

Die Struktur der Erdkruste im Bereich der Ivrea-Zone : ein Vergleich verschiedener seismischer Interpretationen und der Versuch einer petrographisch-geologischen Deutung

Autor(en): **Giese, P.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen
= Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **48 (1968)**

Heft 1: **Symposium "Zone Ivrea-Verbano"**

PDF erstellt am: **27.04.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-37770>

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

Die Struktur der Erdkruste im Bereich der Ivrea-Zone

Ein Vergleich verschiedener seismischer Interpretationen und der Versuch einer petrographisch-geologischen Deutung *)

Von *P. Giese* (Berlin) **)

Mit 13 Figuren im Text

Zusammenfassung

In den Westalpen sind in den Jahren zwischen 1956 und 1967 umfangreiche refraktionsseismische Messungen durchgeführt worden. Hierbei stand das am Innenrand des Westalpenbogens gelegene Schwerehoch von Ivrea im Vordergrund der Untersuchungen.

Den Interpretationsergebnissen refraktionsseismischer Messungen haftet eine gewisse Fehlerbreite an, deren Grösse unterschiedlich ist. Recht sicher lässt sich die Tiefe des Geschwindigkeitsintervalls zwischen 7,8 und 8,2 km/s bestimmen (5—8%). Einen grösseren Fehler weist aber die Breite einer wahrscheinlichen Übergangszone zwischen Kruste und Mantel auf (8—12%). Die Existenz einer intensiveren Geschwindigkeitsinversion lässt sich in den Beobachtungen mit Sicherheit erkennen, doch unterschiedlich wird ihre Intensität angesehen.

In den Westalpen weist die untere sialische Kruste eine deutliche Geschwindigkeitsinversion auf. Diese Zone geringerer Geschwindigkeit erstreckt sich von Westen her auch noch unter den Schwerekörper von Ivrea und sie verschwindet erst östlich des Schwerehochs unter der westlichen Po-Ebene (Fig. 7).

Auf Grund der seismischen Ergebnisse und petrologischer Überlegungen wird der Schluss gezogen, dass im Bereich des Schwerehochs zwischen den basischen Gesteinen des Ivrea-Körpers und dem oberen Erdmantel wieder saure Gesteine liegen, die wegen der hier auftretenden starken Geschwindigkeitsverringering wenigstens teilweise geschmolzen sein müssen. Auf der Ostseite gehen die basischen Gesteine des Ivrea-Körpers unmittelbar in den Grenzbereich Kruste/Mantel und in den oberen Mantel über.

Die Ivrea-Zone liegt an der internen Seite der Insubrischen Linie, der geologischen Trennungslinie zwischen den Zentral-Alpen und den Südalpen. Während der alpinen Orogenese ist der Südalpen/Po-Ebenen-Block auf die sialische Kruste des externen Miogeosynklinalbereiches überschoben worden. Infolge der Bewegung ist die Stirn dieser

*) Gemeinschaftsarbeiten der deutschen geophysikalischen Institute im Rahmen der Schwerpunktprogramme der Deutschen Forschungsgemeinschaft „Geophysikalische Erforschung des tieferen Untergrundes in Mitteleuropa“ und „Unternehmen Erdmantel“, Beitrag Nr. 68.

**) Priv.-Doz. Dr. P. Giese, Institut für Meteorologie und Geophysik der Freien Universität Berlin, 1 Berlin 33, Podbielskiallee 62.

„Decke“ aufgerichtet worden und die Gesteine der unteren Kruste und des Übergangsbereiches Kruste/Mantel sind an die Oberfläche gekommen und bilden die heutige Ivrea-Zone.

Summary

During the period from 1956 to 1967 the crust of the Western Alps has been investigated by seismic refraction work. The steep gravity high of Ivrea, situated at the inner arc of the Western Alps, was an object of intensive seismic measurements.

The problem of velocity-depth determination is discussed. For depth in the velocity range of 7.8—8.2 km/s the error of calculation is small (about 5—8%). The determination of the width of a possible transition zone between the crust and the mantle is rather complicated, and therefore corresponding values vary from 0—10 km published by different authors. The existence of distinct low velocity layers inside the crust can be stated with certainty from travel-time graphs. But the intensity of such an inversion of velocity depends on the width calculated for the crust/mantle transition.

In the Western Alps there is an intensive low velocity layer which extends under the body of Ivrea too. But on the eastern side of the gravity high (Po-plain) the basic material of the Ivrea-body has a link to the transition zone between the crust and mantle. The low velocity layer of the Western Alps diminishes under the western Po-plain (fig. 7).

From these seismic results, and from petrological considerations, the conclusion is drawn that in the area of the gravity high, between the basic rocks of the Ivrea-body and the upper mantle, sialic rocks must exist. The very intensive low velocity under the Ivrea body forces to the assumption of partly molten sialic rocks.

The zone of Ivrea is situated at the internal side of the Insubric Line, which separates the Central Alps from the Southern Alps. By the Alpine orogenic movements the whole crust of the Southern Alps/Po-plain block was thrust over sialic rocks of the external miogeosyncline. The frontal region of this “nappe” was straightened up by the tectonic process, and the deep seated rocks of the lower crust and the transition zone between the crust and the mantle are exposed today in the zone of Ivrea-Verbano.

Einleitung

Die Erforschung der Erdkruste und des oberen Erdmantels stützt sich im wesentlichen auf seismische Messungen. Wenn auch die Messtechnik im Prinzip recht einfach ist, so bereitet doch die Interpretation des Beobachtungsmaterials gewisse Schwierigkeiten, und damit haftet dem Ergebnis zwangsläufig eine gewisse Unsicherheit an, die aber für die verschiedenen Tiefenbereiche unterschiedlich ist. Im ersten Teil der vorliegenden Arbeit wird dieses Problem diskutiert. Anschliessend wird die prinzipielle Krustenstruktur der Westalpen einschliesslich der Ivrea-Zone beschrieben werden. Im zweiten Teil werden die geophysikalischen Ergebnisse petrographisch-geologisch interpretiert.

Ergebnisse der geophysikalischen Messungen

Vorbemerkungen

Der erste Schritt der Interpretation refraktionsseismischer Messungen besteht darin, dass in einem sog. Laufzeitdiagramm (Weg-Laufzeit-Darstellung) die Einsatzzeiten der auf verschiedenen Wegen gelaufenen Wellen durch Lauf-

zeitkurven miteinander verbunden werden. Diese Korrelation wäre einfach, wenn die Erdkruste nur aus wenigen Schichten, die sich über weite horizontale Entfernungen erstrecken, aufbauen würde. Die Erdkruste ist aber vielmehr einem Scherbenhaufen vergleichbar, und dementsprechend zeigt das Beobachtungsmaterial eine Fülle von Einzelheiten. Um zu vergleichbaren Resultaten zu kommen, ist es erforderlich, dass kleine lokale Inhomogenitäten vom Durchmesser einiger km vorerst vernachlässigt werden, um die allgemeine vertikale Struktur der Erdkruste herausarbeiten zu können. Diese begrenzte „Homogenisierung“ ist auch deshalb erforderlich, da die gegenwärtige Messpunktdichte noch zu gering ist. Bei einer vergleichenden und einheitlichen Bearbeitung aller refraktionsseismischen Messungen in den Alpen (CHOUDHURY, GIESE, DE VISINTINI, 1967) hat sich gezeigt, dass 3 bzw. 4 Laufzeitkurven auf allen Profilen auftreten, d. h. mit dieser begrenzten Zahl von Laufzeitkurven lässt sich bereits ein grobes Strukturbild der Erdkruste der Alpen geben. Es sei bemerkt, dass dieselben Kurven auch im nördlichen und westlichen ausser-alpinen Vorland auftreten (GIESE, 1966a, b). Es handelt sich um folgende Laufzeitäste:

1. Kurve a oder P_g .

Diese Welle breitet sich in der Erdkruste aus und kann in einzelne Äste aufgespalten sein.

2. Kurve c oder P_M .

Diese Welle dringt bis zum Grenzbereich Kruste/Mantel ein.

3. Kurve d oder P_n .

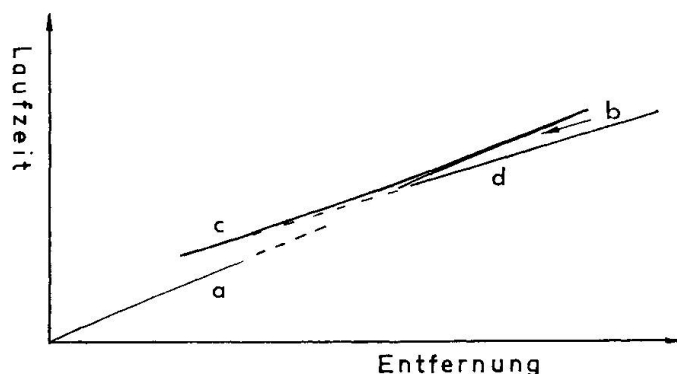
Diese Welle breitet sich im oberen Mantel aus.

4. Kurve b.

Unter gewissen Umständen spaltet sich von der Kurve c noch eine gesonderte Kurve b ab. Die entsprechenden Wellen geben Auskunft über die unterste Kruste.

Fig. 1 zeigt ein schematisches Laufzeitdiagramm der Kurven a, b, c und d.

Fig. 1. Prinzipielles Laufzeitdiagramm der Refraktionsseismik, wie es sich aus den Beobachtungen im nördlichen und westlichen Alpenvorland und auch in den Alpen (mit Ausnahme der Ivrea-Zone) ergibt. Im Bereich zwischen den Kurven a und b bzw. c gibt es noch weitere Kurven, doch sind diese lokal recht unterschiedlich.



Im nächsten Schritt müssen diese Entfernungs-Zeit-Werte in Geschwindigkeits-Tiefen-Werte umgewandelt werden, d. h. es muss die maximale Eindringtiefe der verschiedenen Strahlen berechnet werden. Dem in Fig. 1 dargestellten Laufzeitdiagramm entspricht als 1. Näherung ein Krustenmodell, wie es Fig. 2 zeigt. In diesem Modell erscheint die Grenze Kruste/Mantel als Diskontinuität 1. Ordnung (sprunghafte Zunahme der Geschwindigkeit), da in der Ableitung der Auswerteformeln diese Voraussetzung bereits enthalten war. Bei genauerer Betrachtung an gutem Beobachtungsmaterial zeigt sich jedoch, dass diese 1. Näherung das Messmaterial nur schlecht beschreibt (GIESE u. DE VISINTINI, 1964; GIESE, 1966a, b; MEISSNER, 1966). Die in Fig. 3 wiedergegebene Funktion vermag die beobachteten Daten wesentlich besser zu beschreiben. Hierin ist die sprunghafte Zunahme der Geschwindigkeit durch einen allmählichen Übergang ersetzt worden. Ausserdem ist in der unteren Kruste eine Geschwindigkeitsinversion enthalten. Wechseln kann die Mächtigkeit der Übergangszone, und auch die „Intensität“ der Geschwindigkeitsinversion ist unterschiedlich, doch bleibt die dargestellte Form erhalten (GIESE, 1966a, b). Zur Ermittlung dieser allgemeinen Form sind natürlich mehr Daten erforderlich als für die Lösung der 1. Näherung (Fig. 1). So stellt sich die Frage, welche Teile der Geschwindigkeit-Tiefen-Funktion sind auf jeden Fall als sicher zu betrachten und welche Teile sind unsicher.

Einen relativ geringen Fehler (5—8%) weisen die Tiefen der Geschwindigkeitswerte um 7,7—8,5 km/s auf, also der untere Bereich der Übergangszone, der in klassischer Ausdrucksweise als Mohorovičić-Diskontinuität bezeichnet wird. Auch bei Verwendung der Formeln für die 1. Näherung ergeben sich praktisch dieselben Tiefenwerte. Die Tiefen des Geschwindigkeitsbereiches etwa 6,3—7,7 km/s sind dagegen mit geringerer Sicherheit festzulegen (etwa 8—12%).

Die Frage der Geschwindigkeitsinversion bedarf ebenfalls einer Diskussion. Gerade in den Westalpen ist diese Inversion derart deutlich, dass an ihrer Existenz kein Zweifel besteht. Etwas unterschiedlich sind lediglich die Auffassungen über ihre Intensität. Die Inversion wird ermittelt aus der Laufzeitverzögerung, die die bis zur Kruste/Mantel-Grenze eindringende Welle erfährt. Lässt man für die Kruste/Mantel-Grenze eine breitere Übergangszone zu, so ist die Inversionszone schmal und die Inversion selbst intensiv. Im anderen Falle dagegen ist diese Zone breiter, weist dafür aber eine geringere Geschwindigkeitsabnahme auf (Fig. 4). Mehr als die Breite und die Durchschnittsgeschwindigkeit der Zone der Inversion, die oftmals auch als Geschwindigkeitskanal (low velocity layer) bezeichnet wird, lässt sich aus strahlengeometrischen Gründen nicht ermitteln. Daher muss dieser Teil der Funktion in Rechteckform (Fig. 4) dargestellt werden. Der tatsächliche Verlauf der Geschwindigkeitsfunktion innerhalb der Inversionszone dürfte etwa eine Form haben, wie in Fig. 5 gezeigt wird. Wahrscheinlich ist die untere Begrenzung

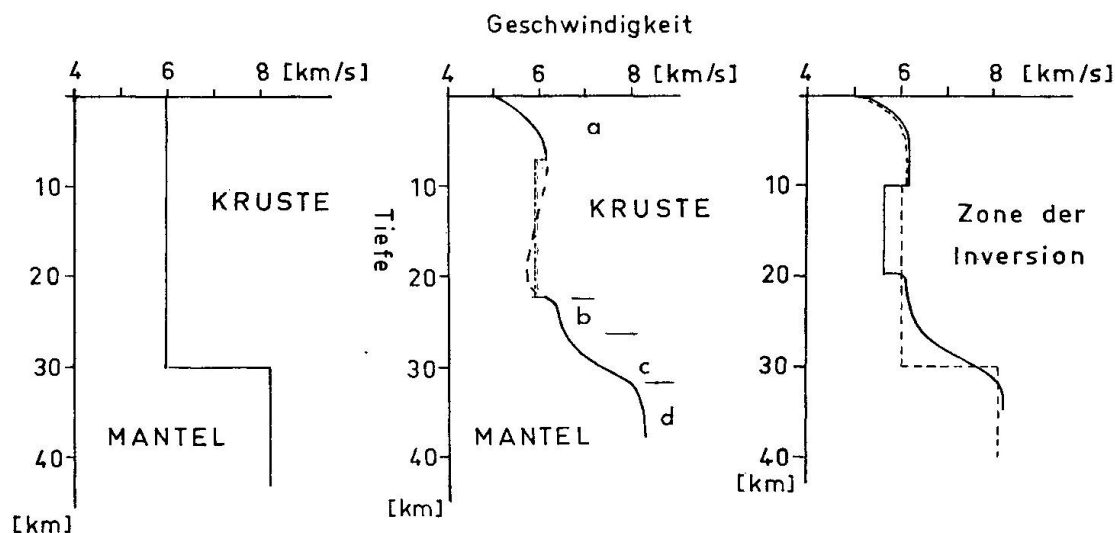


Fig. 2.

Fig. 3.

Fig. 4.

Fig. 2. Krustenmodell, abgeleitet aus den Kurven a und d (Fig. 1) unter der Annahme konstanter Schichtgeschwindigkeiten. Ein solches Modell muss als 1. Näherung angesehen werden. Es darf aber aus diesem Modell noch nicht der Schluss gezogen werden, dass zwischen Kruste und Mantel eine „scharfe“ Grenzfläche vorhanden ist.

Fig. 3. Krustenmodell, welches das beobachtete Laufzeitdiagramm (Fig. 1) besser beschreibt. Dieses Modell weist zwei wesentliche Erweiterungen auf. Anstelle konstanter Geschwindigkeit wird die Möglichkeit einer beliebigen Form der Geschwindigkeit-Tiefen-Funktion zugelassen. In dieser Funktion kann die Geschwindigkeit in beliebigen Bereichen auch mit der Tiefe abnehmen. Aus strahlengeometrischen Gründen kann für den Bereich der Geschwindigkeitsumkehrung (Geschwindigkeitsinversion) nur die Durchschnittsgeschwindigkeit dieser Zone angegeben werden (punktierter Verlauf). Die angegebenen Zahlenwerte gelten ungefähr für das nördliche Alpenvorland.

Fig. 4. Die Intensität der errechneten Geschwindigkeitsinversion hängt davon ab, ob eine Übergangszone Kruste/Mantel Berücksichtigung findet oder nicht.

„schärfer“ als die obere. Es muss bemerkt werden, dass das Aussehen der Funktion innerhalb der Inversion lokalen starken Änderungen unterworfen sein kann (Fig. 6).

Der obere Teil der Erdkruste bis in Tiefen von 10–15 km zeichnet sich durch eine allgemeine Zunahme der Geschwindigkeit von 5 auf 6–6,5 km/s aus (GIESE, 1963b, 1966a, 1968). Die spezielle Form der Funktion hängt stark von den geologischen Verhältnissen ab. In Arealen mit überwiegend katazonalen Gesteinen (z. B. Bayrischer Wald) ist der Verlauf einfach, im Penninikum der Westalpen dagegen wesentlich komplizierter. Die von MÜLLER und LANDISMAN (1965) in 8–12 km Tiefe geforderte Inversion fällt bereits in den Bereich der breiten, oben beschriebenen Inversion.

Wird die Auswertung unter der Voraussetzung von Diskontinuitäten durchgeführt, so kann in Profilschnitten die Tiefenlage dieser Grenzflächen eingetragen werden. Bei der erweiterten Betrachtungsweise muss dagegen eine

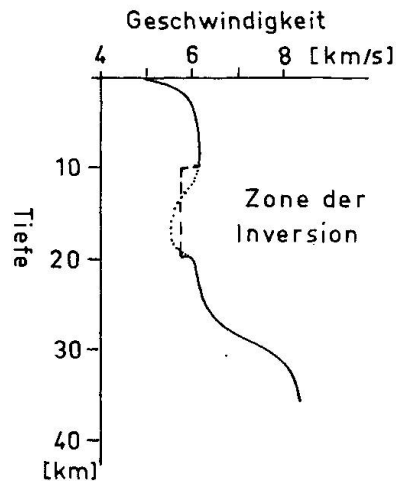


Fig. 5.

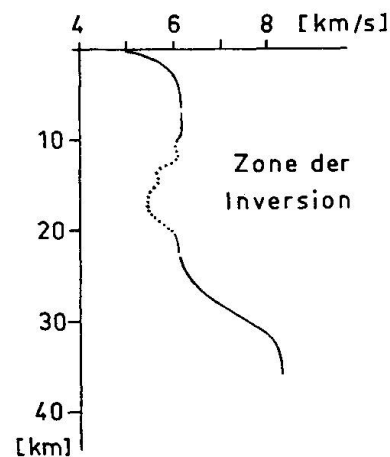


Fig. 6.

Fig. 5. Wahrscheinliche, prinzipielle Form der Geschwindigkeit-Tiefen-Funktion innerhalb der Inversionszone (punktiert). Im oberen Bereich dürfte die Geschwindigkeit nicht so stark abnehmen wie sie im unteren zunimmt.

Fig. 6. Die Geschwindigkeit-Tiefen-Kurven haben nicht einen so glatten Verlauf wie hier gezeichnet, sondern sie sind mehr oder minder stark „gezackt“. Dies gilt auch für den Bereich der Inversionszone, hier können einzelne Spitzen aus der Inversion heraustreten und Laufzeitkurven zwischen den Kurven a und b zur Folge haben (Fig. 1). Es muss jedoch betont werden, dass diese Spitzen lokalen Änderungen unterworfen sind. Bei grossräumigen Betrachtungen müssen sie eliminiert, d. h. herausgemittelt werden.

andere Darstellungsart gewählt werden; hier können nur Linien gleicher Geschwindigkeit, z. B. ähnlich Linien gleicher Temperatur, gezeichnet werden. Eine Scharung der Linien bedeutet die Annäherung an den Fall der Diskontinuität.

Krustenstruktur der Westalpen

Die ersten beiden Modelle der Krustenstruktur der Westalpen waren unterschiedlich. Das sog. Pariser Modell (LABROUSTE, CHOUDHURY u. PERRIER, 1963) wies keine Conrad-Diskontinuität auf, und der Ivrea-Körper ging kontinuierlich in den Mantel über. Das Modell der Strassburger Gruppe (FUCHS, MÜLLER, PETERSCHMITT, ROTHÉ, STEIN u. STROBACH, 1963) dagegen gründete sich u. a. auf Wechselwellen, und der Ivrea-Körper war durch die Mohorovičić-Diskontinuität vom Erdmantel getrennt. Eine dritte Auffassung über die Krustenstruktur der Westalpen und des Ivrea-Körpers gab GIESE (1966a,b). Er liess Übergangszonen und Inversionen zu und zeigte, dass in den Westalpen eine ausgeprägte Geschwindigkeitsinversion vorliegt, die sich auch unter den Ivrea-Körper erstreckt. Ein unter diesen Gesichtspunkten erarbeitetes Strukturbild der Westalpen und ihres westlichen Vorlandes gaben GIESE, PRODEHL u. BEHNKE (1967). Diese Ergebnisse wurden in ein Krustenmodell

für die gesamten Alpen übernommen (CHOUDHURY, GIESE, DE VISINTINI, 1967). Hierin findet sich bereits der Hinweis, dass der Ivrea-Körper auf der Ostseite mit dem oberen Mantel zusammenhängen könnte.

Im vorangegangenen Abschnitt wurde erläutert, welche Teile der Geschwindigkeit-Tiefen-Funktion als sicher und welche als weniger gesichert angesehen werden müssen. An Hand eines Profils durch die Westalpen längs der Linie Grenoble/Mont Cenis/Torino soll unter Berücksichtigung der erwähnten Betrachtungen ein prinzipielles Krustenbild der Westalpen entwickelt werden, da die Struktur von Ivrea nur im Rahmen des Gesamt-Bauplanes der Westalpen verständlich ist.

Zuerst soll die Tiefenlage der Geschwindigkeit 8,0 km/s diskutiert werden. Diese Geschwindigkeit entspricht in der bisherigen Ausdrucksweise etwa der Mohorovičić-Diskontinuität. Im Bereich der Massive des Pelvoux und des Mont Blanc wird in 40 km Tiefe der Wert von 8,0 km/s erreicht (GIESE, PRODEHL u. BEHNKE, 1967). Ein Profil zwischen dem Mont Cenis und dem Gotthard-Massiv zeigt, dass unter den Grajischen Alpen diese Geschwindigkeit erst in 50—60 km Tiefe auftritt (ANSORGE, 1968). Unter dem Ivrea-Körper sind die Tiefen wieder etwas geringer. Aus einem vom Mercantour-Massiv nach Norden ausgehenden Profil resultiert, dass unter der Südhälfte des Ivrea-Schwerehochs der Wert von 8—8,3 km/s sich in 45 ± 3 km Tiefe findet (GIESE, 1966a; ANSORGE, 1968 u. THE GERMAN RESEARCH GROUP, 1968). Aus einem die Nordhälfte querenden Profil (Mont Cenis-NE) ergibt sich ein Wert von 50 km, so dass für den mittleren Teil westlich Turin eine Tiefe von 47—48 km interpoliert werden kann.

Unter der westlichen Po-Ebene sind die Verhältnisse kompliziert und sollen erst am Ende dieses Abschnittes beschrieben werden. Für den Bereich von Mailand lässt sich sagen, dass hier der obere Mantel, also Geschwindigkeitswerte um 8 km/s, in etwa 35 km Tiefe anzutreffen sind (BEHNKE, 1967; STEIN et al., 1967, u. GIESE u. MECHLER, 1968).

Umstritten ist die Breite der Übergangszone in den Westalpen; die Gründe hierfür sind am Anfang erläutert worden. In Fig. 7 gibt der weit schraffierte Bereich die Breite der Übergangszone, die der Verfasser durch das Geschwindigkeitsintervall von 6,5—6,6 bis 8,0 km/s definiert, wieder.

Im Bereich der autochthonen Zentralmassive nimmt die Geschwindigkeit in den oberen 10 km von 5 auf 6—6,2 km/s zu. Wesentlich komplexer sind die Verhältnisse in den zentralen Alpen. Sowohl ANSORGE (1968) als auch CHOUDHURY, GIESE und DE VISINTINI (1967) kommen zu dem Resultat, dass in der oberen Kruste (bis etwa 15—20 km) die Geschwindigkeit um etwa 0,4—0,6 km/s höher ist als in Graniten und Gneisen gleicher Tiefenlage. In Einzelheiten dagegen unterscheiden sich die verschiedenen Interpretationen. Gerade bei speziellen Strukturen ist die Entscheidung sehr schwierig, ob sie mehr als nur lokale Bedeutung besitzen.

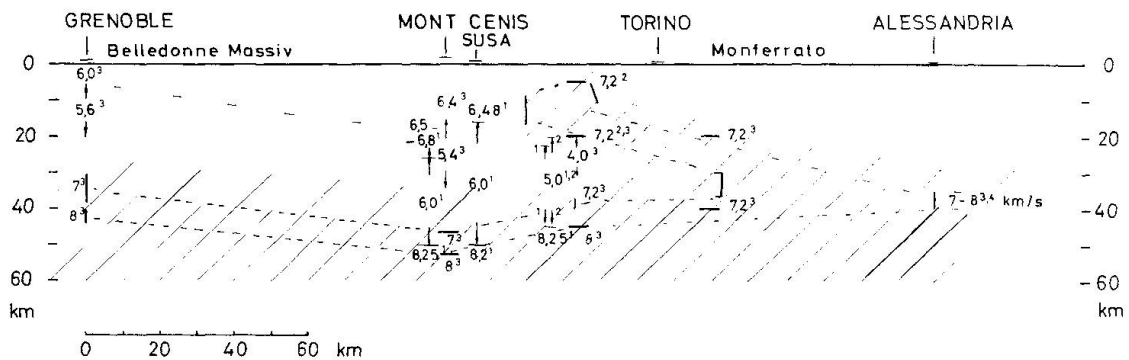
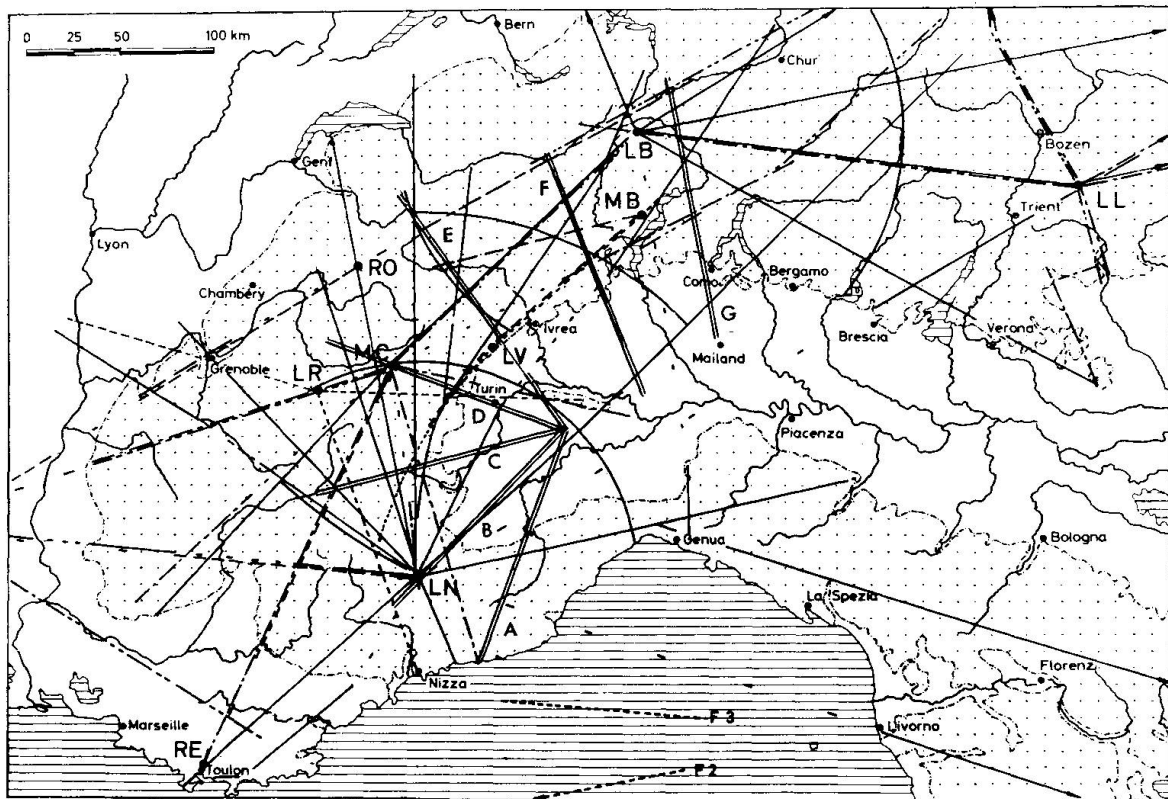


Fig. 7. Krustenschnitt durch die Westalpen zwischen dem Belledonne-Massiv und dem Monferrato. Es wurden die Interpretationsergebnisse verschiedener Auswerter eingetragen. Die an die Geschwindigkeitswerte als Potenzen geschriebenen Zahlen geben die Quelle an. 1: ANSORGE (1968); 2: BERCKHEMER und MEISSNER in The German Research Group (1968); 3: der Autor und GIESE, PRODEHL und BEHNKE (1967) und GIESE (1966a); 4: STEIN, VECCHIA, STEINBECK und FRÖLICH (1968).

Sehr ausgeprägt ist in den Westalpen die Zone der Geschwindigkeitsinversion. In Fig. 7 sind die Ergebnisse verschiedener Interpretationen, die von den anfangs beschriebenen unterschiedlichen Voraussetzungen ausgingen, eingetragen worden. In den zentralen Alpen wird die obere Begrenzung der Inversionszone etwas unterschiedlich angegeben. Während bei ANSORGE (1968) die Inversion erst unter 20 km Tiefe beginnt, legt sie der Autor etwas höher. Hält man sich vor Augen, dass der obere Teil der Inversionszone eine Form, wie in Fig. 6 dargestellt, aufweist, so wird verständlich, dass bei der hier gegebenen Fehlerbreite von etwa $\pm 0,2$ km/s die obere Begrenzung eine Schwankungsbreite von ± 5 km aufweist.

Sowohl in einer Karte der Schwereanomalien als auch in den Laufzeitdiagrammen des Bereiches um Ivrea macht sich deutlich die Wirkung eines in der Nähe der Oberfläche liegenden dichten bzw. schallschnellen Körpers bemerkbar. Wenn der Beginn des oberen Mantels durch Geschwindigkeitswerte zwischen 7,8 und 8,2 km/s charakterisiert ist, so ist die Oberfläche des „geophysikalischen“ Ivrea-Körpers durch Werte zwischen 6,8 und 7,4 km/s bestimmt. Der Zusammenhang zwischen dem geophysikalischen Ivrea-Körper und der geologischen Zone von Ivrea wird in einem späteren Abschnitt behandelt. Im beschriebenen Profil liegt der Geschwindigkeitswert 7,0 km/s in etwa 5 km Tiefe. Für die untere Begrenzung des Ivrea-Körpers ergibt sich eine Tiefe von 18–23 km (GIESE, 1966a, 1968; THE GERMAN RESEARCH GROUP, 1968). Die Masse des Ivrea-Körpers erstreckt sich nicht wesentlich in die zentralen Alpen hinein. Die Westflanke muss zumindest bis in 15 km Tiefe sehr steil einfallen. Eine Verdickung des Körpers nach unten im Tiefenbereich zwischen 5 und 20 km, wie sie bereits E. NIGGLI (1946) auf Grund gravimetrischer Berechnungen fordert, ist sehr wahrscheinlich. Die Topographie des



Ivrea-Körpers ist besonders von BERCKHEMER und MEISSNER (THE GERMAN RESEARCH GROUP, 1968) untersucht worden. In einem Profilschnitt von BERCKHEMER und MEISSNER (loc. cit.) wird in 15—20 km Tiefe eine dünne Verlängerung des Ivrea-Körpers nach Westen gezeigt. Es wurde bereits erwähnt, dass im Bereich des Penninikums Geschwindigkeiten bis 6,8 km/s auftreten können. Der Verfasser möchte daher diese dünne Schicht höherer Geschwindigkeit eher zu den Gesteinen des Penninikums gehörig betrachten als zu denen des Ivrea-Körpers.

Über die Tatsache, dass unter dem Ivrea-Körper eine ausgeprägte Geschwindigkeitsinversion vorliegt, sind sich alle Bearbeiter einig (GIESE, 1966; GIESE, PRODEHL u. BEHNKE, 1967; CHOUDHURY, GIESE u. DE VISINTINI, 1967; CHOUDHURY u. RUEGG, 1968; ANSORGE, 1968 u. THE GERMAN RESEARCH GROUP, 1968). Unterschiedliche Auffassungen herrschen nur noch über die Durchschnittsgeschwindigkeit in der Inversionszone. Wie ausführlich dargelegt wurde, ist die Abnahme der Geschwindigkeit geringer bei einer breiteren Zone und umgekehrt. Dieser Umstand darf nicht als Widerspruch aufgefasst

werden. Z. B. rechnet ANSORGE (1968) mit einer 20 km breiten Inversionszone mit der Durchschnittsgeschwindigkeit von 5,0 km/s. Der Autor dagegen hält einen Sprung von 5,0 auf über 8,0 km/s für sehr unwahrscheinlich, und daher wird auch hier eine etwa 10 km mächtige Übergangszone eingeführt. Dadurch erhält man in einer 10 km dicken Zone eine Durchschnittsgeschwindigkeit von 4 km/s (GIESE, 1966a, 1968) (siehe auch Diskussion von BERCKHEMER und MEISSNER in THE GERMAN RESEARCH GROUP (1968)). Ganz allgemein lässt sich sagen, dass die Intensität der Geschwindigkeitsverringerung von W nach E zunimmt und unter dem Ivrea-Körper die geringsten Werte erreicht, die bisher bekannt geworden sind.

Von W zieht die Zone der Geschwindigkeitsinversion unter den Ivrea-Körper. Wie weit reicht sie nach Osten? Die Deutung der die Po-Ebene überquerenden Profile wird durch die grossen Verzögerungen, die die jungen Sedimente verursachen, stark erschwert. Doch einige Aussagen lassen sich machen: Die Zone der Geschwindigkeitsinversion reicht wenigstens bis zur Linie Mondovi (E von Cuneo), Savigliano (E von Saluzzo), Villanova (E von Torino) und Santhia. Östlich dieser Linie ist in den Beobachtungen keine deutliche Geschwindigkeitsinversion mehr zu erkennen.

Welche Angaben lassen sich über die Ostflanke des Ivrea-Körpers machen? In den oberen 10–15 km fällt die Ostflanke sehr steil nach SE bzw. nach E ein. Darunter aber muss sie nach E umbiegen und in den Grenzbereich Kruste/Mantel der Po-Ebene übergehen. Die Zone der Geschwindigkeitsinversion der Westalpen „durchbricht“ diese Verbindung nicht, sie endet, wie beschrieben, als „Sackgasse“. Auf die geologischen Konsequenzen dieses geophysikalischen Ergebnisses wird im letzten Abschnitt eingegangen.

Einen Eindruck von der räumlichen Struktur des Ivrea-Körpers gibt das in Fig. 9 dargestellt Blockdiagramm. Etwas unklar sind die Verhältnisse an den beiden Enden des Schwerehochs, bei Locarno und Cuneo. Hier muss sowohl die steile Aufrichtung als auch die intensive Geschwindigkeitsinversion verschwinden.

Über das Prinzipielle der hier erläuterten Struktur von Ivrea herrscht bei allen Bearbeitern Einmütigkeit, so dass die bisherigen Modelle (Paris und Strassburg) als aufgegeben gelten. Unterschiedliche Auffassungen existieren nur noch über Einzel-Probleme. Nach diesem rein mathematisch-physikalischen Abschnitt soll im folgenden Teil versucht werden, diese Geschwindigkeits-Tiefen-Darstellung petrographisch zu interpretieren, um dann schliesslich im letzten Kapitel eine tektonische Deutung wagen zu können.

Diese neue Struktur ist mit den Ergebnissen der Gravimetrie verträglich, wie Modellrechnungen von BERCKHEMER und MEISSNER (THE GERMAN RESEARCH GROUP, 1968) und von KAMINSKI und MENZEL (1968) zeigen. Auf die Tatsache, dass für die Deutung dieser steilen Anomalie nur die oberen 20 km entscheidend sind, wies zum ersten Male E. NIGGLI (1946) hin.

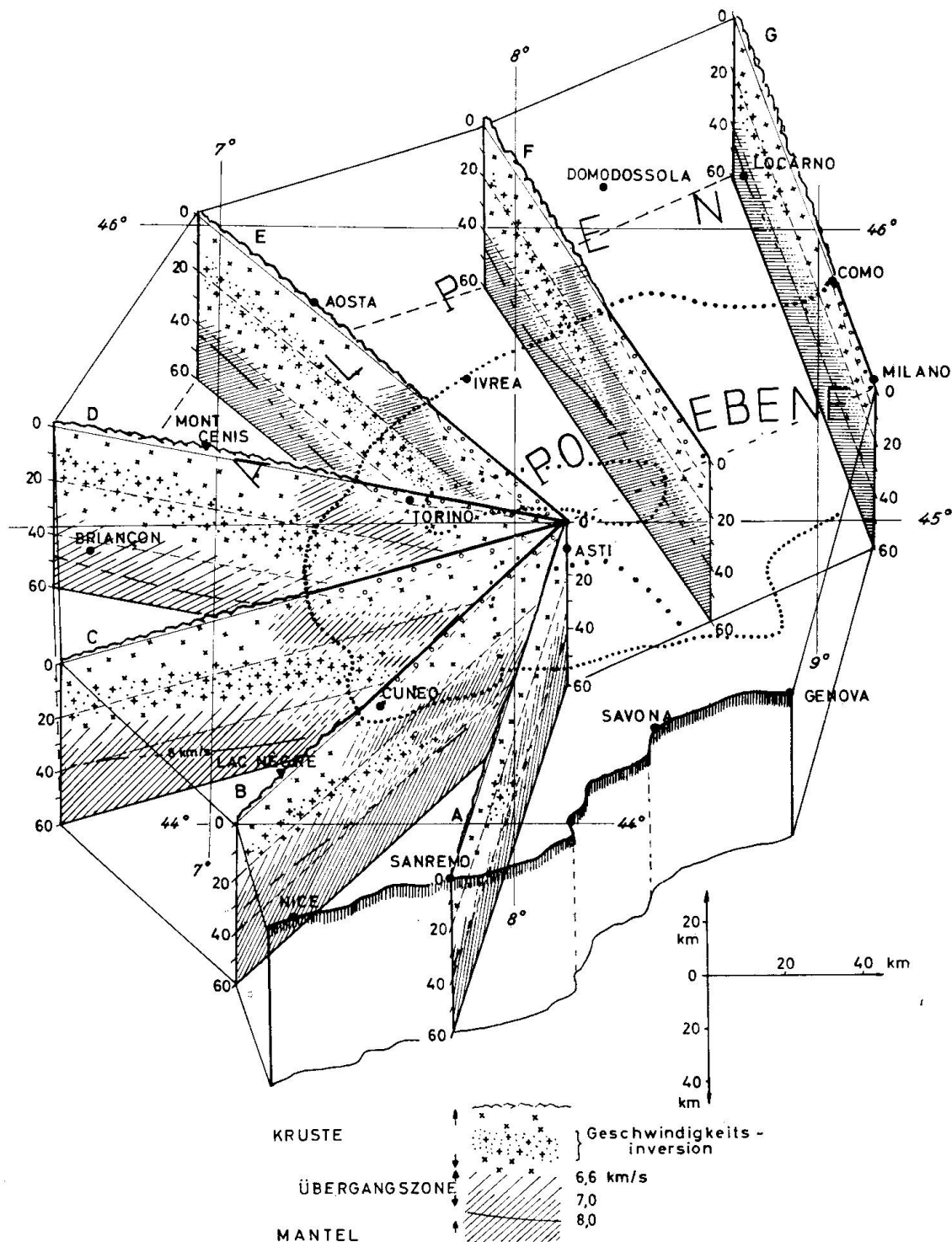


Fig. 9. Blockdiagramm der Krustenstruktur in den Westalpen. Die Schnitte A—G sind aus den Ergebnissen der Refraktionsprofile aus den Westalpen (Fig. 8) konstruiert worden. Absichtlich ist die Darstellungsart so gewählt worden, dass die einzelnen Zonen nicht „scharf“ gegeneinander abgegrenzt erscheinen. Die starke Inhomogenität der Krustenstruktur der Westalpen lässt bei der doch immer noch sehr geringen Messpunktdichte keine andere Aussage zu. Gleichzeitig wird damit die Variationsbreite der Interpretationsmöglichkeiten zum Ausdruck gebracht. — Unterbrochene Linienführung bedeutet Interpolation.

Ergänzend sei bemerkt, dass am E-Ende der Geschwindigkeitsinversion unter dem Monferrato eine Verzahnung zwischen Bereichen hoher und geringer Geschwindigkeit vorzuliegen scheint.

Petrographische Interpretation

Allgemeine Bemerkungen

Im letzten Jahrzehnt ist durch Laboratoriumsexperimente der Zusammenhang zwischen der Schallgeschwindigkeit einerseits und den verschiedenen Gesteinstypen bei unterschiedlichen Druck- und Temperaturbedingungen andererseits untersucht worden (z. B. BIRCH, 1958, HUGHES u. MAURETTE, 1956 u. 1957). In den oberen 5 km übt der Druck den entscheidenden Einfluss aus, während in grösseren Tiefen die Temperatur bestimmend wird (Fig. 10). Steigender Druck und zunehmende Temperatur wirken gegensinnig auf die Geschwindigkeitsfunktion. Für die folgenden Betrachtungen sind nur magmatische und metamorphe Gesteine von Interesse.

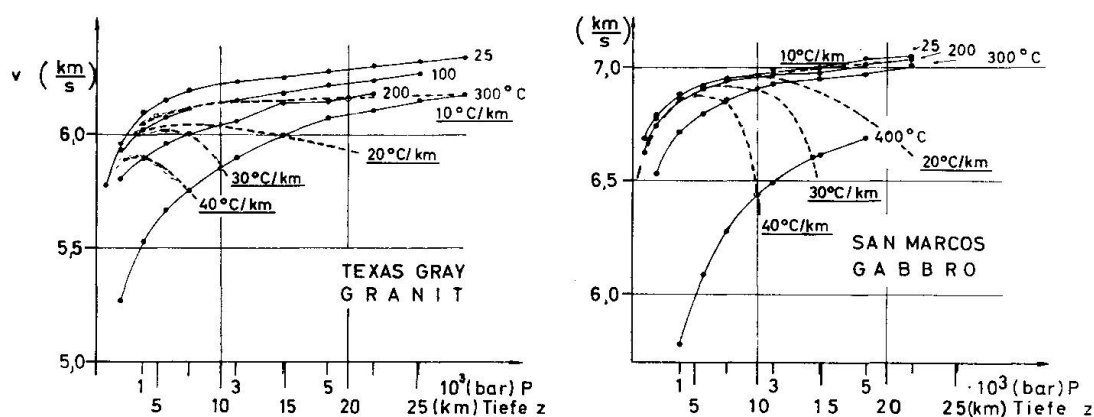


Fig. 10. Zusammenhang zwischen Geschwindigkeit und Druck (Tiefe) für eine Granit- und eine Gabbro-Probe bei verschiedenen Temperaturen. Die Daten sind Arbeiten von HUGHES und MAURETTE (1956 u. 1957) entnommen. Die gestrichelten Linien stellen die Geschwindigkeit-Tiefen-Funktion bei Annahme bestimmter Temperaturgradienten dar. Wenn auch hier Gesteine bestimmter Lokaltäten gewählt wurden, so ist doch die prinzipielle Form der Kurven für andere Gesteine ebenfalls die gleiche.

Geschwindigkeiten bis 6,2—6,3 km/s sind durch granitähnliche Gesteine, die eine Dichte zwischen 2,6—2,7 g/cm³ aufweisen, zu deuten. Ähnliche Geschwindigkeiten zeigen Phyllite, also Gesteine der Grünschiefer-Fazies. Die stärker metamorphen Glimmerschiefer der Amphibolit-Fazies zeichnen sich durch eine etwas höhere Dichte (um 2,8—2,9 g/cm³) aus, und dementsprechend ist auch ihre Schallgeschwindigkeit etwas höher als die der Granite (um 0,2 bis 0,4 km/s). Mit steigender Metamorphose verringert sich die Dichte wieder und parallel dazu auch die Geschwindigkeit (BEDERKE, 1962). Diese Beziehungen sind für die Interpretation der Geschwindigkeiten in den Gesteinen des Penninikums von Bedeutung.

Für die Erklärung der Geschwindigkeitsinversion kommen drei Faktoren in Betracht, die in verschiedenen Tiefen wirksam werden:

1. Unter den Penninischen Decken liegen Gesteine der höchsten Amphibolit-Fazies, deren Metamorphose sowohl variskischen als auch alpidischen Alters sein kann. Diese Granite und Gneise besitzen eine etwas geringere Geschwindigkeit als die darüberliegenden geringer metamorphosierte Gesteine (BEDERKE, 1962).

2. Die Temperaturzunahme unter den Alpen ist stärker als unter dem Vorland. Daher haben hier die Gesteine eine geringere Geschwindigkeit als vergleichbare Gesteine in der gleichen Tiefenlage im Vorland (Fig. 10).

3. Zwischen 650—700°C (WINKLER, 1965, S. 197) ist der Beginn partieller Anatexis anzusetzen. Mit derartigen Temperaturen ist ab 20—30 km Tiefe zu rechnen. Geschwindigkeitsbestimmungen in partiellen Schmelzen liegen bisher noch nicht vor. Quantitative Betrachtungen können nur mit Hilfe von Analogieschlüssen gewonnen werden. Die Geschwindigkeiten in einem Gemisch aus festen und flüssigen Bestandteilen lässt sich nach WYLLIE, GREGORY und GARDINER (1956) in guter Näherung durch folgende Beziehung beschreiben:

$$\frac{1}{v} = \frac{b}{v_{fl.}} + \frac{1-b}{v_{fest}},$$

- v Geschwindigkeit im Gemisch,
- v_{fest} Geschwindigkeit in der festen Komponente,
- $v_{fl.}$ Geschwindigkeit in der flüssigen Komponente,
- b Bruchteil der flüssigen Komponente am gesamten Volumen.

Die Geschwindigkeit in einer Gesteinsschmelze ist ebenfalls unbekannt. Auch hier ist man auf Analogieschlüsse angewiesen. Bei einer Reihe von Metallen und auch bei H_2O besteht zwischen der Schallgeschwindigkeit in der festen und der flüssigen Phase ein Verhältnis von ungefähr 2 : 1 (LANDOLT-BÖRNSTEIN, 1931, S. 1654). Wählt man für $v_{fest} = 5,5$ km/s und dementsprechend für $v_{fl.} = 2,75$ km/s und einen Anteil der Schmelze von z. B. 0,1, so erhält man eine Verringerung von 5,5 auf 5,0 km/s.

Im ausseralpinen Bereich, z. B. im nördlichen Alpenvorland (GIESE, 1966a, b, c, 1968) wird eine nur geringe Inversion beobachtet. Diese Abnahme dürfte als reiner Temperatureffekt zu deuten sein (Fig. 10). In den Alpen ist dieser Effekt grösser, da hier die Temperaturzunahme stärker sein dürfte. In der Penninischen Zone kommt ausserdem noch die unter Punkt 1 erwähnte Dichteinversion hinzu. Den grössten Einfluss auf eine Geschwindigkeitsinversion hat jedoch die Anatexis (Punkt 3), mit der in den tieferen Krustenteilen der Alpen zu rechnen ist. Es sei bemerkt, dass im festen Zustand in erster Näherung ein linearer Zusammenhang zwischen Dichte und Geschwindigkeit besteht, der aber im Falle teilweiser Aufschmelzung nicht mehr gilt. Für die Berechnung gravimetrischer Modelle ist diese Tatsache von Bedeutung (KAMINSKI u. MENZEL, 1968).

Unterhalb der Inversionszone schliesst sich ein Bereich an, in dem die Geschwindigkeiten etwas höher als im Dach darüber sind; sie liegen zwischen etwa 6,0—6,4 und 6,3—6,8 km/s. Diese Zone ist in den Laufzeitdiagrammen des Alpenvorlandes besser zu erkennen als in den Alpen, hier kann sie noch gerade mit in den Bereich der Inversion einbezogen sein. Die Gesteine dieser Zone — ihr entspricht die Laufzeitkurve b — müssen etwas dichter sein als Granite und Gneise, und sie müssen der Granulit-Fazies entsprechen. Einerseits bedingen die für diese Fazies typischen Granate eine höhere Gesteinsdichte gegenüber Graniten, andererseits ist damit zu rechnen, dass der Gehalt an SiO_2 allmählich abnimmt. Beide Faktoren erhöhen die Geschwindigkeit. Von petrologischer Seite, z. B. von MEHNERT (1959) wird die Ansicht vertreten, dass die Bildung der Granitschmelzen nicht im untersten Teil des Sials, sondern in einer höheren Region stattfindet. Die Ergebnisse der Krustenseismik stehen mit dieser Ansicht in Übereinstimmung. Bis zu diesem Tiefenbereich wird im folgenden von sialischer Kruste gesprochen werden (Fig. 11).

Die nächsttiefere Zone zeichnet sich dadurch aus, dass in ihr die Geschwindigkeit sehr stark zunimmt (von etwa 6,3—6,6 auf 7,5—8,5 km/s), d. h. es

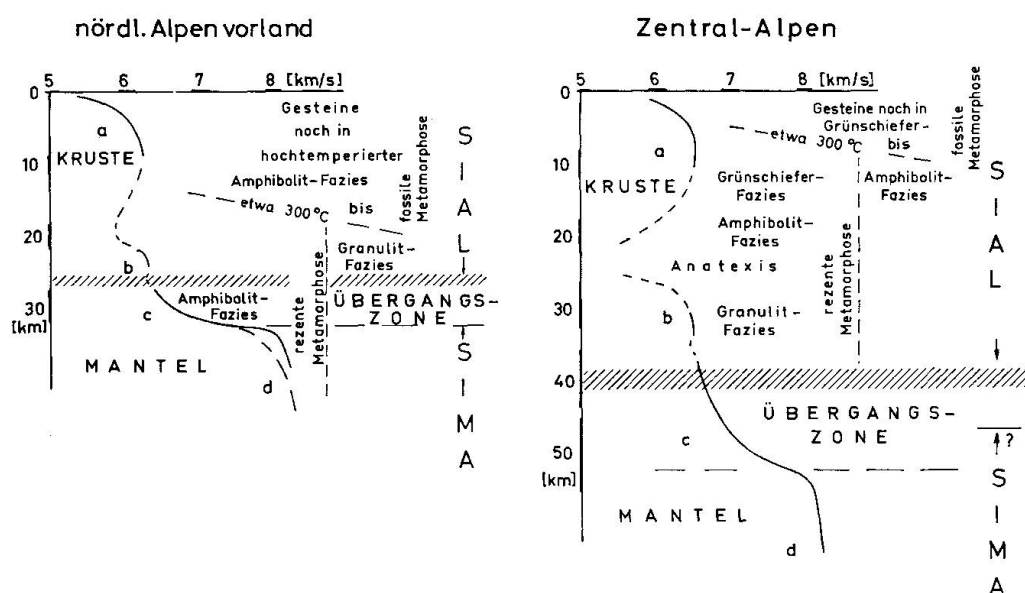


Fig. 11. Versuch einer Korrelation zwischen den Geschwindigkeit-Tiefen-Profilen aus dem nördlichen Alpenvorland und den Zentralalpen und den Fazies-Bereichen der Petrographie. Es wird unterschieden zwischen Bereichen fossiler und rezenter Metamorphose. Im Vorland müsste der grösste Teil der sialischen Kruste einer retrograden Metamorphose unterliegen, doch wird der höchstgradige Zustand aus einer früheren (variskischen) Metamorphose festgehalten. Anders dürften dagegen die Verhältnisse in der Kruste der Zentralalpen sein. Hier liegt einerseits die 300°C Isotherme (Beginn der Metamorphose nach WINKLER, 1965) „noch“ höher, und andererseits ist hier die sialische Kruste mächtiger als im Vorland. In 20—25 km Tiefe werden hier wohl Temperaturen um 700°C erreicht, so dass mit Anatexis zu rechnen ist.

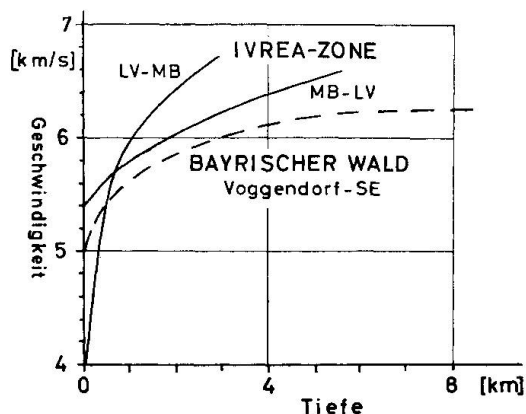
tritt ein grosser positiver Geschwindigkeitsgradient auf. Im Alpenvorland ist diese Zone nur etwa 8 km dick, in den Alpen dagegen wird sie über 20 km mächtig. Dieser starke positive Gradient kann nur durch eine stetige Dichtezunahme gedeutet werden. Ein kontinuierlicher Übergang von sauren zu basischen und ultrabasischen Gesteinen muss hier erfolgen. Parallel dazu könnten auch noch Phasenänderungen wirksam sein, die in einem Mineralgemenge über einen breiteren Bereich „verschmiert“ erfolgen, wie z. B. im System Gabbro/Granat-Granulit/Eklogit (RINGWOOD u. GREEN, 1966). Dieser Bereich des starken Gradienten wird als Übergangszone Kruste/Mantel bezeichnet werden. Der obere Mantel zeichnet sich dann durch einen geringeren positiven Gradienten aus. Es muss vermutet werden, dass die untere Begrenzung der Übergangszone, üblicherweise als Mohorovičić-„Diskontinuität“ bezeichnet, temperaturabhängig ist. Der Beginn der Übergangszone dagegen, der sich mit dem Begriff der Conrad-„Diskontinuität“ parallelisieren lässt, entspricht einem Wechsel von sialischem zu simatischem Material. Diese Materialgrenze ist nicht temperaturabhängig, und daher kommt dem Beginn der Übergangszone eine grössere Bedeutung bei der Krustengliederung zu als deren Ende. Mit MICHOT (1968) kann man den Beginn der Übergangszone auch als Oberfläche einer ehemaligen ozeanischen Kruste ansehen. Spätere, magmatische Intrusionen haben die Übergangszone modifiziert.

Die Signatur in den Profilschnitten des Blockdiagramms der Fig. 9 berücksichtigt diese Gliederung.

Ivrea-Zone

Die Ivrea-Zone im geologischen Sinne erstreckt sich zwischen Locarno und Ivrea. Zwischen dem Laghi-Kristallin (Insubrisches Kristallin) im SE und der Insubrischen Linie im NW und W stehen dichte Gesteine an. Es sind einerseits Stronalithe und Kinzigitgneise und andererseits basische und vereinzelt auch ultrabasische Gesteine, die diesen Zug aufbauen. Die Peridotite finden sich überwiegend in der Nähe der Insubrischen Linie. Die Auswertung des

Fig. 12. Vergleich der Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen eines Profils aus dem Bayrischen Wald (Gneise und Granite, also SiO_2 -reich) mit denen zweier Refraktionslinien über die Ivrea-Zone Levone $\longleftrightarrow$ Monte Bavarione (GIESE, 1964 u. 1965). Wenn auch in der Nähe der Erdoberfläche die v -Werte der basischen Gesteine der Ivrea-Zone vergleichbar mit denen von Granit sind, so ist dennoch die Geschwindigkeitszunahme in der Ivrea-Zone deutlich stärker als im Grundgebirge des Bayrischen Waldes.



zwischen den Schusspunkten Levone und Monte Bavarione verlaufenden Profils (Fig. 12) zeigt, dass in den oberen 0—5 km die Geschwindigkeit stärker zunimmt als in normalen Gneis-Granit-Gebieten (GIESE, 1964, 1965). Dieser stärkere Gradient ist durch die granathaltigen, dichteren Stronalithe und Kinzigite und durch die basischen Gesteine (Amphibolite) bedingt. In etwa 5—10 km Tiefe ist eine deutliche Erhöhung der Geschwindigkeit innerhalb von 1—2 km von etwa 6,6 auf 7,2—7,4 km/s zu erkennen. Diese „Grenzfläche“ ist die Oberfläche des geophysikalischen Ivrea-Körpers. Es ist zu vermuten, dass in dieser Tiefe die ultrabasischen Gesteine, nämlich die Peridotite und die Pyroxen-Hornblendefelse, die an der Oberfläche anteilmässig gegenüber den basischen Gesteinen zurücktreten, überwiegen. Damit ist die immer wieder gestellte Frage nach der Beziehung zwischen der geologischen Zone von Ivrea und dem geophysikalischen Ivrea-Körper beantwortet. Dieser Fragenkreis wird im geologischen Teil noch einmal aufgegriffen werden.

Das Ivrea-Problem ist mit dem Auftreten von zwei extremen Geschwindigkeiten verknüpft: Die hohe Geschwindigkeit in geringer Tiefe ist durch basische Gesteine verursacht. Wie ist die extrem niedrige Geschwindigkeit um 4—5 km/s unter dem Ivrea-Körper im Tiefenbereich zwischen etwa 20 und 30—40 km zu interpretieren? Man könnte versuchen, diese Abnahme als reinen Temperatureffekt in basischen und ultrabasischen Gesteinen zu deuten (Fig. 10). Doch erhebt sich dann sofort die Frage, warum eine derartige Inversion nicht auch an anderen Stellen innerhalb basischer Gesteine mit gleicher Tiefenlage auftritt. Derselben Schwierigkeit sieht man sich gegenüber, wenn man zu dem Temperatureffekt noch die Möglichkeit der Anatexis basischer und ultrabasischer Gesteine in Betracht zieht. Die Annahme basischen und ultrabasischen Materials innerhalb der Inversion unterhalb des Ivrea-Körpers würde zu folgender Diskrepanz führen: Die Zone der Geschwindigkeitsinversion im Westalpenvorland und in den zentralen Westalpen muss durch sialische Gesteine gedeutet werden. Diese Inversion zieht unter den Ivrea-Körper hinein. Interpretiert man nun die Inversionszone unterhalb des Ivrea-Körpers als basisch, ausserhalb dagegen als sauer, so liegt innerhalb dieser Zone eine chemische „Diskontinuität“. Diese Schwierigkeiten lassen sich vermeiden, wenn man annimmt, dass unterhalb des basischen-ultrabasischen Ivrea-Körpers wieder saures Material folgt.

Die extreme Geschwindigkeitsverringerng bis auf 4 km/s, die sicher in einigen Bereichen erreicht wird, kann nicht mehr allein ein Temperatureffekt sein, hier müssen partielle Schmelzen vorhanden sein. Dieser Umstand spricht ebenfalls für sialisches Gestein, da dieses eher schmilzt als simatisches. Benützt man die auf S. 273 erwähnte Beziehung, so erfordert eine Geschwindigkeitsverringerng von 5,5 auf 4,0 km/s einen Anteil der Schmelze am Gesamtvolumen von 50%. Es sei hervorgehoben, dass unter dem Ivrea-Körper sialisches Material bis in eine Tiefe von über 30 km gelangt, die kaum an ande-

ren Stellen der Alpen erreicht wird. In dieser Tiefe befindet sich sonst bereits der Übergangsbereich Kruste/Mantel. Bei einem Temperaturgradienten von $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$ würden in 30 km Tiefe 900°C herrschen. Wenn auch eine Extrapolation gewagt ist, so ist andererseits ein Gradient von $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$ im alpinen Bereich nicht zu hoch angesetzt. Eine Temperatur von 900°C in 30 km Tiefe ist daher als wahrscheinlich anzusehen, und es muss hier in sialischen Gesteinen wenigstens partielle Anatexis auftreten.

Wie schon mehrfach erwähnt, ist die Geschwindigkeitsinversion keine spezielle Eigenschaft des Ivrea-Bereiches, sondern eine allgemeine der gesamten Alpen. In diesem Zusammenhang ist daher noch folgendes Ergebnis von Interesse: Ein Ansteigen der Intensität ist einerseits vom Vorland zu den Alpen hin und andererseits auch von den Ost- zu den Westalpen zu beobachten. Die stärkste Verringerung befindet sich im Bereich der Cottischen Alpen, teils unter dem Ivrea-Körper, aber auch noch westlich davon. Ein enger Zusammenhang muss zwischen der Intensität der Inversion und den Temperaturverhältnissen der Erdkruste bestehen. Die Kristallisationshöfe am Aussenrand des Ivrea-Schwerehochs (BEDERKE, 1963) müssen in diesem Zusammenhang gesehen werden. Die intensive Inversion im Süden deutet darauf hin, dass hier heute die Grenze zwischen fossiler und rezenter Metamorphose in geringerer Tiefe liegen muss als im Tessin. Auch PORADA (1966) und BEDERKE (1968) weisen auf eine spät- bis nachtektonische Metamorphose dieses Gebietes hin.

Geologische Deutung der Struktur von Ivrea

Die geologische Interpretation der Struktur von Ivrea muss im Rahmen der Grosstektonik des Westalpenbogens und der Krustenstruktur dieses Bereiches erfolgen. Einen ersten Versuch in dieser Richtung unternahmen GÜNTHER, GIESE und REUTTER (1967) auf der Grundlage des Alpenmodells von CHOUDHURY, GIESE und DE VISINTINI (1967). Eine erweiterte geophysikalisch-geologische Deutung des Westalpen-Nordapennin-Bereiches befindet sich in Vorbereitung (GIESE, GÜNTHER u. REUTTER, 1968). Die folgenden Ausführungen stützen sich auf diese Arbeiten.

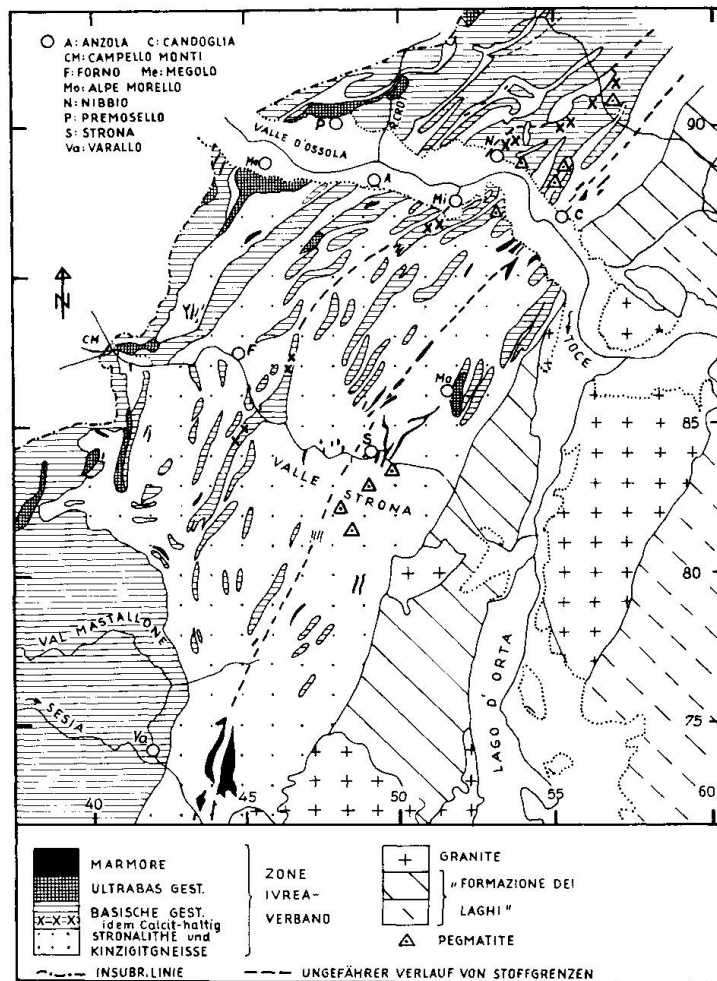
Die geologisch-geophysikalische Synthese stützt sich auf drei Beobachtungskomplexe, die wohl in Einzelheiten umstritten sein mögen, im Prinzipiellen aber unwidersprochen sind:

1. Der Deckenbau der Westalpen;
2. die Insubrische Linie als Trennungslinie der alpinen Decken auf der einen Seite und dem Südalpen/Po-Ebenen-Block auf der anderen und
3. die Struktur des Ivrea-Körpers als basischer Körper über sialischer Kruste, der auf der Ostseite in den Grenzbereich Kruste/Mantel und den oberen Mantel übergeht.

Eine Rekonstruktion der ursprünglichen Breite der Heimatgebiete der westalpinen Decken verlangt, dass der Ursprungsraum wenigstens zweimal, wahrscheinlicher aber drei-, viermal breiter war als das heutige Aufschlussgebiet. Das bedeutet, dass die interne Begrenzung der Miogeantiklinale (Briançonnais) wenigstens bei Turin gelegen haben muss (das westliche Alpenvorland wird hierbei als feste Bezugsbasis angesehen). Der interne Rand der Penninischen Eugeosynklinale muss mindestens bis in den Raum Mailand zurückverlegt werden. Die Abscherungsflächen liegen in ganz verschiedenen Niveaus. Im externen Bereich sind überwiegend nur Sedimente abgeschert worden. Je weiter man sich den inneren Zonen nähert, desto mehr wird die kristalline Unterlage in die Decken miteinbezogen. Im Hinterland der alpinen Eugeosynklinale, dem Südalpen/Po-Ebenen-Block, hat die Abscherungsfläche den Übergangsbereich Kruste/Mantel und sogar den oberen Mantel erreicht. Der Südalpen/Po-Ebenen-Block stellt eine „Decke“ krustalen Ausmasses dar, die nicht nur die wahrscheinlich fast sialfreie Penninische Eugeosynklinale überfahren hat, sondern auch noch auf das wiedereinsetzende Sial des „Mio“-Bereiches geschoben wurde. Die Stirn dieser „Südalpen/Po-Ebenen-Decke“, deren Abscherungsfläche im Übergangsbereich Kruste/Mantel und im oberen Mantel liegt, wurde an der Front steil aufgerichtet. Bei dieser Interpretation wäre zu erwarten, dass mit Annäherung an die Überschiebungsfläche, die Insubrische Linie, immer tiefere Zonen der Erdkruste angeschnitten werden. Genau das ist auch der Fall.

Die Gneise „Serie dei Laghi“ gehören dem unteren Bereich der sialischen Kruste (unterer Teil der Inversionszone) an. Die anschliessenden Stronalithe und Kinzigitgneise können mit der Granulit-Fazies des Bereiches b (Fig. 11) parallelisiert werden. In diese immer überwiegend sialische Zone schalten sich in zunehmendem Masse basische Gesteine ein. Damit ist der Beginn der Übergangszone Kruste/Mantel, die sich durch den starken positiven Geschwindigkeitsgradienten auszeichnet, erreicht. Die Basizität dieser Übergangszone steigert sich weiter bis ins Ultrabasische mit dem Auftreten von Peridotiten. Einzelne Peridotite sind im Bereich der Ivrea-Zone gerade noch angeschnitten worden. Doch ist zu vermuten, dass ihr Anteil mit der Tiefe zunimmt (siehe S. 276). Wenn auch die Ivrea-Zone von zahlreichen Störungsflächen durchsetzt wird und der ursprüngliche Zusammenhang heute nicht mehr gegeben ist, so vermittelt doch eine geologische Karte (Fig. 13) einen Eindruck vom prinzipiellen Aufbau der unteren Kruste und des Übergangsbereiches Kruste/Mantel. Die zunehmende Metamorphose von SE nach NW dürfte der normalen Metamorphose in der unteren Kruste und im Übergangsbereich Kruste/Mantel entsprechen. Auch LENSCH (1968) spricht davon, dass die Basite und Ultrabasite aus dem Grenzbereich Kruste/Mantel (Mohorovičić-Zone) stammen. Die hier aufgeschlossene Zone mit basischen und ultrabasischen Gesteinen ist im Toce-Tal etwa 10 km breit. Da die gesamten Serien praktisch senkrecht

Fig. 13. Geologische Übersichtskarte der Zone von Ivrea-Verbano und der anschliessenden „formazione dei laghi“ zwischen Valle d'Ossola und Val Sesia (nach der „carta geologica d'Italia“ 1:100 000), entnommen aus R. SCHMID, 1966, als Beispiel für den Aufbau und die Struktur der untersten Kruste und des Übergangsbereiches Kruste/Mantel.



stehen, erhält man einen Eindruck von der Breite der Übergangszone, also etwa 10 km. Im ausseralpinen Vorland fordert der Verfasser eine Übergangszone von etwa 8 km Mächtigkeit (GIESE, 1966a, 1968), ein Wert also, der in der Ivrea-Zone grössenordnungsmässig bestätigt wird.

Ein Eindruck von der Struktur der Übergangszone Kruste/Mantel lässt sich ebenfalls in der Ivrea-Zone gewinnen. Im Profil des Toce-Tales z. B. ist zwischen Loro und Ornavasso eine wechselnde Folge von Ultrabasiten, Pyriklasiten, Granofelsen, verschiedenartigen Amphiboliten, Stronalithen, Kinzingitgneissen und Marmoren aufgeschlossen (R. SCHMID, 1966). Die Mächtigkeit schwankt zwischen einigen 100 m und 1—2 km. Im Streichen lassen sich die einzelnen Körper über einige km bis zu maximal etwa 10 km verfolgen.

Dieses Bild der Struktur des Grenzbereiches zwischen Kruste und Mantel als ein „Scherbenhaufen“ bestätigen die Ergebnisse der Reflexionsseismik, die zeigen, dass die Reflexionselemente nur einige 100 m bis einige km lang sind, sich gegenseitig ablösen und über eine mehr oder minder breite Zone „verschmiert“ sind (DOHR, 1959; LIEBSCHER, 1962, 1963). MEISSNER (1967) spricht von einer lamellaren und lentikularen Struktur der Übergangszone,

deren Hauptteil aus teils verflüssigtem (plastischen), teils aus festem granitischem Material bestehen soll. Doch treten wohl die granitischen Mobilisationen nicht in der tiefsten Kruste und im Übergangsbereich Kruste/Mantel auf, sondern in dem nächst höheren Stockwerk (MEHNERT, 1959).

Die Ergebnisse der Altersbestimmungen an Gesteinen der Ivrea-Zone sind für die tektonische Deutung von grosser Wichtigkeit. Untersuchungen an Stronalith-Proben deuten auf ein präkambrisches Maximalalter (950 Mill. Jahre) der chemischen Bildung dieser Gesteine hin. Eine starke Metamorphose fand vor 285 Mill. Jahren statt und die 300°C Temperatur wurde vor ca. 180 Mill. Jahren unterschritten (GRAESER et al., 1968). Die Gesteine der Ivrea-Zone sind also von der alpinen Orogenese und der jungen Metamorphose nicht oder höchstens nur wenig beeinflusst worden. Gerade dieses wird aber von der hier gegebenen Deutung verlangt. Die Gesteine selbst sind variskisch und prävariskisch, ihre heutige Position dagegen ist jung, nämlich alpidisch. Die alpidische Metamorphose fand statt bevor der Südalpen/Po-Ebenen-Block seine jetzige Lage erreicht hatte. So ist der Metamorphosesprung an der Insubrischen Linie (intern liegen hochmetamorphe Gesteine variskischen Alters, extern dagegen Gesteine mit schwacher alpiner Metamorphose) zu deuten.

Am Rande sei vermerkt, dass im unteren Teil des Ivrea-Körpers auch noch Anteile der basischen und ultrabasischen Unterlage der Penninischen Serien aus der Eugeosynklinale enthalten sein könnten (GIESE, GÜNTHER u. REUTTER, 1968).

Zusammenfassend lässt sich also sagen, dass die Ivrea-Zone eine durch die alpine Orogenese vertikal gestellte untere Kruste einschliesslich ihres Übergangsbereiches Kruste/Mantel darstellt. Die Peridotite müssen als erste Vorboten des oberen Mantels angesehen werden. So kann mit Recht gesagt werden, dass eine Bohrung durch eine kontinentale Kruste zum oberen Mantel in ihrem unteren Bereich im Prinzip dieselbe Gesteinsfolge antreffen würde, wie sie in der Ivrea-Zone z. B. im Toce-Tal zwischen Loro südlich Domodossola und dem Lago Maggiore aufgeschlossen ist.

Die Ivrea-Zone wird im W durch die Insubrische Linie begrenzt. Zum Abschluss sollen noch kurz die Beziehungen zwischen der Insubrischen Linie und ihrer östlichen Fortsetzung, der Gailtal-Linie, den benachbarten geologischen Einheiten und der Krustenstruktur diskutiert werden (GIESE, 1966a u. GIESE, GÜNTHER, REUTTER, 1968).

Die Geital-Linie in den Ostalpen verläuft auf der Südflanke des hier sehr breiten Schwereminimums, und die sialische Kruste besitzt hier eine Mächtigkeit von 32 km. Ihre westliche Fortsetzung, die Tonale-Linie, nähert sich dem Schwerehoch, das vom Garda-See zum Tessin zieht. Die Dicke der sialischen Kruste nimmt im Seengebirge dementsprechend auf 20—25 km ab. In der Ivrea-Zone schliesslich läuft die Insubrische Linie auf der Achse des Schwerehochs, sie hat Gesteine des Grenzbereiches Kruste/Mantel erreicht. Südlich

Turin liegt die von den Sedimenten der Po-Ebene verdeckte Insubrische Linie sogar intern, d. h. östlich des Schwerehochs.

In entsprechender Weise erfolgt auch ein kontinuierlicher Wechsel der geologischen Einheiten auf der externen Seite der Insubrischen Linie:

Im Osten wird diese Linie von den Decken des Oberostalpins begleitet, an der Tonale-Linie tritt das Unterostalpin auf, und an der Ivrea-Zone hat sie sich dem Penninikum genähert. Im Osten durchschneidet die Gailtal-Linie das Hinterland der Eugeosynklinale, im Westen dagegen wird sie zur Begrenzungslinie dieser beiden Einheiten. Mit dem Eintreten der Insubrischen Linie in die Penninische Eugeosynklinale ändert sich ihr Charakter, da jetzt auch der Südalpen/Po-Ebenen-Block, bisher Hinterland der alpinen Geosynklinale, zum Vorland der apenninen Geosynklinale wird. Dieser komplizierte Wechsel vollzieht sich im Raume Turin-Cuneo-Genova. Diese Probleme werden näher von GIESE, GÜNTHER und REUTTER (1968) diskutiert.

Diese wenigen Bemerkungen sollten andeuten, dass das Phänomen der Ivrea-Zone im Rahmen der Struktur der gesamten Alpen gesehen werden muss. Wenn auch viele Einzelheiten noch einer intensiven Untersuchung bedürfen, so haben doch die seismischen Messungen im Bereich der Zone von Ivrea zu einem Ergebnis geführt, das von keiner Seite erwartet wurde, welches sich aber dennoch zwanglos in den Gesamtbauplan der Alpen einfügen lässt. Und stellt man die Frage, wie die untere Kruste und der Übergangsbereich Kruste/Mantel aussieht, so erhält man die Antwort durch eine Exkursion in die Zone von Ivrea-Verbania.

Danksagung

Der Verfasser möchte den Mitarbeitern an den geophysikalischen Instituten und Institutionen sowohl in der Bundesrepublik als auch in Frankreich, Italien und der Schweiz für die Überlassung und Einsichtnahme von Beobachtungsmaterial und für anregende Diskussionen danken. Dank gebührt in erster Linie denjenigen, durch deren Initiative die verschiedenen Sprengserien organisiert wurden. Hier sind die Namen von Mme Y. Labrouste, Prof. Closs, Prof. C. Morelli, Dipl.-Phys. Süssstrunk und Prof. O. Vecchia zu nennen.

Sehr viele Anregungen erhielt der Verfasser auf dem Symposium „Die Zone von Ivrea-Verbania“ in Locarno 1968 und der anschließenden Exkursion durch dieses einzigartige Gebiet. So sei vor allem den Organisatoren dieser Tagung, den Herren Prof. Niggli und Dr. Schmid, gedankt.

Literatur

SMPM = Schweiz. Mineralog. u. Petrogr. Mitt.

- ANSORGE, J. (1968): Die Struktur der Erdkruste an der Westflanke der Zone von Ivrea. SMPM 48/1, 247—254.
- BEDERKE, E. (1962): Altersgliederung und Dichteverteilung im kristallinen Grundgebirge. Geol. Rdsch. 52, S. 1—12.

- (1963): Siehe GROUPE D'ETUDES....
- (1968): Die plutonische Metamorphose im Schwerehoch der Ivreazone. Symposium Ivrea-Verbano, Vortragszusammenfass., Locarno, 1 S.
- BEHNKE, CL. (1967): Ergebnisse des Profils Lac Nègre-Lago Lagorai. (Mündl. Mitteilung.)
- BIRCH, F. (1958): Interpretation of the seismic structure of the crust in the light of experimental studies of wave velocities in rocks. Contrib. in Geophysics, 1, Pergamon, New York, S. 158—170.
- CHOUDHURY, M. et al. (1963): Siehe GROUPE D'ETUDES....
- CHOUDHURY, M., GIESE, P. und DE VISINTINI, G. (1968): Crustal Structure of the Alps — some General Features from Explosion Seismology. IUGG — General Assembly, Schweiz, Bericht (1967) 15 S., veröffentlicht in: Boll. Geofis. teor. appl., im Druck.
- CHOUDHURY, M. und RUEGG, J. C. (1968): Structure profonde de la zone d'Ivrea. Quelques particularités de propagation des ondes sismiques. Referat gehalten am Symposium „Zone Ivrea-Verbano“ 30. 3.—3. 4. 1968, Locarno/Stresa.
- DOHR, G. (1959): Über die Beobachtung von Reflexionen aus dem tieferen Untergrunde im Rahmen routinemässiger reflexionsseismischer Messungen. Z. Geoph. 25, S. 280—300.
- FAHLQUIST, D. A. (1963): Seismic Refraction Measurements in the Western Mediterranean Sea. Comm. Int. Expl. Sci. Mediterr., Monaco, XVII, 3 S.
- FUCHS, K. et al. (1963): Siehe GROUPE D'ETUDES....
- GIESE, P. und DE VISINTINI, G. (1964): Ergebnisse des Lago Lagorai E-Profils. IUGG Monographs Nr. 29. Commission Seismologique Européenne, Réunion de Budapest Sept. Seismicity of Europe IV E 2.
- GIESE, P. (1964): Beispiele zur Geschwindigkeitsverteilung im obersten Bereich der Erdkruste. Bad Kreuznacher DFG-Kolloquium, 9 N 6, 7 S.
- (1965): Ergebnisse der bisherigen seismischen Messungen in den Alpen und Erörterung einiger damit zusammenhängender Probleme. Festschr. Max Richter zum 65. Geburtstag. Ed. Piepersche Verlagsanstalt Clausthal-Zellerfeld, S. 271—290.
- (1966a): Versuch einer Gliederung der Erdkruste im nördlichen Alpenvorland, in den Ostalpen und in Teilen der Westalpen mit Hilfe charakteristischer Refraktions-Laufzeitkurven sowie eine geologische Deutung. Habil. Schrift, Math.-Nat. Fak. d. Freien Universität Berlin, 143 S. Veröffentlicht: GIESE, P. (1968).
- (1966b): Neue Gesichtspunkte zur Gliederung der Erdkruste auf Grund refraktionsseismischer Messungen. Z. Geophysik 32, S. 488—491.
- (1967): Der Grenzbereich zwischen Erdkruste und Erdmantel. Comm. Séism. Europ., Kopenhagen, Vortrag C 14, 1966b, veröffentlicht: GIESE, P. (1967). Akademisk Forlag, Kopenhagen.
- GIESE, P., PRODEHL, C. und BEHNKE, C. (1967): Ergebnisse refraktionsseismischer Messungen 1965 zwischen dem französischen Zentralmassiv und den Westalpen. Z. Geoph. 33, S. 215—261.
- GIESE, P. (1968): Versuch einer Gliederung der Erdkruste im nördlichen Alpenvorland, in den Ostalpen und in Teilen der Westalpen mit Hilfe charakteristischer Refraktions-Laufzeitkurven sowie eine geologische Deutung. Inst. f. Meteorol. u. Geophys. d. FU Berlin, Geoph. Abh., 1/2, 214 S.
- GIESE, P., GÜNTHER, K. und REUTTER, K. J. (1968): Vergleichende geologische und geophysikalische Betrachtungen der Westalpen und des Nordapennins. Z. Deutschen Geol. Ges., im Druck.
- GIESE, P. und MECHLER, P. (1968): Ergebnisse des Profils Lago Bianco-Genua (mündl. Mitteilung).

- GRAESER, S. und HUNZIKER, J. C. (1968): Rb-Sr- und Pb-Isotopen-Bestimmungen an Gesteinen und Mineralien der Ivrea-Zone. SMPM 48/1, S. 189—204.
- GROUPE D'ETUDES DES EXPLOSIONS ALPINES (1963): Séismologie. Année Géophysique Internationale, C.N.R.S. Sér. XII, Fasc. 2, Rédacteurs: H. CLOSS et Y. LABROUSTE, 241 S.
- Für diese Arbeit wurden folgende Beiträge benutzt:
- BEDERKE, E.: Densité, anomalies de gravité et métamorphisme dans les Alpes occidentales. Chapitre II. D, 5 S.
 - FUCHS, K., MÜLLER, ST., PETERSCHMITT, E., ROTHÉ, J. P., STEIN, A. und STROBACH, K.: Essai d'interprétation No. 1, Chapitre VI. A., 52 S.
 - CHOUDHURY, M., LABROUSTE, Y. und PERRIER, J.: Essai d'interprétation No. 2, Chapitre VI. B., 26 S.
- GÜNTHER, K., GIESE, P. und REUTTER, K.-J.: Vergleichende Betrachtung von geologischen und geophysikalischen Beobachtungen im Grenzbereich Alpen/Apennin und im Nordapennin. Vortragszusammenfass., Berlin (1967), 1 S., in erweiterter Form veröffentlicht in: GIESE, GÜNTHER und REUTTER 1968.
- HUGHES, D. S. und MAURETTE, C. (1956): Variation of elastic wave velocities in granites with pressure and temperature. Geophysics, 21 (2), S. 277—284.
- (1957): Variation of elastic wave velocities in basic igneous rocks with pressure and temperature. Geophysics, 22, S. 23—31.
- KAMINSKI, W. und MENZEL, H. (1968): Zur Deutung der Schwereanomalie des Ivrea-Körpers. SMPM 48/1, S. 255—260.
- LANDOLT-BÖRNSTEIN (1931): Physikalisch-Chemische Tabellen. 5. Aufl., 2. Ergänzungsband, 2. Teil, J. Springer Verl., Berlin.
- LENSCH, G. (1968): Die Ultrabaskitkörper der Zone von Ivrea und ihre geologische Interpretation. Symposium Ivrea-Verbano, Vortragszusammenfass., Locarno, 2 S.
- LIEBSCHER, H.-J. (1962): Reflexionshorizonte der tieferen Erdkruste im Bayrischen Alpenvorland, abgeleitet aus Ergebnissen der Reflexionsseismik. Z. Geoph. 28, S. 162—184.
- (1964): Deutungsversuche für die Struktur der tieferen Erdkruste nach reflexionsseismischen und gravimetrischen Messungen im deutschen Alpenvorland. Z. Geoph. 30, S. 51—96, 115—126.
- MEHNERT, K. R. (1959): Der gegenwärtige Stand des Granitproblems. Fortschr. Mineral. 37, S. 117—206.
- MEISSNER, R. (1966): An Interpretation of the Wide Angle Measurements in the Bavarian Molasse Basin. Geophys. Prosp., 14, S. 7—16.
- (1967): Zum Aufbau der Erdkruste, Ergebnisse der Weitwinkelmessungen im bayrischen Molassebecken. Gerlands Beitr. Geoph., 76, S. 211—254 u. 295—314.
- MÜLLER, ST. und LANDESMAN, M. (1966): Seismic Studies of the Earth's Crust in Continents; part II: Analysis of Wave Propagation in Continents and Adjacent Shelf Areas. Geoph. J.R.A.S., 10, S. 525—538.
- MICHOT, P. (1968): Does the Conrad Discontinuity outcrop in Southern Norway? Symposium Ivrea-Verbano, Vortragszusammenfass., Locarno, 1 S.
- NIGGLI, E. (1946): Über den Zusammenhang zwischen der positiven Schwereanomalie am Südfuss der Westalpen und der Gesteinszone von Ivrea. Eclogae geol. Helv., 39, S. 211—220.
- PORADA, H. (1966): Tektonik und Metamorphose der penninischen Zone zwischen Dora-Maira und Mercantour-Massiv (italienische Westalpen). N. Jb. Geol.-Paläont. Abh., 124, 2, S. 118—150.

- RINGWOOD, A. E. und GREEN, G. H. (1966): An Experimental Investigation of the Gabbro-Eclogite Transformation and Some Geophysical Implications. *Tectonophysics*, 3, S. 383—428.
- SCHMID, R. (1966): Struktureller Aufbau der Zone Ivrea-Verbano zwischen Valle d'Ossola und Val Grande (Norditalien). *SMPM* 46, S. 687—691.
- STEIN, A. et al. (1967): Bericht IUGG General Assembly, 1 S.
- THE GERMAN RESEARCH GROUP FOR EXPLOSION SEISMOLOGY (1968): Topographie des „Ivrea-Körpers“, abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten. *SMPM* 48/1, S. 235—246.
- WINKLER, H. G. F. (1965): Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer Verlag, Berlin, 218 S.
- WYLLIE, M. R. J., GREGORY, A. R. und GARDINER, L. W. (1956): Elastic Wave Velocities in Heterogeneous and Porous Media. *Geophysics*, XXI, 1, S. 41—70.