr/cm}^3$

$\Delta\rho_{MK} = 0.3\text{gr/cm}^3$ . Einheit: mgal.

im Zusammenhang mit der Gebirgsbildung geschlossen werden.

Neben den beiden genannten Modellen (Airy-Heiskanen und Vening Meinesz) existieren verschiedene weitere isostatische Modelle (vgl. dazu Heiskanen und Vening Meinesz, 1958; Garland, 1965). Eine Möglichkeit, isostatische Anomalien ohne die Voraussetzung eines bestimmten Kompensationsmodells zu berechnen, wird von Dorman und Lewis (1970) aufgezeigt.

Die Untersuchungen von Dorman und Lewis (1970) und Lewis und Dorman (1970) ueber die isostatischen Verhaeltnisse in Nordamerika zeigen auch die Bedeutung der Schwereeffekte auf, die durch Abweichungen von der normalen Dichteverteilung einer symmetrischen Erde entstehen. Es waere interessant, die von Dorman und Lewis (1970) entwickelte Methode auf das Schwerfeld und die Topographie der Schweiz anzuwenden. Dies wird jedoch erst nach Fertigstellung der "Dichteprovinzkarte der Schweiz" (in Bearbeitung durch die Schweizerische Geophysikalische Kommission) moeglich sein, da mit Hilfe dieser Karte neben den Schwereeffekten des Ivrea-Koerpers und der Molasse-Sedimente auch die Wirkungen der kleineren, oberflaechennahen Stoerkoerper erfasst werden koennen.

Die beiden in dieser Arbeit benuetzten isostatischen Modelle stehen fuer zwei extreme Vorstellungen vom Aufbau der Lithosphaere, von welchen sich jede in verschiedener Hinsicht bewahrt hat (vgl. Woollard, 1970, fuer das Airy-Heiskanen-Modell und Walcott, 1970, fuer das Modell der elastischen Lithosphaere nach Vening Meinesz). Wir besitzen jedoch Daten ueber nicht unerhebliche Horizontalspannungen in den Zentralalpen, welche einige der Voraussetzungen fuer die bekannten isostatischen Modelle in Frage stellen.

Sowohl die In-situ-Spannungsmessungen (Illies und Greiner, 1978) als auch seismologische Untersuchungen (Pavoni, 1976; Maver-Rosa und Mueller, 1979) geben Auskunft ueber anhaltende, z.T. betraechtliche Horizontalspannungen in den obersten 15 km der Kruste in den Zentralalpen. Wie Pavoni (1976) zeigen konnte, entspricht das heutige Bild weit-

gehend dem Spannungsfeld, welches die juengste alpidische Deformation im Bereich der noerdlichen Zentralalpen (Labhart, 1966) verursachte.

Auf Grund dieser Daten muss das Airy - Heiskanen - Modell als eine fragwuerdige Grundlage fuer die Berechnung der isostatischen Anomalien in der Schweiz betrachtet werden. Andererseits darf trotz diesen Horizontalspannungen die Erdkruste im Gebiet der Schweiz kaum als eine durchgehende, elastische Schicht (Vening Meinesz - Modell) bezeichnet werden. Waehrend die heute beobachteten Horizontalspannungen fuer die Alpentektonik wichtige Stoerungsflaechen moeglicherweise blockieren (keine grosse Seismizitaet an der Insubrischen Linie im Gebiet der Zentralalpen, vgl. Mayer-Rosa und Muel-ler, 1979), koennen durch das heutige Spannungsfeld auch aeltere Stoerungen reaktiviert oder neue gebildet werden. Ebenso waere es denkbar, dass durch die Neigungen der beiden Stoerungsflaechen der Insubrischen Linie und der Rhône - Rhein - Linie, wie sie im Modell der Geotraverse Basel - Chiasso (vgl. Fig. 7) dargestellt sind, das dazwischenliegende Gebiet auf Grund von anhaltenden Horizontalspannungen nicht-isostatisch angehoben wird.

Fuer eine genaue Analyse der isostatischen Verhaeltnisse in den Zentralalpen waere ein kombiniertes Airy-Heiskanen-Vening Meinesz - Modell noetig, welches neben den bekannten tiefreichenden Stoerungen auch die Elastizitaet der Krustenbloecke beruecksichtigt. Allerdings fehlen bis heute die dazu noetigen genauen Angaben ueber die Viskositaet des oberen Mantels. Um die mit einem derart differenzierten isostatischen Modell verbundenen Krusten- und Mantelparameter zu bestimmen, muessten neben dem inneren Aufbau der Kruste auch die rezenten Hebungs-raten flaechenmaessig bekannt sein.

Schon der Vergleich der in dieser Arbeit mit den beiden Modellen berechneten isostatischen Anomalien zeigt die Bedeutung der tiefreichenden Stoerungen in der Kruste.

An diesen Stoerungsflaechen kann ueber differenzielle Vertikalbewegungen der isostatische Ausgleich auch lokal stattfinden. Neben den isostatischen Anomalien geben auch die Modellrechnungen von Neugebauer et al. (1980) eine Vorstellung von differenziellen Bewegungen an den wichtigsten Stoerungsflaechen in den Alpen als Folge des gegenwaertig herrschenden Spannungsfeldes. Aus diesem Grund ist die Kenntnis der Hebungsraten nicht entlang, sondern quer zu den Hauptstoerungslinien in den Zentralalpen fuer das Verstaendnis der isostatischen Verhaeltnisse von entscheidender Bedeutung.

Die Hoehenaenderungen im Gotthard-Eisenbahntunnel (Funk und Gubler, 1980) zeigen auf eindruueckliche Art die auf Grund der lokalen geologischen Verhaeltnisse unterschiedlichen Vertikalbewegungen, welche sich der von Gubler et al. (1980) gefundenen allgemeinen Hebung des Alpenkoerpers ueberlagern (vgl. Fig. 6).

Obwohl die geodaetisch bestimmten Hebungsraten nicht unbedingt tatsaechlichen Hoehenaenderungen, sondern ebenso gut Massenverschiebungen innerhalb der Erde entsprechen koennen, liessen sich aus wiederholten Messungen auf kurze Distanzen ueber aktive Bruchsysteme hinweg wichtige Informationen ueber das gegenseitige Verhalten von ganzen Krustenbloecken gewinnen. Die bis heute vorliegenden Daten lassen auch ein Kippen (Absenken des "Basement" unter der Molasse bei gleichzeitiger Hebung des Aarmassivs als Folge einer "flake"-Tektunik) und Drehen von ganzen Krustenbloecken (z.B. Lepontin, nach Heller, 1980, waehrend einer Zeit grosser Horizontalbewegungen an der Insubrischen Linie) als moeglich erscheinen.

Neben der Problematik einer Korrelation der isostatischen Anomalien mit rezenten Hebungsraten geben isostatische Ueberlegungen auch Hinweise auf den Ablauf einer frueheren Phase der Gebirgsbildung. Wenn die heu-

te beobachteten Hebungsraten in den Zentralalpen zu einem grossen Teil isostatischen Ausgleichsbewegungen zugeschrieben werden, so wirft dies die Frage auf, welche Kraefte die heute gemessenen (zu) grossen Krustenmaechtigkeiten verursacht haben. Waeren dafuer rein isostatische Kraefte verantwortlich, so muesste man fuer die Zentralalpen waehrend laengerer Zeit gegen Ende des Tertiaers bei einem Dichtekontrast von  $0.5 \text{ gr/cm}^3$  an der Moho mittlere topographische Hoehen von etwa 4000 m (doppelt so hoch wie heute) annehmen. Unge- loest ist dabei das Problem, wie das Material so hoch hinaufkommen konnte. Demgegenueber ist die Annahme einer durch eine Subduktionszone (Verschluckung) uebertieften und in ihren unteren Bereichen z.T. stark veraenderten Kruste (Dichteverhaeltnisse an der Moho) eher verstaendlich. Beim Nachlassen der damit verbundenen starken Horizontalspannungen muesste der Subduktion eine mehr oder weniger isostatische He- bung folgen, wie wir sie heute zu beobachten scheinen.

## 5. DISKUSSION DER ERGEBNISSE

=====

Das hervorstechendste Merkmal der Kruste im Gebiet der Zentralalpen ist ihre Mächtigkeit bei einer relativ geringen topographischen Höhe, verglichen mit den Krustenmächtigkeiten anderer alpiner Gebirge, welche weit grössere mittlere topographische Höhen aufweisen. Im Gegensatz zu den grossen Moho-Tiefen findet man in den Alpen jedoch keine entsprechend geringe Bouguer-Schwere, wie man sie wiederum aus Vergleichen mit anderen Gebirgen (vgl. Woollard, 1970) erwarten würde.

Demzufolge liegen erwartungsgemäss die Gradienten aus der Beziehung zwischen der Bouguer-Schwere und der Moho-Tiefe für die Zentralalpen ( $-7.6 \text{ mgal/km}$  nach Gubler et al., 1980; vgl. auch vorliegende Arbeit S. 94f) weit unterhalb des weltweiten Mittelwerts von  $-11.8 \text{ mgal/km}$  (Woollard, 1970).

Die beiden genannten Phänomene sind auf einfache Art mit einer Krustenschicht erhöhter Dichte (als Folge von tektonischen Vorgängen) direkt über der Moho in Einklang zu bringen. Es lassen sich damit sowohl die Bouguer- als auch die isostatischen Anomalien und die wichtigsten seismischen Strukturen erklären. Die Folge davon ist jedoch, dass die unterhalb von 40 km Tiefe gemessenen  $V_p$  - Geschwindigkeiten (Mueller et al., 1980; Ansorge et al., 1979 und Ottinger, 1976) nicht mehr mit den empirischen Geschwindigkeits-Dichte-Beziehungen umgerechnet werden dürfen.

Es soll im Folgenden gezeigt werden, dass dies eigentlich für alle bisherigen Alpenmodelle zutrifft und man deshalb gezwungen ist, die aus Labormessungen ermittelten  $V_p/\rho$  - Relationen für die tektonisch stark gestörten und sehr tiefliegenden Krustenschichten der Alpen in Frage zu stellen.



Unter den von verschiedenen Autoren benutzten Geschwindigkeits-Dichte-Relationen nach Nafe und Drake (ND) bestehen teilweise erhebliche Unterschiede (vgl. ND - Beziehung in Grant und West, 1965, S.200 und ND - Beziehung in Talwani et al., 1959).

Fuer die gravimetrischen Modellrechnungen in den Ostalpen werden neben diesen ND - Beziehungen noch zusaetzliche Informationen von anderen Geschwindigkeits-Dichte-Beziehungen benutzt (vgl. dazu Makris, 1971; Harcke, 1972 und Schoeler, 1976). Auf Grund dieser zusaetzlichen Daten erstellte Makris (1971, S.31) eine Liste von Geschwindigkeits - Dichte - Paaren, welche in der Folge mehrfach fuer gravimetrische Modelle der Ostalpen Verwendung fand (Harcke, 1972 und Schoeler, 1976). Ein genauer Vergleich dieser Geschwindigkeits - Dichte - Paare mit den  $V_p/\rho$  - Beziehungen nach Woollard (1975) und Nafe und Drake (Grant und West, 1965) zeigt, dass die von Makris (1971) verwendeten Dichtewerte im Mittel um  $0.04 \text{ gr/cm}^3$  hoeher als die gemessenen statistischen Mittelwerte sind.

Obwohl diese geringe Abweichung bei Einzelwerten innerhalb der Fehlergrenzen von empirischen  $V_p/\rho$  - Beziehungen liegt, kann eine ueber alle Krustenschichten konstante Abweichung als Anzeichen eines "systematischen" Fehlers in den Geschwindigkeits-Dichte - Beziehungen gewertet werden. Der Ausdruck "Fehler" bezieht sich allerdings nicht auf die im Labor gemessenen Geschwindigkeiten und Dichtewerte an Gesteinsproben, sondern auf die Anwendung dieser Beziehungen in grossraeumigen seismisch-gravimetrischen Krustenmodellen. Zu diesem Zweck waere es interessant zu wissen, inwiefern sich diese beiden Gesteinsparameter aendern, wenn man die Geschwindigkeiten fuer ein bestimmtes Gestein mit laengeren und kuerzeren Refraktionsprofilen (und mit Reflexionsmessungen) und die Dichtewerte an groesseren und kleineren Laborproben misst.

Die Notwendigkeit einer solchen Untersuchung wird dadurch unterstrichen, dass die oben genannte Aenderung in der mittleren Dichte um  $0.04 \text{ gr/cm}^3$  bei einer 30 km (dies ist in etwa die mittlere Krustenmaechtigkeit in Mitteleuropa ausserhalb der Alpen) maechtigen Bouguer-Platte einer Schwereaenderung von 50 mgal entspricht.

Unsicherheiten bezüglich der Schwere eines Referenzkrustenschnittes in dieser Größenordnung können Vergleiche von verschiedenen grossräumigen Schweremodellen (wie z.B. den Alpen) weitgehend verunmöglichen.

Bis zur genauen Kenntnis des Zusammenhangs zwischen den refraktionsseismisch bestimmten Krustengeschwindigkeiten und ihren entsprechenden mittleren in situ - Dichtewerten ist die Verwendung einer linear korrigierten  $V_p/\rho$  - Beziehung, wie diejenige von Makris (1971) oder Harcke (1972) eine gute Näherungslösung für gravimetrische Modelle.

Allerdings gelten solche Geschwindigkeits - Dichte - Beziehungen, welche über gravimetrisch - seismische Modellrechnungen abgesichert sind, nur für die seismischen Daten eines bestimmten Autors. Harcke (1972) und Schoeler (1976) basieren ihre Ostalpenmodelle auf den Daten von Giese (1968, vgl. Schoeler, 1976). Die für dieselben Gebiete berechneten Geschwindigkeits - Tiefen - Funktionen von Prodehl (1965, vgl. Schoeler, 1976) ergaben mit der von Harcke (1972) definierten  $V_p/\rho$  - Beziehung zu geringe Schwerewerte (vgl. Harcke, 1972, S. 31 und Schoeler, 1976, S.58). Wie gross die Schwereunterschiede von gravimetrischen Modellen bei der Verwendung von seismischen Daten verschiedener Autoren sein können, wurde in dieser Arbeit am Beispiel des Rheingrabens aufgezeigt.

Die oben genannten Voraussetzungen für gravimetrische Modellrechnungen haben zur Folge, dass sehr viele verschiedene, komplizierte Schweremodelle desselben Krustenschnitts möglich sind. Je komplizierter die Modelle aufgebaut sind, desto schwerer fällt es, die Schwerewirkungen der tatsächlichen Krustenstrukturen von den Schwereeffekten der gemachten Voraussetzungen zu trennen.

Die in dieser Arbeit vorgestellten Schweremodelle der Molasse und der Gesteine der Zone Ivrea - Verbano sind von dieser Regel nicht ausgenommen. Über die Sedimente des Molasse-Bekens sind jedoch in genügender Zahl sichere Fremdinformationen (Geologie, z.T. aus Bohrungen, Dichtebestimmungen mittels

Nettleton-Profile) vorhanden. Auch fuer den Schwereeffekt der Gesteine des Ivrea - Koerpers sind nur geringe (im Verhaeltnis zur Amplitude) Fehler zu erwarten, doch sind die Modellvorstellungen ueber den Verlauf des Stoerkoerpers ab einer Tiefe von ca. 15 km zunehmend unsicherer.

Nach Abzug der Schwereeffekte der Molasse und des Ivrea - Koerpers von den gemessenen Bouguer-Schweren bleibt im Gebiet der Schweiz eine Schwereanomalie uebrig, welche zur Hauptsache durch die Aenderung der Krustenmaechtigkeit hervorgerufen wird. Die negative Schwereanomalie der Zentralalpen ist mit den seismisch bestimmten Krustenmaechtigkeiten auf einfache Weise in Einklang zu bringen, wenn der Dichtekontrast an der Moho zu  $0.3 \text{ gr/cm}^3$  angenommen wird.

Dies steht im Widerspruch zu den aus Refraktionsprofilen (z.B. ALP 75) ueber die  $V_p/\rho$  - Beziehungen zu berechnenden Dichtewerte der unteren Kruste. Andererseits koennen nur mit einem solch niedrigen Dichtekontrast an der Moho die isostatischen und die Bouguer-Anomalien im Gebiet der Schweiz befriedigend erklart werden. Es ist deshalb interessant festzustellen, dass auch in den teilweise sehr detaillierten Krustenmodellen der Ostalpen der gleiche Widerspruch zwischen den gravimetrisch berechneten Dichtewerten und den seismisch bestimmten Geschwindigkeiten der unteren Kruste im Vergleich zu den  $V_p/\rho$  - Beziehungen auftritt.

Seit dem Krustenmodell von Mueller und Talwani (1971) weisen alle Modelle der Ostalpen in der unteren Kruste eine Schicht mit einer Dichte von  $3.0 - 3.2 \text{ gr/cm}^3$  auf (vgl. Makris, 1971; Harcke, 1972; Schoeler, 1976). Diesen Dichtewerten entspraechen nach den  $V_p/\rho$  - Beziehungen von Nafe und Drake und Woollard (1975) Geschwindigkeiten ueber  $7 \text{ km/sec}$ . Solche Geschwindigkeiten wurden in keiner der verwendeten Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen ueber einen so grossen Tiefenbereich gemessen, wie es fuer die Schweremodelle angenommen werden muesste.

Die mittleren Geschwindigkeiten und mittleren Dichten der gravimetrisch-seismischen Krustenmodelle der Ostalpen (vgl. oben zitierte Autoren) weichen von den empirischen  $V_p/\rho$  - Beziehungen

ab. Je besser die Uebereinstimmung der Geschwindigkeiten (Refraktionsseismik) und Dichtewerte (Schweremodelle) mit den  $V_p/\rho$  - Beziehungen in der oberen Kruste ist, desto groesser sind die Abweichungen im unteren Krustenbereich. Wird die Geschwindigkeitsinversionszone in der oberen Kruste als Dichteinversion interpretiert, so muss die Zunahme der Krustenmaechtigkeit unter den Ostalpen zu 90% auf die zunehmende Maechtigkeit von ca. 3.1 gr/cm<sup>3</sup> dichtem Material zurueckgefuehrt werden (vgl. Schoeler, 1976, S.72).

Was eingangs dieses Kapitels als Kennzeichen der Zentralalpen bezeichnet wurde, ist gemaess den oben genannten Arbeiten auch in den Ostalpen zu beobachten. Die Resultate des ALP 75 (vgl. Alpine Explosion Seismology Group, 1976) haben diese Beobachtung nicht nur bestaetigt, sondern noch verdeutlicht. Nach diesem im Streichen des Alpen-Hauptkamms gelegenen Refraktionsprofil von Frankreich bis in die ungarische Tiefebene, muessen fuer den unteren Krustenbereich teilweise noch geringere Geschwindigkeiten angenommen werden, als sie aus frueheren Messungen bestimmt wurden. Die Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion des ALP 75 fuer das Gebiet der Zentralalpen weist im oberen Teil dagegen auf eine durch die Orogenese nur leicht gestoerte Krustenstruktur hin (vgl. Geotraverse Basel-Chiasso, Fig.7).

Das Schweremodell der Zentralalpen kann deshalb im Einklang mit den Modellen fuer die Ostalpen dahingehend interpretiert werden, dass die untere Kruste ueber einen groesseren Bereich durch ein Material von hoher Dichte (ca. 3.0 gr/cm<sup>3</sup>) und relativ geringen Geschwindigkeiten aufgebaut ist. Waehrend in der oberen Kruste die empirischen  $V_p/\rho$  - Beziehungen mit geringen Aenderungen verwendet werden koennen, muessen im unteren Krustenbereich unter den Zentralalpen Bedingungen vorherrschen, welche groessere Abweichungen der  $V_p$ -Geschwindigkeiten und der Dichte von den Normalwerten bewirken.

Bei den niedrigen  $V_p$  - Geschwindigkeiten in der unteren Kruste unter den Zentralalpen handelt es sich um einen "low velocity layer" (Ottinger, 1976) von ca. 20 km Maechtigkeit. Aus den

Arbeiten von Makris (1971) und Rybach (1978) geht hervor, dass die Geschwindigkeits - Dichte - Beziehungen fuer Krustenschichten erniedrigter  $V_p$  - Geschwindigkeiten nicht mehr anwendbar sind. Die bei den empirischen  $V_p/\rho$  - Beziehungen vernachlaessigten Abhaengigkeiten (Temperaturverhaeltnisse, Wassergehalt, Waermeproduktion, etc.) bestimmen in Zonen erniedrigter Geschwindigkeiten weitgehend die  $V_p/\rho$  - Verhaeltnisse.

Es ist deshalb nicht verwunderlich, dass in den Schweizer Alpen wie auch in den Ostalpen aus den gravimetrisch-seismischen Modellrechnungen in der unteren Kruste ein Material hoher Dichte und (relativ) geringer  $V_p$  - Geschwindigkeit angenommen werden muss. Dies wird sowohl durch die 3D - Modellrechnungen dieser Arbeit, wie auch durch die frueheren zweidimensionalen Modelle der Ostalpen (vgl. Mueller und Talwani, 1971; Makris, 1971; Schoeler, 1976) und der Schweizer Alpen (vgl. Kahle et al., 1976a und b; Kahle et al., 1980) angezeigt. Kahle et al. (1976b) berechneten fuer den Dichtekontrast an der Moho unter den Zentralalpen einen mittleren Wert von  $0.33 \text{ gr/cm}^3$  und bestimmten damit die mittlere Dichte des Krustenmaterials unterhalb 30 km Tiefe mit ca.  $3.0 \text{ gr/cm}^3$ . Mit Hilfe der vorliegenden Modellrechnungen fuer den Moho-Verlauf in der Schweiz (vgl. S. 93f) kann fuer die mittlere Dichte des Krustenmaterials zwischen 32 km und 50 km Tiefe ein Wert von  $2.95 - 3.05 \text{ gr/cm}^3$  abgeschaezt werden. Die mittleren  $V_p$ -Geschwindigkeiten fuer dieselben Krustenschichten in den Zentralalpen liegen zwischen  $6.1 \text{ km/s}$  (Ottinger, 1976),  $6.5 \text{ km/s}$  (Thouvenot, 1976) und  $6.2 - 7.0 \text{ km/s}$  (Alpine Explosion Seismology Group, 1976; Miller et al., 1977).

Auf Grund der Arbeiten von Birch (1961), Christensen und Fountain (1975), Woollard (1975) und Mueller (1977) darf angenommen werden, dass es sich bei dem anomalen Krustenmaterial um Granulite von relativ hohem mittleren Atomgewicht (d.h., hohem Eisengehalt, Birch, 1961) handelt.

Obwohl die Granulite in ihren Geschwindigkeiten und Dichten eine betraechtliche Streubreite aufweisen (Christensen und Fountain, 1975), stellen die aus den Modellen abgeleite-

ten mittleren Geschwindigkeiten und Dichtewerte auch fuer ein solches Krustenmaterial Extremwerte dar. Durch eine weitere vergleichende Interpretation der verschiedenen Refraktionsprofile in den Zentralalpen (vor allem ALP 75) bleibt abzuklaeren, ob sich unterhalb einer Tiefe von 32 km nicht mehrere Schichten verschiedener  $V_p$  - Geschwindigkeiten (und vor allem mit teilweise hoeheren  $V_p$  - Werten) aufloesen lassen. Die Auswertungen von Reflexionsmessungen im Tessin durch Wehebrink (1968) geben Anhaltspunkte fuer schwache Reflexionshorizonte im tieferen Krustenbereich, welcher in dieser Arbeit, basierend auf den Untersuchungen von Ottinger (1976) und Egloff (1979), durch eine pauschale Zone erniedrigter  $V_p$  - Geschwindigkeit dargestellt wurde.

Von den Schwereinterpretationen her draengt sich eine genauere gravimetrische Untersuchung aller (lokalen) Dichteinhomogenitaeten in der oberen Kruste auf. Um weitergehende Aussagen ueber den lokalen Aufbau der unteren Kruste und die Krusten - Mantel - Grenze zu machen, ist ausserdem eine quantitative Untersuchung allfaelliger lateraler Dichteunterschiede im oberen Mantel notwendig.

Eine Voraussetzung fuer die Schwereinterpretation der Zentralalpen war die Annahme einer lateral mehr oder weniger konstanten Dichte des obersten Mantels. Obwohl qualitative (vgl. S. 106f) und beim Vorliegen weiterer seismischer Daten auch quantitative Schweremodelle der gesamten Lithosphaere eine positive Schwerestoerung in den Zentralalpen erwarten lassen, genuegen diese Effekte nicht (vgl. auch Verhaeltnis Amplitude/Wellenlaenge), um generell auf einen Dichtekontrast von  $0.5 \text{ gr/cm}^3$  an der Moho schliessen zu koennen. Ein Dichtekontrast dieser Groessenordnung waere aber notwendig, um die gemessenen Geschwindigkeiten und Dichten mit den  $V_p/\rho$  - Beziehungen problemlos in Einklang zu bringen.

Dagegen ist es durchaus moeglich, mit differenzierteren Lithosphaerenmodellen staerkere positive Schwereanomalien mit kuerzeren Wellenlaengen direkt unter den Zentralalpen zu erhalten. Die seismischen Daten von Panza und Mueller (1978), Baer (1979) und Panza et al. (1979) (vgl. auch Rybach et al., 1980) deuten

auf eine mächtige Lithosphäre unter den Alpen hin, welche sich sehr gut als der Ausdruck einer "Verschluckungszone" (vgl. Fig. 32a und Laubscher, 1970) deuten lässt. Aus verschiedenen seismischen Arbeiten (vgl. z.B. Nolet, 1976 und Miller et al., 1979) geht die Existenz von Schichten höherer Vp-Geschwindigkeiten innerhalb des obersten Mantels hervor, welche als Schichten erhöhter Dichte aufgefasst werden können. In einem ungestörten Lithosphärenblock ändert sich beim Auflösen des einschichtigen oberen Mantels in verschiedene Schichten unterschiedlicher Dichte nur die Gesamtschwere des ganzen Blocks. Im Falle einer Verschluckungszone können jedoch die ursprünglich horizontal gelegenen Schichten senkrecht gestellt werden (vgl. Fig. 32a). Damit ist es möglich, dass unter den Zentralalpen eine Mantelschicht hoher Dichte als relativ mächtig erscheint und damit auf engerem Raum als einschichtige LAG - Modelle (vgl. S. 106f) eine starke positive Schwereanomalie erzeugt. In diesem Falle wäre die relativ zur Krustenmächtigkeit zu wenig negative Bouguer-Schwere auf eine engbegrenzte, positive Schwerestörung des obersten Mantels entlang des Alpenkamms zurückzuführen. Leider fehlen zur Zeit genügend detaillierte Angaben über den Aufbau der Lithosphäre im Gebiet der Schweiz, um selbst ein einschichtiges, quantitativ verlässliches Schweremodell des oberen Mantels unter den Zentralalpen zu berechnen.

Neben den positiven Schwereeffekten eines differenzierten Lithosphärenmodells könnten auch allfällige, höher gelegene Krustenschichten erhöhter Dichte den hier angesprochenen Dichtekontrast an der Moho beeinflussen. Allerdings ändert sich durch Einfügen einer Krustenschicht leicht erhöhter Dichte im Sinne des Modells der Geotrasverse Basel - Chiasso (Fig. 7, vgl. auch Kahle et al., 1980 und Mueller et al., 1980) die Dichte des Krustenmaterials unterhalb 32 km nur unwesentlich, doch handelt es sich dabei um zweidimensionale Modelle. Aus der reduzierten Schwerekarte der Schweiz (Fig. 20) geht hervor, dass offenbar in den verschiedenen Gebieten innerhalb der oberen Kruste lokale Störungen mit grösseren Dichtekontrasten möglich sind.

Fuer ein besseres Verstaendnis des Aufbaus der Erdkruste in den Zentralalpen sind weitere seismisch-gravimetrische Untersuchungen notwendig. Verschiedene Probleme des Ablaufs der Alpenbildung lassen sich nur mit einem abgesicherten, detaillierten Modell der oberen Kruste loesen. Zu diesem Zweck sind jedoch zusaetzliche Refraktionsprofile und ausgedehnte reflexionsseismische Messungen im Jura, in der Molasse, im Aarmassiv, im Penninikum und in den Suedalpen noetig, wie aus den Untersuchungen der Schwereanomalien nach Abzug der Effekte der Molasse und des Ivrea-Koerpers sichtbar geworden ist. Gleichzeitig mit diesen seismischen Untersuchungen sind lokale Schwerevermessungen mit hoher Stationsdichte (z.B. im Tessin) angezeigt.



6. LITERATURVERZEICHNIS

=====

Abkuerzungen:

Schweiz.Min.Petr.Mitt. = SMPM

Pure and Applied Geophysics = Pageoph

- AHORNER, L. (1978): Horizontal compressive crustal stresses in Central Europe.  
In: Alps, Apennines and Hellenides; p.17 -19; CLOSS, H., ROEDER, D. and SCHMIDT, K. (eds.); Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1978.
- ALBERT, G. (1973): Die magnetische Anomalie der Ivreazone.  
J.Geophys., vol.40, p.283-301.
- 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): Ueber das Bewegungsbild von Faltengebirgen.  
Jb. k.k.geol.Reichanst., vol.56, p.539-622.
- ANGENHEISTER, G., BOEGEL, 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., BOEGEL, 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.

- 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.
- 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, Zuerich, Schweiz, 146 p.
- BALLARIN, S. (1963): The Gravity Field of Italy: Topographic Isostatic Anomaly Maps.  
Boll.Geodesia e Scienze Affini, vol.12, p.17-26.
- BERCKHEMER, H. (1969): Direct evidence for the composition of the lower crust and the Moho.  
Tectonophysics, vol. 8, p.97 - 105.
- BERTOLANI, M. (1968): La petrografia della Valle Strona (Alpi Occidentali Italiane).  
SMPM, vol.48/3, p.695-732.
- BHATTACHARYYA, B.K. (1978): Computer modeling in gravity and magnetic Interpretation.  
Geophysics, vol. 43, no. 5, p.912-929.
- 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.
- BORIANI, A. and SACCHI, R. (1973): Geology of the Junction between the Ivrea-Verbano and Strona-Ceneri Zones.  
Mem. Inst. Geol. Min. Uni. Padova, vol.28, p.3-36.

- CAGIENARD, P. (1980): Gravimetrische Untersuchung zur Tiefenstruktur des Aarmassivs.  
Diplomarbeit, Inst.f.Geophysik, ETH Zuerich, Schweiz.
- ČERMAK, 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.
- CHOU DHURY, 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.
- CORON, S. (1959): Grandes Variations de Pesanteur dans la Region des Alpes Occidentales.  
Comptes Rendus Acad.Sci. Paris, vol.248, p.3193-3195.
- CORON, S. (1963): Apercu Gravimetrique sur les Alpes Occidentales. In: Recherches Seismologique dans les Alpes Occidentales au moyen de grandes Explosions en 1956, 1958 et 1960; CLOSS, H. und LABROUSTE, Y. (eds.); Centre National de la Recherche Scientifique, p.2/31-37.
- DORMAN, L.R. and LEWIS, B. (1970): Experimental Isostasy:  
1. Theory of the determination of the Earth's isostatic response to a concentrated load.  
J. Geophys. Res., vol. 75, no. 17, p.3357 - 3366.
- 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.Techn.Hochschule, Zuerich, Schweiz.  
167 p.
- EMTER, D. (1971): Ergebnisse seismischer Untersuchungen der Erdkruste und des obersten Erdmantels in Suedwestdeutschland.  
Diss. Univ. Stuttgart, BRD, 108p.
- 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): Hoehenaenderungen 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.
- GARLAND, G.D. (1965): The Earth's shape and gravity.  
Pergamon, London, 183p.
- GASSMANN, F. (1962): Tabellen zur Geophysik.  
Herausg. Inst. f. Geophysik, ETH Zuerich, Schweiz.
- GERMAN RESEARCH GROUP FOR EXPLOSION SEISMOLOGY (Reporter: H.BERCKHEMER) (1968): Topographie des Ivreakoerpers, abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten.  
SMPM, vol. 48, p.235-246.

- GERKE, K. (1957): Die Karte der Bouguer - Isanomalien 1:1'000'000 von Westdeutschland.  
Angew. Geodaesie, Reihe B, vol.46, Teil I (Frankfurt a.M.).
- GEWERKSCHAFTEN BRIGITTA und ELWERATH Betriebsfuehrungsges.m.b.H. (BEB) (1979): Auf der Suche nach Erdgas und Erdoel in der Schweiz.  
Riethorst 12, D-3000 Hannover 51, BRD, 12 p.
- GIESE, P. (1968): Die Struktur der Erdkruste in Bereich der Ivrea-Zone.  
SMPM, vol.48, no.1, p.261 - 284.
- GIESE, P., PRODEHL, C. und STEIN, A. (eds.) (1976): Explosion Seismology in Central Europe.  
Springer-Verlag, Berlin, 429 p.
- GIESE, P. (1976): The Basic Features of Crustal Structure in Relation to the Main Geological Units.  
In: Explosion Seismology in Central Europe; GIESE, P., PRODEHL, C. und STEIN, A. (eds.); Springer-Verlag, Berlin, p.221-243.
- GOLDFLAM, P. (1979): Anwendung von Fourier-Reihen zur dreidimensionalen Interpretation gravimetrischer Daten.  
Hamburger Geophys. Einzelschriften, Reihe A, Heft 42, 65p.
- GOETZE, H.-J. (1976): Ein numerisches Verfahren zur Berechnung der gravimetrischen und magnetischen Feldgroessen fuer dreidimensionale Modellkoerper.  
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. and OLIVIER, R. (1980): Recent crustal movements in Switzerland and their geophysical interpretation.  
Tectonophysics, in press.

- GRANT, F.S. and WEST, G.F. (1965): Interpretation Theory in Applied Geophysics.  
Int. Ser. Earth Sciences. McGraw-Hill, New York, 583p.
- HARCKE, H. (1972): Die Struktur der Erdkruste im noerdlichen Alpenvorland - eine Synthese aus seismischen und gravimetrischen Daten.  
Diss. Univ. Karlsruhe, BRD, 67p.
- 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.
- HOLOPAINEN, E. (1947): On the Gravity Field and the Isostatic Structure of the Earth's Crust in the East Alps.  
Publ. Isostatic Inst. Helsinki, no. 16, 94p.
- HUNZIKER, J. (1978): The Ivrea-Verbano Zone: a Geochronological Overview of the Data until 1975.  
Mem. Sci. Geol. Univ. Padova, vol. 33, p. 258.
- HSU, K.J. (1979): Thin - skinned plate tectonics during neo-Alpine orogenesis.  
Amer. Journ. Science, vol. 279, p. 353-366.
- JEANRICHARD, F. (1975): Summary of Geodetic Studies of Recent Crustal Movements in Switzerland.  
Tectonophysics, vol. 29, p. 289-292.
- ILLIES, J.H. and GREINER, G. (1978): Rhinegraben and the Alpine System.  
Geol. Soc. Am. Bull., vol. 89, p. 770-782.
- KAHLE, H.-G., KLINGELE, E., MUELLER, ST. and EGLOFF, R. (1976a): Gravimetrie, Sprengseismik und Krustenmaechtigkeit 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. 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.
- 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,  
MOERNER, N.A. (ed.), John Wiley+Sons, New York, p. 377-388.
- KAMINSKI, W. and MENZEL, H. (1968): Zur Deutung der Schwereano-  
malie des Ivrea - Koerpers.  
SMPM, vol. 48, no. 1, p. 255-260.
- KLINGELE, E. (1972): Contribution a l'étude gravimétrique de la  
Suisse Romande et des régions avoisinantes.  
Matériaux pour la Géologie de la Suisse, Série Géophys.  
no. 15, 94p., Kummerly+Frey, Geographischer Verlag, Bern.
- 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. und OLIVIER, R. (1979): Schwerekarte der Schweiz  
(Bouguer-Anomalien). Carte gravimétrique de la Suisse  
(Anomalies de Bouguer). (Karte 4 der Geophysikalischen  
Landeskarten 1:500'000). Bundesamt fuer Landestopo-  
graphie, 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, in press.

- KLINGELE, E. (1979): Schwere-Karte der Schweiz, Isostatische Anomalien. (Karte 5 der Geophysikalischen Landeskarten 1:500'000). Bundesamt fuer Landestopographie, Wabern/Bern.
- KRUESI, H.R., BODMER, PH. und RYBACH, L. (1978): Sammlung, Kompilation und Interpretation geothermischer Daten in der Schweiz.  
Schlussbericht, Eidg. Amt f. Energiewirtschaft, Bern, Schweiz (unveroeffentlicht).
- LABHART, T.P. (1966): Mehrphasige Tektonik am Nordrand des Aar-massives.  
Eclogae geol. Helv., vol. 59, no.2, p.803 - 830.
- LAUBSCHER, H.P. (1970): Bewegung und Waerme in der alpinen Orogenese.  
SMPM, vol. 50/3, p.565-596.
- (1971): Das Alpen - Dinariden - Problem und die Palinspastik der suedlichen Tethys.  
Geol. Rundschau, vol. 60/3, p.813-833.
  - (1974): Basement Uplift and Décollement in the Molasse Basin.  
Eclogae Geol.Helv., vol.67/3, p.531-537.
- LEMCKE, E. (1973): Zur nachpermischen Geschichte des noerdlichen Alpenvorlandes.  
Geologica Bavar., vol.69, p.5-48.
- (1974): Vertikalbewegungen des vormesozoischen Sockels im noerdlichen Alpenvorland vom Perm bis zur Gegenwart.  
Eclogae Geol.Helv., vol.67/1, p.121-133.
- LEWIS, B. and DORMAN, L.R. (1970): Experimental Isostasy:  
2. An Isostatic Model for the USA derived from Gravity and topographic data.  
J. Geophys. Res., vol.75, no.17, p.3367- 3386.



- 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.), Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart, p.69 -71.
- MAKRIS, J. (1971): Aufbau der Kruste in den Ostalpen aus Schwere-messungen und die Ergebnisse 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.
- MILLER, H., GEBRANDE, H. und SCHMEDES, E. (1977): Ein verbessertes Strukturmodell fuer die Ostalpen, abgeleitet aus refraktionsseismischen Daten unter Beruecksichtigung des Alpen - Laengsprofils.  
Geol. Rundschau, vol. 66/2, p.289-308.
- MILLER, H., ANSORGE, J., ARIC, K. and PERRIER, G. (1978): Preliminary results of the lithospheric seismic Alpine Longitudinal profile 1975, from France to Hungary.  
In: CLOSS, H., ROEDER, D. and SCHMIDT, K. (eds.): Alps, Apennines and Hellenides. Schweizerbart, Stuttgart, p. 33 - 39.

- 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.
- MORELLI, C. et al. (1971): The International Gravity standardization net 1971 (I.G.S.N. 71).  
IAG Spec. Publ. No. 4, 194 pp.
- MOERNER, N.-A. (1980): The Fennoscandian uplift: Geological data and their geodynamical implication.  
In: MOERNER, N.-A. (ed.): Earth, Rheology, Isostasy and Eustasy, John Wiley+Sons, New York, p.251-284.
- 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. 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. 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.
- 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., 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.

- NEUGEBAUER, H.J., BROETZ, 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-geodaetische 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.
- OTTINGER, T. (1976): Der Aufbau der Erdkruste unter dem schweizerischen Teil des refraktionsseismischen Alpenlaengsprofils von 1975.  
Diplomarbeit, Inst. f. Geophysik, ETH Zuerich, Schweiz.
- 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.
- PAVONI, N. (1976): Herdmechanismen von Erdbeben und regional-tektonisches Spannungsfeld im Bereich der Geotraverse Basel - Chiasso.  
SMPM, vol. 56, no. 3, p. 697-702.
- PERRIER, G. (1980): La structure des Alpes occidentales déduite des données géophysiques.  
Eclogae Geol. Helv., vol. 73, no. 2, p. 407-424.

- PRODEHL, C. (1965): Struktur der tieferen Erdkruste in Suedbayern und laengs eines Querprofils durch die Ostalpen, abgeleitet aus refraktionsseismischen Messungen bis 1964. Boll.Geof.Teor.ed Appl., vol.25, p.35-88.
- RYBACH, L. (1978): The relationship between seismic velocity and radioactive heat production in crustal rocks: an exponential law. Pageoph, vol.117, p.75-82.
- RYBACH, L., BUECHI, U.P., BODMER, PH. und KRUESI, H.R. (1980): Die Tiefengrundwaesser des schweizerischen Mittellandes aus geothermischer Sicht. Eclogae Geol.Helv., vol.73/1, p.293-310.
- 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.
- SCHMID, R. (1967): Zur Petrographie und Struktur der Zone Ivrea-Verbano zwischen Valle d'Ossola und Val Grande (Prov. Novara, Italien). SMPM, vol. 47/2, p.935-1117.
- SCHMID, R. (1968): Excursion guide for the Valle d'Ossola section of the Ivrea-Verbano Zone. (Geologische Uebersichtsskizze der Gegend nordwestlich des Lago Maggiore) SMPM, vol. 48/1, p.305-313.
- SCHOELER, W. (1976): Die Krustenstruktur der Ostalpen nach Ergebnissen gravimetrischer Untersuchungen unter besonderer Beruecksichtigung des gemessenen Vertikalgradienten. Diss. Techn.Univ. Clausthal, BRD, 105 p.
- SCHWENDENER, H. (1978): Magnetische und seismische Messungen an Gesteinen der Zone Ivrea-Verbano und Strona-Ceneri. Diplomarbeit, Inst.f.Geophysik, ETH Zuerich, Schweiz.

- SPICHER, A. (1972): Tektonische Karte der Schweiz (1:500'000)  
Herausgegeben von der Schweiz. Geologischen Kommission,  
Basel, Schweiz.
- SPRECHER, CH. (1976): Die Struktur des oberen Erdmantels in Zentral-  
europa aus Dispersionsmessungen an Rayleigh - Wellen.  
Diss. Nr.5864, Eidg.Techn.Hochschule Zuerich, Schweiz,  
155 p.
- STECK, A. et TIECHE, J.-C. (1976): Carte géologique de l'antiforme  
péridotitique de Finero avec des observations sur les  
phases de déformation et de récrystallisation.  
SMPM, vol. 56/3, p.501-512.
- TALWANI, M. and EWING, M. (1960): Rapid computation of gravi-  
tational attraction of three-dimensional bodies of arbi-  
trary shape.  
Geophysics, vol.25, no.1, p.203-225.
- TALWANI, M., SUTTON, G.H. and WORZEL, J.L. (1959a): A Crustal Section  
across the Puerto Rico Trench.  
J.Geophys.Res., vol. 64, no.10, p. 1545-1555.
- TALWANI, M., WORZEL, J.L. and LANDISMAN, M. (1959b): Rapid gravity  
computations for two - dimensional bodies with appli-  
cations to the Mendocino Submarine Fracture zone.  
J.Geophys.Res., vol.64, no.1, p.49-59.
- THOUVENOT, F. (1976): Sondages sismiques profonds Alpes 75. Pre-  
miers résultats sur la structure de la lithosphère entre  
les massifs du Revard et du Gotthard. Thèse de Diplôme  
Inst. de Physique du Globe, Univ. de Strasbourg, France.
- TRUEMPY, 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.

- VAN BEMMELEN, R.W. (1973): Geodynamic models for the Alpine type of orogeny.  
Tectonophysics, vol.18, p.33-79.
- VECCHIA, O. (1968): La zone Cuneo-Ivrea-Locarno, element fondamental des Alpes: Geophysique et Geologie.  
SMPM, vol.48, no.1, p.215-227.
- VENING MEINESZ, F.A. (1931): Une nouvelle méthode pour la réduction isostatique régionale de l'intensité de la pesanteur.  
Bull.Geodésique, vol. 29. p.33-51.
- VENING MEINESZ, F.A. (1939): Tables fondamentales pour la réduction isostatique régionale.  
Bull.Geod., vol. 63, p. 711-719.
- VYSKOCIL, V. (1978): On the problem of constructing density models of the lithosphere.  
Studia geoph. et geod. , vol. 22, p.402 -410.
- WAGNER, G.A., REIMER, G.M. and JAEGER, E. (1977): Cooling ages derived by Apatite Fission-track, Mica Rb-Sr and K-Ar dating: The uplift and cooling history of the Central Alps.  
Mem.Ist.Geol.Min.Univ.Padova, vol. 30, p.1-27 .
- WAGNER, J.-J. (1970): Elaboration d'une carte d'anomalie de Bouguer. Matériaux pour la Géologie de la Suisse, Serie Geophys., no.9, 92p., Kummerly+Frey, Geographischer Verlag, Bern.
- WALCOTT, R.I. (1970): Flexure of the Lithosphere at Hawaii.  
Tectonophysics, vol. 9, p. 435-446.
- WEHEBRINK, F. (1968): Auswertung der reflexionsseismischen Messungen Lago Bianco 1964.  
Diplomarbeit, Geophys.Inst., Univ.Hamburg, BRD, 48p.

WERNER, D., KOEPEL, V., HAENNY, R. and RYBACH, L. (1976): Cooling models for the Lepontine area (Central Swiss Alps). SMPM, vol.56, no.3, p.661-667.

WERNER, D. (1980): A geothermic method for the reconstruction of the uplift history of a mountain range, applied to the Central Alps.  
Geol. Rundschau, in press.

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.

WOOLLARD, G.P. (1959): Crustal structure from gravity and seismic measurements.

J. Geophys. Res., vol. 64, no.10, p.1521-1544.

- (1969): Regional variations in gravity.  
Geophysical Monograph 13, American Geophysical Union, p.302-341.
- (1970): Evaluation of the isostatic mechanism and role of mineralogic transformations from seismic and gravity data.  
Phys.Earth Plan.Int., vol.3, p.484-493.
- (1975): Regional changes in gravity and their relation to crustal parameters.  
Bureau Gravimetrique Int., Bull.d'Information, vol.36, p.106-110.

ZUERCHER, J. (1971): Seismische Untersuchungen im Walenseegebiet; inklusive geologische Korrelationsprofile.  
Diplomarbeit, Inst.f.Geophysik, ETH Zuerich, Schweiz.

ANHANG:

Kurzbeschreibung der in dieser Arbeit verwendeten  
Rechenprogramme zur Interpretation und Darstel -  
lung von Schweredaten

-----

1. Zweidimensionale Strukturen

=====

Die Rechenprogramme, welche 2D-Strukturen erfassen  
koennen, dienen im wesentlichen einer ersten Abschaet-  
zung von Stoerkoerper-Dimensionen. Als Stoerkoerper wer-  
den im Folgenden alle jene Gesteinsformationen be -  
zeichnet, welche in ihren Dichten vom normalen Wert  
abweichen und dadurch eine Schwereanomalie hervorrufen.

Der Vorteil von zweidimensionalen Modellrechnungen liegt  
im geringen Aufwand, was Rechenzeit und Eingabedaten  
der Stoerkoerper anbelangt, bei einer fuer viele Anwen-  
dungen guten Genauigkeit. Die erzielte Aufloesung von  
2D-Interpretationen ist fuer Faelle mit geringer Mess-  
punktdichte, bei Schwereprofilen und bei wenigen zu -  
saetzlichen Informationen ueber den Stoerkoerper ge -  
nuegend und liegt im Bereich der 3D-Auswerteverfahren  
mittels tabellierten charakteristischen Werten (Bsp.  
Halbwertsbreiten) von Anomalien fuer spezielle Stoer -  
koerperformen.

1.1 Programm PROFIL

-----

Heraussuchen und Interpolieren von Messwerten aus einer  
Schwerekarte und Zusammenstellen eines Profils. Dar -  
stellung der Daten in einer Zeichnung (PLOT). Mit diesem



Programm wurden die Schwereprofile der Geotraverse Basel-Chiasso und der Westtraverse (vgl. Fig.17 und Fig.19) gezeichnet.

Programmiersprache: FORTRAN.

Autor: Dr. E. Klingelé, Inst. f. Geophysik, ETH Zuerich.

### 1.2 Programm GRAV3

-----

Problem: Reduktion der Bouguer-Schweren in den Messpunkten an der Erdoberflaeche auf ein mittleres Hoehenniveau des Schwereprofils.

Methode: Durch den Vergleich der Schwereanomalie mit der Topographie entlang dem Profil werden die durch die Topographie hervorgerufenen Anomalien bestimmt. Zur Korrektur des Schwereprofils auf ein mittleres Hoehenniveau wird fuer jeden Messpunkt der lokale Vertikalgradient (bestehend aus einem konstanten Anteil fuer die normalisierte Erde und einem variablen Anteil bezogen auf das gemessene Stoerpotential) berechnet.

Programmiersprache: FORTRAN.

Literatur: HENDERSON, R.G. and CORDELL, L. (1971): Reduction of unevenly spaced potential field data to a horizontal plane by means of finite harmonic series.

Geophysics, vol. 36, no. 5, p.856-866.

### 1.3 Programm TDGPLO

-----

Problem: Berechnung der Schwerewirkung von zweidimensionalen Stoerkoerpern unendlicher Ausdehnung.

Methode (vgl. Talwani et. al, 1959): Die Stoerkoerper muessen einen Querschnitt von der Form eines Polygons aufweisen. Die Schwerewirkung wird in einem Profil senkrecht zur unendlichen Ausdehnung der Koerper berechnet. Jeder Koerper besitzt einen konstanten Dichtekontrast gegenueber seiner Umgebung. Es wird ein PLOT der Stoerkoerper und der Schwereanomalie erstellt.

Programmiersprache: FORTRAN.

Literatur: TALWANI, M., WORZEL, J.L. and LANDISMAN, M. (1959):  
Rapid gravity computation for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone.  
J. Geophys. Res., vol. 64, no. 1, p. 49-59.

## 2. Dreidimensionale Strukturen

=====

Die Verwendung von Rechenprogrammen, welche dreidimensionale Stoerkoerper erfassen koennen, ist vor allem bei komplizierten Koerpern angebracht, welche bis an die Erdoberflaeche reichen und/oder deren Ausdehnungen in verschiedenen Richtungen durch andere geophysikalische oder geologische Daten bekannt sind.

Lange, duenne Stoerkoerper nahe der Erdoberflaeche koennen mit geringen Fehlern zweidimensional betrachtet werden, waehrend die gleichen, aber tiefliegenden Koerper besser dreidimensional erfasst werden sollten. Aus diesem Grund sind die 2D- Modelle der Alpen traversen (vgl. Fig. 17 ) nur erste Abschaetzungen der Krustenstrukturen in groesseren Tiefen. Oft ist es selbst bei Interpretationen von oberflaechennahen

Stoerkoerpern mit Schwereprofilen von Vorteil, mit dreidimensionalen Koerpern zu rechnen (Bsp. Schwere-Modelle der quartaeren Sedimente in den Alpentaelern), doch sollte den differenzierten 3D-Modellen im Normalfall eine flaechenmaessig erfasste Schwereanomalie zugrunde liegen. Bei tiefreichenden 3D-Modellen der Erdkruste ist in vermehrtem Masse verglichen mit den 2D-Interpretationen auf das Problem der Randeffekte zu achten.

Obwohl mit Hilfe des Programms INTERPOL die gemessenen Schwerewerte in Netzknoten von regelmaessigen Abstaenden berechnet werden koennen (vgl. auch Anwendung von Filtermethoden), sind praktisch alle 3D - Interpretationsprogramme in der Lage, die Schwere - wirkung der Stoerkoerper in beliebigen Aufpunkten zu berechnen. Bei oberflaechennahen Stoerkoerpern kann es fuer die gewuenschte Genauigkeit eine Rolle spielen, ob der Schwereeffekt im Messpunkt selbst oder im darunterliegenden Referenzpunkt auf dem Reduktionsniveau berechnet wird. Ueber eine nachfolgende Interpolation sind die Modellschwereanomalien ebenfalls mit automatisierten Verfahren in Form von Schwerekarten darstellbar, ohne dass das Modell allfaellige Interpolationsfehler enthalten wuerde.

## 2.1 Programm INTERPOL

-----

Die Schwerestationen sind im Normalfall beliebig ueber ein Gebiet verstreut. Fuer die Anwendung von Filtern oder die automatisierte Darstellung (PLOT) der Schwerewerte in Form einer Schwerekarte ist jedoch die Kenntnis der Schwerewerte in Netzknoten von regelmaessigen Abstaenden ueber das ganze Untersuchungsgebiet noetig. Zu diesem Zweck

werden in diesem Programm die gemessenen Schwerewerte in Netzpunkten (frei wählbare Maschenweite) interpoliert. Die Interpolationsgenauigkeit kann vorgegeben und fuer jeden Punkt kontrolliert werden.

Autor: Dr.E.Klingelé, Inst. f. Geophysik, ETH Zuerich.

## 2.2 Programm Paapa

-----

Das Programm berechnet mit Hilfe der in Rasterpunkten eingegebenen Schwerewerte die Lage der Linien gleicher Schwere. Es wird eine Zeichnung der Schwereanomalie in Form eines Isolinienplanes auf einem topographischen Hintergrund erstellt.

Alle in dieser Arbeit abgebildeten Schwerekarten sind mit Hilfe dieses und des oben genannten Programms INTERPOL gezeichnet worden.

Autor: Dr.E.Klingelé, Inst.f.Geophysik, ETH Zuerich.

## 2.3 Programme GRAV1, PRISM und MOD3D

-----

Problem: Berechnung der Schwerewirkung eines Stoerkoerpers, der naeherungsweise durch eine Anzahl von Quadern ersetzt werden kann.

Methode: Fuer die Schwerewirkung eines einzelnen Quaders mit konstanter Dichte kann eine analytische Loesung gefunden werden ( Jung , 1961 ). Die drei Programme unterscheiden sich nur in der Art der Eingabe der Modellkoerper (alle Quader parallel oder von beliebiger Orientierung), der Lage der Aufpunkte (Netzpunkte oder beliebig verstreut) und in der Form der Ausgabe (Schwerewerte in Punkten oder PLOT der Schwereanomalie). Falls der gesuchte Stoerkoerper mit grosser Wahrscheinlichkeit eine entfernte Aehnlichkeit mit einem Quader

besitzt, sind diese Programme wegen des relativ geringen Aufwands (Eingabe und Rechenkosten) sehr guenstig. Die Annaeherung von komplizierten Stoerkoerpern durch eine Vielzahl von verschiedenen Quadern kann jedoch nicht nur aufwendig, sondern auch ungenau sein. Alle drei Programme basieren auf dem Modell der flachen Erde.

Programmiersprache: FORTRAN.

Literatur: JUNG, K. (1961): Schwerkraftverfahren in der Angewandten Geophysik. Geophys. Monographien, Bd. 2, Akademische Verlagsgesellschaft Geest und Portig, Leipzig.

#### 2.4 Programm BGPOLY

-----

Problem: Berechnung der Schwerewirkung eines Stoerkoerpers von beliebiger Form und variabler Dichte, dessen Umrisse durch Hoehenlinien bekannt sind.

Methode: Die Hoehenlinien, welche den Koerper umschliesen, werden durch Polygone ersetzt. In jedem beliebigen Aufpunkt kann die Schwerewirkung fuer jedes dieser Polygone (Prismen mit dem polygonalen Querschnitt und von einer Einheitshoehe) bestimmt werden. Man erhaelt so fuer jeden Aufpunkt eine Reihe von diskreten Werten entsprechend der Reihe der eingegebenen Hoehenlinien. Jeder dieser Werte gibt die Wirkung einer infinitesimal duennen Scheibe mit der entsprechenden Hoehenlinie als Umrandung in der dazugehoerigen Tiefewieder. Bei der numerischen Integration ueber den ganzen Tiefenbereich des Stoerkoerpers ist man vor das Problem gestellt, wie man aus den bekannten Wirkungen der Hoehenlinien die Effekte der da -

zwischenliegenden Schichten interpoliert. Im Programm werden die Schwerewerte aus zwei verschiedenen Interpolationsverfahren miteinander verglichen. Aus der Differenz sind Rueckschluesse auf die Modellgenauigkeit moeglich. Die Rechengenauigkeit haengt im wesentlichen vom Verhaeltnis zwischen dem mittleren Hoehendifferenz unter den naechstgelegenen Hoehenlinien des Stoerkoerpers und der Distanz zum Aufpunkt ab. Der Aufwand bei der Digitalisierung des Stoerkoerpers ist deshalb bei genauen Modellrechnungen recht gross. Fuer Schweremodelle von Sediment-Troegen ist die Moeglichkeit, fuer jede Hoehenlinie eine andere Dichte eingeben zu koennen, von Vorteil. Allerdings beschraenkt sich die Rechenart auf das Modell der flachen Erde. Mit diesem Programm wurde die Schwerewirkung der Sedimente in der Magadino-Ebene berechnet.

Programmiersprache: FORTRAN.

Literatur: TALWANI, M. and EWING, M. (1960): Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape. Geophysics, vol. 25, no. 1, p. 203-225.

## 2.5 Programm POLYEDER

-----

Problem: Annaeherung beobachteter Schwereanomalien durch Modellrechnungen unter Zugrundelegung von dreidimensionalen Stoerkoerpern in der Lithosphaere. Die Eingabe der Koerper muss in Punkten erfolgen und punktweise geaendert werden koennen, da seismische und geologische Informationen meistens in Form von punktuellen Angaben ueber die fraglichen Gesteinsserien vorliegen.

Methode: Die Stoerkoerper sind in Form und Groesse beliebig; einzige Bedingung ist: die Grenzflaechen muessen Drei-

ecke sein. Es besteht die Moeglichkeit der sphaerischen Berechnung unter Vorgabe des Erdmodells als Kugel oder als Sphaeroid. Die Methode wurde von Goetze (1978) entwickelt und beruht auf der Berechnung des Schwereflusses durch die Grenzflaechen des Stoerkoerpers. Das Programm wurde zur Berechnung von verschiedenen Objekten im Gebiet der Schweizer Alpen eingesetzt (vgl. Modell des Ivrea-Koerpers, Fig. 19) und hat sich vor allem in der Anwendung bei Problemen mit einer groesseren Zahl von zusaetzlichen seismischen und geologischen Angaben bewaehrt.

Um den Nachteil des grossen Arbeitsaufwandes bei der Eingabe der Stoerkoerper aufzuheben, wurde ein Programm INPOLY geschrieben, welches aus einer endlichen Punktmenge die Stoerkoerperflaechen bestimmt. Damit ist auch die Moeglichkeit der Darstellung des Modell-Koerpers durch bestehende Programme der Gruppe Gravimetrie am Institut fuer Geophysik der ETH Zuerich gegeben.

Programmiersprache: FORTRAN.

Literatur: GOETZE, H.-J. (1978): Ein numerisches Verfahren zur Berechnung der gravimetrischen Feldgruessen dreidimensionaler Modellkoerper. Arch.Met.Geoph.Biokl., Ser.A.,vol. 27 , p. 195-215.

## 2.6 Programm ERDKUG

-----

Problem: Die Schwerewirkung von tiefliegenden ( $20 \text{ km} \leq z \leq 2000 \text{ km}$ ), ausgedehnten Stoerkoerpern ist unter Beruecksichtigung der Konvergenz der Erdradien zu berechnen.

Methode: Die von Kukkamaeki (1955) entwickelte Methode zur raschen und genauen Berechnung von topographischen und isostatischen Reduktionen kann sehr gut auf tieflie-

gende Stoerkoerper angewandt werden. Die Erde wird dabei durch eine Kugel mit gleichem Volumen wie das Erdrotationsellipsoid (gemaess Definition der Normalschwere) ersetzt, doch wuerde das gleiche Verfahren auch fuer ein elliptisches Erdmodell gelten. Die Aufteilung der Stoermassen (Eingabe in Kugelkoordinaten) in einfach zu behandelnde Massenelemente, welche ihrerseits durch Massenlinien ersetzt werden, ist ohne Rechenfehler moeglich, wenn die Oberkante der Stoerkoerper mehr als 10 km von der Erdoberflaeche und damit von den Aufpunkten entfernt ist. Das Programm eignet sich dank relativ geringem Aufwand bei einer ausreichenden Genauigkeit gut fuer die 3D - Modellrechnung an Stoerkoerpern ab einer Tiefe von ca. 20 km unter der Erdoberflaeche. Die Konvergenz der Erdradien spielt jedoch erst bei Dichtekontrasten in mindestens 200 km Tiefe eine groessere Rolle. Die Schweremodelle der Lithosphaere wurden mit diesem Programm gerechnet.

Programmiersprache: FORTRAN.

Literatur: KUKKAMAEGI, T.J. (1955): Gravimetric reductions with electric computers.  
Ann.Acad.Sci.Fennicae, Bd.A III, vol. 42, p.3-9.

## 2.7 Programm KRUSTE

-----

Problem: Berechnung der Schwere von Stoerkoerpern im Krustenbereich ( $3\text{km} \leq z \leq 40\text{ km}$ ) mit geringem Eingabeaufwand und unter Beruecksichtigung der Erdkruemung.

Methode: Die Stoerkoerper werden abschnittsweise durch massenbelegte Kugelflaechen ersetzt. Vyskočil und Burda (1976) entwickelten den entsprechenden Ausdruck fuer die Schwerewirkung in eine Reihe und fanden eine Naeh-



rungsloesung, welche allerdings nur fuer Tiefen der massenbelegten Kugelflaechenelemente zwischen 3 km und 40 km stabil ist. Das Programm eignet sich gut fuer gross-raeumige Untersuchungen von Krustenstrukturen.

Programmiersprache: FORTRAN.

Literatur: VYSKOČIL, V. and BURDA, M. (1976): On the computation of the gravitational effect of three-dimensional density models of the earth's crust.  
Studia geoph. et geod., vol.20, p.213- 218.

**Seite Leer /  
Blank leaf**

Herrn Prof. Dr. St. Mueller moechte ich meinen herzlichen Dank fuer die Anregung zu dieser Arbeit und die persoenliche Betreuung ausdruecken. Herrn Prof. Dr. W. Lowrie danke ich fuer sein reges und kritisches Interesse.

Den Herren Prof. Dr. H.-G. Kahle und Dr. E. Klingelé fuehle ich mich nicht nur fuer die Ueberlassung von Daten und Rechenprogrammen , sondern auch fuer die vielfaeltigen Anregungen und die stetige Unterstuetzung im praktischen wie auch im theoretischen Teil der Arbeit aufrichtig verpflichtet.

Mein herzlicher Dank gilt allen Mitarbeitern am Institut fuer Geophysik der ETH Zuerich, die mich auf die verschiedensten Arten unterstuetzt und damit ganz wesentlich zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

Indem ich ihr diese Arbeit widme, moechte ich meiner Frau Irène fuer ihr liebevolles Verstaen- nis und ihre Mitarbeit danken.

**Seite Leer /  
Blank leaf**

## Lebenslauf

=====

Eduard H. Kissling

Geboren am 7. August 1953 in Zuerich als Sohn des  
Ingenieurs Heinz L. Kissling und seiner Ehefrau  
Esther, geb. Trueb.

Ich bin seit September 1977 verheiratet mit Irène  
Fischer.

### Schulen:

1960-1966 Primarschule in Wallisellen (ZH). 1966-  
1972 Gymnasium an der Kantonsschule Zuercher Ober-  
land in Wetzikon. Maturitaetspruefung Typus A im  
Herbst 1972.

### Studiengang:

1972-1976 Studium der Naturwissenschaften an der  
Eidgenoessischen Technischen Hochschule (ETH) in  
Zuerich. April 1976 Diplompruefung in Geophysik.  
Thema der Diplomarbeit: Radiometrische Untersu -  
chungen im Rotondogranit.

Seit 1977 Assistent am Institut fuer Geophysik der  
ETH Zuerich.

Zuerich, den 20. Juni 1980.

