

Studienrichtung Vermessungswesen
Technische Universität Wien

**GEOWISSENSCHAFTLICHE
MITTEILUNGEN**

Heft 30

**Über die Bedeutung dynamisch ermittelter Parameter für die
Bestimmung von Gesteins- und Gebirgseigenschaften**

von

KARL-HEINZ ROCH

Veröffentlichung des Institutes für Theoretische Geodäsie und Geophysik
Abt. Geophysik

Geowiss. Mitt.
30, 1987

Wien, im Februar 1987

Herausgeber und Verleger: o.Univ.Prof.Dipl.-Phys.Dr. A.E. Scheidegger
Leiter der Abteilung Geophysik
des Institutes für Theoretische Geodäsie und Geophysik
der Technischen Universität Wien
A-1040 Wien, Gußhausstraße 27-29

Für den Inhalt verantwortlich: Dipl.-Ing.Dr. Karl-Heinz Roch

Die Kosten für den Druck wurden aus der ordentlichen Dotation des Institutes
für Theoretische Geodäsie und Geophysik der TU Wien getragen.

Druck: ÖHTUW - Vervielfältigung, Wien
Auflage: 200 Stück

Kurzfassung

Die Anwendungsmöglichkeiten "dynamischer" Meßmethoden für die Bestimmung von Gesteins- und Gebirgseigenschaften wurden bei verschiedenen geotechnischen Problemstellungen studiert. Dazu wurden an einer großen Zahl von Gesteinsproben Laufzeitmessungen mit Ultraschall durchgeführt. Die dafür zusammengestellte Ultraschall-Meßeinrichtung ermöglicht bei Verwendung einer Meßfrequenz von 1 MHz p- und s-Wellen-Messungen mit einer reproduzierbaren Genauigkeit von $\pm 0.05 \mu\text{s}$. Damit konnten auch bei kleinen Probekörpern die Wellengeschwindigkeiten mit der erforderlichen Genauigkeit bestimmt werden. Es hat sich gezeigt, daß das Verhältnis der Ausbreitungsgeschwindigkeiten von p- und s-Wellen gut geeignet ist um Gesteinsunterschiede zu differenzieren. Die Richtungsabhängigkeit der Wellengeschwindigkeiten bei anisotropem Material wurde durch Laufzeitmessungen mit verschiedenen Wellentypen bestimmt. Die Gegenüberstellung von an Gesteinsproben und in situ bestimmten Parametern hat sich als wesentlicher Bestandteil der Interpretation von in situ-Messungen erwiesen, insbesondere wenn bei diesen die Ausbreitungsrichtung nicht variiert werden kann. Für in situ-Messungen konnte ein Aufnahmesystem entwickelt werden, mit dem seismische Signale mit einer Abtastrate von $15 \mu\text{s}$ aufgezeichnet werden können und damit auch die Aufnahme höherer Frequenzen und die Messung kurzer Laufzeiten möglich ist. Die Anwendung von in situ-Messungen zur Bestimmung von Gebirgseigenschaften wurde an einer Reihe von geologisch und technisch sehr unterschiedlichen Situationen getestet, um die Aussagemöglichkeiten und Grenzen der Methode zu beleuchten.

Abstract

The applicability of "dynamic" methods for the determination of rock and rock mass properties has been studied on the example of different geotechnical problems. For this purpose ultrasonic travel time measurements have been carried out on a great number of rock samples. The ultrasonic measuring unit that has been assembled for this purpose allows a reproducible accuracy of $\pm 0.05 \mu\text{s}$ with p- and s-wave measurements at 1 MHz measuring frequency. The measuring assembly was even capable for determining the wave velocities with the required accuracy in small specimens. It could be shown that the p- and s-wave velocity ratio can be used with good success for the determination of rock differences. The dependence of wave velocities on the direction of the propagation has been determined by travel time-measurements with different types of elastic waves. The comparison of the properties determined for rock samples and in situ has been proved as an essential part for a successful interpretation of in situ measurements, especially when the direction of the propagation cannot be varied. A recording system has been developed for in situ measurements, by which means seismic signals can be recorded with a sampling rate of $15 \mu\text{s}$. It allows the recording of higher frequencies and the measurement of short travel times. The application of in situ measurements for the determination of rock mass properties has been tested at a number of geologically and technically very different conditions, in order to illustrate the possibilities and limitations of the method.

Inhaltsverzeichnis

1. <u>Einleitung</u>	3
2. <u>Geotechnische und physikalische Grundlagen</u>	6
2.1. Allgemeines zur Beschreibung von " Gestein und Gebirge "	6
2.2. Geotechnische Begriffe	6
2.2.1. Gesteinseigenschaften	6
2.2.2. Gebirgseigenschaften	6
2.3. Die Ausbreitung elastischer Wellen	7
2.3.1. Prinzip	7
2.3.2. Die Ausbreitung elastischer Wellen in isotropen Medien	9
2.3.3. Die Ausbreitung elastischer Wellen in transversal isotropen Medien	10
2.3.4. Signalabschwächung	12
2.3.5. Größeneffekte	13
2.3.6. Einfluß verschiedener physikalischer Parameter auf die Ausbreitung elastischer Wellen	15
2.4. Dynamisch bestimmte Elastizitätsparameter	20
2.4.1. Vergleich zwischen statisch und dynamisch bestimmten Elastizitätsparametern	22
2.5. Andere Korrelationen	22
3. <u>Bestimmung dynamischer Elastizitätsparameter an Gesteinsproben mittels Ultraschall</u>	24
3.1. Allgemeines	24
3.2. Prinzipielle Überlegungen zur Laufzeitmessung mit Ultraschall	25
3.3. Die Durchschallungsmethode	26
3.3.1. Meßprinzip	26
3.3.2. Meßgerät	28
3.3.3. Prüfköpfe	30
3.3.4. Meßanordnung	34
3.3.5. Durchschallungsmessungen an Gesteinsproben	35
4. <u>Bestimmung dynamischer Elastizitätsparameter in situ</u>	41
4.1. Allgemeines	41
4.2. Direkte Bestimmung	41
4.3. Bestimmung aus Laufzeitmessungen refraktierter Wellen	41
4.4. Laufzeitmessungen im Bohrloch	46

4.5. Bestimmung dynamischer Elastizitätsparameter unter Tag	47
4.6. sh-Wellen-Seismik	49
4.7. Meßanordnung	52
5. <u>Anwendungen - Meßbeispiele</u>	57
5.1. Messungen am anstehenden oder überdeckten Fels	57
5.2. Ultraschallmessungen an Proben als Grundlage für die Interpretation von sonic-log-Daten	66
5.3. Messungen unter Tage	72
5.4. Messungen an stark aufgelockertem und verwittertem Fels	81
5.5. Beurteilung der Abbaubarkeit von aufgelockertem Fels aus in situ gemessenen Wellengeschwindigkeiten	89
6. <u>Zusammenfassung</u>	91
7. <u>Literatur</u>	93

1. Einleitung

Eine möglichst genaue Kenntnis der Gesteins-, Gebirgs- und Bodeneigenschaften ist bei vielen Projekten Voraussetzung für eine optimale Planung und Ausführung. So ist z.B. die Beurteilung eines Gebirges hinsichtlich seiner Standfestigkeit und seines Ausbruchverhaltens beim Tunnelbau sowohl für die technische Ausführung als auch für Ausschreibung und Kostenrechnung von großer Bedeutung. Ausgehend von Arbeiten Terzaghis wurden verschiedene Arten von Gebirgsklassifizierungen vorgeschlagen. In Österreich wird für den konventionellen Vortrieb die Klassifizierung nach Lauffer, 1958, als Grundlage verwendet. Eine modifizierte Klassifizierung stammt von Pacher et al., 1974. Für eine Klassifizierung werden verschiedene Kriterien herangezogen. Auf Grund dieser Kriterien und der vielfältigen Probleme, die bei verschiedenen Bauvorhaben auftreten, wurden auch verschiedene Klassifizierungen entwickelt, die zum Teil unterschiedliche Zielsetzungen haben. So werden z.B. von Bieniawsky, 1979, felsmechanische und gesteinsphysikalische Parameter als Kriterien verwendet.

Neben der Erkundung des Gebirges durch Kernbohrungen ist die Bestimmung von felsmechanischen Parametern (z.B. durch Radialpressen oder Lastplattenversuche) sehr aufwendig. Es ist daher naheliegend zu versuchen, auch einfach anzuwendende Meßverfahren für die Bestimmung der Materialeigenschaften heranzuziehen. Da die mechanischen Eigenschaften auch die Ausbreitungsbedingungen für Schallwellen bestimmen, ist die Anwendung von Meßmethoden, die nach diesem Prinzip arbeiten, besonders interessant. Im Gegensatz zu den "statischen" Meßmethoden werden alle Verfahren, die die Ausbreitung von Schallwellen verwenden, als "dynamische" bezeichnet, da bei diesem Prinzip die Zeit einer bestimmten Krafteinwirkung sehr kurz ist. Die Anwendung dynamischer Meßmethoden gestattet es vergleichsweise rasch und mit geringem Aufwand und daher kostengünstig große Gebirgsbereiche zu erfassen, sofern diese für das einzusetzende Meßverfahren zugänglich sind. So ist etwa für die Prognose der Gebirgsklassen einer Tunneltrasse, die auf refraktionsseismischen Messungen basiert, die Grenze durch die Überlagerungsmächtigkeit gesetzt. Ein großer Vorteil der dynamischen Meßanordnungen liegt in der Möglichkeit, sie beliebig an die Größe des zu untersuchenden Bereiches anpassen zu können. Gegenüber statischen Versuchen, die eine punktförmige Information der Gebirgseigenschaften vermitteln, kann mit einer dynamischen Meßmethode das Gebirge gleichmäßiger untersucht werden. Es ist daher einerseits eine Unterstützung herkömmlicher Messungen in Form von Zusatzinformationen möglich, andererseits können dadurch andere Untersuchungen eingespart werden. Weit erheblichere Einsparungen sind darüberhinaus möglich, wenn durch eine bessere Kenntnis der Gebirgseigenschaften kostengünstigere Ausbaumaßnahmen getroffen werden können.

Im Prinzip ist die Möglichkeit, seismische Messungen zur einfachen Bestimmung von Gebirgseigenschaften zu verwenden, seit langem bekannt und auch in vielen Fällen angewandt worden. Bei der Bestimmung von Elastizitätsparametern aus Druck- und Scherwellengeschwindigkeiten stellte sich heraus, daß eine Korrelation mit statisch bestimmten Parametern keine einheitlichen Zusammenhänge ergab (Link, 1962, Müller, 1963). Da die Wellengeschwindigkeiten von einer Reihe physikalischer Parameter des Gebirges abhängen und diese Zusammenhänge oft nicht bekannt sind, wurden bei vielen Untersuchungen nur Beziehungen für lokal begrenzte Untersuchungsbereiche und die dort bestimmten Größen hergestellt.

Da aber die dynamischen Methoden in vielen Fällen große Vorteile bieten, bzw. bestimmte Untersuchungen anders gar nicht vorgenommen werden können, wurde immer wieder versucht, diese Methoden weiter zu entwickeln, neue Zusammenhänge

herzustellen und neue Erfahrungen zu sammeln. So wurde der Zusammenhang zwischen Kluftorientierung und Anisotropie der Druckwellengeschwindigkeit von Brückl et al., 1973, untersucht. Von Brückl, 1977, wurde eine Gebirgsklassifikation an Hand der Druckwellengeschwindigkeiten vorgeschlagen. Sjögren et al., 1979, haben die Druckwellengeschwindigkeit mit felsmechanischen Parametern, wie dem RQD-Wert und der Zahl der Klüfte/m für unterschiedliche Gesteine und verschiedene Örtlichkeiten korreliert. Die erwähnte Gebirgsklassifizierung nach Bieniawski, 1979, die eine zahlenmäßige Klassifizierung nach Gesteins- und Gebirgsparametern darstellt ("rock mass rating"), bietet sich ebenfalls zur Korrelation mit dynamisch bestimmten Parametern an. Eine Beurteilung des Gebirges mittels eines dynamisch ermittelten "Kontinuitätsindex" wird von Denis et al., 1979, beschrieben. Von Steinhauser et al., 1984, wird ein Zusammenhang zwischen der nach Lauffer bestimmten Gebirgsgüte-Klasse und der refraktionsseismisch von der Oberfläche aus bestimmten Druckwellengeschwindigkeit für verschiedene Tunnelbauten in Karbonatgesteinen und im Kristallin Österreichs angegeben.

In einer Arbeit von Stacy, 1976, wird eine Übersicht angegeben, wie sich verschiedene Gebirgstypen hinsichtlich der Ausbreitung elastischer Wellen auswirken. Sie wurde aus Modellversuchen abgeleitet. Man kann daraus erkennen, welche Auswertung seismischer Messungen für einen bestimmten Gebirgszustand erfolgversprechend ist.

Rock mass description	P-wave velocity	S-wave velocity	P-wave frequency	S-wave frequency	P-wave amplitude	S-wave wave-length
Compact, competent, "intact"	Very high	Very high	High	High	High	Short
Compact, competent, jointed, wet	High	High	High	Medium	High	Medium
Compact, competent, jointed, dry	High - medium	Medium	Medium	High - Medium	Medium	Short - medium
Compact, competent, jointed, wet, clay on joints	High	Medium	High	Low - medium	High - medium	Medium - long
Loosened, jointed, dry	Low	Low	Low	Low	Low	Long
Loosened, jointed, wet	Medium	Low	Medium	Low - very low	Low - medium	Long - very long
Loosened, jointed, wet, clay on joints	Medium	Low	Medium	Very low	Low - medium	Very long

Abb. 1.1 : Zusammenhang zwischen Gebirgszustand und der Ausbreitung elastischer Wellen (nach Stacy, 1976)

Von Hoek, 1974, und Bieniawski, 1978, wird die Anwendung "kleinseismischer" Untersuchungen mit Scherwellen beschrieben. Sie wurde ursprünglich von Schneider, 1967, angegeben. Es werden dabei die Scherwellengeschwindigkeit, die Frequenz der Scherwellen und die Signalabschwächung in Abhängigkeit von der Entfernung bestimmt.

Zur richtigen Beurteilung von in situ gemessenen Geschwindigkeiten ist vielfach, insbesondere bei kompaktem Gebirge, die genaue Kenntnis der dynamischen Gesteinseigenschaften, die im Labor mittels Ultraschall bestimmt werden, von

von Bedeutung. Man kann auf diese Weise vor allem das Ausmaß des Einflusses verschiedener physikalischer Parameter wie z.B. Druck und Wassergehalt auf die Wellengeschwindigkeiten bestimmen. Damit können Unterschiede zu in situ-Messungen wesentlich aussagekräftiger interpretiert werden. Die dynamische Messung an Gesteinsproben ist insbesondere zur Bestimmung von Anisotropien wichtig. Der Einfluß der Anisotropie auf die Meßergebnisse ist bei in situ Messungen (z.B. im Tunnel oder bei Bohrlochmessungen) nur schwer oder gar nicht zu erfassen.

In der Exploration von Kohlenwasserstoffen hat durch die Auswertbarkeit von Scherwellen insbesondere bei Bohrlochmessungen ("full waveform logging", z.B. Morris et al., 1984) die Korrelation dynamischer Parameter mit petrophysikalischen Parametern in den letzten Jahren verstärkt Bedeutung erlangt. Die Ergebnisse wissenschaftlicher Arbeiten auf diesem Gebiet (z.B. Domenico, 1984) sind auch für andere geophysikalische Anwendungen dynamischer Methoden von Interesse.

Es war nun Ziel dieser Arbeit, in verschiedenen geologischen Formationen sowohl ober Tag als auch unter Tag Wellengeschwindigkeiten zu bestimmen und diese mit den Ergebnissen möglichst genauer dynamischer Messungen an Proben zu vergleichen. Auf Grund der bereits erwähnten Abhängigkeit von verschiedenen physikalischen Parametern und Unterschieden in der mineralischen Zusammensetzung, können die Wellengeschwindigkeiten weitaus größeren Schwankungen unterliegen als vielfach angenommen wird. Es war daher notwendig, neben der seismischen Meßausrüstung auch eine Meßanordnung anzuschaffen bzw. zu entwickeln, mit der systematische Gesteinsuntersuchungen in der erforderlichen Genauigkeit durchgeführt werden können. Da in vielen Fällen die Beschaffung von geeigneten Proben, die für die jeweiligen in situ-Meßstellen repräsentativ sind, Schwierigkeiten verursacht, wurde auch eine kleine und einfach zu handhabende Kernbohrmaschine angeschafft, die mit verhältnismäßig geringem Aufwand die Entnahme der erforderlichen Kerne ermöglicht. In manchen Fällen ist die Bestimmung der statischen Elastizitätsparameter im einachsigen Druckversuch an den Proben der Ultraschallmessung von besonderem Interesse. Daher gehört neben einer Ultraschallmeßeinrichtung auch eine Meßeinrichtung, mit der mittels Dehnungsmeßstreifen Verformungen gemessen werden können, zur Grundausstattung für Gesteinsuntersuchungen. Für die Ausführung von in situ-Messungen stand zunächst eine seismische Apparatur zur Verfügung, bei der keine Aufzeichnung der gemessenen Signale auf einem für weitere Datenverarbeitung geeigneten Datenträger vorhanden ist. Im Rahmen eines vom Forschungsförderungs fonds für die gewerbliche Wirtschaft geförderten Projektes konnte ein Aufnahmegerät entwickelt werden, das zusammen mit einem Personal Computer eine Meßeinrichtung darstellt, die eine wesentlich umfassendere Auswertung gestattet.

Die Auswahl der Meßstellen und der Umfang der Messungen mußte den technischen und finanziellen Möglichkeiten angepaßt werden. Die ausgeführten Untersuchungen, deren Schwerpunkt bei den Labormessungen an Gesteinsproben liegt, sind daher nicht als abgeschlossene Meßaufgaben zu betrachten. Sie sollen in erster Linie, wie die für diese Arbeit ausgewählten Meßbeispiele zeigen, die verschiedenen Möglichkeiten und Grenzen einer sinnvollen Anwendung von dynamischen Methoden für eine materialorientierte Kennwertermittlung aufzeigen.

2. Geotechnische und physikalische Grundlagen

2.1. Allgemeines zur Beschreibung von "Gestein und Gebirge"

Für die Beschreibung von Gesteins- bzw. Gebirgseigenschaften ist die Größe des Untersuchungsbereiches von wesentlicher Bedeutung. Man versteht unter Gestein denjenigen Bereich, für den die Materialfestigkeit maßgeblich ist. Es handelt sich dabei z.B. um Proben, wie sie aus Kernbohrungen zur Verfügung stehen. Für das Gebirge ist die Festigkeit des Gesteinsverbandes maßgeblich (Müller, 1963). Da sich das Gebirge aus verschiedenen Gesteinsarten und Gesteinsformationen zusammensetzen kann und die Klüftung sowie die Kluftfüllung eine wesentliche Rolle für die mechanischen Eigenschaften spielt, ist daher klar, daß Gestein und Gebirge sehr unterschiedliche Eigenschaften aufweisen können.

2.2. Geotechnische Begriffe

2.2.1. Gesteinseigenschaften

Die Gesteinsart ist durch die petrographische Beschreibung gegeben. Als Materialigenschaften werden vor allem die Härte und Festigkeit eines Gesteins verstanden. Diese Eigenschaften sind einerseits bestimmt durch die mineralische Zusammensetzung, die Festigkeit der Mineralkörner, die Kornbindung und die Korngröße. Andererseits ist das Vorhandensein von Inhomogenitäten wie Poren und anderen Hohlräumen und deren Wassersättigung entscheidend für das mechanische Verhalten des Materials verantwortlich. Auf Grund der äußeren Bedingungen bei der Gesteinsbildung kann es auch zu beträchtlicher Anisotropie kommen.

2.2.2. Gebirgseigenschaften

Die Gebirgseigenschaften werden durch das Gebirgs-Gefüge bestimmt. Darunter versteht man Trennflächen, die geschlossen oder offen sein können. Als Trennflächen kommen Schieferungsflächen, Schichtflächen und Kluftflächen in Betracht. Für das mechanische Verhalten sind eine Reihe von Faktoren, die die Klüftigkeit beschreiben, bestimmend:

- die räumliche Verteilung der Klüfte,
- der Kluftabstand oder die Zahl der Klüfte auf einer bestimmten Strecke
- die Kluftoberfläche (Rauigkeit),
- die Kluftöffnung, die zwischen Haarrissen und Klaffungen von einigen Zentimetern variieren kann,
- der Durchtrennungsgrad, der die Häufigkeit des Durchgangs einer Kluft bis zu einer anderen beschreibt und
- die Kluftfüllung.

Die räumliche Verteilung der Klüfte wird durch Streichen und Fallen der Flächen angegeben und in Form von Poldichtediagrammen dargestellt. Der Grad der Zerklüftung wird in der Ingenieurgeologie oft mit einer Kerngewinnungszahl, dem sogenannten RQD-Wert ("rock quality designation", nach Deere, 1968) angegeben. Man versteht darunter:

$$RQD = \text{Längensumme der Bohrkernstücke} > 10 \text{ cm} / \text{Kernlänge} \cdot 100 (\%) \quad (2.1)$$

Dieser Wert kann klarerweise nur Klüftigkeiten mit Abständen < 10 cm beschreiben und hängt nicht unmaßgeblich von der Bohrarbeit ab. Die Kluftöffnung bestimmt wesentlich den sogenannten Auflockerungsgrad. Man versteht darunter den Hohlraumanteil am Gebirgskörper. Der Durchtrennungsgrad bestimmt maßgeblich die Größe der Kluftkörper und deren Beweglichkeit.

Das Trennflächen-Gefüge sowie die Wechsellagerung verschiedener Gesteine kann zu Anisotropie im Gebirgsbereich führen.

2.3. Die Ausbreitung elastischer Wellen

2.3.1. Prinzip

Wirkt an einem elastischen Körper eine zeitlich veränderliche Kraft, so kommt es zu einer Ausbreitung der erzeugten Teilchenverschiebungen. Die Wellenarten und deren Ausbreitungsgeschwindigkeiten hängen von den elastischen Eigenschaften ab. Diese sind im allgemeinsten Fall für einen homogenen Körper durch die 21 unabhängigen Komponenten der symmetrischen Elastizitätsmatrix definiert, die den Zusammenhang zwischen Spannungs- und Verformungstensor formuliert :

$$\begin{bmatrix} \sigma_x \\ \sigma_y \\ \sigma_z \\ \tau_{yz} \\ \tau_{zx} \\ \tau_{xy} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & c_{14} & c_{15} & c_{16} \\ c_{12} & c_{22} & c_{23} & c_{24} & c_{25} & c_{26} \\ c_{13} & c_{23} & c_{33} & c_{34} & c_{35} & c_{36} \\ c_{14} & c_{24} & c_{34} & c_{44} & c_{45} & c_{46} \\ c_{15} & c_{25} & c_{35} & c_{45} & c_{55} & c_{56} \\ c_{16} & c_{26} & c_{36} & c_{46} & c_{56} & c_{66} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \epsilon_x \\ \epsilon_y \\ \epsilon_z \\ \gamma_{yz} \\ \gamma_{zx} \\ \gamma_{xy} \end{bmatrix} \quad (2.2)$$

Beschränkt man sich auf kleine Verformungen (Dehnungen bzw. Stauchungen und Verdrehungen), stehen diese mit den Teilchenverschiebungen in folgendem Zusammenhang (nach Ziegler, 1968):

$$\begin{aligned} \epsilon_x &= \frac{dx' - dx}{dx} = \frac{\partial u_x}{\partial x} & \gamma_{xy} &= \frac{\pi}{2} - \psi_{xy} = \frac{\partial u_x}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial x} \\ \epsilon_y &= \frac{dy' - dy}{dy} = \frac{\partial u_y}{\partial y} & \gamma_{yz} &= \frac{\pi}{2} - \psi_{yz} = \frac{\partial u_y}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial y} \\ \epsilon_z &= \frac{dz' - dz}{dz} = \frac{\partial u_z}{\partial z} & \gamma_{zx} &= \frac{\pi}{2} - \psi_{zx} = \frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x} \end{aligned} \quad (2.3)$$

Abb. 2.1 zeigt die Spannungs- und Verformungskomponenten am Elementarquader. Die Bewegungsgleichungen für die 3 Achsrichtungen eines Volumenelementes lauten:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \sigma_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} &= \rho \frac{\partial^2 u_x}{\partial t^2} \\ \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_y}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} &= \rho \frac{\partial^2 u_y}{\partial t^2} \\ \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_z}{\partial z} &= \rho \frac{\partial^2 u_z}{\partial t^2} \end{aligned} \quad (2.4)$$

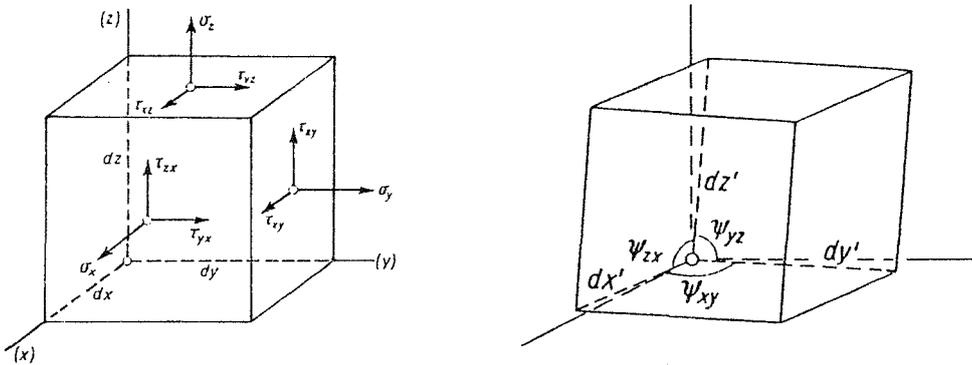


Abb. 2.1 : Spannungs- und Verformungskomponenten am Elementarquader (nach Ziegler, 1968)

Die Lösung der Bewegungsgleichungen (2.4) unter Verwendung von (2.2) und (2.3) führt je nach Symmetrieeigenschaften des betrachteten Mediums auf unterschiedliche Wellenarten und Wellengeschwindigkeiten. Umgekehrt können aus den Wellengeschwindigkeiten die Elastizitätsparameter bestimmt werden. Die detaillierte mathematische Herleitung dieser Beziehungen ist z.B bei White, 1965, dargestellt.

Die hier angestellten Betrachtungen gelten für ein homogenes Medium. Dieser Begriff bedeutet im Zusammenhang mit der Ausbreitung elastischer Wellen aber nicht absolute Gleichmäßigkeit des Materials sondern Gleichheit der Mittelwerte von Elementarvolumina, deren lineare Ausdehnung klein ist gegenüber der Wellenlänge der sich ausbreitenden Schwingung.

2.3.2. Die Ausbreitung elastischer Wellen in isotropen Medien

Für ein isotropes Medium sind in der Matrix (2.2) nur 2 Komponenten unabhängig. Aus praktischen Gründen werden in diesem Fall zur Beschreibung für technische Zwecke meist der Elastizitätsmodul E und das Poissonverhältnis (Querdehnungszahl) ν verwendet :

$$\begin{bmatrix} \sigma_x \\ \sigma_y \\ \sigma_z \\ \tau_{yz} \\ \tau_{zx} \\ \tau_{xy} \end{bmatrix} = \frac{E}{(1+\nu)(1-2\nu)} \begin{bmatrix} (1-\nu) & \nu & \nu & 0 & 0 & 0 \\ \nu & (1-\nu) & \nu & 0 & 0 & 0 \\ \nu & \nu & (1-\nu) & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \frac{(1-2\nu)}{2} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \frac{(1-2\nu)}{2} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \frac{(1-2\nu)}{2} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \epsilon_x \\ \epsilon_y \\ \epsilon_z \\ \gamma_{yz} \\ \gamma_{zx} \\ \gamma_{xy} \end{bmatrix} \quad (2.5)$$

E ist durch den Zusammenhang zwischen Spannung und Verformung dargestellt. Betrachtet man z.B. die x-Achse, erhält man :

$$E = \frac{\sigma_x - \nu (\sigma_y + \sigma_z)}{\epsilon_x} \quad (2.6)$$

ν beschreibt den Zusammenhang zwischen Längs- und Querverformung (z.B. Stauchung in Richtung der x-Achse, Dehnungen in Richtung y und z :

$$\nu = - \frac{\epsilon_y}{\epsilon_x} = - \frac{\epsilon_z}{\epsilon_x} \quad (2.7)$$

Die Lösung der Bewegungsgleichungen (2.4), die unter Verwendung von (2.5) und (2.3) kürzer auch in der Form

$$C_1 \text{ grad div } \hat{u} - C_2 \text{ rot rot } \hat{u} = \rho \frac{\partial^2 \hat{u}}{\partial t^2} \quad (2.8)$$

geschrieben werden können, führt auf einen wirbelfreien und einen quellenfreien Anteil. Ersterer ergibt eine Druckwelle, der zweite eine Scherwelle (im folgenden immer kurz p-Welle und s-Welle bezeichnet). C_1 und C_2 beinhalten die Materialparameter. Für die Ausbreitungsgeschwindigkeiten der beiden Wellentypen, ausgedrückt in E und ν ergibt sich :

$$v_p = \left(\frac{E}{\rho} \cdot \frac{(1-\nu)}{(1-2\nu)(1+\nu)} \right)^{1/2} \quad (2.9)$$

$$v_s = \left(\frac{E}{2\rho} \cdot \frac{1}{(1+\nu)} \right)^{1/2} \quad (2.10)$$

2.3.3. Die Ausbreitung elastischer Wellen in transversal isotropen Medien

Metamorphe Gesteine zeigen zum Teil beträchtliche Anisotropie. Diese Anisotropie ist einerseits durch die Genese in der Kristallstruktur (Schieferung) gegeben, andererseits ist die Lagerungsfolge von Schichten unterschiedlicher elastischer Eigenschaften Ursache anisotropen Verhaltens. Unter der Voraussetzung, daß in der Schieferungs- bzw. Lagerungsebene keine ausgezeichnete Richtung vorhanden ist, verhalten sich derartige Materialien für die Ausbreitung elastischer Wellen wie ein transversal isotropes Medium (Helbig, 1956, Postma, 1955). Dieses Verhalten ist bei geschichtetem Aufbau dann realisiert, wenn die Dicke der einzelnen aufeinanderfolgenden Schichten viel kleiner ist als die Wellenlänge der elastischen Welle (Postma, 1955). Ein transversal isotropes Medium hat eine Symmetrieachse. Normal zu dieser sind alle Richtungen gleichwertig. Anstelle von zwei Wellentypen im isotropen Medium (longitudinal und transversal), gibt es im transversal isotropen Medium drei. Die zu einer Ausbreitungsrichtung gehörenden Wellentypen haben (von bestimmten Richtungen abgesehen) unterschiedliche Ausbreitungsgeschwindigkeit. Die zugehörigen Verschiebungen sind zueinander orthogonal, aber nicht rein longitudinal bzw. transversal. Es gibt eine transversale (sh) eine annähernd transversale ("quasitransversale" - sv) und eine annähernd longitudinale ("quasilongitudinale" - p) Welle (Abb. 2.2). Letztere hat die größte Ausbreitungsgeschwindigkeit. Sie ist parallel zur Schichtung oder Schieferung größer als normal dazu. Duda, 1960, hat diese drei Wellentypen bei seismischen Messungen unter Tag in anisotropem Gebirge festgestellt.

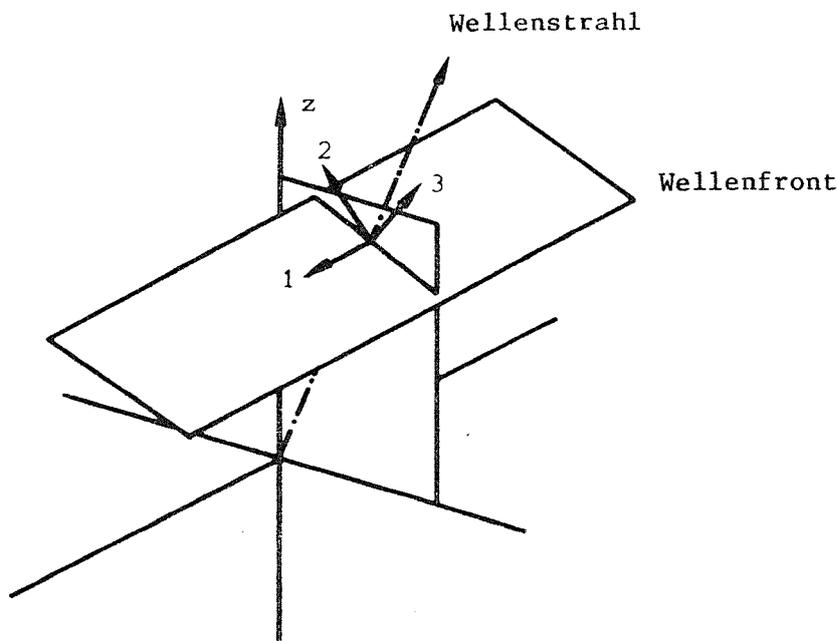


Abb. 2.2 : Transversal isotropes Medium - Verschiebungsvektoren :
1 ... transversal (sh) ; 2 ... quasi-transversal (sv)
3 ... quasi longitudinal (p) ; z ... Symmetrieachse ;
(nach Helbig, 1956)

Ausgehend vom Zusammenhang zwischen Spannung und Verformung für ein transversal isotropes Medium (z.B. Jaeger, 1969):

$$\begin{bmatrix} \sigma_x \\ \sigma_y \\ \sigma_z \\ \tau_{yz} \\ \tau_{zx} \\ \tau_{xy} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} c_{11} & (c_{11}-2c_{66}) & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ (c_{11}-2c_{66}) & c_{11} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ c_{13} & c_{13} & c_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & c_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & c_{44} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & c_{66} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \epsilon_x \\ \epsilon_y \\ \epsilon_z \\ \gamma_{yz} \\ \gamma_{zx} \\ \gamma_{xy} \end{bmatrix} \quad (2.11)$$

- wobei z die Symmetrieachse ist -

und den Beziehungen (2.3) für den Zusammenhang zwischen Verformungs- und Verschiebungskomponenten ergeben sich aus (2.4) für die Ausbreitung einer ebenen Welle drei mögliche Lösungen :

1. eine transversale Welle (sh-Welle) mit

$$v_{sh} = \left(\frac{c_{66} \sin^2 i + c_{44} \cos^2 i}{\rho} \right)^{1/2} \quad (2.12)$$

i bedeutet in dieser Gleichung den Winkel zwischen der Ausbreitungsrichtung und der Symmetrieachse.

2. eine quasitransversale Welle (sv-Welle) mit

$$v_{sv} = \left(\frac{c_{11} \sin^2 i + c_{33} \cos^2 i + c_{44} - F(i)}{2\rho} \right)^{1/2} \quad (2.13)$$

wobei

$$\begin{aligned} F(i) = & \left[(c_{11} - c_{44}) \sin^2 i - (c_{33} - c_{44}) \cos^2 i \right]^2 + \\ & + 4(c_{13} + c_{44})^2 \sin^2 i \cos^2 i \end{aligned} \quad (2.14)$$

3. eine quasilongitudinale Welle (p-Welle) mit

$$v_p = \left(\frac{c_{11} \sin^2 i + c_{33} \cos^2 i + c_{44}}{2\rho} + F(i) \right)^{1/2} \quad (2.15)$$

für $i = 0$ (schichtnormale) und $i = \pi/2$ (schichtparallele) Durchschallung ergibt sich somit

$$\begin{aligned} v_{sh}(0) &= (c_{44}/\rho)^{1/2} & v_{sh}(\pi/2) &= (c_{66}/\rho)^{1/2} \\ v_{sv}(0) &= (c_{44}/\rho)^{1/2} & v_{sv}(\pi/2) &= (c_{44}/\rho)^{1/2} \\ v_p(0) &= (c_{33}/\rho)^{1/2} & v_p(\pi/2) &= (c_{11}/\rho)^{1/2} \end{aligned} \quad (2.16)$$

In diesen beiden Fällen ergeben sich rein transversale bzw. rein longitudinale Wellen. Aus den Bedingungen

$$\begin{aligned} c_{11}, c_{33}, c_{44}, c_{66} &> 0 \text{ und} \\ c_{11} > c_{44}, c_{11} > c_{66}, c_{33} > c_{44}, c_{44} &\geq c_{66} \end{aligned} \quad (2.17)$$

(Postma, 1955), folgt

$$v_p > v_s \text{ und } v_{sh} \geq v_{sv} \quad (2.18)$$

2.3.4. Signalabschwächung

Aus der Geometrie der Ausbreitung einer sphärischen elastischen Welle in einem homogenen Medium ergibt sich eine Abnahme der Schwingungsenergie pro Flächeneinheit und damit der Schwingungsamplitude mit der Entfernung vom Ausgangspunkt. Darüberhinaus ist eine Signalabschwächung durch Absorption zufolge inelastischer Effekte bedingt. Diese Abschwächung kann durch einen "Qualitätsfaktor" beschrieben werden, der dem Kehrwert des Energieverlustes pro Schwingung entspricht :

$$Q^{-1} = 1/2 \pi (\Delta E / E_{\max}) \quad (2.19)$$

Dieser kann für trockenes Gestein frequenzunabhängig angenommen werden (Anton, 1972). Die Signalabschwächung ergibt sich aus der Beziehung:

$$\alpha = \pi \cdot f / Q \cdot v \quad \text{wobei} \quad \begin{aligned} f &\dots \text{ Frequenz} \\ v &\dots \text{ Wellengeschwindigkeit} \end{aligned} \quad (2.20)$$

Die Signalabschwächung steigt also mit der Frequenz. Das bedeutet, daß bei Durchgang eines akustischen Impulses durch ein absorbierendes Medium die hochfrequenten Anteile stärker gedämpft werden als die niederfrequenten. Es kommt daher zu einer Verbreiterung des Impulses mit der Entfernung vom Sender. Neben der Amplitudenverringerung kann somit auch diese Verbreiterung als Maß für die Absorptionsfähigkeit des durchschallten Mediums angesehen werden (Gladwin et al., 1974). Ebenso wie die Wellengeschwindigkeiten hängt auch Q vom Grad der Wassersättigung des Gesteins ab. Spencer, 1981, hat bei Frequenzen im kHz-Bereich auch eine Abhängigkeit von der Frequenz festgestellt.

Betrachtet man die durch Divergenz und Absorption bedingte Amplitudenabnahme, so gilt für die Amplituden, die an zwei aufeinanderfolgenden Meßpunkten bestimmt werden, die Beziehung

$$\frac{A_{i+1}}{A_i} = \left(\frac{x_i}{x_{i+1}} \right)^n e^{-\alpha(x_{i+1} - x_i)} \quad (2.21)$$

Dabei bedeuten: A_{i+1} , A_i ... Amplituden, x_{i+1} , x_i ... Abstände, n ... Divergenzkoeffizient, α ... Abschwächungskoeffizient

n ist von der Wellenart und der Ausbreitung abhängig. So ist z.B. für die Ausbreitung einer sphärischen Welle im isotropen Halbraum der Divergenzkoeffizient $n = 1$.

Will man die Signalabschwächung aus Amplitudenmessungen bestimmen, muß die Divergenz entsprechend berücksichtigt werden.

2.3.5. Größeneffekte

Ebenso wie bei statischen Messungen zur Bestimmung der mechanischen Eigenschaften (z.B. Habenicht, 1979, Baecher et al., 1981) spielt auch für die Wellenausbreitung die Ausdehnung des Untersuchungsgebietes eine Rolle. Wie bereits erwähnt, ist bezüglich der Durchschallung die Homogenität eines Materials an der Wellenlänge zu messen. Sowohl im Gestein als auch im Gebirge gibt es Bereiche, innerhalb deren Grenzen die mechanischen Eigenschaften als annähernd konstant angesehen werden können ("Homogenbereiche"). Ist die Wellenlänge wesentlich kleiner als deren lineare Ausdehnung, wird sich bei der Durchschallung eine Laufzeit ergeben, die sich aus den Teillaufzeiten zusammensetzt. Ist die Wellenlänge wesentlich größer als der Ausdehnung der Homogenbereiche entspricht, bestimmen die effektiven mechanischen Eigenschaften in der Größenordnung des Schallweges die Wellengeschwindigkeit. Man beobachtet daher unter Umständen eine Abhängigkeit des Meßergebnisses von der Frequenz.

Geht man von der mittleren Korngröße des untersuchten Materials aus, sollte die Wellenlänge wesentlich größer sein als diese, da es sonst zu einer starken Abschwächung des Signals kommt (Thill et al., 1968). Auch der Weg, für den die Laufzeit gemessen wird, sollte wesentlich größer sein als die mittlere Korngröße, sodaß eine repräsentative Wellengeschwindigkeit bestimmt werden kann.

Die laterale Ausdehnung eines Prüfkörpers wiederum sollte viel größer als die Wellenlänge sein, sodaß die Wellenausbreitung ohne Randeﬀekte erfolgt. Betrachtet man "Homogenbereiche" im Gebirge, ist die Wellenlänge ebenfalls an den gegebenen Dimensionen abzustimmen oder, wenn dies technisch nicht möglich ist, das Ergebnis entsprechend zu interpretieren. Abb. 2.3 zeigt die Wellenlängen für verschiedene Grundfrequenzen eines seismischen bzw. Ultraschallsignals und verschiedene Wellengeschwindigkeiten.

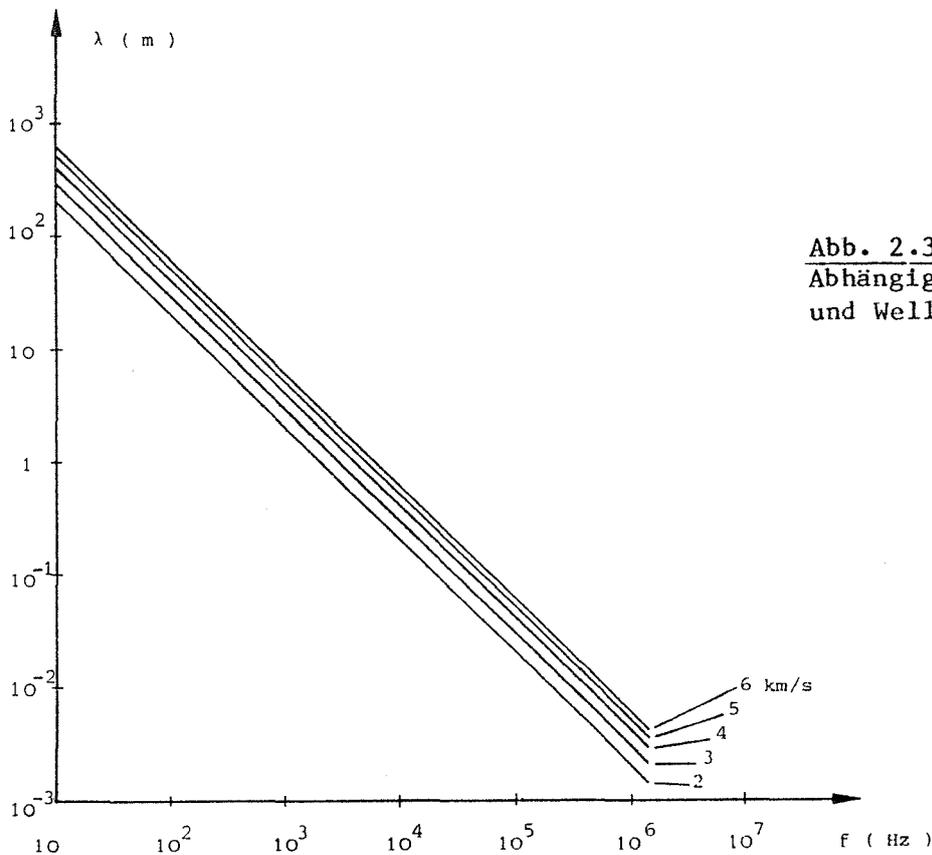


Abb. 2.3 : Wellenlängen in Abhängigkeit von Frequenz und Wellengeschwindigkeit

Man sieht, daß vor allem bei Verwendung hoher Frequenzen, wie sie für die Untersuchung von Gesteinsproben wegen der erforderlichen Meßgenauigkeit notwendig sind, die Wellenlängen in die Größenordnung von unterschiedlichen Gesteinsbereichen kommen kann. Aber auch bei in situ-Messungen mit Ultraschall kann dies zu Unterschieden im Vergleich mit seismischen Messungen führen.

2.3.6. Einfluß verschiedener physikalischer Parameter auf die Ausbreitung elastischer Wellen

Die Ausbreitungsbedingungen für elastische Wellen im Gestein bzw. Gebirge hängen von einer Reihe von physikalischen Parametern ab. Das ist der Grund, warum den Gesteinsarten bzw. Gebirgstypen keine bestimmten Elastizitätsparameter zuzuordnen sind, sondern nur Bereiche, in denen diese häufig zu beobachten sind. Eine Zusammenstellung der verschiedensten experimentellen Ergebnisse zu diesem Problemkreis ist z.B. im Buch von Lama und Vutukuri, 1978, gegeben. Im folgenden werden die einzelnen Faktoren, die die Durchschallung beeinflussen, übersichtsmäßig und im Hinblick auf meßtechnische Aspekte behandelt. Zunächst jene, die im Gestein begründet sind :

Die Gesteinsart ist ein erstes Kriterium für die Größe der Wellengeschwindigkeiten. So erhält man z.B. für Granite p-Wellen-Geschwindigkeiten von etwa 5 km/s. Sandsteine, die eine ähnliche Zusammensetzung aufweisen können, zeigen Werte um 3 km/s. Diese Tatsache ist durch die unterschiedliche Gesteinsstruktur gegeben.

Die mineralische Zusammensetzung ist ein weiterer Faktor, der die Wellengeschwindigkeiten wesentlich bestimmen kann. Spielen dabei nur die Volumensanteile der einzelnen Komponenten eine Rolle, ergibt sich nach Birch, 1943, die Wellengeschwindigkeit des Materials aus den Geschwindigkeiten der einzelnen Bestandteile in folgender Weise :

$$v = \frac{1}{\sum \frac{x_i}{v_i}} \quad (2.22)$$

v_i ... Geschwindigkeit im Bestandteil i; x_i ... Volumsverhältnis des Bestandteils i (Birch, 1943)

Da neben den Mineralanteilen auch die Korngöße und Kristallorientierung (Anisotropie !) sowie die Meßfrequenz (siehe 2.3.5.) eine wesentliche Rolle spielen kann, ist diese Art der Bestimmung nur als Richtwert zu betrachten.

Mit steigender Dichte nehmen die Wellengeschwindigkeiten grundsätzlich zu. Es gibt dazu zahlreiche experimentelle Ergebnisse, die übereinstimmend diesen Trend ergeben (z.B. Youash, 1970). Die Größenordnung dieser Zunahme beträgt etwa 0.2 km/s für eine Dichtedifferenz von +0.1 g/cm³.

Die Porosität ist ein weiterer gesteinspezifischer Parameter, der die Wellengeschwindigkeiten mit beeinflusst. Dabei ist prinzipiell zwischen einer "intergranularen" Porosität und einer, die sich auf Grund von Hohlräumen ergibt, die z.B. durch Verwitterung entstehen, zu unterscheiden. Der Unterschied zwischen diesen beiden Arten von Hohlräumen liegt in deren Größe und Verteilung in der Gesteinsstruktur. Für den Zusammenhang zwischen p-Wellen-Geschwindigkeit, Porosität und Porenfüllung wurde von Wyllie et al., 1956, folgende Beziehung angegeben:

$$\frac{1}{v_p} = \frac{\phi}{v_{PF}} + \frac{1-\phi}{v_{Gest}} \quad (2.23)$$

Darin bedeutet: ϕ ... Porosität

v_{PF} ... p-Wellen-Geschwindigkeit in der Porenfüllung

v_{Gest} ... p-Wellen-Geschwindigkeit in der Gesteinsmatrix

Abb. 2.4 zeigt den Einfluß, den die Porosität auf die p-Wellen-Geschwindigkeit hat.

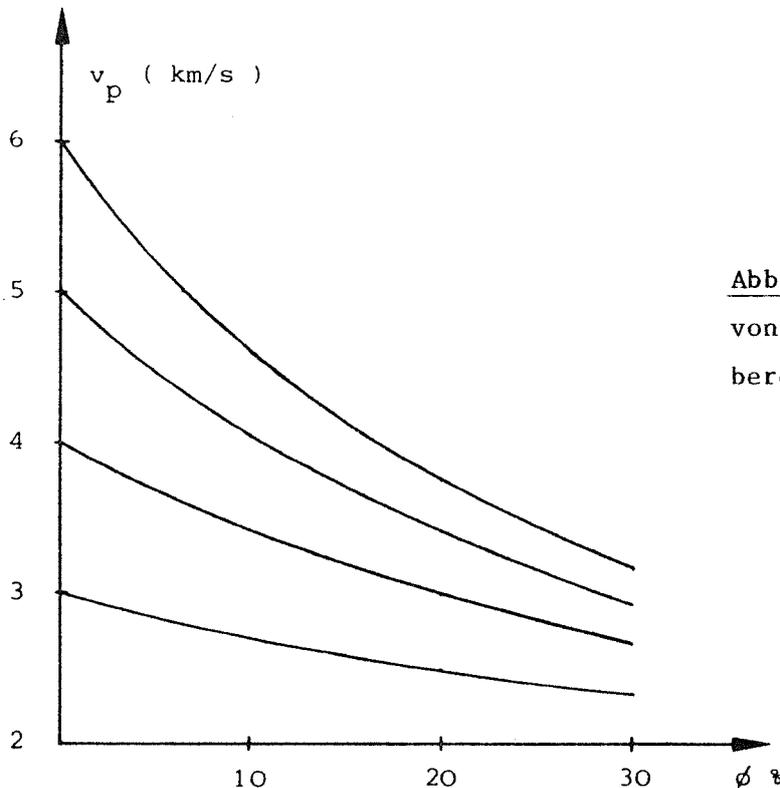


Abb. 2.4 : v_p in Abhängigkeit von der Porosität nach (2.23) berechnet für $v_{PF} = 1.5$ km/s

Da die Porosität ein sogenannter Speicherparameter ist, hat deren Bestimmung aus sonic-logs in Verbindung mit Labor-Untersuchungen an Gesteinsproben besondere Bedeutung erlangt (Domenico, 1984).

Poröse Gesteine zeigen vor allem bei geringem Druck eine starke Abhängigkeit der p-Wellen-Geschwindigkeit von der Wassersättigung. Bei höherem Druck werden die Hohlräume geschlossen und der Einfluß der Wassersättigung sinkt. s-Wellen sind weit weniger von der Porenfüllung beeinflusst, da sie sich nur im Festkörper fortpflanzen.

Viele Gesteine zeigen auf Grund ihrer Struktur (siehe oben) eine ausgeprägte Anisotropie. Wie für den transversal isotropen Körper hergeleitet (Abschnitt 2.3.3.), zeigen die experimentellen Ergebnisse generell schichtungsparallel höhere Werte als normal dazu. Mit zunehmendem Druck wird der Anisotropie-Effekt schwächer. Auch die Porosität hat Einfluß auf das Ausmaß der Anisotropie. Interessant ist auch die Beobachtung, daß bei manchen Gesteinen die Richtungen, in denen maximale bzw. minimale Geschwindigkeiten beobachtet wurden, von der Wassersättigung abhängen (Thill et al., 1973).

Mit Ausnahme der Durchfeuchtung sind die bisher besprochenen Parameter gesteinspezifisch. Im Gegensatz dazu ist der Druck, unter dem das Gestein steht, eine Wirkung von außen. Mit zunehmendem Druck nehmen die Wellengeschwindigkeiten grundsätzlich zu (z.B. Birch, 1960), wobei die s-Wellen in geringerem Maß als die p-Wellen beeinflusst werden. Der Grund für die Abhängigkeit vom Druck ist

das Schließen der Hohlräume und der dadurch verbesserte mechanische Kontakt der Körner. Je größer die Porosität eines Materials ist, um so größer ist die Druckwirkung. Wesentlich für die Praxis ist die Kenntnis der Druckabhängigkeit der Wellengeschwindigkeiten bei in situ-Messungen unter Tag. Damit ist auch die Möglichkeit gegeben, Spannungsänderungen zu beobachten (Gladwin, 1982).

Der Wassergehalt des Porenvolumens erhöht, wie bereits erwähnt, die p-Wellen-Geschwindigkeit. Die Beziehung von Wyllie (2.23), die die Laufzeiten im "porenlosen" Gestein und im Porenraum summiert, ist empirisch und läßt das physikalische Verhalten außer Betracht. Eine bessere Anpassung sehen verschiedene theoretische Modelle vor (z.B. Gassmann, 1951).

Mit zunehmender Temperatur sinken die Wellengeschwindigkeiten, wobei dieser Vorgang teilweise irreversibel ist. Es kommt im Gestein zu Ribbildungen auf Grund der unterschiedlichen Ausdehnung der Kristalle. Die Auswirkung von Temperatur und Druck ist ähnlich wie die von Wassergehalt und Druck: Bei höheren Drücken sinkt der Temperatureinfluß, während er bei niedrigen beträchtlich sein kann. Wesentlich für die in dieser Arbeit durchgeführten Betrachtungen ist im Zusammenhang mit der Temperatur die Tatsache, daß bei Absinken der Temperatur unter den Gefrierpunkt ein abruptes Ansteigen sowohl von p- als auch von s-Wellen-Geschwindigkeiten bei wassererfülltem Porenvolumen zu beobachten ist. Dies hat seine Ursache in einer wesentlich höheren Ausbreitungsgeschwindigkeit in der Porenfüllung (etwa 3.5 km/s für p- und 1.6 km/s für s- Wellen).

Zusätzlich zu den gesteinspezifischen Einflüssen kommt es bei in situ-Messungen, die größere Bereiche erfassen, zu beträchtlichen Einflüssen, die durch das Gebirgs-Gefüge bedingt sind. Damit ist die Möglichkeit gegeben, Gebirgseigenschaften meßtechnisch zu beschreiben. Die im Abschnitt 2.2.2 besprochenen geotechnischen Parameter können je nach Druck und Wassergehalt im Gebirge sehr unterschiedliche Auswirkungen haben. Im trockenen Zustand und unter geringem Druck hängen die Ausbreitungsbedingungen im geklüfteten Fels von der Klüftigkeit, also der Zahl der Klüfte pro Meßstrecke, ab. Mit Zunahme der Klüftigkeit sinken die Wellengeschwindigkeiten (Sjögren et al., 1979). Es zeigt sich, daß bei relativ hohen Wellengeschwindigkeiten diese auf Änderungen der Klüftigkeit besonders empfindlich reagieren. Abb. 2.5 zeigt als Beispiel den Zusammenhang zwischen p-Wellen-Geschwindigkeit und Klüftigkeit bzw. RQD-Wert an zwei verschiedenen Gesteinsarten (Sjögren, 1984).

Die Klüftigkeit kann in einfacher Weise z.B. durch eine Auflockerungszahl beschrieben werden:

$$A = 1 - v_{\text{Geb}}/v_{\text{Gest}} \quad (2.24)$$

Darin bedeutet : v_{Geb} ... Ausbreitungsgeschwindigkeit der p-Wellen im Gebirge
 v_{Gest} .. Ausbreitungsgeschwindigkeit der p-Wellen im Gestein

Gardener, 1984, verwendet ebenso wie Brückl, 1977, das Geschwindigkeitsverhältnis zur Beschreibung der Auflockerung ("fracture index").

Abb. 2.5 zeigt eine Gebirgsklassifizierung an Hand von A für trockenes Gebirge. Da die Ausbreitungsgeschwindigkeit von der Klüftfüllung abhängt, ist diese zu berücksichtigen. Ist das Klüftvolumen wassererfüllt, ist bei gleicher Klüftigkeit eine wesentlich höhere Ausbreitungsgeschwindigkeit gegeben.

RQD% Klüfte/m

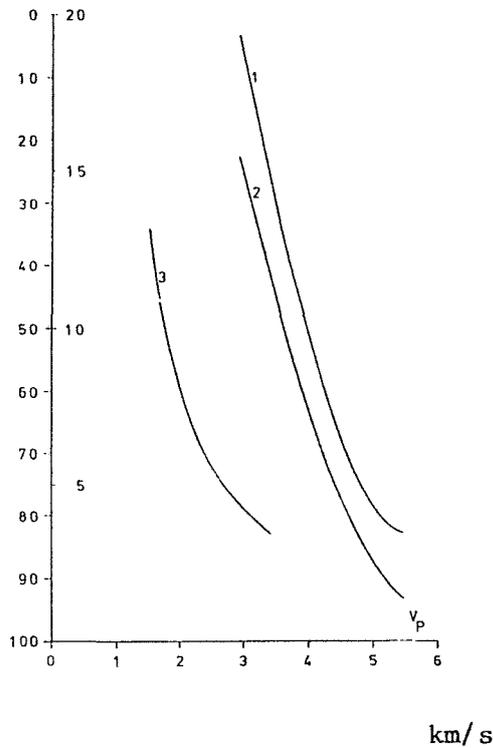


Abb. 2.5 : Zusammenhang zwischen p-Wellen-Geschwindigkeit und Klüftigkeit (nach Sjögren, 1984); Kurve 1 gibt die Klüftigkeit, 2 den RQD - Wert in Abhängigkeit von v_p für kompaktes Gebirge wieder, 3 die Klüftigkeit für verschiedene Sandsteine.

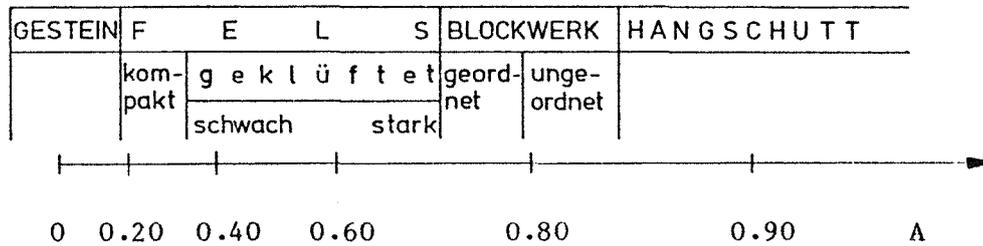


Abb. 2.6 : Klassifikation des Gebirges an Hand der Auflockerungszahl (nach Brückl, 1977)

Um die Klüftfüllung zu berücksichtigen, wurde verschiedentlich analog zur Porositätsformel nach Wyllie, 1956, (2.23) eine Klüftigkeitsziffer k angegeben , die den Hohlraumanteil des Gebirges beschreibt

$$k = \frac{v_{KF} \left(1 - \frac{v_{Geb}}{v_{Gest}} \right)}{\frac{v_{Geb}}{v_{Gest}} (v_{Gest} - v_{KF})} \quad (2.25)$$

Darin bedeutet : v_{Gest} ... p-Wellen-Geschwindigkeit im Gestein
 v_{Geb} ... " im Gebirge
 v_{KF} ... " in der Klüftfüllung

Abb. 2.7 zeigt einen Vergleich von A und k. Man erkennt, daß die Kluffüllung von wesentlicher Bedeutung für eine sinnvolle Klassifizierung ist.

Der Zusammenhang zwischen p-Wellen-Geschwindigkeit im trockenen bzw. wassererfüllten Gebirge ist auf Grund der Überlagerung verschiedener Effekte in Wirklichkeit komplizierter als dies in der Formel (2.25) berücksichtigt ist. In der bereits erwähnten Arbeit von Brückl, 1977, werden verschiedene theoretische Modelle, die in der Lage sind, die physikalischen Vorgänge zumindest in Teilbereichen der Auflockerung besser zu beschreiben, verglichen.

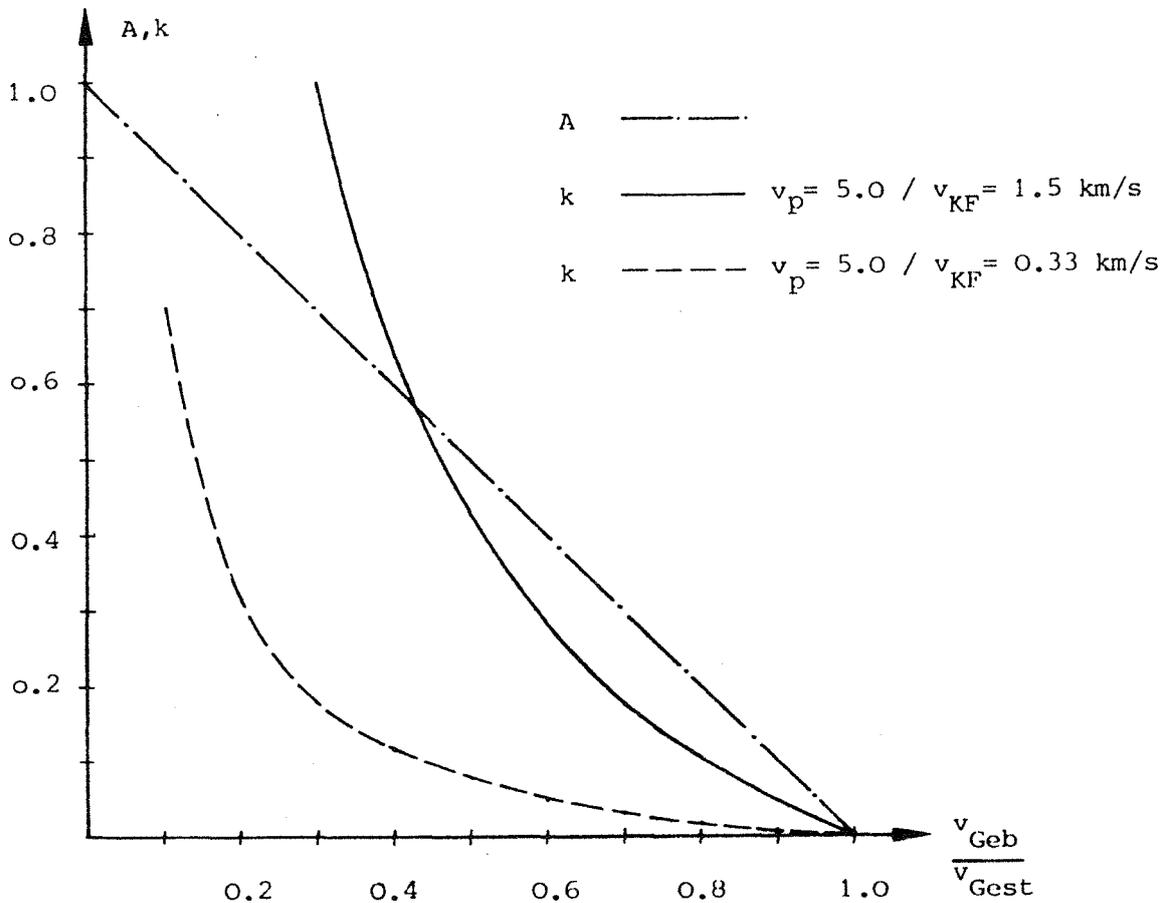


Abb. 2.7 : Vergleich zwischen der Auflockerungszahl A und einer Klüftigkeitsziffer k nach (2.25)

2.4. Dynamisch bestimmte Elastizitätsparameter

In den vorangegangenen Abschnitten wurden die Zusammenhänge zwischen den Ausbreitungsbedingungen für elastische Wellen und deren Wellengeschwindigkeiten besprochen. Aus diesen können verschiedene Elastizitätsparameter abgeleitet werden. Für ein homogenes isotropes Medium bestehen folgende Beziehungen für die technisch gebräuchlichsten Größen:

$$\nu = \frac{\frac{1}{2} \frac{v_p^2}{v_s^2} - 1}{\frac{v_p^2}{v_s^2} - 1} \quad (2.26)$$

$$E = \rho \cdot v_p^2 \cdot \frac{(1-2\nu) \cdot (1+\nu)}{(1-\nu)} = \rho \cdot 2v_s^2 \cdot (1+\nu) \quad (2.27)$$

$$K = \frac{E}{3} \cdot (1-2\nu) \quad (2.28)$$

$$G = \rho \cdot v_s^2 \quad (2.29)$$

Es bedeutet: ν ... Poissonverhältnis, E ... Elastizitätsmodul, ρ ... Dichte, K ... Kompressionsmodul, G ... Schermodul, v_p , v_s ... Wellengeschwindigkeiten

Diese Beziehungen, die im einfachsten Fall des isotropen Mediums gelten, reichen in vielen praktischen Fällen zur Klassifizierung von Gebirgseigenschaften aus. Insbesondere deswegen, weil Inhomogenitäten die Genauigkeit in der Angabe von Elastizitätsparametern sehr beeinträchtigen können und daher eine genauere Analyse nicht sinnvoll ist.

Für das im Abschnitt 2.3.3 behandelte transversal isotrope Medium sind die Elastizitätsparameter richtungsabhängig. Die Beziehungen zwischen den Elastizitätskoeffizienten (2.11) und den Elastizitätsparametern E und ν stellen sich folgendermaßen dar:

$$E_x = \frac{D}{c_{11}c_{33} - c_{13}^2} = E_y \quad (2.30)$$

$$E_z = \frac{D}{c_{11}^2 - (c_{11} - 2c_{66})^2} \quad (2.31)$$

$$\nu_{xy} = 1 - \frac{2c_{33}c_{66}}{c_{11}c_{33} - c_{13}^2} \quad (2.32)$$

$$v_{xz} = \frac{2c_{13} c_{66}}{c_{11} c_{33} - c_{13}^2} \quad (2.33)$$

$$v_{zx} = \frac{c_{13}}{2(c_{11} - c_{66})} \quad (2.34)$$

D bedeutet dabei die Determinante :

$$D = \begin{vmatrix} c_{11} & (c_{11} - 2c_{66}) & c_{13} \\ (c_{11} - 2c_{66}) & c_{11} & c_{13} \\ c_{13} & c_{13} & c_{13} \end{vmatrix} \quad (2.35)$$

Abb. 2.8 veranschaulicht die richtungsabhängigen Größen des transversal isotropen Mediums.

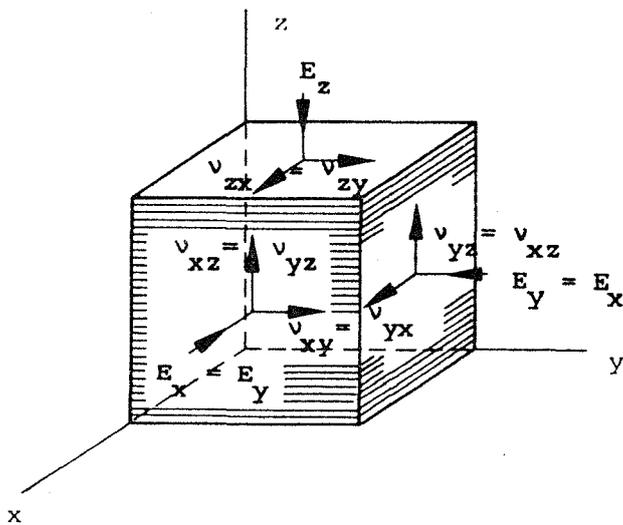


Abb. 2.8 : Elastizitätsparameter beim transversal isotropen Medium

Für die meßtechnische Darstellung der Elastizitätsparameter muß also die Richtung der Kraftaufbringung als zusätzliche Bestimmungsgröße eingehen. Der E-Modul ist in Richtung der Symmetrieachse und normal dazu unterschiedlich groß. Das Poissonverhältnis ist bei Kraftaufbringung in Richtung der Symmetrieachse in allen Richtungen gleich: $\nu = \nu_{zx} = \nu_{zy}$. Bei Kraftaufbringung in der Symmetrieebene ergeben sich mit $\nu_{xz} = \nu_{yz}$ und $\nu_{xy} = \nu_{yx}$ zwei weitere Werte. Aus den Beziehungen 2.16 ist ersichtlich, daß aus der Bestimmung von p- und s-Wellengeschwindigkeiten in der Symmetrieachse und normal dazu nur vier der fünf unabhängigen Koeffizienten bestimmt werden können. Eine vollständige Bestimmung erfordert eine zusätzliche Messung in einer Richtung zwischen 0° und 90° . Die s-Wellen müssen eben polarisiert sein und die Schwingungsebene muß jeweils richtig zur Symmetrieachse liegen.

Berechnet man die elastischen Parameter E und ν aus den Wellengeschwindigkeiten in den verschiedenen Richtungen nach 2.27 bzw. 2.26 ergeben sich unter Umständen stark unterschiedliche Werte. Liakhovitski et al., 1970, haben diese Unterschiede für das Poissonverhältnis eingehend untersucht.

2.4.1. Vergleich zwischen dynamisch und statisch bestimmten Elastizitätsparametern

Zwischen dynamisch und statisch bestimmten Elastizitätsparametern besteht sowohl bei in situ-Messungen als auch bei Untersuchungen von Gesteinsproben in vielen Fällen ein mehr oder weniger großer Unterschied. Dieser ist hauptsächlich in zwei wesentlichen Unterschieden im Prinzip der Messung begründet:

- Bei der dynamischen Messung ist die Zeit einer bestimmten Kraftwirkung sehr kurz. Innerhalb der Periodenzeit wird ein Lastzyklus durchlaufen. Bei der statischen Messung hingegen ist die Dauer der Kraftwirkung wesentlich größer, inelastische Effekte können eine wesentliche Rolle spielen, es kommt zu bleibenden Verformungen.
- Die bei dynamischen Messungen auftretenden Verschiebungen sind außerordentlich klein, das Material verhält sich daher elastisch. Statische Messungen hingegen erfolgen bei wesentlich höheren Belastungen, die auftretenden Verschiebungen sind daher viel größer.

Wesentlich für den Vergleich von statisch und dynamisch bestimmten Elastizitätsparametern ist damit die Frage der Versuchsanordnung und Versuchsdurchführung. Wird z.B. der E-Modul an einer Probe nach beiden Methoden bei gleicher Last bestimmt, ergibt die dynamische Messung einen Tangentenmodul für elastische Verformung (E_d). Aus der statischen Messung nach ÖNORM B 3124, die für Lastintervalle durchgeführt wird, wird entweder der Verformungsmodul aus der Arbeitslinie bei Erstbelastung oder der Elastizitätsmodul aus der Dehnungsdifferenz bei Entlastung ausgewertet (E_s nach ÖNORM B 3124).

Es zeigt sich, daß der Unterschied zwischen E_d und E_s umso größer wird, je kleiner E_s ist. In einer Arbeit von Steinhauser et al., 1984, wird für E_s ein Grenzwert von 10 GPa angegeben, ab dem der Unterschied stark zunimmt. Mit zunehmendem Druck wird der Unterschied zwischen E_d und E_s normalerweise kleiner, insbesondere unter triaxialen Bedingungen (Howarth, 1985).

Generell ist die Ursache für unterschiedliche Meßergebnisse in der Tatsache begründet, daß die verschiedenen physikalischen Parameter, die die mechanischen Eigenschaften bestimmen, sich auf die dynamische und die statische Messung sehr unterschiedlich auswirken können. Obwohl man sich mit dieser Problematik schon vor langer Zeit (z.B. Link, 1962) und in Form von umfangreichen Studien befaßt hat, haben sich keine allgemein zu formulierenden Zusammenhänge ergeben. Diese sind auch, wenn sie spezifische Materialeigenschaften nicht berücksichtigen können, nicht sinnvoll. Daneben dürfte bei manchem in der Literatur angegebenen Vergleich die oben angeführte Problematik unterschiedlicher Versuchsbedingungen nicht mit der notwendigen Sorgfalt berücksichtigt worden sein.

Für ein homogenes, isotropes elastisches Material mit linearem Spannungs-Dehnungszusammenhang stimmt E_d mit E_s überein. Diese Tatsache ist ein gutes Kriterium für eine richtig funktionierende Meßanordnung.

2.5. Andere Korrelationen

Für viele Anwendungsfälle ist es nicht notwendig, bestimmte Elastizitätsparameter anzugeben. Es ist einfacher und unter Umständen sinnvoller, jene dynamischen Parameter zu verwenden, die im gegebenen Fall einen signifikanten Zu-

sammenhang mit felsmechanischen Kennwerten zeigen. Man wird zunächst versuchen, mit den Wellengeschwindigkeiten und deren Verhältnis das Auslangen zu finden. Für die p-Wellen-Geschwindigkeit wurde bereits die von Sjögren et al., 1979, angegebene Korrelation mit RQD-Wert und Klüftigkeit erwähnt. Auch ein Zusammenhang mit der Gebirgsgüte-Klasse nach Lauffer wurde angegeben (Steinhauser et al., 1984). Zur Differenzierung unterschiedlicher Auflockerungen hat sich die s-Wellen-Geschwindigkeit als sensitiver Parameter erwiesen. Das Geschwindigkeitsverhältnis ist für gesteinspezifische Unterscheidungen besonders geeignet (z.B. Castagna et al., 1985, Wilkens et al., 1984). Die in Abb. 1.1 dargestellte Übersicht, die einer Arbeit von Stacy, 1976, entnommen ist, zeigt qualitative Zusammenhänge zwischen Gebirgszustand und verschiedenen dynamischen Parametern. Sie stellt eine Anregung für Versuche dar, für bestimmte Anwendungen die am besten geeigneten Korrelationen herauszufinden. Derartige Versuche die unter anderen von Bieniawski, 1978, beschrieben werden und die ursprünglich von Schneider, 1967, angegeben wurden, zeigen einen Zusammenhang zwischen s-Wellen-Frequenz und dem in situ bestimmten statischen Verformungsmodul. Von Bieniawski, 1979 wird auch der Zusammenhang zwischen der zahlenmäßigen Gebirgs-Klassifizierung und dem seismisch bestimmten dynamischen E-Modul verwendet.

Eine weitere Möglichkeit besteht in der Verwendung des Verhältnisses der Wellengeschwindigkeiten von Gestein und Gebirge, die bereits im Abschnitt 2.3.6. besprochen wurde. Diese setzt die Untersuchung von Gesteinsproben voraus. Kennt man die Schwankungen der Wellengeschwindigkeiten auf Grund von Unterschieden in der Zusammensetzung des Gesteins und die Abhängigkeit von physikalischen Parameter wie Druck und Wassergehalt, steht damit ein geeigneter Parameter zur Bestimmung der Felsqualität bei nicht verwittertem Gebirge zur Verfügung.

3. Bestimmung dynamischer Elastizitätskennwerte an Gesteinsproben mittels Ultraschall

3.1. Allgemeines

Die Bestimmung dynamischer Elastizitätsparameter erfolgt aus den Wellengeschwindigkeiten, die an Gesteinsproben in verschiedenen Meßanordnungen bestimmt werden können. Es sind im wesentlichen zwei Methoden gebräuchlich und zwar

- die Resonanz-Methode und
- die Durchschallungs-Methode

Bei der Resonanz-Methode werden die Wellengeschwindigkeiten aus den Eigenfrequenzen von Prüfkörpern bestimmt (Lama, Vutukuri, 1978), wobei meist die Longitudinal- und die Torsionswellen-Geschwindigkeit ausgewertet wird. Bei der Durchschallungs-Methode werden die Ausbreitungsgeschwindigkeiten aus den Laufzeiten von Druck- und Scher-Wellen bestimmt. Für ein homogenes, isotropes elastisches Medium liefern beide Methoden theoretisch die gleichen dynamischen Elastizitätsparameter.

Auf die Resonanz-Methode, die bei den vorliegenden Messungen nicht verwendet wurde, wird hier nicht eingegangen.

Bei der Durchschallungs-Methode ist es möglich, die Wellengeschwindigkeiten direkt an Proben mit planparallelen Endflächen (ASTM, 1983) oder indirekt an der Oberfläche einer Gesteinsprobe durch Messung der Laufzeiten in verschiedenen Entfernungen zu bestimmen (Mc Dowell et al., 1984). Die erstgenannte Methode erfordert die Herstellung und sorgfältige Vorbereitung von mit planparallelen Endflächen versehenen Proben. Die Erzeugung von Scherwellen erfordert eine spezielle Ankopplung oder die Messung unter Druck. Der Vorteil liegt in der Möglichkeit, bei Verwendung entsprechend hoher Meßfrequenzen, an kleinen Proben eine hohe Meßgenauigkeit zu erzielen und die Druckabhängigkeit (einaxial oder triaxial) der Laufzeiten bestimmen zu können.

Die Messung an der Oberfläche von Proben hat den Vorteil, daß die Laufzeiten für verschiedene Distanzen bestimmt werden können, und die Anregung von Scherwellen durch gewöhnliche Druckwellen-Prüfköpfe erfolgen kann. Der Nachteil liegt in der Tatsache, daß eine Messung unter Druck nicht erfolgen kann. In der vorliegenden Arbeit wurde die direkte Laufzeitmessung angewandt, da als Prüfkörper fast ausschließlich Bohrkerne zur Verfügung standen.

3.2. Prinzipielle Überlegungen zur Laufzeitmessung mit Ultraschall

Wie bereits an anderer Stelle (Abschnitt 2.3.6.) ausführlich besprochen, sind die Ausbreitungsgeschwindigkeiten elastischer Wellen von einer Reihe von Parametern abhängig. Dabei spielen die materialabhängigen Eigenschaften eine wesentliche Rolle. Insbesondere an trockenen Gesteinsproben, die unter geringem Druck stehen, werden die Wellengeschwindigkeiten wesentlich von der Struktur beeinflußt. Ein Ultraschall-Impuls, der an einem Prüfkörper außerordentlich kleine Verschiebungen erzeugt, wird bei seiner Ausbreitung in diesem durch die Wechselwirkung mit Korngrenzen, Schichtgrenzen und Bruchflächen sowie den äußeren Begrenzungen zu einem längeren Wellenzug verändert. Der Beginn dieser Schwingung ist eindeutig als Druckwelle für den kürzesten Wellenweg zu identifizieren. Scherwellen sind schwieriger zu beobachten. Man versucht daher durch spezielle Schwingungsanregung dieses Problem zu lösen.

Da die Ausbreitungsgeschwindigkeit von Scherwellen ein sensitiver Parameter der Gesteinsstruktur ist, ist es wesentlich sie zu bestimmen.

Aus der Geometrie der Ausbreitung einer elastischen Welle ergibt sich eine Abnahme der Schwingungsamplitude mit der Entfernung. Darüberhinaus ist eine Absorption von Energie durch inelastische Effekte im Medium bedingt. Diese Abschwächung, die durch den "Qualitätsfaktor" Q bestimmt wird, steigt mit der Frequenz (Abschnitt 2.3.4.). Das bedeutet aber auch, daß bei Durchgang eines akustischen Impulses durch ein absorbierendes Medium die hochfrequenten Anteile stärker gedämpft werden als die niederfrequenten. Es kommt daher zu einer Verbreiterung des Impulses mit der Entfernung vom Sender. Diese kann somit als Maß für die Absorption des durchschallten Mediums angesehen werden (Gladwin et al., 1974). Sowohl die Wellengeschwindigkeiten als auch Q hängen vom Grad der Sättigung eines Gesteins ab.

Wesentliche Voraussetzung für eine geeignete Meßanordnung zur Bestimmung der Wellengeschwindigkeiten mittels Ultraschall ist eine Vorrichtung, mit der die Proben unter Druck gemessen werden können und die richtige Wahl der Meßfrequenz. Die Wellenlänge der Ultraschallschwingung im Prüfkörper muß einerseits größer sein als die mittlere Korngröße, da sonst die Signalabschwächung bei der Durchschallung zu groß wird. Andererseits soll sie wesentlich kleiner sein als die Probendimension, da andernfalls Randeffekte die Messung beeinflussen können. Diesbezügliche Untersuchungen verschiedener Autoren sind in einer Arbeit von Howarth, 1985 zusammengefaßt. Wesentlich ist in diesem Zusammenhang bei inhomogenen Prüfkörpern die Größe von "Homogenbereichen". Ist die Wellenlänge wesentlich kleiner als die mittlere Ausdehnung der Homogenbereiche, ergibt sich eine Ausbreitungsgeschwindigkeit im Sinne der Beziehung (2.22). Ist die Wellenlänge größer als die Homogenbereiche des Prüfkörpers, bestimmt dessen effektiver E-Modul die Ausbreitungsgeschwindigkeit. Aus diesem Grund zeigt sich in derartigen Fällen das Ergebnis der Durchschallungsmessung von der Meßfrequenz abhängig.

Bei der Messung mit Scherwellen ist darauf zu achten, daß die Länge der Probe eine Verfälschung der Messung durch Wellenkonversion nicht zuläßt. Dieses Problem, das sich durch Überlagerung von verschiedenen Schwingungen ergibt, kann durch Messung an Proben unterschiedlicher Länge beherrscht werden.

Die Messung unter Druck, die einerseits, vor allem bei Scherwellen-Messungen, eine gute Versuchsbedingung darstellt, ist bei geringer Druckfestigkeit des zu untersuchenden Materials praktisch nur in einer sogenannten Triaxialzelle auszuführen (z.B. Hoek et al., 1968). Es hat sich gezeigt, daß eine derartige Versuchsanordnung bei höherem "confinement"-Druck auch einen besseren Zusammenhang zwischen den dynamisch und den statisch bestimmten Elastizitätsparametern ergibt (Howarth, 1985). Für die vorliegenden Arbeiten stand eine Triaxialzelle nicht zur Verfügung.

Die theoretisch mögliche Genauigkeit bei der Bestimmung von Ausbreitungsgeschwindigkeiten hängt von der erzielbaren Meßgenauigkeit der Laufzeiten und der Probenlänge ab. Sie ist damit wesentlich von der Meßfrequenz abhängig.

Bei anisotropen Proben ist die Möglichkeit, verschiedene Anregungsarten ausführen zu können, wesentlich. Für diesen Fall benötigt man polarisierte Scherwellen.

3.3. Die Durchschallungsmethode

3.3.1. Meßprinzip

Es wird an einer Probe mittels eines piezoelektrischen Senders ein mechanischer Impuls erzeugt. Nach Durchgang durch die Probe wird dieser Impuls im Empfänger wieder in ein elektrisches Signal rückgewandelt (Abb. 3.1).

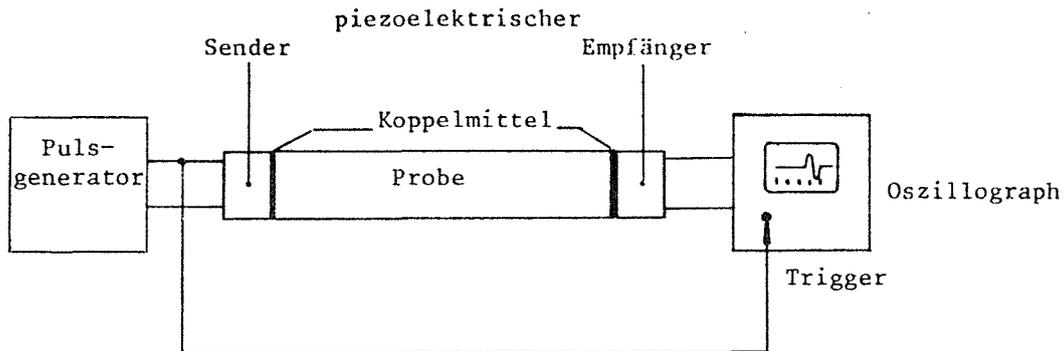


Abb. 3.1 : Meßprinzip der Ultraschall-Durchschallungs-Messung

Es wird die Laufzeit des Impulses durch die Probe bestimmt. Neben dieser Laufzeitbestimmung aus der Durchschallung ist auch das Echoverfahren möglich. In diesem Fall fungiert der Sender gleichzeitig als Empfänger. In der folgenden Abbildung sind beide Verfahren gegenübergestellt :

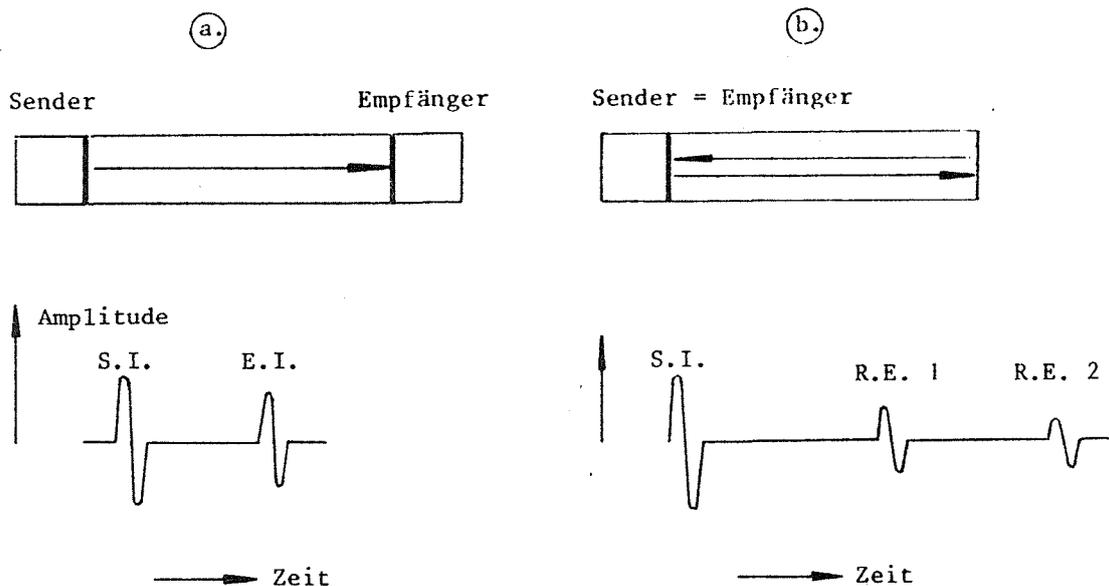


Abb. 3.2 : Durchschallungsmessung (a) - Echoverfahren (b)

Das Echoverfahren kommt vor allem bei homogenen Materialien (z.B. in der Werkstoffprüfung zur Auffindung von Störstellen) zur Anwendung. Es hat den Vorteil, daß die tatsächliche Laufzeit im Probekörper direkt aus dem Abstand der Rückwände ablesbar ist. Allerdings müssen die Signale auch deutlich voneinander zu trennen sein, was bei niedriger Prüffrequenz und kurzer Laufzeit nicht möglich ist. Darüber hinaus führt die Absorption in inhomogenen Materialien zu einer starken Amplitudenabschwächung. Für diese Fälle kommt daher nur das Durchschallungsverfahren in Frage. Bei diesem muß die Impulslaufzeit (Vorlaufzeit) im Sender und Empfänger berücksichtigt werden. Diese kann entweder durch eine 0-Messung, mit einem Eichstück oder mit verschiedenen langen Proben vom gleichen Material bestimmt werden (Abschnitt 3.3.5.). Die erstgenannte Methode, bei der die Prüfköpfe direkt aneinandergesetzt werden, ist nicht in allen Fällen möglich (z.B. bei kurzen Vorlaufstrecken oder bei Verwendung von s-Wellen). Verwendet man zwei verschieden lange Proben vom gleichen Material, ergibt sich die Vorlaufzeit zu :

$$t_0 = (t_2 l_1 - t_1 l_2) / (l_1 - l_2) \quad (3.1)$$

Dabei bedeutet : l_1 ... Länge der Probe 1 l_2 ... Länge der Probe 2
 t_1 ... Gesamtlaufzeit bei Probe 1 t_2 ... Gesamtlaufzeit bei Probe 2
 t_0 ... Vorlaufzeit

Aus der um die Vorlaufzeit verringerten Gesamtlaufzeit ergibt sich die Wellengeschwindigkeit :

$$v = l / (t - t_0) \quad (3.2)$$

Aus den Geschwindigkeiten von p- und s-Wellen erhält man für ein isotropes Medium die Elastizitätsparameter :

$$\text{Poissonverhältnis : } \nu = \frac{\frac{1}{2} \frac{v_p^2}{v_s^2} - 1}{\frac{v_p^2}{v_s^2} - 1} \quad (3.3)$$

$$\text{E-Modul (GN/m}^2 \text{) : } E = \rho \cdot v_p^2 \cdot \frac{(1-2\nu) \cdot (1+\nu)}{(1-\nu)} \quad \text{bzw.} = \rho \cdot 2v_s^2 \cdot (1+\nu) \quad (3.4)$$

$$\text{Kompressionsmodul (GN/m}^2 \text{) : } K = \frac{E}{3} \cdot (1-2\nu) \quad (3.5)$$

$$\text{Schermodul (GN/m}^2 \text{) : } G = \rho \cdot v_s^2 \quad (3.6)$$

Dabei sind die Wellengeschwindigkeiten in km/s und ρ in g/cm³ einzusetzen

3.3.2. Meßgerät

Für die in dieser Arbeit beschriebenen Messungen stand in erster Linie ein Ultraschall-Impulsechogerät Type MPT 10 der Firma KLN - Ultraschall - G.m.b.H., das für Meßfrequenzen zwischen 0.05 und 6 MHz angefertigt wurde, zur Verfügung. Mit diesem kann wahlweise im Durchschallungs- oder im Echoverfahren gearbeitet werden. Da für die hauptsächlich verwendeten Prüfköpfe und die meisten Gesteinsproben nur das Durchschallungsverfahren in Frage kam, wird im weiteren nur dieses besprochen.

Ein Ultraschall-Gerät sendet in regelmäßigen Zeitabständen die zur Anregung eines Prüfkopfes notwendigen elektrischen Impulse aus. Beim verwendeten Gerät handelt es sich um einen sogenannten "aperiodischen" Sender. Es wird mit jedem Impuls ein Spannungsstoß vom Sender auf den Prüfkopf gegeben und dieser führt eine abklingende Schwingung in seiner Eigenfrequenz aus. Der Sender verfügt über drei Leistungsstufen, die maximale Impulsleistung beträgt nach Angabe des Herstellers 3KVA. Während die Eigenfrequenz der Prüfköpfe das Ultraschallsignal und damit die Meßgenauigkeit aber auch den Anwendungsbereich bestimmt, gibt die Impulsfolgefrequenz an, wie oft der Sendevorgang pro Sekunde abläuft. Sie bestimmt daher die Helligkeit des Bildes am Oszillographenschirm. Sie muß so gewählt werden, daß ein neuer Impuls erst ausgesandt wird, wenn die Schwingungen des vorhergehenden Impulses abgeklungen sind.

Abb. 3.3 zeigt ein vereinfachtes Blockschaltbild des verwendeten Gerätes. Vom Taktgeber "A" wird der Kippgenerator "B", der Sender "C" sowie der Maßstab "D" und der elektronische Umschalter "E" gesteuert. Gleichzeitig kann auch vom

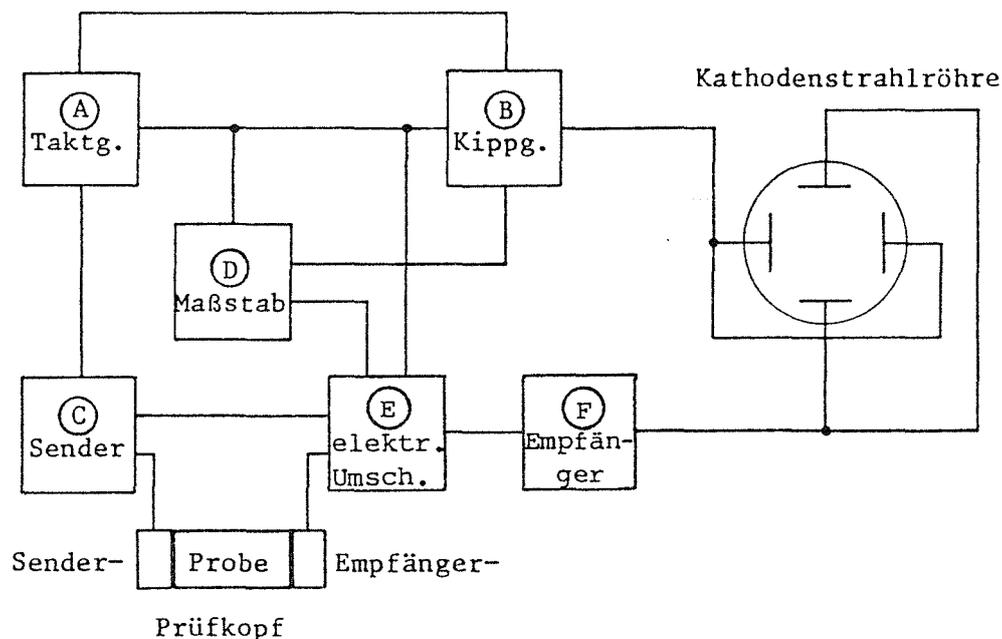


Abb. 3.3 : vereinfachtes Blockschaltbild des verwendeten Ultraschall - Gerätes KLN - MPT 10.

Kippgenerator "B" der Taktgeber "A" und der Maßstab "D" beeinflusst werden. Wird nämlich am Kippgenerator durch Änderung der Frequenz die Auflösung der Anzeige geändert, so wird auch die Impulsfolge mitgeändert, um konstante Bildhelligkeit zu erhalten. Außerdem kann auch der Maßstab auf größere oder kleinere Einheiten umgeschaltet werden. Der am Bildschirm elektronisch gezeichnete Maßstab "D" wird zur Laufzeitmessung mit Hilfe eines eigenen Reglers an einem quartzesteuerten 20 μs -Puls (mit einer Abweichung $< 10^{-4}$) geeicht. In der Praxis wurde der Abstand zweier Teilstriche meist auf 1 μs eingestellt. Im Empfänger "F" werden die vom Empfängerprüfkopf abgegebenen Signale soweit verstärkt wie dies zur Aussteuerung der Kathodenstrahlröhre erforderlich ist. Bei dem zur Verfügung stehenden Gerät kann zwischen 3 Breitbandverstärkern mit den Frequenzbereichen 0.05 - 0.2 MHz, 0.2 - 1 MHz und 1 - 6 MHz gewählt werden. Es können daher alle für Gesteinsuntersuchungen in Frage kommenden Prüfköpfe verwendet werden.

Abb. 3.4 zeigt eine Bildschirmaufnahme bei Verwendung einer Prüffrequenz von 1 MHz. Mit Hilfe des elektronischen Maßstabes wird die Laufzeit direkt abgelesen. Mit Hilfe der "Lupe" kann ein beliebiger Ausschnitt des Bildes auf das Zehnfache vergrößert werden (Abb. 3.6). Damit ist eine Laufzeitmessung auf 0.1 μs ($\pm 0.05 \mu\text{s}$) genau möglich.

Die hier beschriebene Laufzeitmessung, die das tatsächliche Empfangssignal verwendet, hat gegenüber anderen in der Werkstoffprüfung üblichen Methoden (z.B. Darstellung eines gleichgerichteten und gesiebten Empfangssignales mit Schwellwertunterdrückung, automatische Laufzeitmessung nach vorgegebenem Schwellwert und digitale Anzeige) den Vorteil, daß Fehlinterpretationen des Empfangssignales praktisch ausgeschaltet sind und somit die meßtechnisch maximal erzielbare Genauigkeit auch tatsächlich realisiert werden kann.

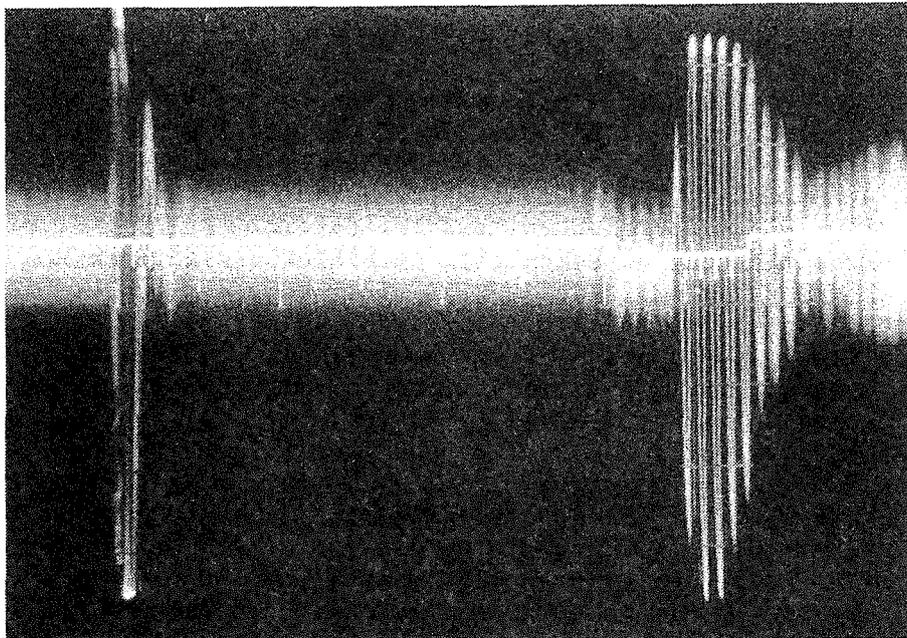


Abb. 3.4 : Bildschirmaufnahme einer Durchschallungsmessung, mit eingeblendetem Zeitmaßstab und Lupenbereich; Meßfrequenz: 1MHz

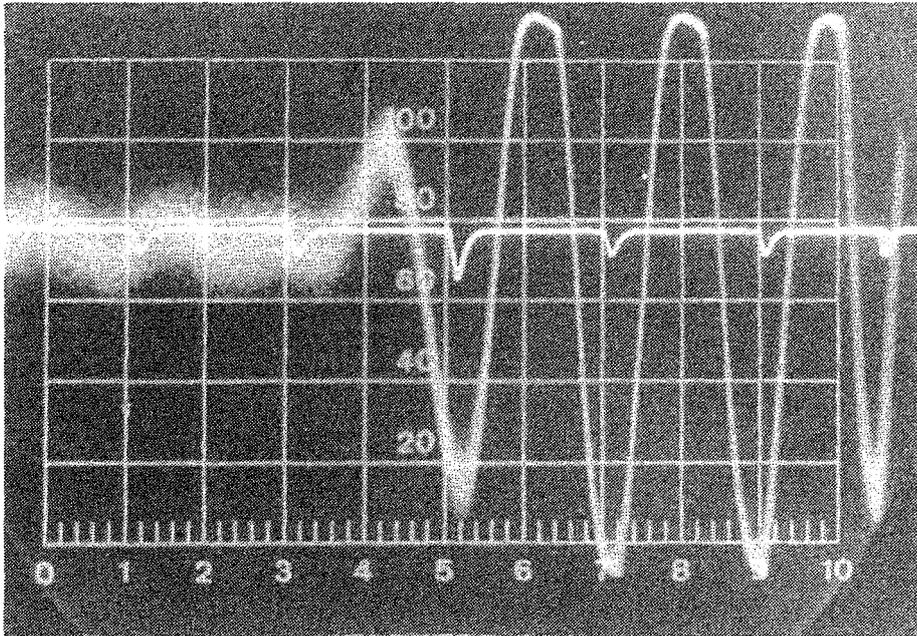


Abb. 3.6 : 10-fach gedehnte Darstellung des in Abb. 3.4 eingeblendeten Lupenbereichs

3.3.3. Prüfköpfe

Im Prüfkopf werden die vom Impulsgerät abgegebenen elektrischen Impulse in mechanische Impulse umgewandelt bzw. umgekehrt aus den aus dem Probekörper kommenden Schallwellen elektrische Schwingungen erzeugt. Um diese Umwandlung zu erreichen, wird meist der piezoelektrische Effekt ausgenutzt. Legt man an einer aus einem piezoelektrischen Material gefertigten Platte, die mit einer leitfähigen Beschichtung versehen ist, eine elektrische Spannung an, so kommt es in Abhängigkeit von der Polarität zu einer Veränderung der Dicke. Legt man eine Wechselspannung an, so wird sich die Dicke der Platte mit dieser Frequenz ändern. Bei einer Anregung der Eigenfrequenz, die vom Material und der Dicke der Platte abhängt, ist die Dickenänderung am größten. Dieser Effekt ist umkehrbar. Er wurde ursprünglich bei Quarz entdeckt. Bei diesem ist jedoch die Dickenänderung beim Anlegen einer Spannung sehr klein. Bei verschiedenen keramischen Materialien konnten wesentlich größere piezoelektrische Effekte beobachtet werden. Daher werden diese Materialien heute hauptsächlich für Ultraschallschwinger verwendet. Sie werden zur Erzeugung des piezoelektrischen Effektes unter Einwirkung einer hohen Spannung an den Elektroden über den Curie-Punkt erwärmt und dann langsam abgekühlt. Ein Ultraschall-Schwinger wird normalerweise nicht direkt mit der zu untersuchenden Probe in Kontakt gebracht. Erstens ergibt eine derartige Anordnung keine guten Schwingeeigenschaften und zweitens sind die Schwingerplättchen leicht zerbrechlich. Er wird daher in einen Prüfkopf eingebaut. Abb. 3.7 zeigt vereinfacht den Aufbau eines sogenannten "Normal-Prüfkopfes", der Schallwellen senkrecht zur Oberfläche der

Probe abstrahlt und somit p-Wellen erzeugen kann. Der Schwinger ist auf einem Dämpfungskörper aufgeklebt, der einerseits als tragendes Element dient, und andererseits die Eigenschwingung rasch abklingen läßt.

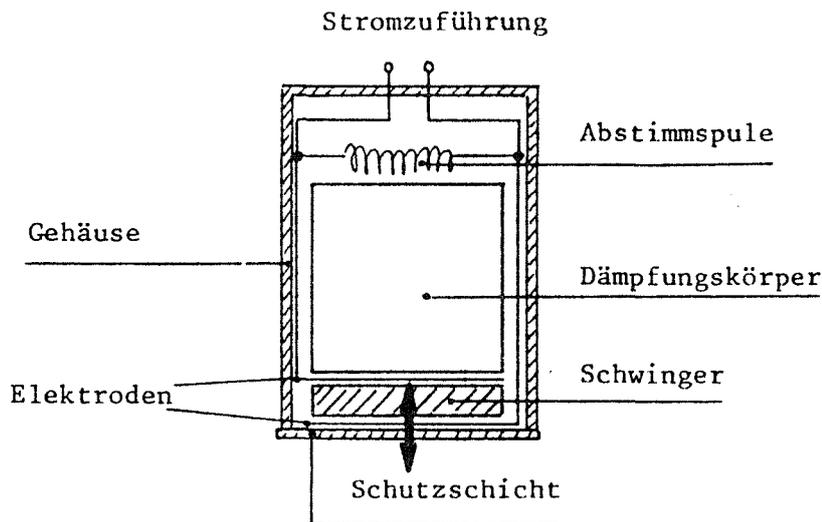


Abb. 3.7 : Prinzipieller Aufbau eines Normalprüfkopfes für p-Wellen

Vor dem Schwinger befindet sich eine Schutzschichte, die eine mechanische Beschädigung der vorderen Elektrode des Schwingers verhindert. Die Abstimmspule bildet mit der Kapazität des Schwingers einen elektrischen Schwingkreis, dessen Resonanzfrequenz gleich der Eigenfrequenz des Schwingers ist.

Für die Werkstoffprüfung gibt es eine Reihe von speziellen Konstruktionen, auf die hier nicht eingegangen wird. Auch die Frage des Schallfeldes eines Prüfkopfes wird nicht behandelt. Im Gegensatz zu Absorptionsmessungen (Anton, 1972) hat dieses bei Laufzeitmessungen keine wesentliche Bedeutung.

Für die Ausführung von Scherwellenmessungen verwendet man an Stelle eines Dickenschwingers in der in Abb 3.7 angegebenen Ausführungsform einen Schwinger, der bei geeigneter Ankopplung an einen Prüfkörper in diesem Scherbewegungen erzeugen kann. Eine derartige Anordnung wird z.B. von Howarth, 1985 angegeben. Es werden mehrere Schwinger zu einer Gruppe zusammengesetzt. Je nach Anordnung können verschiedene Polarisierungen erzielt werden. Eine Konstruktion, die eine Torsions-Scherwelle mit großer Amplitude erzeugt, wird von Rafavich et al., 1984, verwendet (Abb. 3.8).

Eine weitere Möglichkeit Scherwellen zu erzeugen, besteht in der Ausnützung des Effektes, daß beim Übergang einer Druckwelle von einem Medium in ein anderes eine Scherwelle entsteht. Dieses Konversionsprinzip gestattet, bei einem bestimmten Brechungswinkel die Scherwellenamplitude zu optimieren.

Eine derartige Konstruktion stellen die Kombinationsprüfköpfe von Structural Behavior Engineering Inc. (SBEL) dar.

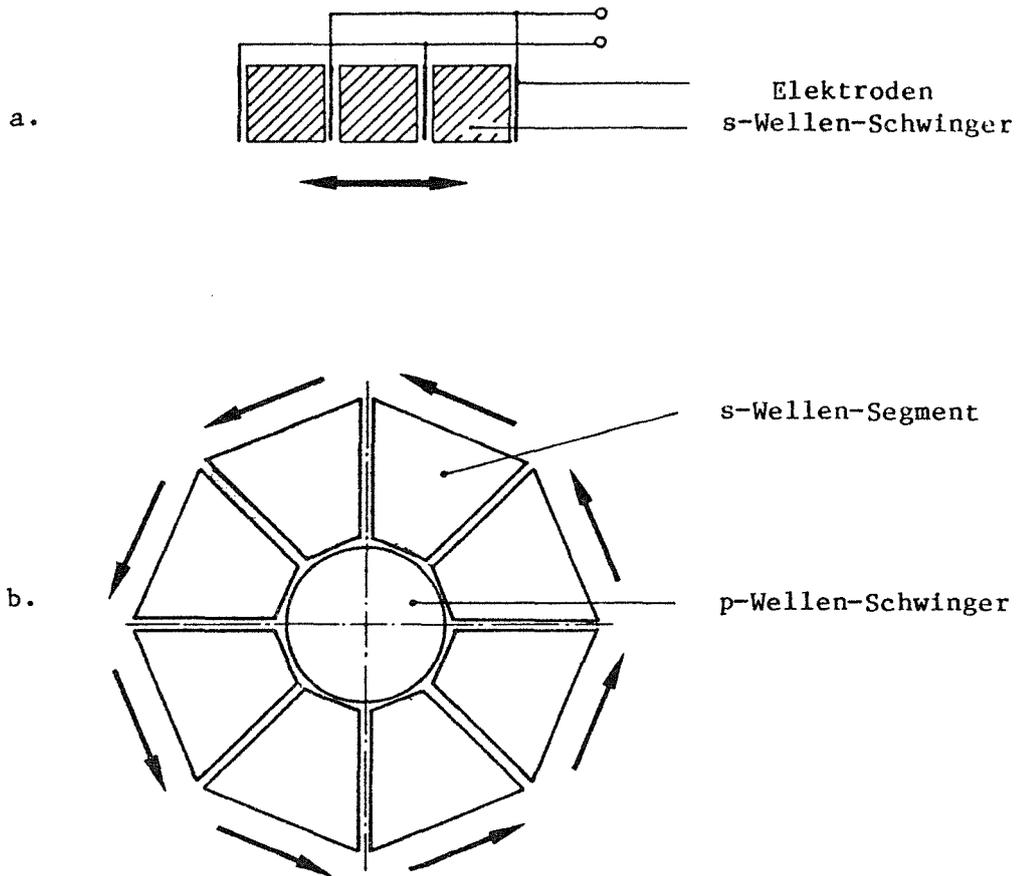


Abb. 3.8 : Prinzipielle Ausführungsformen von Scherwellen-Prüfköpfen
a. linear, b. Torsions-Mode

Abb. 3.9 zeigt das Prinzip von Druck- und Scherwellenerzeugung in einem Prüfkopf mit zwei getrennten Dickschwingern. Der Prüfkopf arbeitet sowohl als Sender als auch als Empfänger. Er hat den Vorteil, daß p- und s-Wellen-Messungen in einem Arbeitsgang durchgeführt werden können. Die in Abb. 3.9 dargestellte Anordnung der Schwinger ist in einem massiven Zylinder eingebaut, der an beiden Seiten mit Druckplatten verschlossen ist. Daher können die Messungen auch unter Druck ausgeführt werden. Da dieses Prinzip für die beabsichtigten Meßaufgaben am besten geeignet erschien, wurden zunächst Prüfköpfe dieser Bauart mit einer Eigenfrequenz von 1 MHz angeschafft. Das Gehäuse dieser Prüfköpfe ist aus einer Aluminiumlegierung gefertigt und hat einen Durchmesser von 100 mm. Die maximale Belastung beträgt nach Angabe des Herstellers 220 kN. Mit diesen Prüfköpfen konnte in der Praxis eine reproduzierbare Meßgenauigkeit der Laufzeiten von 0.1 μ s realisiert werden.

Für Messungen an größeren und vor allem an inhomogenen Prüfkörpern, bei denen die Absorption bei dieser Frequenz zu groß ist, standen anfänglich Normal-Prüfköpfe mit einer Eigenfrequenz von 100 kHz zur Verfügung. Später konnten dann 200 kHz-Kombinationsprüfköpfe angeschafft werden. Neben dieser Meßanordnung standen für Ausnahmefälle, bei denen auch diese Meßfrequenzen noch zu hoch sind, p- und s-Wellen-Schwinger zur Verfügung, deren Frequenz etwa 25 kHz beträgt. Bei dieser Meßanordnung kann auf Grund der Konstruktion der Prüfköpfe nur mit geringem Anpreßdruck gearbeitet werden. Die erzielbare Meßgenauigkeit ist bei niedriger Meßfrequenz wegen der größeren Anstiegszeit wesentlich geringer, es sind daher größere Prüfkörper erforderlich (Abschnitt 3.3.5).

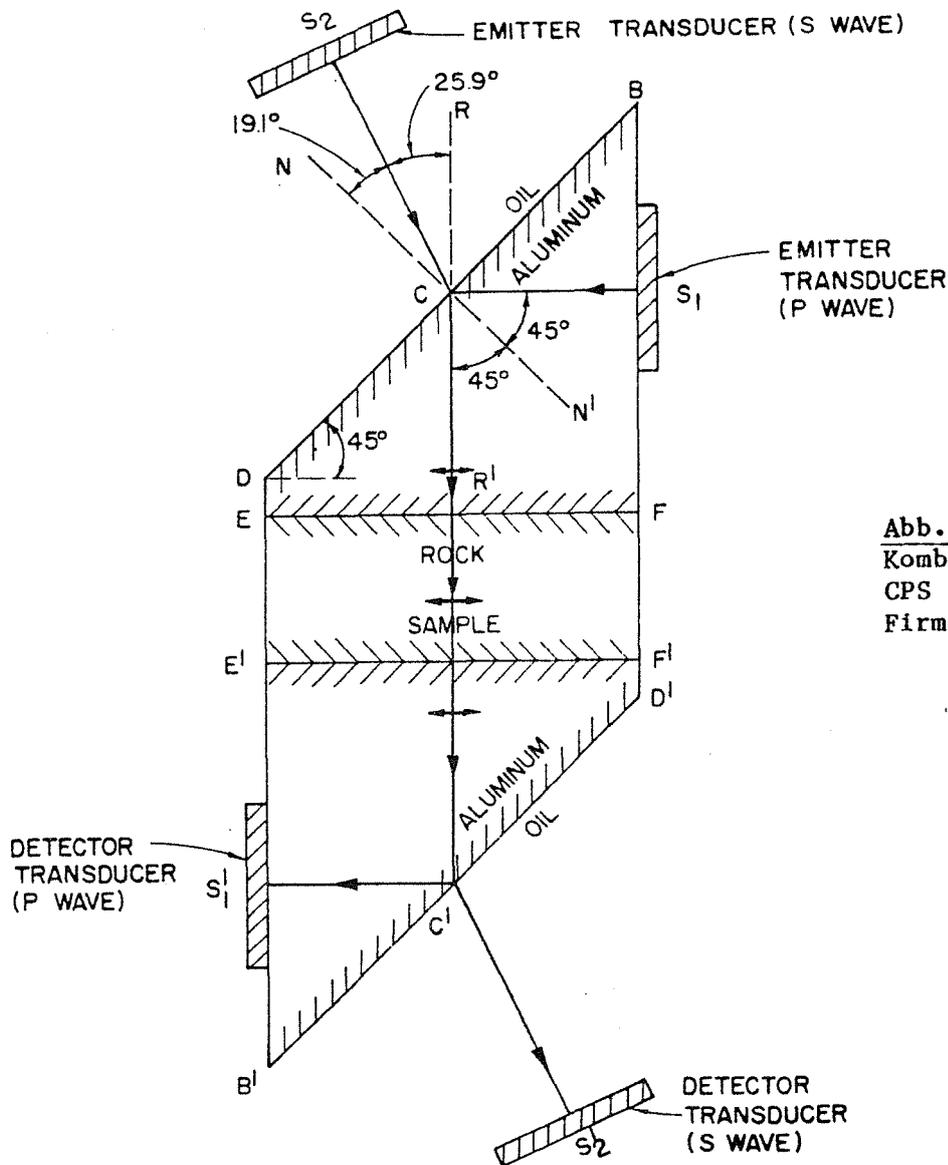


Abb. 3.9 : Prinzip des Kombinationsprüfkopfes CPS 1000 von SBEL (nach Firmenunterlagen).

3.3.4. Meßanordnung

Bei den vorliegenden Untersuchungen standen fast ausschließlich zylindrische Prüfkörper mit verschiedenen Durchmessern zwischen 30 und 100 mm zur Verfügung. Diese werden aus Bohrkernen hergestellt. Dazu wird ein Bohrkernstück mittels einer Diamantsäge normal zu seiner Achse auf die für die Messung erforderliche Länge abgeschnitten. Die Endflächen werden geschliffen oder auf einer Planplatte "abgeglichen". Für Ultraschall-Messungen eignet sich dazu Gips, Schnellzement oder Kunstharz. Um die Abgleichschicht so dünn wie möglich zu machen, läßt man sie unter Druck aushärten. Die Länge des Prüfkörpers richtet sich nach der Durchschallbarkeit des Materials, nach der zu messenden Wellenart und der erforderlichen Genauigkeit des Ergebnisses.

Der zu untersuchende Prüfkörper wird zwischen Sender- und Empfänger-Prüfkopf in einer Vorrichtung eingespannt. Schon bei relativ geringem Anpreßdruck (z.B. 0.5 kN/cm^2) kann damit bei richtig vorbereiteten Proben eine gute Ankopplung zwischen Prüfkopf und Probe auf einfache Weise erzielt werden.

Die Ankopplung ist für präzise Messungen von wesentlicher Bedeutung. Die Problematik liegt in der Tatsache, daß die Schallwellen an einer Grenzfläche zur Luft praktisch total reflektiert werden. Setzt man einen Prüfkopf auf eine Probe auf, so ist immer, auch bei geringer Rauigkeit der Flächen, ein Luftspalt vorhanden. Um dies zu vermeiden, muß zwischen Prüfkopf und Probe ein Koppelmittel verwendet werden. Für Untersuchungen mit Druckwellen ist es am einfachsten, Wasser zu verwenden. Es hat jedoch den Nachteil, daß es leicht abrinnt und in die Probe eindringen kann, bei größerer Rauigkeit der Endflächen also zu dünnflüssig ist. Weiters können Öle und Fette verwendet werden, je nach Anforderung an die Zähigkeit. Ein gutes fettfreies Koppelmittel ist Schmierseife. Bei Zusatz von Wasser ist jedoch darauf zu achten, daß keine Luftbläschen entstehen und die Wirkung wieder zunichte gemacht wird. Je höher die Prüffrequenz ist, umso bedeutender ist die einwandfreie Ankopplung an die Probe, da sonst ein starker Intensitätsverlust auftritt, bzw. die Messung überhaupt unmöglich wird.

Bei der Messung mit Scherwellen ist es nicht möglich mit einem flüssigen Koppelmittel die Schwingung des Prüfkopfes auf die Probe zu übertragen. Am besten wäre es, die Probe mit einer erhärtenden Substanz auf die Prüfköpfe aufzukitten. Dafür eignen sich Kleber von Aremco Products Inc. ("Cristalbond" 509 oder "Cristalbond 555", ein wasserlöslicher Kleber, der unter 50°C aushärtet). Die Durchführung der Messungen wird bei dieser Methode jedoch sehr umständlich. Es ist daher anzustreben, die Endflächen möglichst eben und geglättet auszuführen, um ohne Koppelmittel arbeiten zu können. Dazu ist jedoch ein mehr oder weniger großer Anpreßdruck erforderlich. Diese Methode hat sich vor allem bei Verwendung von Kombinationsprüfköpfen bewährt, da dann die Druck- und Scherwellenmessung in einem Arbeitsgang durchgeführt werden kann. Es ist dazu nur eine Umschaltung an den Prüfköpfen erforderlich.

Da jedoch die Wellengeschwindigkeiten je nach Material verschieden druckabhängig sind, ist die Messung des Anpreßdruckes erforderlich, um einheitliche und reproduzierbare Versuchsbedingungen zu gewährleisten. Andererseits steht damit auch gleich eine Versuchseinrichtung zur Verfügung, die es gestattet, die Wellengeschwindigkeiten in Abhängigkeit vom Druck zu beobachten. Abb. 3.10 zeigt die Meßanordnung bestehend aus Meßgerät, einer Einspannvorrichtung für maximal 50 kN mit Prüfköpfen, Probe und DMS-Druckaufnehmer, sowie Meßverstärker und Anzeigeelement.

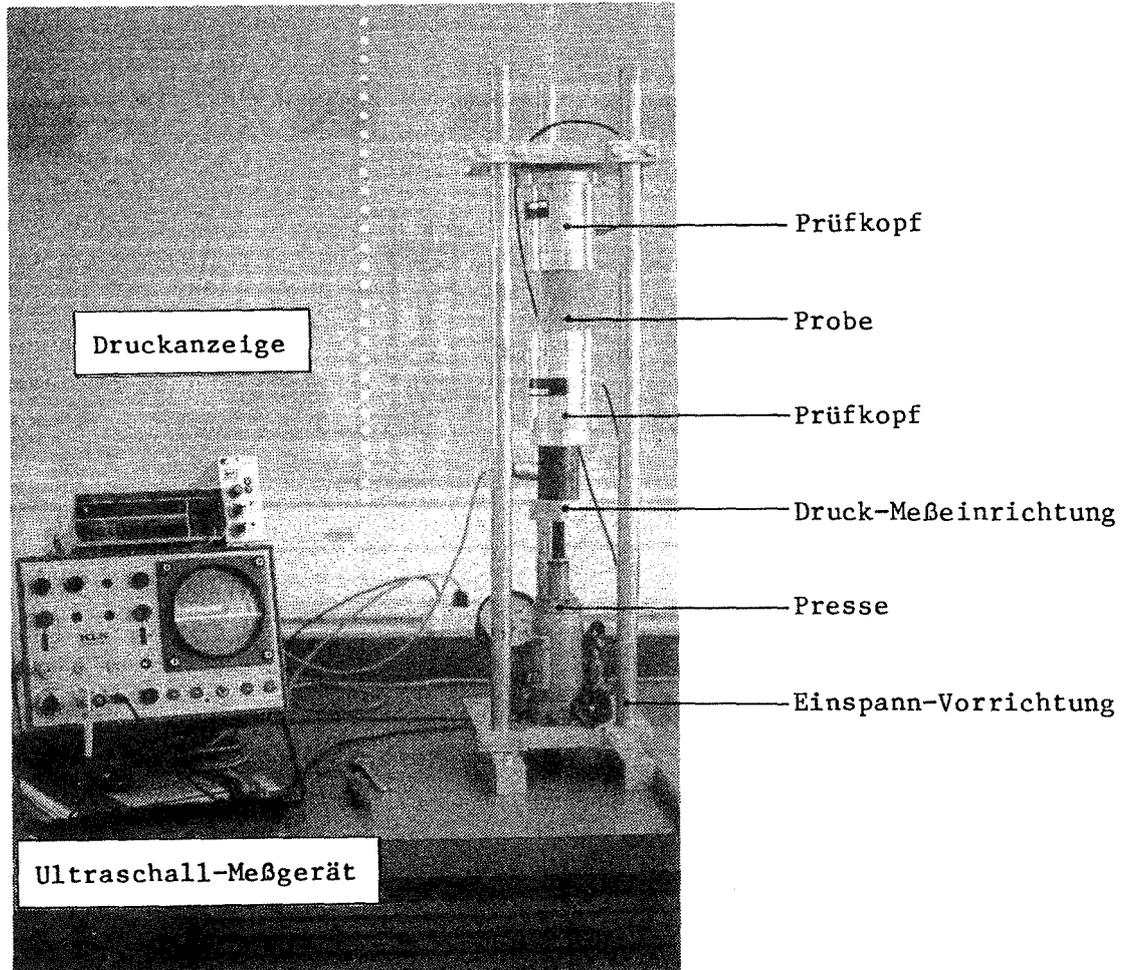


Abb. 3.10 : Ultraschall - Meßanordnung mit 50 kN - Presse

Neben der in Abb. 3.10 gezeigten Presse für 50 kN, die mit einer Handpumpe betrieben wird, stand für Messungen bei höheren Drücken bzw. für größere Probenquerschnitte eine elektrisch betriebene Vorrichtung zur Verfügung, mit der eine Maximallast von 200 kN erreicht werden kann.

3.3.5. Durchschallungsmessungen an Gesteinsproben

Im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen wurden hauptsächlich Proben mit etwa 50 mm Durchmesser gemessen. Bei diesem Durchmesser sollte die Länge der Probe nicht größer als 30 mm sein, um eine eindeutige Bestimmung der s-Wellen-Laufzeit zu gewährleisten. Bei einem derartigen Verhältnis ist erfahrungsgemäß eine Überlagerung des s-Welleneinsatzes der direkten Welle mit durch Konversion an der Oberfläche der Probe entstandenen Wellen auszuschließen. Zahlreiche Versuche haben allerdings auch bei längeren Proben einwandfreie Ergebnisse erbracht. Die Länge der Probe ist deswegen von wesentlicher Bedeutung, da sie die erzielbare Genauigkeit bei der Bestimmung der Wellengeschwindigkeiten und damit der daraus abgeleiteten Elastizitätsparameter bestimmt. Für die Laufzeitmessung mit einer Prüffrequenz von 1 MHz kann bei der zur Verfügung stehenden

Meßanordnung ein Fehler von $0.1 \mu\text{s}$ angenommen werden. Diese Annahme beinhaltet neben den meßtechnischen Einflüssen auch die Reproduzierbarkeit der Versuche und damit mögliche geringfügige Unterschiede in der Ankopplung. Sie ist als Mittelwert in zahlreichen Versuchen bestätigt worden. Für die Genauigkeit der Probenlänge kann bei sorgfältig hergestellten Proben mit parallelen Endflächen 0.1 mm angesetzt werden (Messung mit Schiebelehre). Unter diesen Voraussetzungen läßt sich die erzielbare Genauigkeit bei der Bestimmung der Wellengeschwindigkeiten aus Abb. 3.11 abschätzen. Man sieht, daß bei kurzen Proben der mögliche Fehler stark zunimmt.

So ist bei einer Probenlänge von 30 mm und einer Wellengeschwindigkeit von 5 km/s diese in der verwendeten Meßanordnung auf 2% genau zu bestimmen.

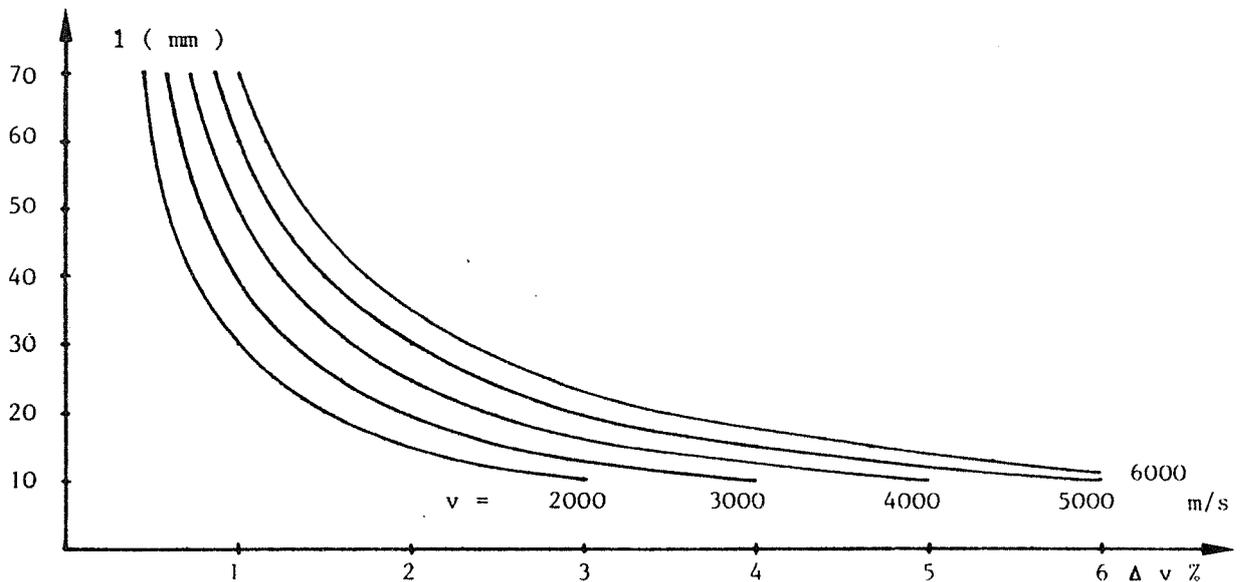


Abb. 3.11 : Abschätzung der erzielbaren Genauigkeit bei der Geschwindigkeitsbestimmung (Meßgenauigkeit $0.1 \mu\text{s}$, 0.1 mm).

Zur Beurteilung der möglichen Genauigkeit von aus den Wellengeschwindigkeiten abgeleiteten Elastizitätsparametern ist deren Abhängigkeit vom Verhältnis v_p/v_s heranzuziehen. Abb. 3.12 zeigt diese Abhängigkeit für ν und $E/\rho \cdot v_p^2$. Wird v_p/v_s kleiner, nimmt die Abhängigkeit des Poissonverhältnis stark zu und dieses ist damit nur ungenau zu bestimmen. Ebenso nimmt die Abhängigkeit des E-Moduls von v_p^2 zu. Bestimmt man v_p und v_s an einer 30 mm langen Probe, so ist der mögliche Fehler bei der Bestimmung von ν z.B. für $v_p = 5 \text{ km/s}$ $v_p/v_s = 1.60$ (Granit) so groß, daß eine brauchbare Angabe nicht möglich ist. Da der Hauptbeitrag zur Fehlerfortpflanzung von der kurzen Laufzeit der p-Wellen kommt, ist eine einfache Verbesserung zu erzielen, indem man v_p an einer längeren Probe bestimmt. Diese Methode setzt allerdings einigermaßen homogenes Material voraus. In der Praxis hat sich die in Abb. 3.13 dargestellte Vorgangsweise bewährt:

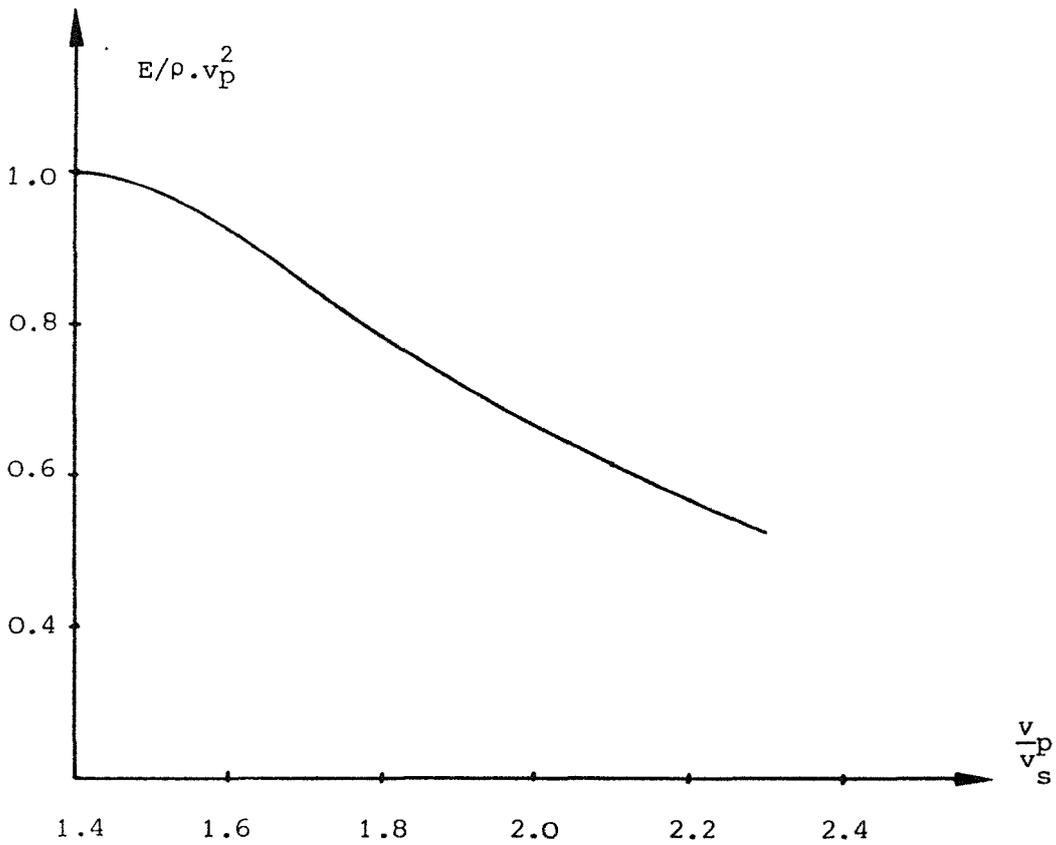
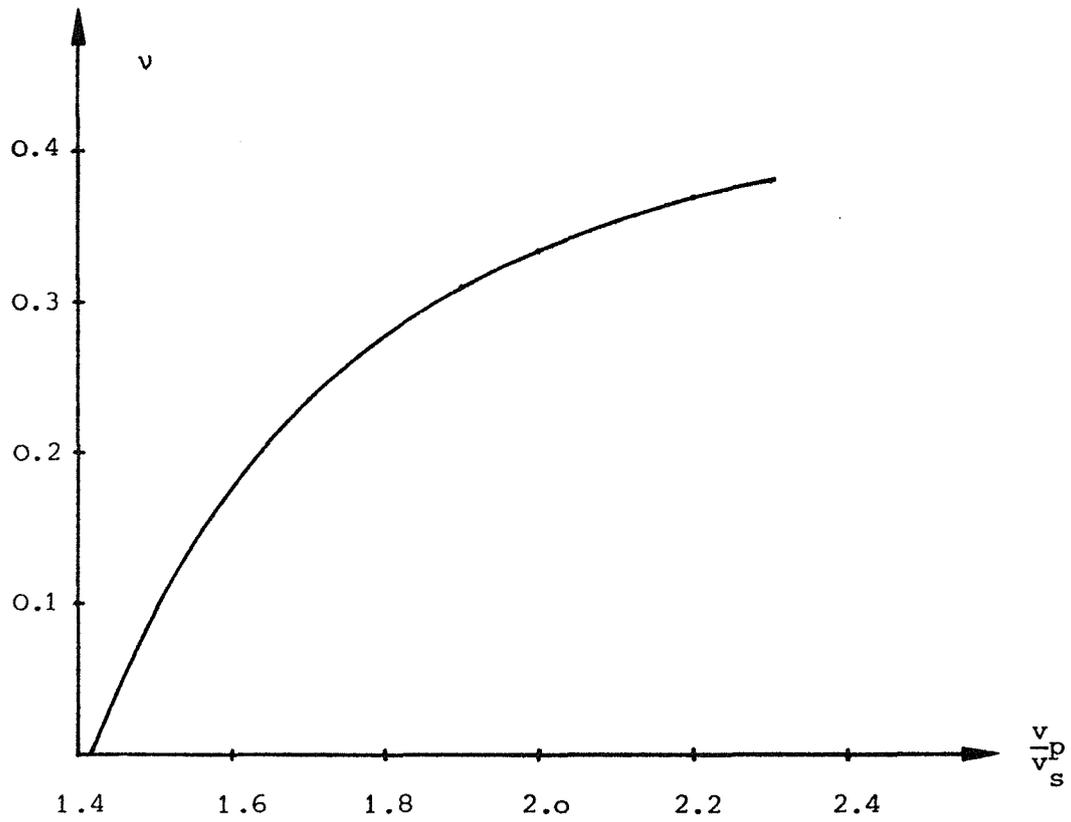


Abb. 3.12 : Abhängigkeit des Poissonverhältnisses und des E-Moduls vom Verhältnis v_p/v_s .

An einer längeren Probe wird die p-Wellen-Laufzeit t_p gemessen und damit v_p bestimmt. Danach wird die Probe in 2 oder mehrere Teilstücke zerschnitten, wobei zumindest ein Teil das für eine einwandfreie s-Wellen-Messung erforderliche Verhältnis $d/l > 1.6$ haben soll. An diesem wird v_s bestimmt. An allen Teilen wird, einzeln oder gemeinsam, t_p gemessen und v_p bestimmt. Im ersten Fall erhält man bei geringerer Genauigkeit Werte für die Teilstücke und kann damit die Homogenität der Probe beurteilen. Im zweiten Fall erhält man einen Wert v_p' , der dem ursprünglichen Ergebnis v_p nahekommen muß.

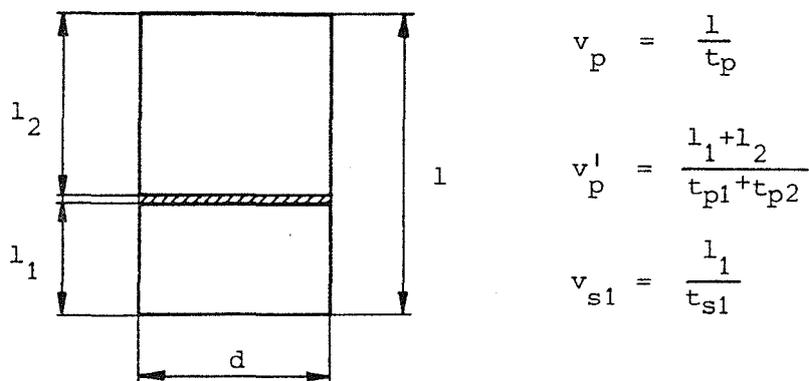


Abb. 3.13 : Bestimmung von p- und s-Wellengeschwindigkeit aus Laufzeitmessungen an 2 Probestücken.

Berechnet man aus den so bestimmten Wellengeschwindigkeiten wieder ν und E , kann ein genaueres Ergebnis erzielt werden. Abb. 3.14 zeigt die Situation für $l = 50$ mm und $l_1 = 30$ mm. Will man eine weitere Verbesserung der Genauigkeit, muß auch v_s an einer längeren und damit größeren Probe bestimmt werden.

Man sieht, daß auch bei einer relativ hohen Prüffrequenz von 1 MHz die erzielbare Genauigkeit unter Umständen gering sein kann. In noch wesentlich höherem Maß macht sich die Ungenauigkeit in der Laufzeitmessung bei niedrigeren Prüffrequenzen bemerkbar. So ist z.B. bei der niedrigsten der verwendeten Prüffrequenzen von 25 kHz, bei der eine reproduzierbare Meßgenauigkeit von 0.5 μ s erzielt werden kann, an einer 50 mm langen Probe eine Wellengeschwindigkeit von 5 km/s nur auf 10% genau zu bestimmen. Dies reicht für verschiedene Unterscheidungen bei weitem nicht mehr aus.

Sind die Endflächen einer Probe nicht planparallel, kommt ein zusätzlicher Fehler durch die nicht definierte Länge des Schallweges zustande. Proben aus brüchigem Material, insbesondere solche, die durch das Spülwasser beim Schneiden zum Zerbrechen neigen, müssen zur Vorbereitung in Kunstharz eingegossen werden (Pitsch, 1986).

Die Messung der Proben erfolgt normalerweise im trockenen Zustand. Um diesen eindeutig herzustellen, ist es zweckmäßig die Proben vor der Messung in einem Trockenschrank zu trocknen bis keine Gewichtsänderung mehr zu beobachten ist. In vielen Fällen ergab sich jedoch bei der Ultraschallmessung kein Unterschied gegenüber Proben, die nur durch Lagerung bei Zimmertemperatur getrocknet sind.

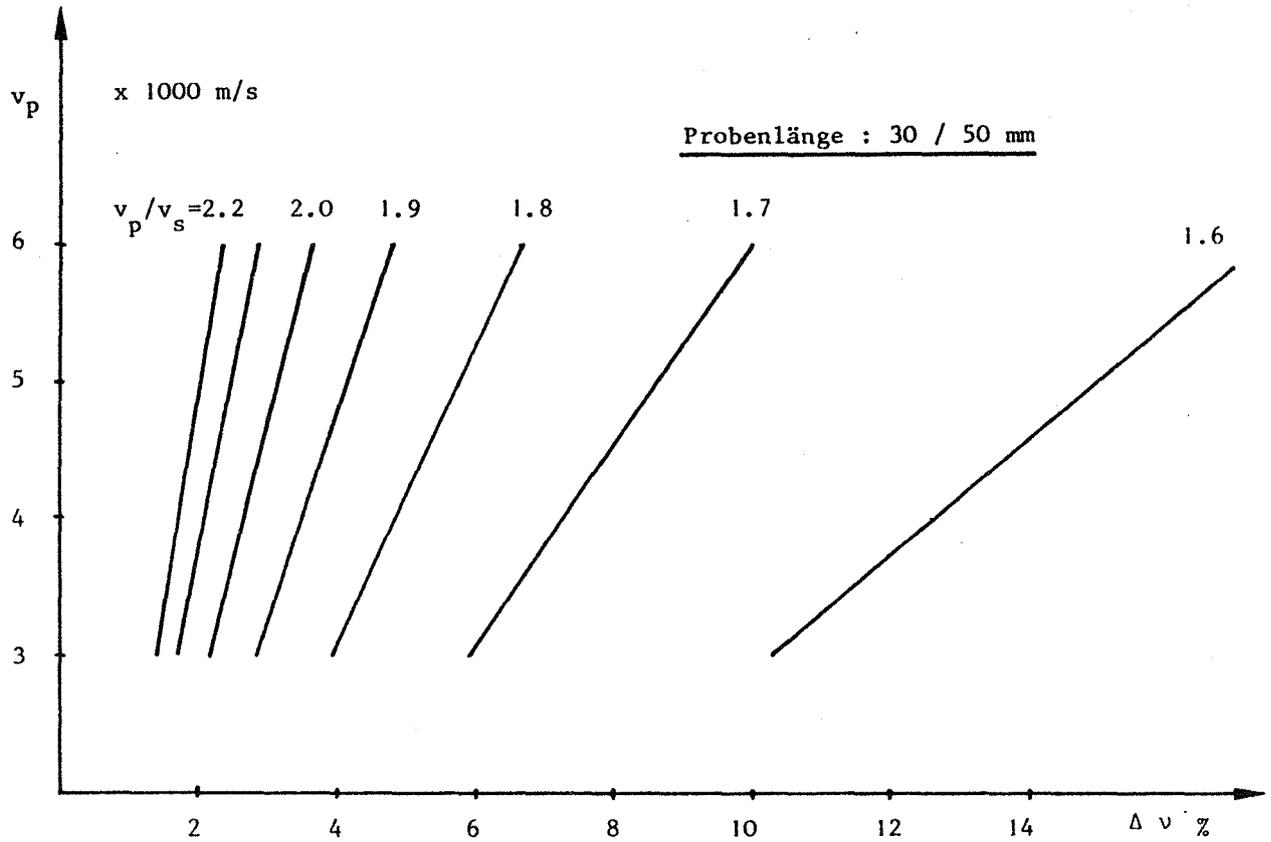
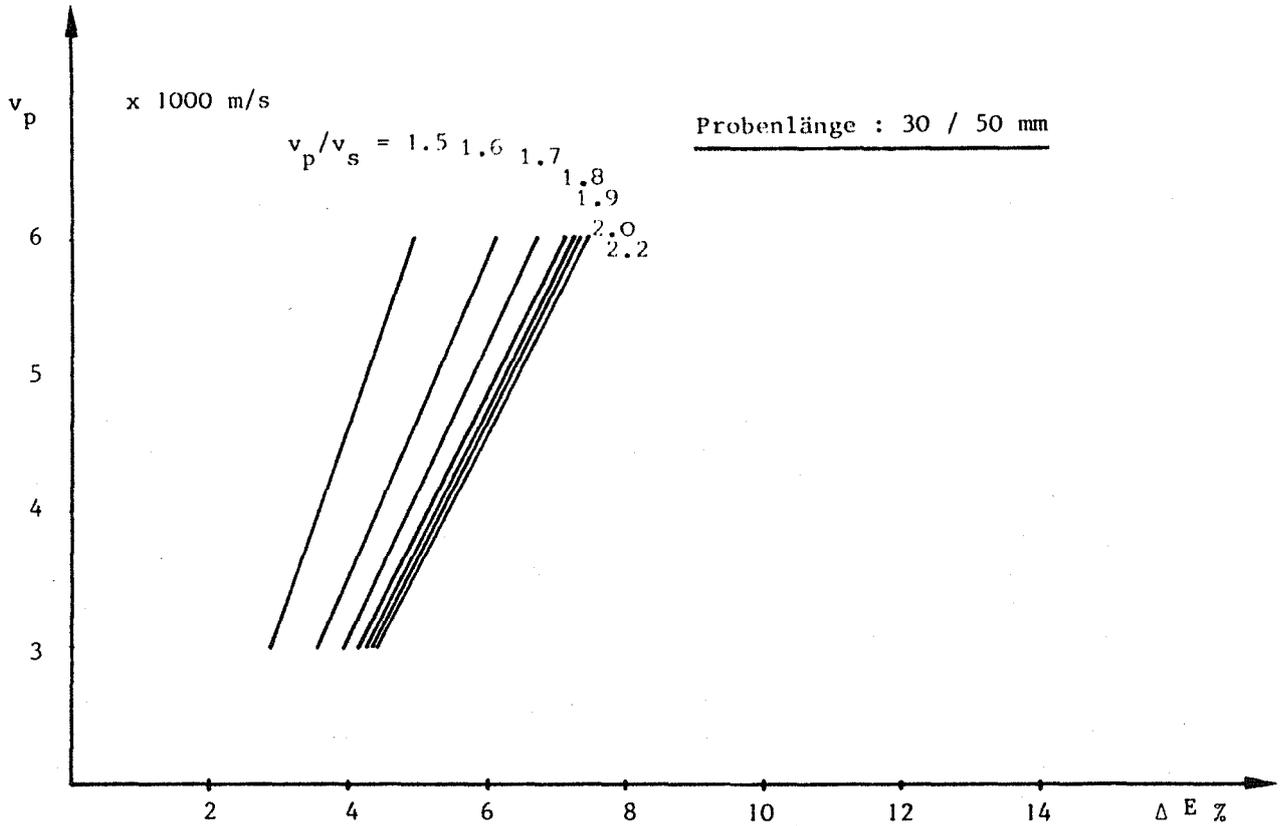


Abb. 3.14 : Erzielbare Genauigkeit bei der Bestimmung von v und E aus Laufzeitmessungen an Probenlängen von 50 mm (v_p) und 30 mm (v_s) (Meßgenauigkeit 0.1 μ s / 0.1 mm).

Um den Einfluß der Porenfüllung auf die Wellengeschwindigkeiten zu untersuchen, werden die Proben wassergesättigt. Um diesen Zustand zu erreichen, wurden sie 1 Stunde in kochendes Wasser gelegt und anschließend 24 Stunden im Wasser gelagert. Diese Vorgangsweise, die einheitliche Versuchsbedingungen gewährleisten sollte, wurde in Anlehnung an die Ö-Norm B 3122 festgelegt. Diese Norm, die bei der Prüfung des Wassergehaltes und der Wasseraufnahme von Natursteinen zur Anwendung kommt, sollte bei der Festlegung von Versuchsbedingungen bei Ultraschallmessungen herangezogen werden (z.B. Sättigung im Vakuum).

Meist zeigt das zu untersuchende Material zumindest geringe Unterschiede in den Meßwerten bei Messung in verschiedenen Orientierungen, in erster Linie bei der s-Wellen-Messung. Dies ist Ausdruck der Inhomogenität bzw. hat seine Ursache im anisotropen Verhalten. Um diese Unterschiede systematisch messen zu können, wird zunächst versucht, an der Probe die Lagerungsebene festzustellen. Ist diese nicht zu erkennen, wird an jeder Probe in beiden Richtungen in zumindest zwei aufeinander senkrecht stehenden Orientierungen gemessen. Die so erhaltenen Laufzeiten werden dann, wenn keine systematischen Unterschiede zu erkennen sind, gemittelt. Ist eine Lagerungsebene zu erkennen, können die Proben in einheitlicher Orientierung gemessen und die Anisotropie bestimmt werden. Dazu sind Messungen, bei denen die Schwingungsrichtung der s-Welle normal und parallel zur Schichtung ist, notwendig. Für die vollständige Bestimmung des anisotropen Verhaltens sind zusätzlich Proben zu untersuchen, deren Achsen normal und parallel zur Schichtung liegen (Abschnitt 2.3.3.).

Vor der Arbeit mit Ultraschall-Prüfköpfen muß deren "Nullzeit" oder "Vorlaufzeit" bestimmt werden. Dies geht am besten, indem man die Laufzeiten an verschieden langen Proben mißt und auf 0 extrapoliert (Abschnitt 3.3.1.).

Ein guter Test für die Meßanordnung ist die Bestimmung der elastischen Parameter von homogenen, isotropen Prüfkörpern im linearen Lastbereich. Dazu wurden verschiedene Stahl- und Aluminiumzylinder angefertigt. Die Laufzeitmessungen sind im untersuchten Lastbereich ($\leq 10 \text{ kN/cm}^2$) vollkommen lastunabhängig, was die einwandfreie Ankopplung zeigt. Tab. 3.1 zeigt die Ergebnisse und den Vergleich mit statisch bestimmten Parametern.

Probe	d (mm)	l (mm)	(g/cm ³)	v _p (km/s)	\bar{v}_p (km/s)	v _s (km/s)
St50 1	65.0	49.3	7.85	5.87		
2		30.5			5.87	3.30
Duralu +)						
1		67.7	2.83	--		
2		30.1			6.31	3.22

Probe	E _d (GN/m ²)	E _s (GN/m ²) (gemessen mit DMS)	E _s (GN/m ²) (It. Tab.) *)	v _d	v _s
St50	217	214	210	0.27	0.28
Duralu +)	77.7	70.2	72.0	0.32	--

Tab. 3.1 : Wellengeschwindigkeiten und Elastizitätsparameter von homogenen, isotropen Proben - Vergleich mit statisch bestimmten Parametern.
+) AlCuMg-Legierung, Brinellhärte 141, *) Dubbel, Taschenbuch f.d. Maschinenbau, 1974

4. Bestimmung dynamischer Elastizitätskennwerte in situ

4.1. Allgemeines

Die Bestimmung dynamischer Elastizitätskennwerte in situ unterscheidet sich von den im Abschnitt 3. besprochenen Labormessungen durch das frei wählbare Ausmaß des Untersuchungsbereiches. Die Meßanordnungen sind an die technischen bzw. physikalischen Gegebenheiten eines solchen "Homogenbereiches" anzupassen. Das bedeutet, daß die Auswahl der Schwingungsanregung und damit auch der Meßfrequenz sowie die Art und Anordnung der Schwingungsaufnehmer je nach Problemstellung sehr verschieden sein können. Für die erzielbare Meßgenauigkeit ist die Meßfrequenz maßgeblich. Bei der Beurteilung des Meßergebnisses ist der Größeneffekt zu berücksichtigen (2.3.5). In erster Linie werden wiederum die aus den gemessenen Laufzeiten bestimmten Wellengeschwindigkeiten beurteilt.

4.2. Direkte Bestimmung an der Oberfläche

Sollen die seismischen Geschwindigkeiten eines Boden- oder Felsbereiches direkt an der Oberfläche bestimmt werden, ist vorauszusetzen, daß die oberflächennahe Beschaffenheit für den zu untersuchenden Bereich repräsentativ ist, das heißt, daß keine Geschwindigkeitsänderung mit der Entfernung von der Oberfläche auftritt. Dies kann zum Beispiel der Fall sein, wenn das Gebirge entspannt ist, keine oberflächliche Auflockerung zeigt und die Kluffüllung keine Rolle spielt bzw. gleich bleibt.

4.3. Bestimmung aus refraktierten Laufzeiten

In den meisten Anwendungsfällen wird die Bestimmung der Wellengeschwindigkeiten aus refraktierten Laufzeiten zu erfolgen haben. Dies ist der Fall, wenn sich die Beschaffenheit des zu untersuchenden Boden- oder Felsbereiches mit der Tiefe bzw. mit dem Abstand von der für Messungen zugänglichen Oberfläche ändert. Diese Änderung muß für refraktionsseismische Messungen so sein, daß sie einer Geschwindigkeitszunahme entspricht. Dies ist der Fall, wenn der zu untersuchende Gebirgsbereich überlagert ist, und wenn die Auflockerung mit der Tiefe abnimmt. Bei Messungen unter Tag handelt es sich um eine Auflockerung, die einerseits durch die Sprengarbeit beim Auffahren, andererseits durch die Auswirkung der Spannungsumlagerung entsteht. Es ist fast immer notwendig, die Meßanordnungen für die Auswertung nach refraktierten Laufzeiten zu konzipieren. Auch in Fällen, in denen eine kontinuierliche Geschwindigkeitszunahme mit der Entfernung von der Oberfläche festzustellen ist, kann in der Praxis ein Schichtmodell die Verhältnisse für die Wellenausbreitung gut wiedergeben.

Die Auswertung eines refraktionsseismischen Meßprofils erfordert zumindest Laufzeitmessungen von beiden Enden ("Hin-" (A) und "Rückmessung" (B)), um sicherzustellen, daß die tatsächlichen Wellengeschwindigkeiten erfaßt werden. In der Literatur sind für die Auswertung refraktionsseismischer Messungen verschiedene Verfahren angegeben worden (z.B. Dobrin, 1976), auf die hier nicht eingegangen wird. Wesentlich für die Auswertung von Geschwindigkeiten aus refraktierten Laufzeiten ist ein Verfahren, das ein Relief des refraktierenden Horizontes, laterale Geschwindigkeitsänderungen in diesem und Unregelmäßigkeiten in der Überlagerung zuläßt. Eine Methode, die auf dem von Hagedoorn, 1958, angegebenen Verfahren basiert, verwendet Laufzeiten, die zu ein und demselben Punkt der Oberfläche gemessen wurden ("CSP-Methode").

Diese Methode ist außerordentlich einfach anzuwenden und gestattet eine differenzierte Analyse des Geschwindigkeitsverlaufes. Nach Hagedoorn wird die "Minus-Zeit", die Differenz der Laufzeiten von Hin- und Rückmessung an einem Meßpunkt zur Bestimmung des tatsächlichen Geschwindigkeitsverlaufes verwendet. Nach Hawkins, 1961, der den Begriff der "Zeittiefe" in die refraktionsseismische Auswertung eingeführt hat, geben die "korrigierten Laufzeiten", die aus der Laufzeit am jeweiligen Meßpunkt minus der für diesen ermittelten Zeittiefe bestimmt werden, den Geschwindigkeitsverlauf an. Sjögren, 1984, hat das Mittel von Hin- (A) und Rückmessung (B) minus der Laufzeit B ("mean minus T") eingeführt. Abb. 4.1 zeigt das Prinzip dieser Auswertung.

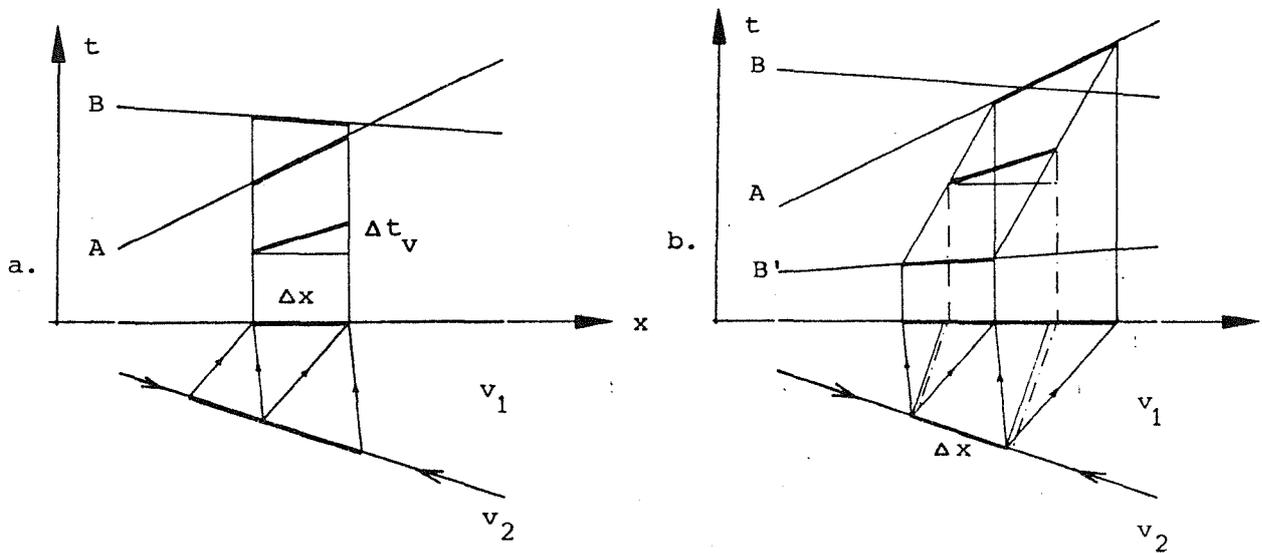


Abb. 4.1 : Auswertung der Geschwindigkeit aus refraktierten Laufzeiten;
 a. "CSP"-Methode z.B. nach Sjögren, 1984; b. "CDP"-Methode, graphische Darstellung nach Hales, 1958, B'... B an der Horizontalen gespiegelt (nach Sjögren, 1984)

Nimmt man die nach Sjögren bestimmte Laufzeitdifferenz

$$\Delta T/2 = \frac{t_A + t_B}{2} - t_B \quad (4.1)$$

z.B. für zwei aufeinanderfolgende Meßpunkte n und n+1, so ergibt sich die differentielle Geschwindigkeit für diesen Meßpunktabstand Δx zu

$$1/v = \frac{1}{\Delta x} \left(\frac{\Delta T_{n+1}}{2} - \frac{\Delta T_n}{2} \right) \quad (4.2)$$

Setzt man (4.1) in (4.2) ein, erhält man:

$$1/v = \frac{1}{2\Delta x} (t_{A_{n+1}} - t_{A_n} + t_{B_n} - t_{B_{n+1}}) = \frac{1}{2\Delta x} (\Delta t_A + \Delta t_B) \quad (4.3)$$

$$= \frac{\Delta t_v}{\Delta x} = \frac{1}{2} \left(\frac{1}{v_A} + \frac{1}{v_B} \right)$$

Δt_v ist die Laufzeitdifferenz im Verlauf der "korrigierten" Laufzeit t_v . Die tatsächliche Geschwindigkeit des Refraktors im betrachteten Abschnitt ergibt sich somit bei kleinem Neigungswinkel als harmonisches Mittel der Scheingeschwindigkeiten. Ist die Neigung nicht zu vernachlässigen, wäre die aus (4.3) erhaltene Geschwindigkeit noch mit dem Cosinus des Neigungswinkels zu multiplizieren. Dieser ist jedoch nur bei gleichmäßigem Verlauf des Refraktors einfach zu berücksichtigen. Bei einem unregelmäßigen Relief kann er nur als Mittelwert über größere Abschnitte nachträglich berücksichtigt werden, eine Verbesserung der Genauigkeit im Detail ist daher wenig wahrscheinlich. Die Auswertung des Geschwindigkeitsverlaufes ist in Abb. 4.2 dargestellt. Sie erfolgt am zweckmäßigsten derart, daß Abschnitte der "korrigierten" Laufzeitkurve C, die man aus den nach (4.1) bestimmten Laufzeitdifferenzen erhält, durch Geradenstücke angepaßt werden (Abb. 4.2a). In Abb. 4.2b ist der Geschwindigkeitsverlauf durch die Laufzeitdifferenzen Δt_v dargestellt. Bei dieser Art können verschiedene Geschwindigkeiten durch bereichsweise Mittelung ausgewertet werden. Bei stark schwankenden Laufzeitdifferenzen, wie sie bei seismischen Messungen bei unregelmäßigem Relief aber auch bei hohen Geschwindigkeiten und kleinen Geophonabständen in Folge der beschränkten Meßgenauigkeit auftreten, werden diese einfach oder mehrfach übergreifend gemittelt und der Verlauf somit geglättet.

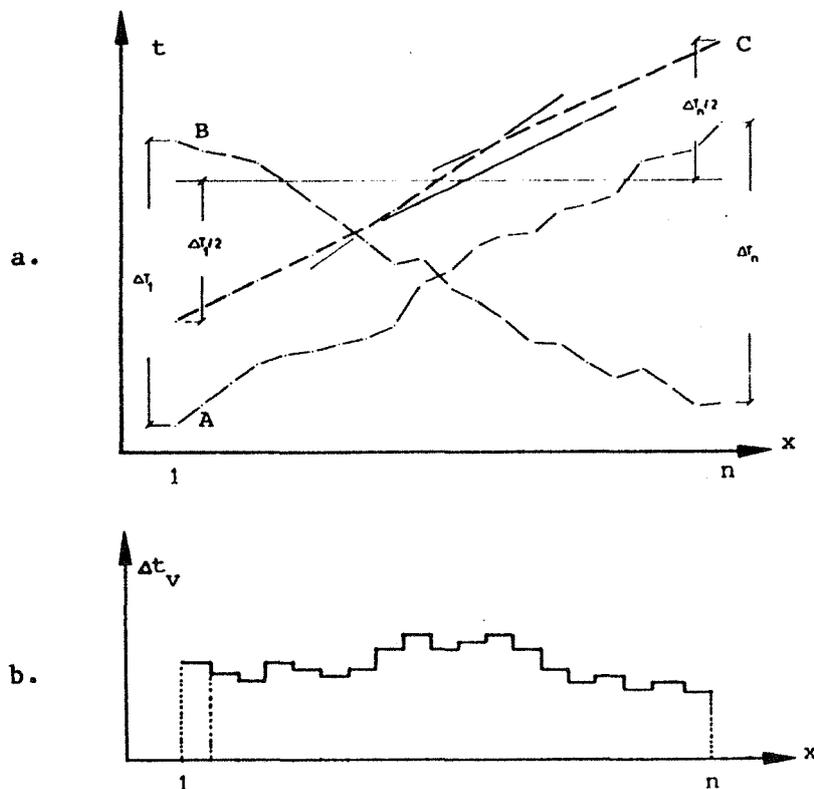


Abb. 4.2 : Auswertung des Geschwindigkeitsverlaufes : a. "mean minus T"-Kurve C (nach Sjögren, 1984); b. Laufzeitdifferenzen Δt_v nach (4.3)

Ein wesentliches Problem dieser Auswertung ist in der in Abb. 4.1a dargestellten Vorgangsweise des Zusammensetzens von Laufzeitdifferenzen verschiedener Refraktorabschnitte gelegen. Diese Vorgangsweise kann unter Umständen zu beträchtlichen Fehlern führen. Geschwindigkeitsunterschiede auf kurze Distanz und unregelmäßiges Relief gehen als Ungenauigkeit in die Auswertung ein. Eine Auswertung von Geschwindigkeitsunterschieden ist daher nur möglich, wenn sich diese über eine größere Zahl von Meßpunkten anzeigt.

Um diesem Problem auszuweichen, wurden Methoden entwickelt, die die Laufzeiten von verschiedenen Meßpunkten so zusammensetzen, daß sie einem Punkt des Refraktors entsprechen ("CDP"-Methode). Das Prinzip des Verfahrens von Hales, 1958 ist in Abb. 4.1b dargestellt. Die von Palmer, 1981, angegebene GRM-Methode ("generalized reciprocal method") ist dem Verfahren von Hales sehr ähnlich. Zur Darstellung der "korrigierten" Laufzeit werden die Laufzeiten von unterschiedlichen Meßpunkten verwendet:

$$t_v = (t_{Ay} - t_{Bx} + t_{AB}) / 2 \quad (4.4)$$

x und y sind die Positionen der Meßpunkte, t_{AB} ist die Endzeit der Laufzeitkurve

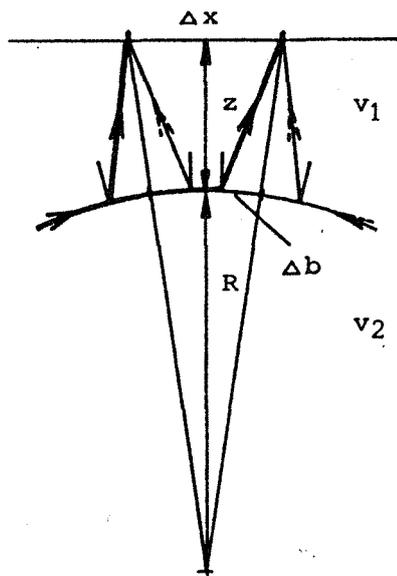
Die Distanz \overline{xy} wird so optimiert, daß Variationen im Verlauf von t_v , die von \overline{xy} abhängen, verschwinden. In diesem Fall werden die Wellenstrahlen von Hin- und Rückmessung annähernd vom gleichen Punkt des Refraktors ausgehen. Für $x = y$ geht (4.4) in die korrigierte Laufzeit der "CSP"-Methode über ("Minus-Zeit" nach Hagedoorn). Der Nachteil dieser Methode besteht darin, daß Geschwindigkeitsunterschiede in der Überlagerung die Genauigkeit der Auswertung der Refraktorgeschwindigkeit beeinträchtigen können. Für eine sinnvolle Anwendung muß außerdem der Meßpunktabstand klein genug sein, um die beschriebene Variation zu ermöglichen.

Ein konstanter Fehler kann zum Beispiel bei konvex oder konkav gekrümmtem Relief entstehen. In diesem Fall wird eine zu hohe bzw. zu niedrige mittlere Geschwindigkeit berechnet werden. Betrachtet man den Fall, daß der Refraktor unter mehreren aufeinanderfolgenden Meßpunkten durch ein Kreisbogenstück ersetzt werden kann, ergibt die Berechnung der Geschwindigkeit z.B. nach (4.3) eine mehr oder weniger große Abweichung vom tatsächlichen Wert. Abb. 4.3 zeigt den symmetrischen Fall konvexer Krümmung. Für den symmetrischen Fall ist die Berücksichtigung einfach, da keine Abhängigkeit vom Geschwindigkeitskontrast gegeben ist.

Die tatsächliche Geschwindigkeit ergibt sich aus der berechneten Geschwindigkeit nach (4.5). Der Faktor A ist für verschiedene Krümmungsradien in Tab. 4.1 angegeben.

R	konvex				konkav			
	4z	8z	16z	32z	32z	16z	8z	4z
A	0.80	0.89	0.94	0.97	1.03	1.07	1.14	1.33

Tab. 4.1 : Korrekturfaktor A zur Bestimmung der tatsächlichen Wellengeschwindigkeit bei konvexem bzw. konkavem Refraktor; R ... Krümmungsradius
z ... Mächtigkeit der Überlagerung



$$v_2 = \Delta b / \Delta t$$

$$= A \cdot \Delta x / \Delta t \quad (4.5)$$

Abb. 4.3 : Strahlenverlauf bei konvex gekrümmtem Refraktor

Nimmt die Geschwindigkeit kontinuierlich mit der Tiefe zu (Abb. 4.4), kann die Laufzeitkurve mit Geradenstücken oder durch ein Polynom zweiter Ordnung angenähert werden. Ersteres ist in den meisten Fällen ausreichend. Auch eine Kombination entspricht vielen in der Praxis vorkommenden Fällen. In diesem Fall gilt für die Laufzeit:

$$t_1 < t = a + bx + cx^2 < t_2 \quad (4.6)$$

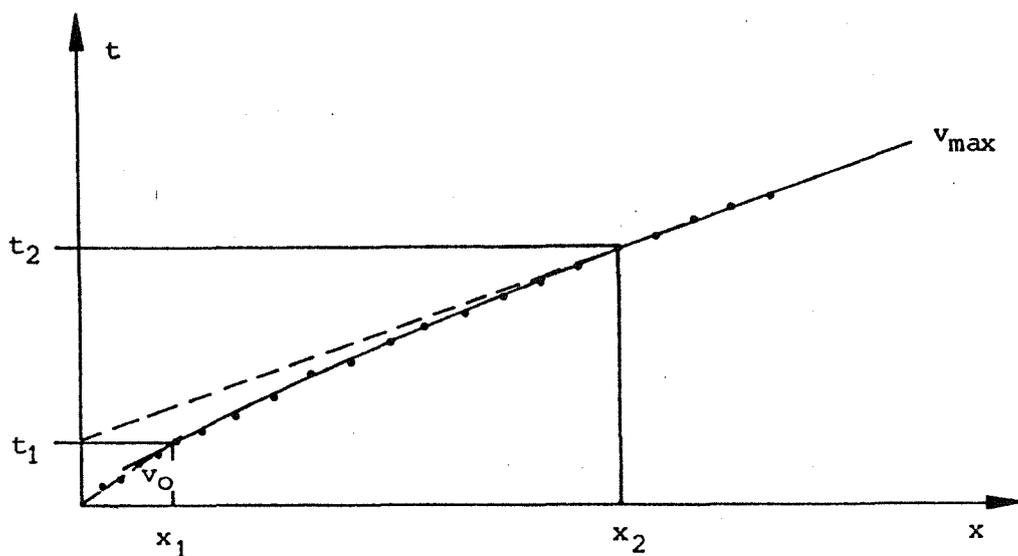


Abb. 4.4 : Typische Laufzeitkurve bei kontinuierlicher Geschwindigkeitszunahme mit der Tiefe

Aus der Geschwindigkeitsfunktion $v(x)$ kann nach der Formel von Wiechert (z.B. Grant & West, 1965) $z(v)$, die Tiefe in Abhängigkeit von der Geschwindigkeit angegeben werden.

$$z(v(\Delta)) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\Delta} \operatorname{arcosh} \frac{v(\Delta)}{v(x)} dx \quad (4.7)$$

Ein einfaches Modell stellt eine lineare Geschwindigkeitszunahme dar:

$$v = v_0 + Cz \quad (4.8)$$

Wertet man die Laufzeitkurve durch Anpassung von Geradenstücken aus, werden die Geschwindigkeiten durch lineare Regression ermittelt. Die Streuung dieser Größen ist aus dem Vertrauensbereich der Steigung der Regressionsgeraden abzuschätzen. Mittelt man die Laufzeitdifferenzen (4.3), kommt man im Prinzip zum gleichen Ergebnis.

4.4. Laufzeitmessung im Bohrloch

Eine weitere Möglichkeit für die Messung von Laufzeiten im Gebirge besteht in der Messung im Bohrloch bzw. zwischen Bohrlöchern. Abb. 4.5 zeigt das Prinzip dieser Meßmethoden.

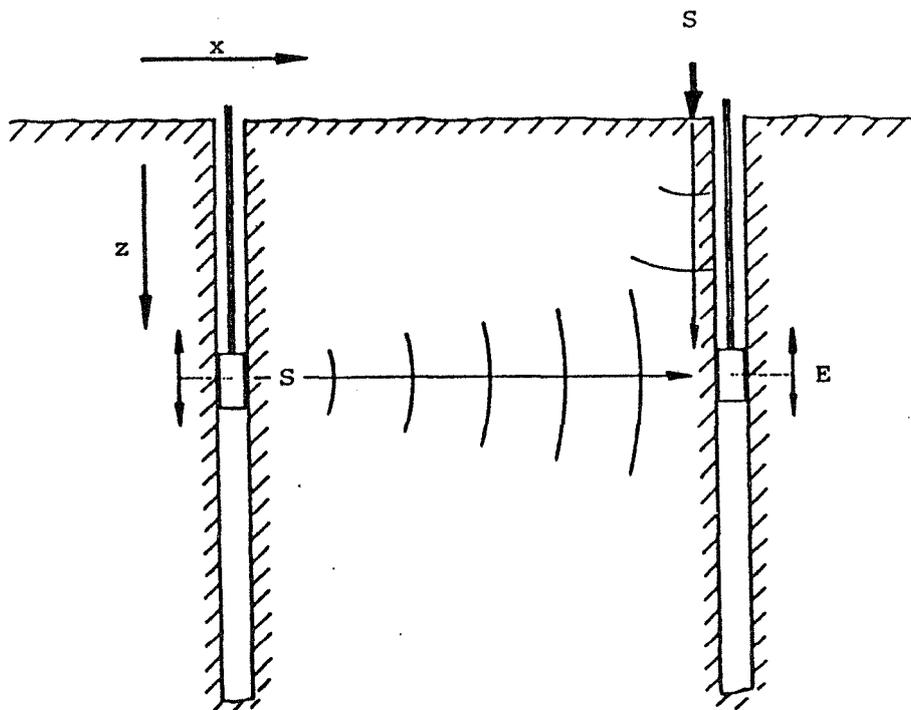


Abb. 4.5 : Prinzip der Laufzeitmessungen in Bohrlöchern

Es kann also sowohl längs eines Bohrloches als auch zwischen Bohrlöchern gemessen werden ("cross hole"). Dies hat den Vorteil, daß der zu untersuchende Gebirgsbereich in verschiedenen Richtungen durchschallt werden kann. Die Schwingungsanregung erfolgt im einfachsten Fall mittels Hammerschlag von der Oberfläche aus. Für die Messung zwischen Bohrlöchern ist eine im Bohrloch zu verankernde Schlagvorrichtung notwendig (z.B. Cosma et al., 1984). Die Aufnahme erfolgt mit einem Bohrlochgeophon, das an beliebigen Punkten im Bohrloch fixiert werden kann. Mißt man die Laufzeiten zwischen Oberfläche und Aufnehmer oder zwischen Geber und Aufnehmer in gleicher Tiefe, kann $v(z)$ bestimmt werden. Mißt man von jeder Geberposition zu einer Reihe von Aufnehmerpositionen, kann $v(x,z)$ berechnet werden ("geotomography").

Die erzielbare Meßgenauigkeit hängt, wie bereits mehrfach erwähnt, von der Frequenz des Signals ab. Für die Genauigkeit bei der Bestimmung der Wellengeschwindigkeiten ist die genaue Kenntnis der Orientierung der Bohrlöcher maßgeblich. Abweichungen der Bohrung beeinträchtigen ebenfalls die Bestimmung der Wellengeschwindigkeiten. Auch eine einwandfreie Ankopplung von Geber und Empfänger ist für die Qualität der Messung von wesentlicher Bedeutung, was insbesondere in brüchigem Gebirge große Schwierigkeiten bereitet.

Für genaue Messungen bei kurzen Distanzen wird Ultraschall verwendet. Dabei ist eine optimale Ankopplung die Voraussetzung. Diese kann am besten dadurch erzielt werden, indem Geber und Empfänger in mit Wasser gefüllten Bohrlöchern versenkt werden, was allerdings nicht in allen Fällen zu realisieren ist. Eine optimale Ankopplung hat den Vorteil, daß auch einwandfreie Versuchsbedingungen für Amplitudenmessungen gegeben sind. Mit der aus der Amplitudenmessung zu bestimmende Dämpfung kann das Vorhandensein von einzelnen Inhomogenitäten im Untersuchungsbereich besser nachgewiesen werden als an Hand des Wellengeschwindigkeitsprofils. Als Geber wird ein Funkensender oder ein piezoelektrischer Schwinger verwendet. Die Meßfrequenz beträgt etwa 20 kHz.

4.5. Bestimmung dynamischer Elastizitätsparameter unter Tag

Zur Beurteilung der Ergebnisse von in situ-Messungen unter Tag ist die Kenntnis der Spannungen um den Hohlraum notwendig. Umgekehrt kann aus der Änderung der Wellengeschwindigkeit mit der Entfernung vom Hohlraum die Spannungsumlagerung und eine daraus resultierende Auflockerung bestimmt werden.

Der im Gebirge vorhandene "primäre" Spannungszustand wird durch das Überlagerungsgewicht, das Seitendruckverhältnis und durch tektonische Spannungen bzw. Restspannungen bestimmt. Messungen dieses Spannungszustandes, die technisch sehr aufwendig sind, haben gezeigt, daß beträchtliche Unterschiede zu einem aus der Wirkung der Überlagerung berechneten, auftreten können (Kohlbeck et al., 1981). Durch das Auffahren eines Hohlraumes wird der im Gebirge vorhandene "primäre" Spannungszustand gestört. Es tritt eine Spannungsumlagerung ein, da der dreiachsige Spannungszustand an der Grenze zum Hohlraum in einen zweiachsigen übergehen muß. Abb. 4.6 zeigt den Verlauf von Radial- und Tangentialspannung im elastischen und plastischen Bereich um einen Hohlraum (Müller, 1978). In der ersten Zone wird die Materialfestigkeit nicht überschritten, in der zweiten Zone kommt es zu plastischen Verformungen und damit zur Bildung einer Auflockerungszone. Diese reicht im allgemeinen bis zu 5 Meter in das Gebirge (Müller, 1978). Durch Sprengarbeit entstehen die größten Auflockerungen, die unmittelbar um den Hohlraum zu einer vollständigen Entfestigung des Gebirges führen können.

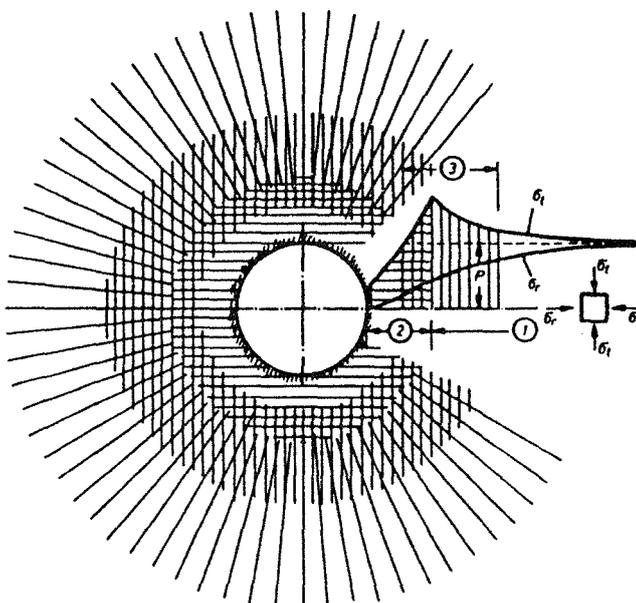


Abb. 4.6 : Spannungsverlauf um einen untertägigen Hohlraum (nach Müller, 1978):
 1. elastischer Bereich, 2. plastischer Bereich, 3. "Schutzhülle", in der sich die Spannungsumlagerung stabilisiert hat

Bei seismischen Messungen in einem Stollen oder Tunnel ist insbesondere auf die Ausbildung von Oberflächenwellen zu achten, da diese fälschlicherweise als s-Wellen interpretiert werden können (Stilke, 1959). Es gibt allerdings Untersuchungen über die Wellenausbreitung bei Untertage-Messungen, bei denen dieser Wellentyp nicht beobachtet wurde (Duda, 1960).

Abb. 4.7 zeigt das Ergebnis einer Untersuchung, bei der zwischen zwei radialen Bohrungen der Verlauf der p-Wellengeschwindigkeit und der Dämpfung mittels Ultraschall bestimmt wurde (Interfels, 1973). Man erkennt sowohl aus der Zunahme der Wellengeschwindigkeit als auch aus der Abnahme der Dämpfung sehr deutlich das Ausmaß der Auflockerungszone.

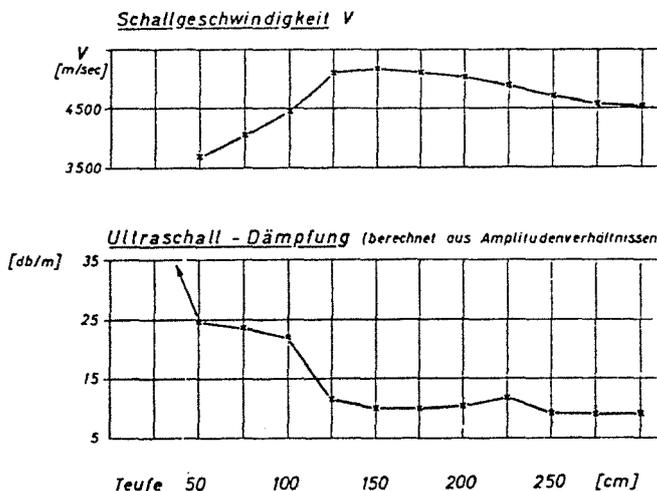


Abb. 4.7 : Verlauf von Wellengeschwindigkeit und Dämpfung um einen untertägigen Hohlraum (Interfels, 1973)

Zur Untersuchung des Gebirges um einen Hohlraum ist neben der in Abb. 4.7 gezeigten Methode auch die Messung in einem Bohrloch möglich. Bei seismischen Messungen im Bohrloch ist die Auflösung durch die niedrige Signalfrequenz beschränkt. So sind die Laufzeitunterschiede bei einem Meßpunktabstand von z.B. 0.5 m nur Bruchteile der Periodenzeit.

Auch eine refraktionsseismische Messung vom Hohlraum aus kann den Geschwindigkeitsverlauf aufschließen. Ist eine Auskleidung (z.B. Spritzbeton) vorhanden, ist der Erfolg allerdings davon abhängig, inwieweit diese die Messung stört. Insbesondere bei niedrigen Geschwindigkeiten kann der Einfluß der Auskleidung eine brauchbare Messung praktisch ausschließen.

Um Wellengeschwindigkeiten, die bei sehr unterschiedlicher Überlagerung bestimmt wurden, vergleichen zu können, kann der Überlagerungseinfluß bei gleichbleibenden Gebirgseigenschaften abgeschätzt werden. Von Steinhauser et al., 1984 wird auf Grund theoretischer Überlegungen und experimenteller Ergebnisse ein Zusammenhang zwischen v_p und der Überlagerung z mit $v_p \sim z^{1/6}$ angegeben.

4.6. sh-Wellen Seismik

Die Beobachtung von s-Wellen hat sich für eine Reihe von geophysikalischen Fragestellungen in den letzten Jahren als sehr zweckmäßige Methode erwiesen (Helbig et al., 1982). Dabei spielen folgende Gründe eine wesentliche Rolle:

- s-Wellen werden in ihrer Ausbreitung nicht vom Wassergehalt des untersuchten Bodens beeinflußt. Ihre Ausbreitungsgeschwindigkeit hat daher einen besseren Zusammenhang mit der Lithologie.
- s-Wellen werden weniger absorbiert und haben auf Grund der kürzeren Wellenlängen ein besseres Auflösungsvermögen,
- die gemeinsame Beobachtung von p- und s-Wellen ermöglicht die Bestimmung von Elastizitätsparametern und damit zusätzliche Information.

Für die im Rahmen dieser Arbeit ausgeführten Messungen war vor allem der letzte Punkt von Bedeutung. Für die Differenzierung von Bereichen unterschiedlicher Auflockerung sind s-Wellen deshalb besonders geeignet, da sich die für die s-Wellen-Ausbreitung maßgeblichen mechanischen Eigenschaften stärker ändern als die für die p-Wellen-Ausbreitung.

Im Prinzip werden bei jeder Anregung von p-Wellen auch s-Wellen erzeugt, bzw. entstehen diese durch Konversion an Grenzen zwischen Bereichen unterschiedlicher elastischer Eigenschaften. Das meßtechnische Problem liegt jedoch in der Tatsache, daß bei geringen Laufzeitunterschieden zwischen p- und s-Wellen-Einsätzen, wie sie bei kurzen Meßstrecken gegeben sind, eine Auswertung der s-Wellen schwierig und nur ungenau möglich ist. Eine einfache Möglichkeit, diese Schwierigkeit zu umgehen, besteht in der bevorzugten Anregung einer bestimmten Schwingungsrichtung. Hier hat sich vor allem die Erzeugung von s-Wellen, deren Schwingungsrichtung parallel zur Oberfläche ist, bewährt (Abb. 4.8). Dieser Wellentyp wird üblicherweise als sh-Welle bezeichnet. Der Vorteil dieser Schwingungsanregung liegt neben der geeigneten Abstrahlcharakteristik in der Tatsache, daß bei Refraktion keine s-Wellen-Konversion auftritt (Kähler et al., 1983). Abb. 4.9 zeigt Seismogramme, die durch Übereinanderschreiben der Aufnahmen von jeweils entgegengesetzten Schlagrichtungen entstanden sind.

Bei der Messung direkter Wellen, insbesondere bei kurzen Meßstrecken am aufgelockerten Fels, wo die Methode technisch schwer zu realisieren ist, liefert auch s-Wellen-Anregung mit Schlagumkehr zum Teil nur unbefriedigende Ergebnisse, da keine ausreichende Wellentrennung möglich ist.

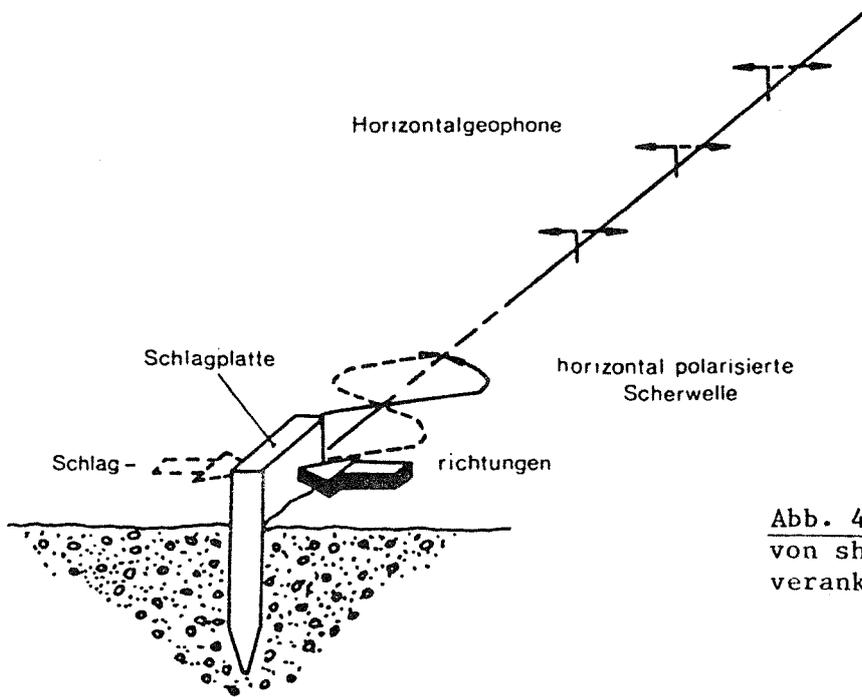


Abb. 4.8 : Bevorzugte Anregung von sh-Wellen mittels im Boden verankerter Schlagplatte

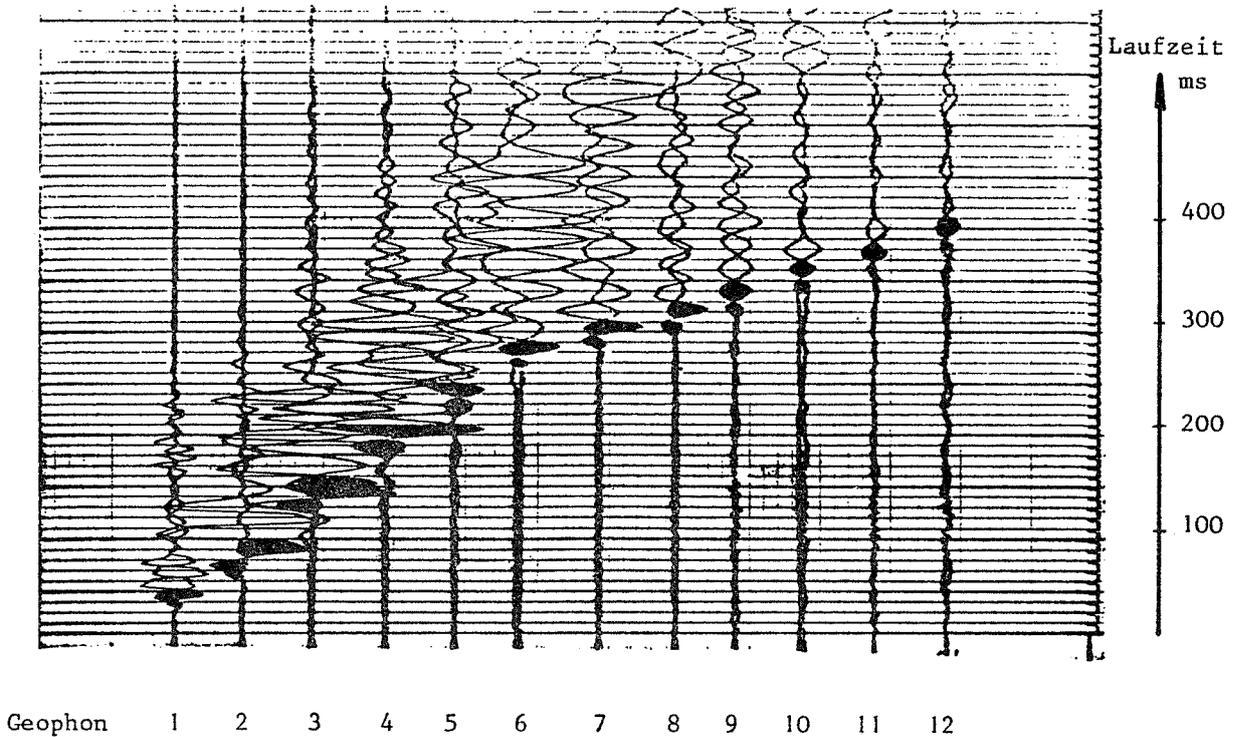


Abb.4.9 : Registrierung von refraktierten sh-Wellen - Beobachtung von entgegengesetzten Schlagrichtungen (aufgenommen mit McSEIS 1200)

4.7. Die Meßanordnung

Zur Ausführung der in situ-Messungen im Rahmen dieser Arbeit wurden ausschließlich seismische Meßgeräte verwendet. Die folgende Beschreibung der Meßanordnung beschränkt sich auf die Punkte, die speziell für die ausgeführten Messungen wesentlich sind.

Als Schwingungsaufnehmer wurden Vertikal- und Horizontalgeophone vom Typ SM-4 verwendet. Je zwei Horizontal- und ein Vertikalgeophon wurden an einem Aluminiumwürfel zu einem Meßaufnehmer für drei orthogonale Schwingungsrichtungen zusammengesetzt (Abb. 4.10). Bei Messungen am Fels wurden diese Aufnehmer mittels Schraube und Dübel oder eingeklebter Bolzen befestigt. Die Orientierung dieser Aufnehmer zum Meßprofil ist ebenfalls Abb. 4.10 zu entnehmen. Der Anschluß der einzelnen Aufnehmer wurde bei Verwendung aller drei Schwingungsrichtungen mit speziellen Geophonkabeln, bei denen jeweils drei Anschlüsse in kurzem Abstand ausgeführt sind, vorgenommen. Für Messungen im Bohrloch wurde ein 3-Komponenten-Bohrlochgeophon von OYO verwendet, das hydraulisch oder pneumatisch an jedem Meßpunkt verankert wird.

Bei den verwendeten Aufnahmeapparaturen können bis zu 24 Kanäle gleichzeitig aufgezeichnet werden. Eine seismische Aufnahmeapparatur besteht im wesentlichen aus einem Verstärkerteil, einem Speicherteil, einem Steuerteil sowie einer

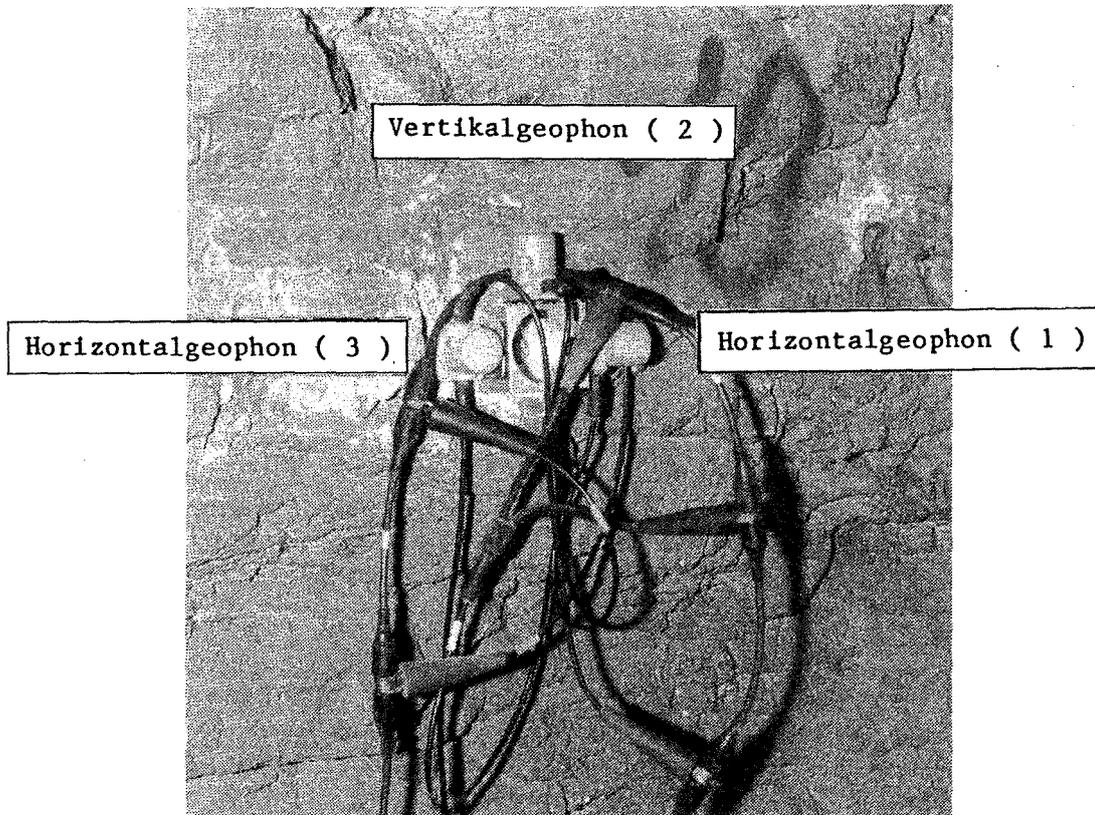


Abb. 4.10 : Schwingungsaufnehmer für 3 orthogonale Schwingungsrichtungen, am Fels montiert: (1) in Profilrichtung, (2) normal dazu, vertikal (3) normal dazu, horizontal

Anzeigeeinheit auf der die aufgenommenen Signale dargestellt werden können (Bildschirm, Schreiber oder Drucker). Im Verstärkerteil wird die Eingangsverstärkung für die einzelnen Kanäle eingestellt und eventuell eine analoge Filterung vorgenommen. Danach werden die Signale mit einer Abtastrate, die dem Frequenzinhalt angepaßt sein muß, digitalisiert. Sie werden in der Speichereinheit abgespeichert und können nach Rückwandlung in Analogsignale sichtbar gemacht werden.

Zunächst wurde für die Versuchsmessungen die Refraktionsseismik-Apparatur McSEIS 1200 von OYO verwendet. Diese erwies sich auch für die Messung kurzer Laufzeiten recht brauchbar. Maßgeblich für die Aufnahme seismischer Signale auf kurzen Distanzen ist ein entsprechender Frequenzgang der Eingangsverstärker sowie die notwendige Auflösung. Diese ist einerseits in der bereits erwähnten Abtastrate und andererseits in der Auflösung der Darstellung gegeben. Das Gerät McSEIS 1200 hat bei der kürzesten Aufzeichnungslänge von 50 ms eine Abtastrate von 50 μ s, was für die aufzunehmenden Signale eine ausreichend gute Auflösung gewährleistet. Eine ganz wesentliche Eigenschaft von digitalen Aufnahmegeräten ist die Möglichkeit, Signale summieren ("stapeln") zu können ("signal enhancement"). Dabei werden die Aufnahmen mehrerer gleichartiger Versuche elektronisch summiert, was eine Verbesserung des Nutz- Störsignal- Verhältnisses bedeutet und damit die Messung mit kleinen Nutzsignalen möglich macht. Die Verbesserung ist theoretisch proportional zur Wurzel aus der Zahl der summierten Signale. Diese Technik war für die ausgeführten Messungen von besonderer Bedeutung, da damit ausschließlich mit Hammerschlägen gearbeitet werden konnte. Für Meßstrecken bis zu einigen 10 Metern konnte mit einem 2 kg-Hammer das Auslangen gefunden werden. Die digitale Auflösung des Gerätes McSEIS 1200 ist 10 bit. Nach dieser Größe des "Daten-Wortes" sind die Verstärkungen für die Einzelsignale und die Zahl der zu summierenden Aufnahmen zu bemessen, um bestmögliche Aufzeichnungen zu erzielen. Bei der Wiedergabe auf einem Galvanometerschreiber kann bei entsprechender Qualität der seismischen Signale eine Ablesegenauigkeit von 0.1 ms erzielt werden.

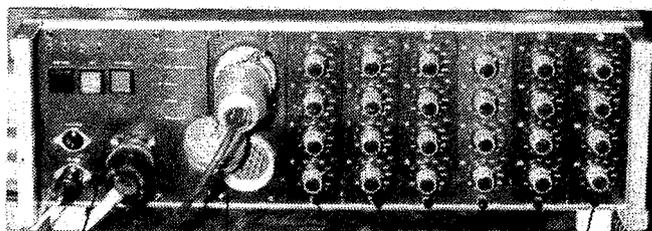
Im Rahmen eines Forschungsprojektes konnte ein seismisches Aufnahmesystem entwickelt werden, bei dem die Signalverarbeitung in einem Rechner erfolgt. Dieses System besteht aus einem Sirius 1 Computer sowie dem Prototyp eines Aufnahmegerätes für 24 Kanäle. Die Datenübertragung erfolgt seriell mit einer Übertragungsgeschwindigkeit von 400 kBaud.

Das Aufnahmegerät besteht im wesentlichen aus einem Verstärker- und Speicherteil sowie dem Steuerteil mit den notwendigen Steuertasten sowie LED-Anzeigen für sämtliche Betriebszustände. Über diesen Teil wird die Verbindung mit dem Rechner hergestellt und das für die Auslösung des Aufnahmesystems notwendige Triggersignal empfangen. Über die Anschlußeinheit kommen die Signale in den Verstärker- und Speicherteil, der in 6 Einschübe zu je 4 Aufnahme-Kanälen aufgeteilt ist. Für jeden Kanal ist die Verstärkung in 11 Stufen ($0.1 \dots 10^4 = 100 \text{ dB}$) einstellbar. Die eingestellten Verstärkungen können in einem eigenen Betriebszustand des Meßsystems automatisch gemessen und dem Rechner übermittelt werden. Jeder Kanal hat eine LED- Anzeige, über die das Überschreiten von vom Rechner vorgegebenen Pegelwerten kontrolliert werden kann. Der Frequenzgang ist mit 50 Hz ... 1kHz/3dB vorgesehen, wobei der Phasengang konstant ist. Die kleinste Abtastrate beträgt 15 μ s, sie ist beliebig einstellbar. Die Digitalisierung erfolgt mit einer Auflösung von 8 bit. Jeder Kanal hat eine Aufzeichnungslänge von 2048 Bytes. Nach der Aufnahme werden die Daten in den Rechner übertragen und abgespeichert bzw. mit Signalen gleicher Aufnahmen einzeln oder automatisch summiert. Die Aufnahme der einzelnen Signale im Rechner erfolgt mit 16 bit. Bei maximaler Aussteuerung des Aufnahmegerätes sind damit bis zu 256 Einzelmessungen ohne Übersteuerung stapelbar.

Der Rechner benötigt für diesen Betrieb einen Mindestausbau von 384 kByte. Für die weitere unmittelbare Datenverarbeitung ist derzeit eine Kapazität von 768 kByte vorgesehen. Die aufgenommenen Signale können bei beliebiger Kanalwahl am Bildschirm dargestellt werden, wobei auch Ausschnitte der Aufnahme möglich sind. Es ist weiters möglich, beim "Stapeln" die jeweils letzten Signale darzustellen, bereits dargestellte Signale zu überschreiben oder durch das Summensignal zu ersetzen. Daneben werden Aufzeichnungsparameter wie laufende Nummer der Messung, Abtastzeit, "Delay"-Zeit, Pegelinstellungen, Aufzeichnungsart, Meßdauer und Darstellungsart wiedergegeben. Diese Daten, sowie die eingestellten Verstärkungen und ein Kommentar zur Messung können auf Diskette (Speicherkapazität 1.2 MByte) gespeichert werden. Besteht ein Datensatz aus jeweils 24 Kanälen, können mindestens 10 komplette Datensätze auf einer Diskette abgespeichert werden.



Abb. 4.11 : Seismisches Aufnahmesystem mit Rechner



Aufnahmeeinheit

Steuerteil

6 Speichereinschübe f. je 4 Kanäle
mit Verstärkungseinstellung
und Aussteuerungsanzeige

Anschlüsse für
2 x 12 Kanäle

Projekt : Semmering Auslage : B90-2

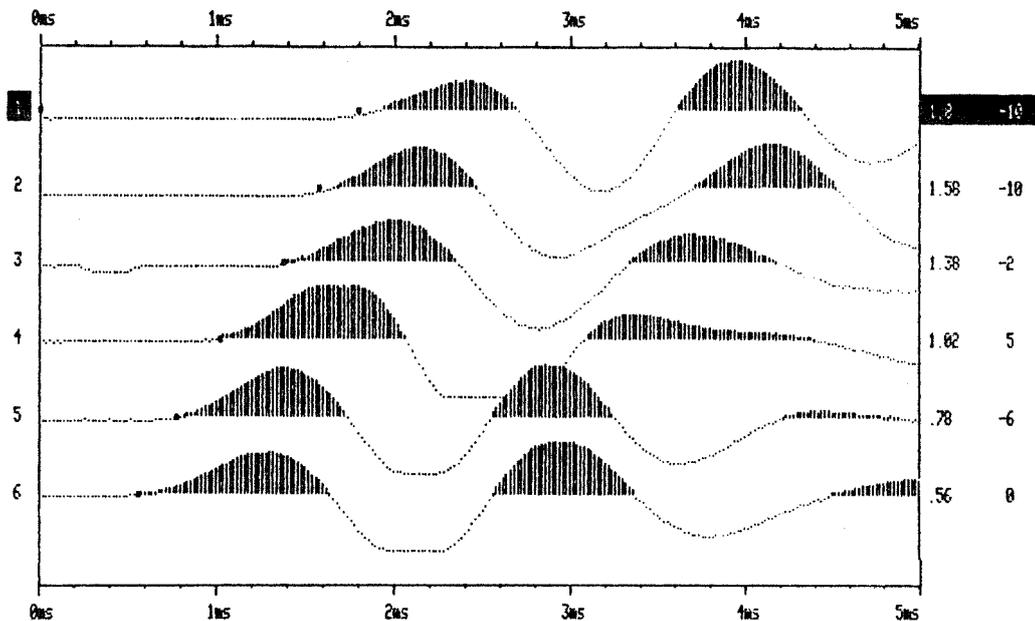


Abb. 4.12 : Ausschnitt aus einer Seismogramm-Darstellung am Bildschirm

Zur Auswertung der Aufzeichnungen steht zunächst ein Programm zur Verfügung, mit dem die Signale so bearbeitet werden können, daß sie optisch besser zu beurteilen sind. Darüberhinaus kann damit eine Auswertung von Laufzeiten und Geschwindigkeiten vorgenommen werden. Bei entsprechender Qualität der Seismogramme können Laufzeitauswertungen auch automatisch vorgenommen werden. Für weitere Auswertungen (z.B. filtern, Ermittlung der Frequenzspektren) werden derzeit die Datensätze auf einen weiteren PC übertragen und mit dem Signalverarbeitungsprogramm VISTA bearbeitet.

Ein Ausdruck der aufgenommenen bzw. bearbeiteten Signale erfolgt auf einem Nadeldrucker Epson FX 100. Alle zur Aufnahme und Wiedergabe notwendigen Komponenten sind am zweckmäßigsten im Meßwagen unterzubringen, wobei die Stromversorgung sowohl aus 12 V - Batterien über einen 50 Hz - Generator als auch direkt aus einem Aggregat erfolgen kann.

Bei den für diese Arbeit ausgeführten in situ-Messungen haben sich in der Praxis verschiedene Probleme ergeben, von denen einige diskutiert werden sollen. Sie betreffen sowohl die Schwingungsanregung als auch die Aufnahme. Bei Meßarbeiten am Fels ist die bevorzugte s-Wellen-Anregung schwierig, da sowohl die Einbringung der notwendigen Energie als auch eine genaue Schlagumkehr mit geringem Aufwand oft nicht zu erzielen ist. Gerade die Schlagumkehr ist aber bei kurzen Meßstrecken zur Trennung von p- und s-Wellen notwendig. Insbesondere bei oberflächlich aufgelockertem Gebirge tritt diese Schwierigkeit auf. Hier konnten bei einer Reihe von Versuchen keine befriedigenden Ergebnisse erzielt werden. Für die Schwingungsanregung im Bohrloch stand keine Vorrichtung zur Verfügung. Ein solches Gerät wurde von Cosma et al., 1984, entwickelt.

Bei der Messung an oberflächlich aufgelockertem Gebirge ist auch besonders auf eine gute Verbindung zwischen dem zu untersuchenden Gebirge und dem Schwingungsaufnehmer zu achten. Sie ist die Grundvoraussetzung für eine einwandfreie Meßanordnung zur Bestimmung der Dämpfung.

Nach verschiedenen Versuchen ergab sich eine Vorgangsweise, die routinemäßig angewandt und mit dem entsprechenden Werkzeug einen schnellen Arbeitsfortschritt und eine sichere Montage der Schwingungsaufnehmer gewährleistet. Dazu wird in die für die Befestigung vorgesehene Bohrung im Fels eine Klebpatrone mit einem Zwei-Komponenten-Kleber, der auch bei Feuchtigkeit abbindet, eingesetzt. Danach wird ein Gewindebolzen eingedreht, der nach Aushärtung des Klebers (die Aushärtezeit kann durch Anheizen des Bolzens auf wenige Minuten verkürzt werden), eine gute Verbindung zwischen Fels und Schwingungsaufnehmer gewährleistet.

Bei Bohrlochmessungen in größerer Tiefe ist eine gleichbleibende Orientierung des verwendeten Bohrlochgeophons praktisch nicht mehr zu erreichen, sodaß die Registrierung von s-Wellen schlecht funktioniert. Eine wesentliche Verbesserung ist dabei zu erzielen, wenn man die Signale der normal zur Bohrlochachse orientierten Komponenten jeweils über einen Zweiweggleichrichter schickt und anschließend summiert. Damit wird unabhängig von der Orientierung bei gleicher Schwingungsintensität immer die gleiche Anzeige erzielt (Mauve, 1966).

5. Anwendungen - Meßbeispiele

Die im folgenden Kapitel beschriebenen Anwendungs- und Meßbeispiele sollen einen Ausschnitt aus der Fülle von Einsatzmöglichkeiten, aber auch die Grenzen einer sinnvollen Anwendung der dynamischen Methoden zeigen. Die meßtechnischen Möglichkeiten und die möglichen Anwendungsgebiete sind damit jedoch keineswegs ausgeschöpft.

5.1 Messungen am anstehenden oder überdeckten Fels

Es wurden an verschiedenen Gesteinen für Testzwecke sowohl Ultraschallmessungen an Proben als auch Laufzeitmessungen in situ ausgeführt. Dazu wurden Bohrkerne, großteils mit 50 mm Durchmesser, hergestellt und in der im Abschnitt 3.3.4. beschriebenen Weise für die Messung vorbereitet. In situ-Messungen wurden hammer-schlagseismisch unter Verwendung von einem oder mehreren Aufnehmern auf 20 - 30 m langen Profilen ausgeführt. Zur Wellenanregung wurde meist ein Hammer mit 2 kg verwendet. In der Aufnahmeapparatur wurden jeweils mehrere Versuche eines Schlagpunktes elektronisch summiert. Die Auswertung der Wellengeschwindigkeiten wurde unter den im Abschnitt 4. erwähnten Gesichtspunkten vorgenommen.

Eine der ersten Messungen im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde am Schremser Granit ausgeführt. Es handelt sich dabei um einen feinkörnigen Biotit-Granit (Abb. 5.1), der in einer Arbeit von Tiller, 1982, die sich mit der Bruchmechanik dieses Gesteins beschäftigt, eingehend auf seine Verformungseigenschaften untersucht wurde. An einer Reihe von Proben mit auf die Spaltebenen (sie entsprechen den Klüftflächen im Steinbruch) normal stehenden Längsachsen wurden einachsiale Druckversuche ausgeführt. Aus dem linearen Bereich der Erstbelastungskurven (im Mittel zwischen 5 und 18 kN/cm²) wurden Elastizitätsmodul und Poissonverhältnis ausgewertet. Es werden folgende Mittelwerte angegeben (Tiller, 1982) :

	Belastungsrichtung			Mittel / Streuung %
	1 +)	2	3	
E (GN/m ²)	61.4	64.5	60.6	62.2 / 6.8
ν	0.267	0.294	0.288	0.282/ 12.0

Tab. 5.1 : Schremser Granit - Mittelwerte für E-Modul und Poissonverhältnis aus Untersuchungen von Tiller, 1982
+) normal auf die Horizontalebene

Diese Versuchsergebnisse zeigen keine signifikante Richtungsabhängigkeit. Für die Ultraschall-Messung wurden in gleicher Orientierung Bohrkerne entnommen und nach der in Abschnitt 3.3.4. beschriebenen Vorgangsweise für die Messung vorbereitet. Abb. 5.2 zeigt die Abhängigkeit der Wellengeschwindigkeiten vom Druck, unter dem die Messung erfolgt. Probe 2 wurde sowohl im trockenen als auch im wassergesättigten Zustand gemessen. In Tab. 5.2 sind die Meßergebnisse bei einem Axialdruck von 1kN/cm² für alle Proben zusammengestellt. Es zeigt sich, daß die Unterschiede in den 3 Belastungsrichtungen geringfügig und der Inhomogenität der Proben zuzuordnen sind. Die Zunahme der p-Wellen-Geschwindig-

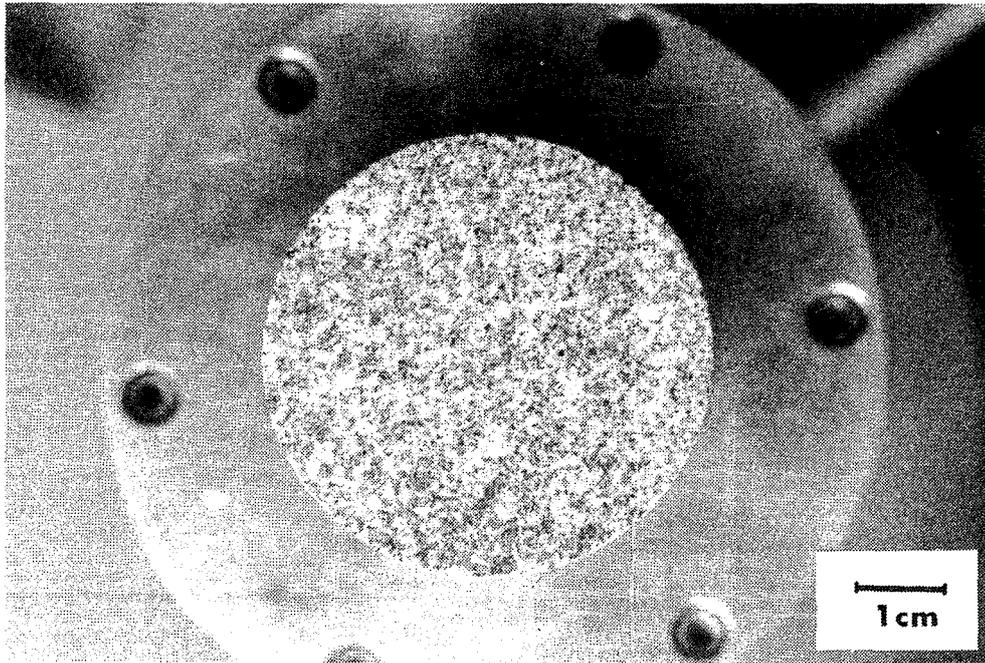


Abb. 5.1 : Schremser Granit

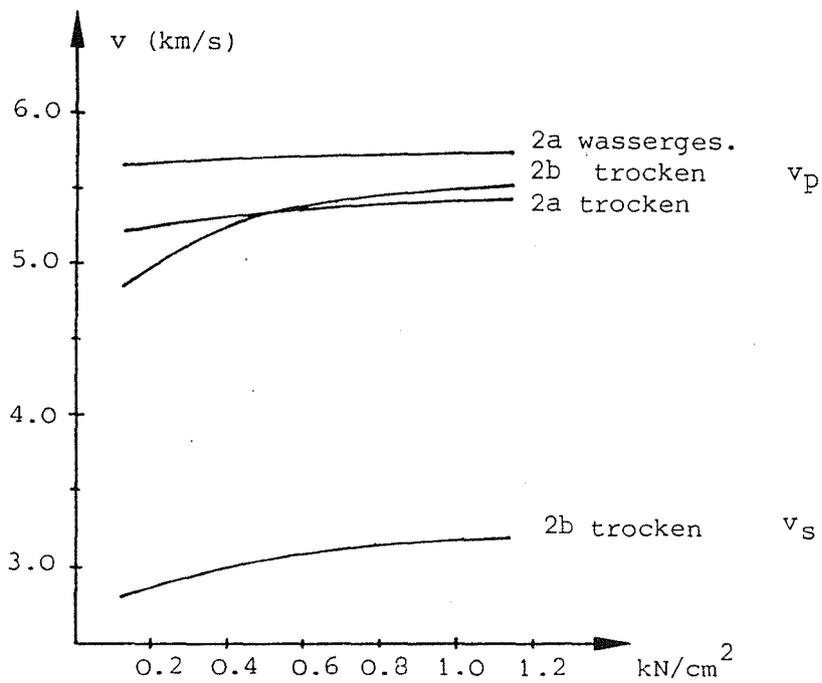


Abb. 5.2 : Schremser Granit - Ultraschallmessung, Druckabhängigkeit der Wellengeschwindigkeiten bei Probe 2

Probe	l (mm)	v_p (km/s)	\bar{v}_p (km/s)	v_s (km/s)	v_p/v_s	v	E (GN/m ²) +)
1a	88.7	5.31	5.35				
1b	30.1			3.20	1.67	0.22	65.3
2a	89.2	5.37	5.42				
2b	24.0			3.21	1.69	0.23	66.1
3a	135.	5.40	5.46				
3b	29.9			3.25	1.68	0.23	67.6
Mittel			5.41	3.22	1.68	0.23	66.3

Tab. 5.2 : Schremser Granit - Ultraschall-Messung

Probendurchmesser : 50.9 mm

Meßfrequenz : 1MHz ; Axialdruck : 1 kN/cm² ; Proben trocken

+) Dichte : 2.61 g/cm³

keit am Beginn des untersuchten Lastbereiches kann zum Teil durch nicht einwandfreie Ankopplung bedingt sein. Dieser Effekt zeigt sich daher am deutlichsten bei kurzen Proben (Abb. 5.2). Die Geschwindigkeit der s-Wellen ändert sich mit steigendem Druck weniger. Das bedeutet, daß das Poisson-Verhältnis größer wird, was Ausdruck des geringer werdenden Porenvolumens ist. Im wassergesättigten Zustand ist die p-Wellen-Geschwindigkeit deutlich höher als im trockenen Zustand, die s-Wellen-Geschwindigkeit bleibt praktisch gleich. Daraus ergibt sich ebenfalls ein größeres Verhältnis v_p/v_s und damit ein größeres Poissonverhältnis. Diese Beobachtungen zeigen, daß für die Wellenausbreitung bei geringem Druck ebenso wie bei statischer Belastung das Porenvolumen des Materials wirksam ist. Mikrorisse werden geschlossen, die Querdehnung ist gering. Für die dynamische Verformung, wie sie bei der Wellenausbreitung gegeben ist, verliert dieser Prozeß schon bei relativ geringer Belastung seine Wirksamkeit und der Festkörper bestimmt die mechanischen Eigenschaften. Bei statischer Belastung ist ein höherer Druck erforderlich, um aus diesem nicht linearen Anfangsbereich herauszukommen. Ist das Porenvolumen wassergefüllt, werden die Verschiebungen bei p-Wellen durch die Inkompressibilität der Flüssigkeit besser übertragen und der Einfluß des Porenvolumens auf die Ausbreitungsgeschwindigkeit somit herabgesetzt. Die Ausbreitung von s-Wellen zeigt sich dadurch nicht beeinflusst.

Eine Richtungsabhängigkeit ist auch aus der Durchschallungsmessung nicht zu erkennen.

Vergleicht man nun die Mittelwerte der statisch und dynamisch ermittelten Elastizitätsparameter, so ergibt sich :

$$E_{\text{dyn}}/E_{\text{stat}} = 1.07 \quad v_{\text{dyn}}/v_{\text{stat}} = 0.82$$

Die Übereinstimmung beim E-Modul ist sehr gut. Die Tatsache, daß das statische Poissonverhältnis entgegen der Erwartung höher ist als das dynamische, ist mit der wesentlich höheren Spannung bei den statischen Messungen zu erklären. Eigene Versuche an den für die Ultraschallmessung verwendeten Proben zeigten eine starke Druckabhängigkeit, insbesondere im Anfangsbereich.

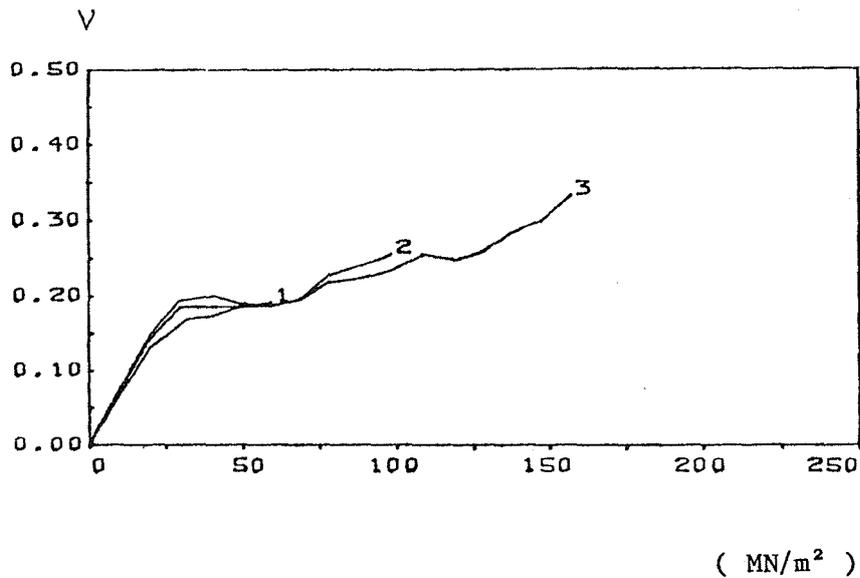


Abb. 5.3 : Schremser
Granit - Poissonver-
hältnis aus einaxialem
Druckversuch

In situ Messungen wurden im Werksteinbruch der Schärddinger Granit Industrie in Schrems durchgeführt. Es wurden 3 Profile gemessen. 2 davon verlaufen im geklüfteten Fels (Abb. 5.4), Profil 2 im praktisch ungestörten Fels. Tab. 5.3 zeigt die Ergebnisse .

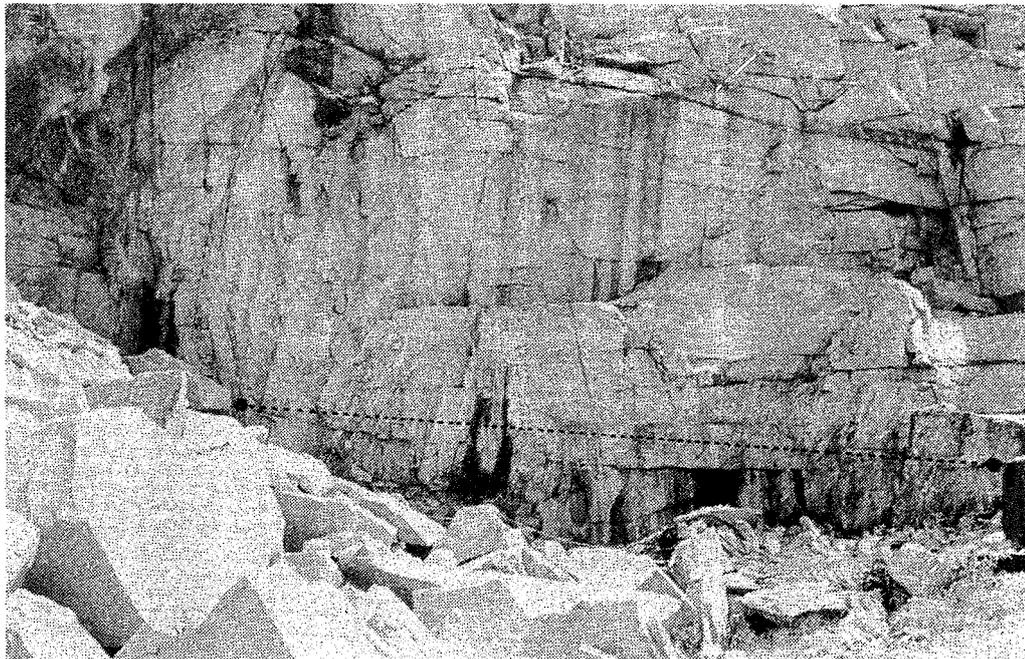


Abb. 5.4 : Werksteinbruch Schrems - Profil 1

Profil	Meßlänge(m)	v_p (km/s)	v_s (km/s)	ν	E (GN/m ²)
1	25	4.70	2.50	0.30	42.5
2	20	5.17	3.12	0.21	61.8
3	20	4.75	2.40	0.33	40.0

Tab. 5.3 : Schremser Granit - Ergebnisse von in situ-Messungen

Es zeigt sich, daß bei Messung am ungestörten Fels (Profil 2) fast die Werte der Materialuntersuchung erreicht werden, während sich bei den beiden anderen Messungen (Profile 1 und 3) für die angegebenen Kennwerte mehr oder weniger große Abweichungen ergeben. Bildet man nun Verhältnisse in situ / Probe für die einzelnen Größen, so erhält man:

Profil	v_p/v_p Probe	v_s/v_s Probe	v/v Probe	E/E Probe
1	0.87	0.78	1.30	0.64
2	0.96	0.97	1.10	0.93
3	0.88	0.75	1.43	0.60

Tab. 5.4 : Schremser Granit, Vergleich zwischen Gebirgs- und Gesteinsparametern

Man sieht, daß die Klüftigkeit hier für die p-Wellen-Geschwindigkeit verhältnismäßig die geringste Rolle spielt, wogegen die anderen Parameter bedeutend empfindlicher sind.

Wesentlich ist auch die Beobachtung, daß die Klüfte je nach Beschaffenheit sehr unterschiedlich die Wellenausbreitung und damit Laufzeit, Frequenzinhalt, und Amplitude beeinflussen. Wie im Abschnitt 4.7 besprochen, ist Letzere jedoch auch sehr von der unmittelbaren Umgebung des Geophons und dessen Befestigung abhängig. Eine für den Fels repräsentative Amplituden-Abnahme zu bestimmen, ist daher wesentlich schwieriger als eine Laufzeitmessung.

Als weiteres Testbeispiel wurden Messungen an einem im Vergleich zum Schremser Granit grobkörnigeren Granit ausgeführt. Dieser ist im Steinbruch Wartberg bei Zellerndorf/NÖ aufgeschlossen (Abb. 5.4).

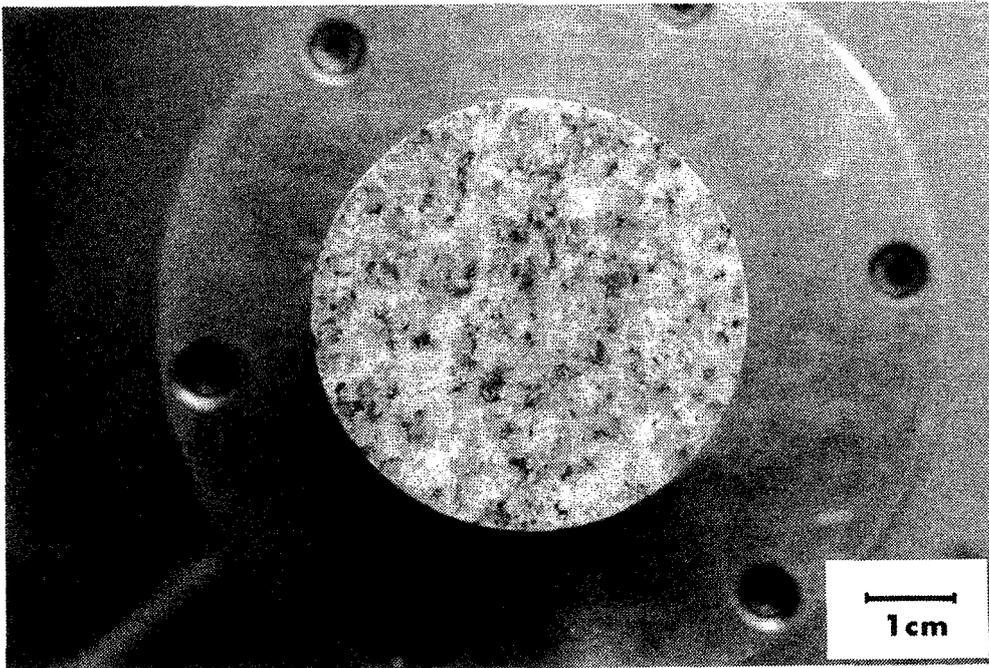


Abb. 5.4 : Granit aus dem Steinbruch Wartberg, NÖ

Aus einem Block wurden mehrere Proben für Ultraschall-Messungen hergestellt, wobei zwei aufeinander senkrecht stehende Richtungen untersucht werden konnten. Die Druckabhängigkeit der Wellengeschwindigkeiten zeigt sich ähnlich wie beim Schremser Granit. In Tab. 5.5 sind die Werte bei 1 kN/cm² Axialdruck zusammengestellt. Diese zeigen ein ähnliches Ergebnis wie beim Schremser Granit. Eine Richtungsabhängigkeit ist ebenfalls nicht zu erkennen. Die Proben 1a bis 4a wurden auch im einaxialen Druckversuch untersucht. Der in gleicher Weise ermittelte E-Modul ist deutlich geringer als beim Schremser Granit, die Streuung ist beträchtlich größer. Gleiches gilt für das Poissonverhältnis. An diesem Beispiel zeigte sich, daß sich das Material bei der dynamischen und statischen Messung unterschiedlich verhält.

Probe	l (mm)	v_p (km/s)	\bar{v}_p (km/s)	v_s (km/s)	v_p/v_s	ν	E (GN/m ²) +)
1a	79.1	5.36					
1b	30.0		5.41	3.23	1.68	0.22	66.5
2a	70.5	5.18					
2b	30.2		5.21	3.18	1.63	0.20	63.3
3a	61.8	5.19					
3b	30.9		5.21	3.26	1.60	0.18	65.3
4a	67.5	5.08					
4b	30.8		5.16	3.24	1.60	0.18	64.0
Mittel			5.25	3.23	1.63	0.20	64.8

Tab. 5.5 : Granit-Proben aus dem Steinbruch Wartberg - Ultraschallmessung
 Probendurchmesser : 50.9 mm ; Die Proben 2, 3 und 4 haben gleiche Orientierung, die Richtung der Achse von Probe 1 ist normal dazu
 Meßfrequenz : 1 MHz ; Axialdruck : 1 kN/cm² ; Proben trocken

Zum Vergleich mit in situ bestimmten Wellengeschwindigkeiten wurde hier ein refraktionsseismisches Profil in der Nähe des Steinbruches herangezogen. Die Überlagerung beträgt 2 - 7 m. Abb. 5.6 zeigt den aus Hin- und Rückmessung bestimmten Verlauf der p-Wellen-Geschwindigkeit im Gebirge. In einer Richtung des Profils wurden sh-Wellen angeregt und beobachtet. Abb. 5.7 zeigt das Verhältnis zwischen p- und sh-Wellen-Laufzeit.

Bildet man wieder die Verhältnisse der Daten aus Proben- und in situ-Messung, erhält man :

v_p/v_p Probe	v_s/v_s Probe	ν/ν Probe	E/E Probe
0.80	0.54	1.95	0.35

Tab. 5.6 : Vergleich zwischen Gebirgs- und Gesteinsparametern

Man sieht, daß die Unterschiede zwischen Proben- und in situ- Messung wesentlich größer sind als im vorigen Beispiel. Der Fels ist hier durch die Verwitterung stärker verändert. Am geringsten ist die Abminderung der p-Wellen-Geschwindigkeit, bei der die Kluffüllung eine wesentliche Rolle spielt. Die gegenüber dem Material doppelt so große Querdehnung zeigt die Wirkung des Kluffüges an.

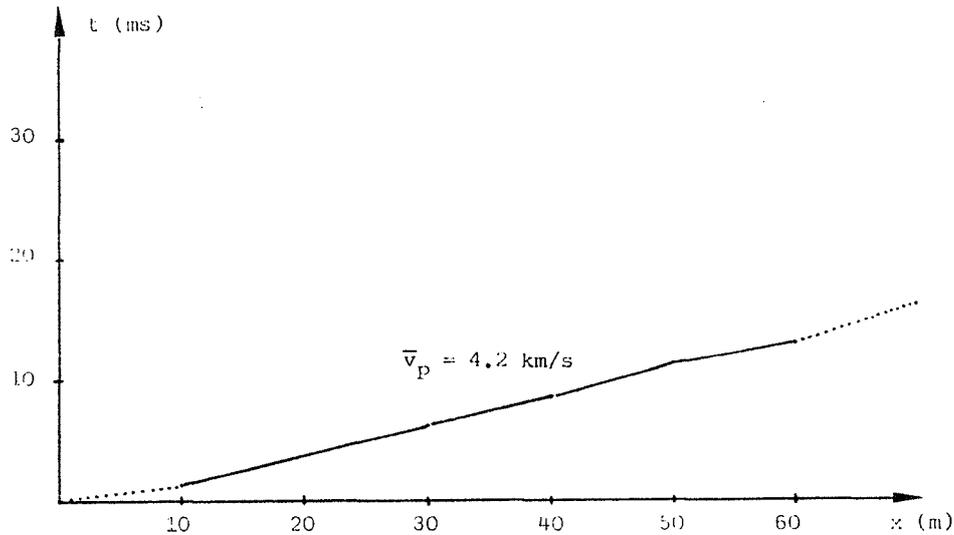


Abb. 5.6 : Wartberg - Profil 1, rektifizierte Laufzeiten, Geschwindigkeitsverlauf

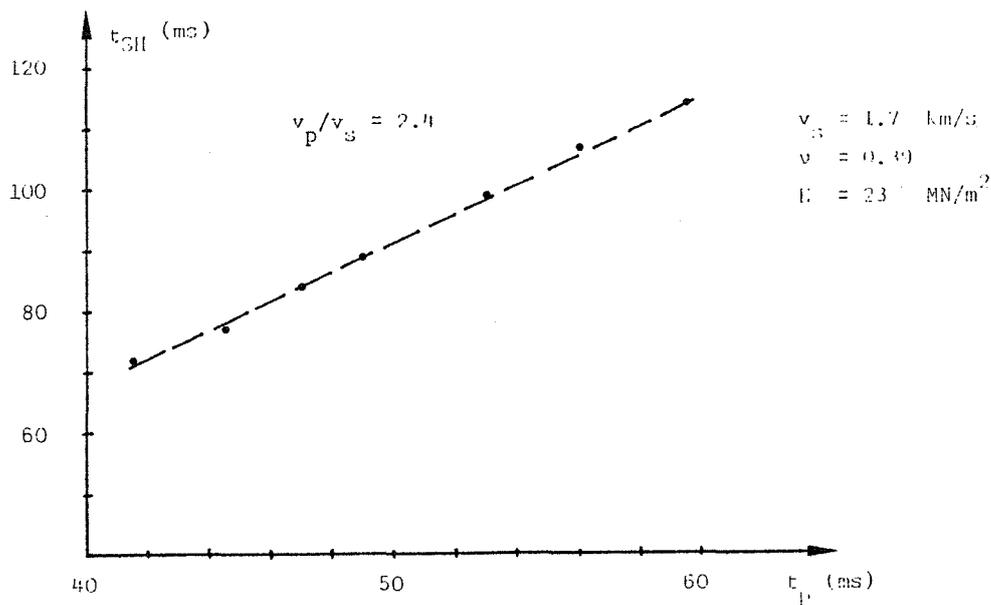


Abb. 5.7 : p- und sh-Wellen-Laufzeiten

5.2 Ultraschallmessungen an Gesteinsproben als Grundlage für die Interpretation von sonic-logs.

In jüngster Vergangenheit hat die Bestimmung von Gesteinsparametern aus den Ausbreitungsgeschwindigkeiten elastischer Wellen in der Bohrlochgeophysik verstärkt Bedeutung erlangt. Dies liegt daran, daß man heute in der Lage ist, bei in situ-Messungen im Bohrloch neben dem p-Wellen-Log, das nur den Ersteinsatz der Durchschallungsmessung für die Aufzeichnung auswertet, eine kontinuierliche Aufzeichnung der Signale der Einzelmessungen vorzunehmen ("full waveform logging", z.B. Morris et al., 1984). Daraus kann ein s-Wellen-Log hergestellt werden. Man ist damit in der Lage, effektivere Informationen über Lithologie, Porosität und Porenfüllung zu erhalten. Es gibt eine Reihe von Arbeiten, die sich mit der Auswertung von Wellengeschwindigkeiten, insbesondere auch des Verhältnisses v_p/v_s zur Bestimmung von Materialeigenschaften beschäftigen. Es werden Korrelationen zur Petrographie, Porosität und Porenfüllung gemacht (z.B. Castagna et al., 1985, Domenico, 1984, Rafavich et al., 1984, Wilkens et al., 1984,). Daneben bietet sich heute auch die Möglichkeit des Vergleichs von p- und s- Wellen-Reflexionen zur direkten Bestimmung von Kohlenwasserstofflagerstätten an (Robertson et al., 1985, Ensley, 1984).

Um die aus Bohrloch- und Oberflächengeophysik bestimmten Daten richtig beurteilen zu können, ist es sinnvoll, die akustischen Eigenschaften sowohl in situ als auch an entsprechenden Gesteinsproben im Labor zu untersuchen. Auf diese Weise kann z.B. geklärt werden, in welchem Ausmaß Unterschiede zwischen den im Bohrloch in Achsrichtung gemessenen und den in Richtung der Lagerungsebene vorhandenen Eigenschaften zu erwarten sind. Aus diesem Grund wurden im Rahmen der vorliegenden Arbeit zu Versuchszwecken an einer größeren Zahl von Proben (sogenannten "plugs"), die aus Bohrkernen der Sonden Aderklaa UT 1a und 1b der Ö.M.V.-AG. in verschiedenen Orientierungen hergestellt wurden, die Wellengeschwindigkeiten bestimmt und auf ihre Anisotropie ausgewertet. Die Ergebnisse wurden mit den entsprechenden Abschnitten des sonic-logs verglichen.

Die Sonden Aderklaa UT 1a und 1b durchhörtern ab km 6.23 eine Schichtfolge von Kalkmergeln ("Altenmarkter Schichten") und metamorphen Schiefern des kristallinen Beckenuntergrundes. Letztere fallen im untersuchten Bereich mit etwa 50° nach Westen ein. Abb. 5.8 zeigt den aus dem sonic-log, das mit einer Frequenz von ca. 20 kHz arbeitet, ermittelten Verlauf der p-Wellen-Geschwindigkeit. Die Grenze zwischen Kalkmergel und Kristallin liegt bei etwa 6.25 km. Der Unterschied in der Geschwindigkeit ist nicht sehr groß, eine Zuordnung der Formationen ist daher unsicher.

Die Ultraschall-Messungen an den Gesteinsproben sollten Aufschluß darüber geben, wie die Wellengeschwindigkeiten in den betrachteten Formationen von der Ausbreitungsrichtung abhängen. Zu diesem Zweck wurden plugs, die einen Durchmesser von 30 mm haben, durch Bohrungen sowohl normal und parallel zur Schichtung als auch in Richtung der Bohrlochachse hergestellt. Abb. 5.9 zeigt solche Kerne aus dem Kalkmergel- bzw. Schieferbereich. Von Sonde UT 1a standen zunächst achs- und schichtparallele Proben zur Verfügung. Bei den Schiefer-Proben zeigten die Messungen eine signifikante Anisotropie an. Um diesen Effekt vollständig bestimmen zu können, wurden weitere Proben mit schichtnormaler Orientierung hergestellt. Die plugs wurden mit den für die Durchschallungsmessung notwendigen Endflächen versehen und unter einaxialem Druck gemessen. Der größere Teil der Proben wurde im trockenen Zustand, einige wurden wassergesättigt gemessen. Die Druckabhängigkeit der Wellengeschwindigkeiten war gering.

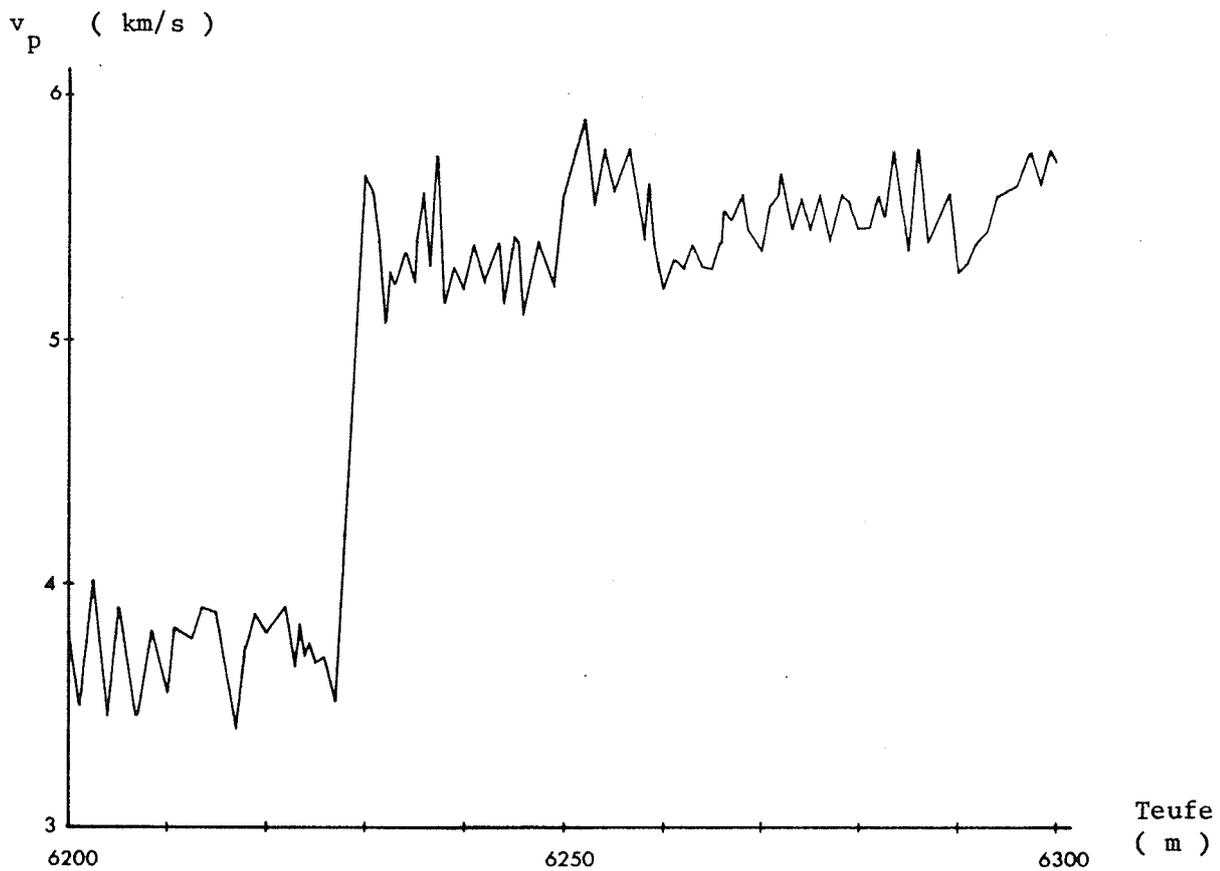


Abb. 5.8 : Aderklaa UT 1a - Aus dem sonic-log ermittelter Geschwindigkeitsverlauf

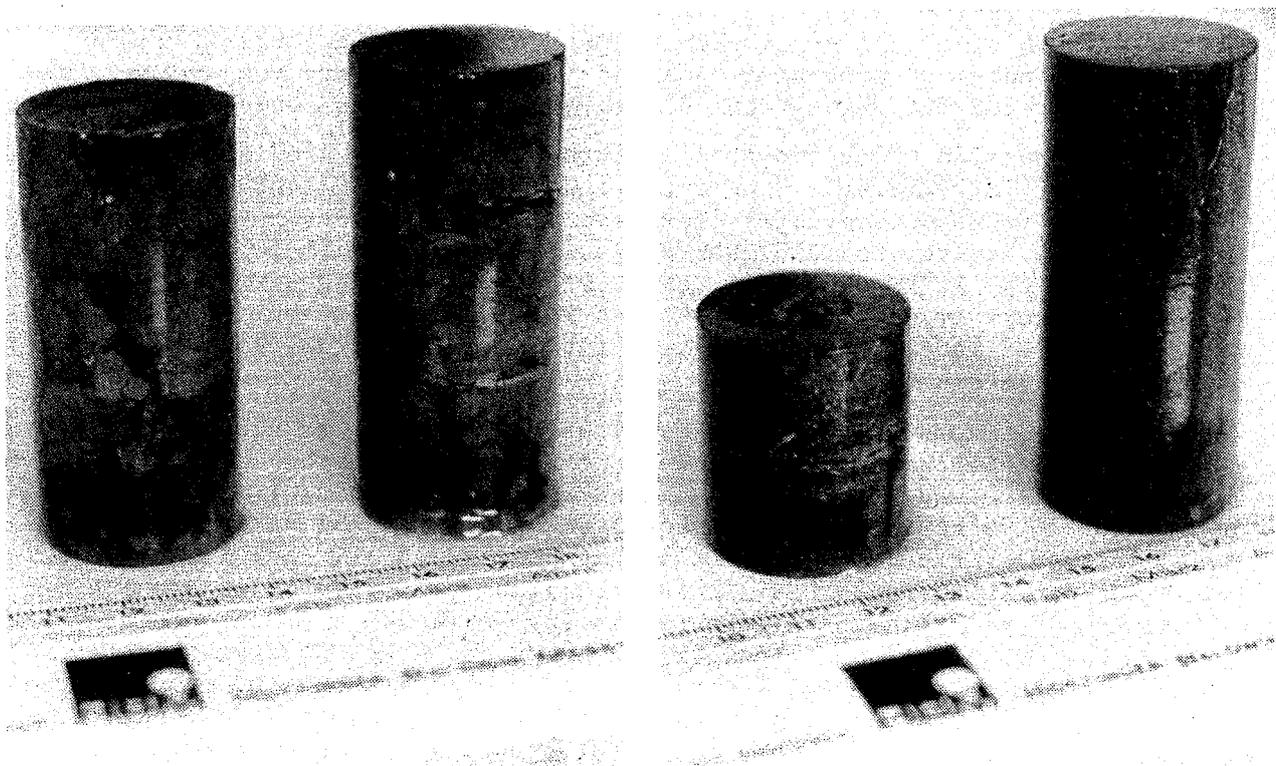


Abb. 5.9 : Wassergesättigte Kalkmergel- und Schieferproben der Sonde UT 1a.

Um die Ergebnisse vergleichen zu können, wurden alle Proben bei gleichem Anpreßdruck (1 kN/cm^2) gemessen. Dieser Druck ist im Verhältnis zum tatsächlichen sehr klein, jedoch ist die einaxiale Belastung für das zu untersuchende Material nicht unerheblich. So brachen einige Proben schon bei relativ geringen Lasten, insbesondere bei schichtparalleler Orientierung. Um auch die Abhängigkeit der Wellengeschwindigkeiten von der Porenfüllung ermitteln zu können wurden einige Proben von UT 1a mit "Sondenwasser" gesättigt. Dieses entspricht mit seiner Salinität dem Porenwasser des Beckengrundes. Diese Proben waren besonders empfindlich auf Belastung. Sie zerbrachen zum Teil bei ganz geringem Anpreßdruck oder bei der für die s-Wellen-Messung notwendigen Kürzung. Bei diesen Versuchen zeigte sich, daß für eine Untersuchung von Proben mit geringer Festigkeit unter in situ ähnlichen Bedingungen, die Messung in einer Triaxialzelle (mit "confinement") unumgänglich ist.

Bei der verwendeten Meßanordnung mit 1MHz-Kombinationsprüfköpfen stehen polarisierte Scherwellen zur Verfügung. Daher können bei anisotropen Proben verschiedene Anregungsarten ausgeführt werden. Diese können die im Abschnitt 2.3.3. besprochenen Wellentypen erzeugen. Zur vollständigen Bestimmung der Materialkonstanten des transversal isotropen Mediums ist neben der Messung der in (2.16) angegebenen Wellengeschwindigkeiten auch eine Messung in einer Ausbreitungsrichtung zwischen 0° und 90° notwendig.

Zur Bestimmung der s-Wellen-Laufzeiten wurden die Proben gekürzt bzw. in zwei Hälften zerschnitten, um Fehlmessungen durch Wellenkonversion ausschließen zu können. Im vorliegenden Fall war das Verhältnis l/d für die Scherwellenmessung $0.67 \dots 1.0$. An den Teilstücken wurde wiederum v_p bestimmt. Trotz geringerer Genauigkeit ist die Übereinstimmung mit dem Ergebnis der Erstmessung gut.

In den Tabellen 5.7 bis 5.9 sind die aus den Laufzeitmessungen ermittelten Wellengeschwindigkeiten zusammengestellt. Tab. 5.7 gibt die Werte für parallel zur Bohrlochachse und parallel zur Schichtung gebohrte Proben von UT1a wieder. In Tab. 5.8 sind die an den mit Sondenwasser gesättigten Proben von UT1a (schichtnormal bzw. schichtparallel gebohrt) bestimmten Geschwindigkeiten angegeben. Tab. 5.9 zeigt die Ergebnisse der Durchschallungsmessungen an schichtnormalen bzw. schichtparallelen plugs von UT1b.

Bei v_p zeigt sich, daß die Werte bei schichtparalleler Messung generell höher sind als die Werte bei Messung normal zur Schichtung. Auffallend ist diese Anisotropie beim Schiefer, wo der Unterschied im Mittel etwa 15% beträgt. v_s zeigt bei den Kalk-Proben geringe Anisotropie an. Beim Schiefer ist die Anisotropie durch große Unterschiede zwischen v_{sh} und v_{sv} bei schichtparallelen Proben wieder deutlich zu erkennen. Ein Vergleich der Werte für v_p der achsp parallelen Proben von UT 1a zeigt, daß Kalk und Schiefer an Hand der p-Wellengeschwindigkeit nicht signifikant zu differenzieren ist.

Beim Verhältnis v_p/v_s ergibt sich im Mittel für den Kalk 1.71 und 1.51 für den Schiefer. Dieses Ergebnis stimmt gut mit den Mittelwerten von UT1b für schichtnormale Durchschallung überein (Kalk : 1.78, Schiefer : 1.55).

Probe 317 ist im Gegensatz zu 313 inhomogen, Probe 610n ist gestört. Das erklärt den auffallenden Unterschied dieser Meßergebnisse zu den anderen. Die Messung an wassergesättigten Proben ohne "confinement" zeigt die Differenzierung von Kalk und Schiefer auf Grund des Geschwindigkeitsverhältnisses nicht. Die Schiefer-Proben sind durch die Wasseraufnahme stark entfestigt und haben eine höhere Querdehnung. Das Verhältnis v_p/v_s hängt beim Schiefer stark von der Durchschallungsrichtung und der Polarisation der s-Welle ab.

	Probe	Teufe(m)	l(mm)	v_p (km/s)	\bar{v}_p (km/s)	v_s (km/s)	\bar{v}_s (km/s)	$\frac{v_p}{v_s}$
Kalk	13a p	6238.5	58.2	5.88	--	--	--	--
	13a n	6238.5	--	--	--	--	--	--
	1		29.8	5.23		3.00		
	2		27.2	5.55	5.38	3.10	3.05	1.76
	13b p	6238.6	54.0	5.93				
	1		25.9	5.89		3.16/3.24		
	2		24.5	5.70	5.79	3.10/3.22	3.18	1.82
	13b n	6238.6	64.3	5.64				
	1		31.6	5.45		3.10/3.19		
	2		29.0	5.80	5.61	3.19/3.30	3.19	1.76
	K 3 p	6233/42	64.2	5.64				
	1		28.5	5.92		3.37		
	2		27.4	5.62	5.77	3.29	3.33	1.73
	K 3 n	6233/42	64.7	5.58				
	1		27.6	5.71		3.38		
	2		27.9	5.37	5.54	3.21	3.30	1.68
K 4 p	6233/42	54.7	(5.02)	gebrochen bei 1kN/cm ²				
K 4 n	6233/42	69.1	5.36					
1		30.9	5.01		3.15			
2		30.6	5.51	5.26	3.36	3.25	1.62	
Schiefer	4a p	6264.2	60.0	6.52				
	1		28.2	6.40		4.15/3.24		
	2		28.1	6.53	6.47	4.19/3.31	4.17/3.28	1.55/1.97
	4a n	6264.2	62.8	5.93	--	--	--	--
	4b p	6264.3	57.1	6.56				
	1		27.1	6.53		3.87/2.98		
	2		26.4	6.60	6.56	4.06/3.18	3.97/3.08	1.65/2.13
	4b n	6264.3	63.9	5.56				
	1		31.5	5.62		3.62/3.58		
	2		28.7	5.52	5.57	3.68/3.50	3.59	1.55
	K 7 p	6262/71	62.7	6.53				
	1		29.9	6.52		4.45/2.9+)		
2		29.5	6.29	6.41	4.28/3.0+)	4.37/2.96	1.47/2.17	
K 7 n	6262/71	68.0	5.51					
1		27.4	5.54		3.79/3.65			
2		29.2	5.61	5.58	3.98/3.77	3.80	1.47	

Tab. 5.7 : Aderklaa UT 1a : Durchschallungsmessung 1MHz, Axialdruck 1kN/cm², trocken

Proben n parallel zur Bohrlochachse gebohrt

Proben p annähernd parallel zur Schichtung gebohrt

bei v_s und \bar{v}_s bedeutet der erste Wert die Geschwindigkeit bei schicht-
paralleler Schwingungsrichtung, der zweite bei schichtnormaler Schwingungs-
richtung. Bei nicht erkennbarer Lagerung bzw. bei Streuungen, die der In-
homogenität des Materials entsprechen, wurde ein Mittelwert gebildet.

+) Schwingungseinsatz der Scherwelle nicht eindeutig erkennbar.

	Probe	Teufe(m)	l(mm)	v_p (km/s)	v_s (km/s)	v_p/v_s
Kalk	3901 p	6239.2	63.4	5.84		
	3902 n	6239.3	60.8	5.55		
	3903 p	6239.5	53.5	5.94		
	3904 n	6239.6	29.5	5.56	3.02	1.84
Schiefer	4001 p	6263.1	62.7	6.27	4.18/2.42	1.50/2.59
	4002 n	6263.2	37.7	5.13	2.81	1.83
			29.3	4.97		
			29.2	5.14	2.83	1.82
	4003 p	6263.3	62.0	6.39	4.28/2.66	1.49/2.40
	4004 n	6263.4	27.5	5.19	3.06	1.70
20.6			5.28	2.90	1.82	

Tab. 5.8 : Aderklaa UT la : Durchschallungsmessung 1MHz, Axialdruck 1kN/cm²
Proben mit Sondenwasser gesättigt.

Proben p parallel zur Schichtung gebohrt
Proben n normal zur Schichtung gebohrt

Bei v_s bedeutet der erste Wert die Geschwindigkeit bei schicht-
paralleler Schwingungsrichtung, der zweite bei schichtnormaler
Schwingungsrichtung

Nach (2.16) bzw. (2.14) wurden aus den Mittelwerten der Wellengeschwindigkeiten für den Schiefer mittlere Materialkonstanten berechnet. Damit ergeben sich die Funktionen $v_p(i)$, $v_{sh}(i)$ und $v_{sv}(i)$ aus (2.15), (2.12) und (2.13) Ihr Verlauf ist in Abb. 5.10 dargestellt. Ebenfalls eingetragen sind die Meßwerte, die der Berechnung zugrunde liegen. Man sieht aus dem Kurvenverlauf, daß sich eine wesentliche Zunahme der in Richtung der Symmetrieachse gegebenen p-Wellen-Geschwindigkeit erst bei einer Abweichung der Ausbreitungsrichtung von der Symmetrieachse von etwa 40° bemerkbar macht. v_{sv} erreicht in diesem Bereich ein Maximum, v_{sh} nimmt zwischen 0° und 90° stetig zu. Die Variation ist für alle 3 Wellentypen beträchtlich, sie zeigt die Anisotropie signifikant an. Für die Interpretation von Geschwindigkeitsänderungen, die mit dem sonic-log gemessen wurden, ist eine genaue Kenntnis dieses Verhaltens unerlässlich.

	Probe	Teufe(m)	l(mm)	v_p (km/s)	\bar{v}_p (km/s)	v_s (km/s)	\bar{v}_s (km/s)	\bar{v}_p / \bar{v}_s
Kalk	313 p	6223.3	49.7	5.92				
			21.3	5.92	3.23			
			24.7	6.02	5.97	3.21	3.22	1.85
	313 n	6223.3	62.8	5.98				
			28.1	5.85	3.19			
			31.2	6.12	5.98	3.32	3.26	1.83
	317 p	6225.4	52.8	5.50				
			25.1	5.12	3.06/3.26			
			24.2	5.76	5.48	3.10/3.27	3.17	1.73
	317 n	6225.4	59.3	4.74				
			25.4	4.88	2.70/2.79			
			26.5	4.91	4.89	2.82/3.01	2.83	1.73
Schiefer	603 p	6247.8	58.6	6.37				
			25.4	6.51		3.97/3.06		
			17.4		6.46	3.70/3.00		
			29.5	6.41		4.04	3.9 / 3.0	1.66/2.15
	2a		19.8			4.00/3.10		
	603 n	6247.8	57.8	5.25				
			28.2	5.32		3.53/3.40		
			26.0	5.42	5.37	3.42/3.51	3.47	1.55
	610 p	6254.8	55.1	6.56				
			23.9	6.46		4.05/2.34		
			13.8			3.7 / 2.8		
27.6			6.57	6.52	4.12/2.51	4.0 / 2.8	1.63/2.33	
610 n	6254.8	54.3	4.76					
		26.1	4.66		3.03/2.97			
		24.5	4.62	4.64	3.0	3.0	1.55	

Tab. 5.9 : Aderklaa UT 1b :Durchschallungsmessung 1MHz, Axialdruck 1kN/cm², trocken

Proben p parallel zur Schichtung gebohrt
 Proben n normal zur Schichtung gebohrt

bei v_s und \bar{v}_s bedeutet der erste Wert die Geschwindigkeit bei schichtparalleler Schwingungsrichtung, der zweite bei schichtnormaler Schwingungsrichtung

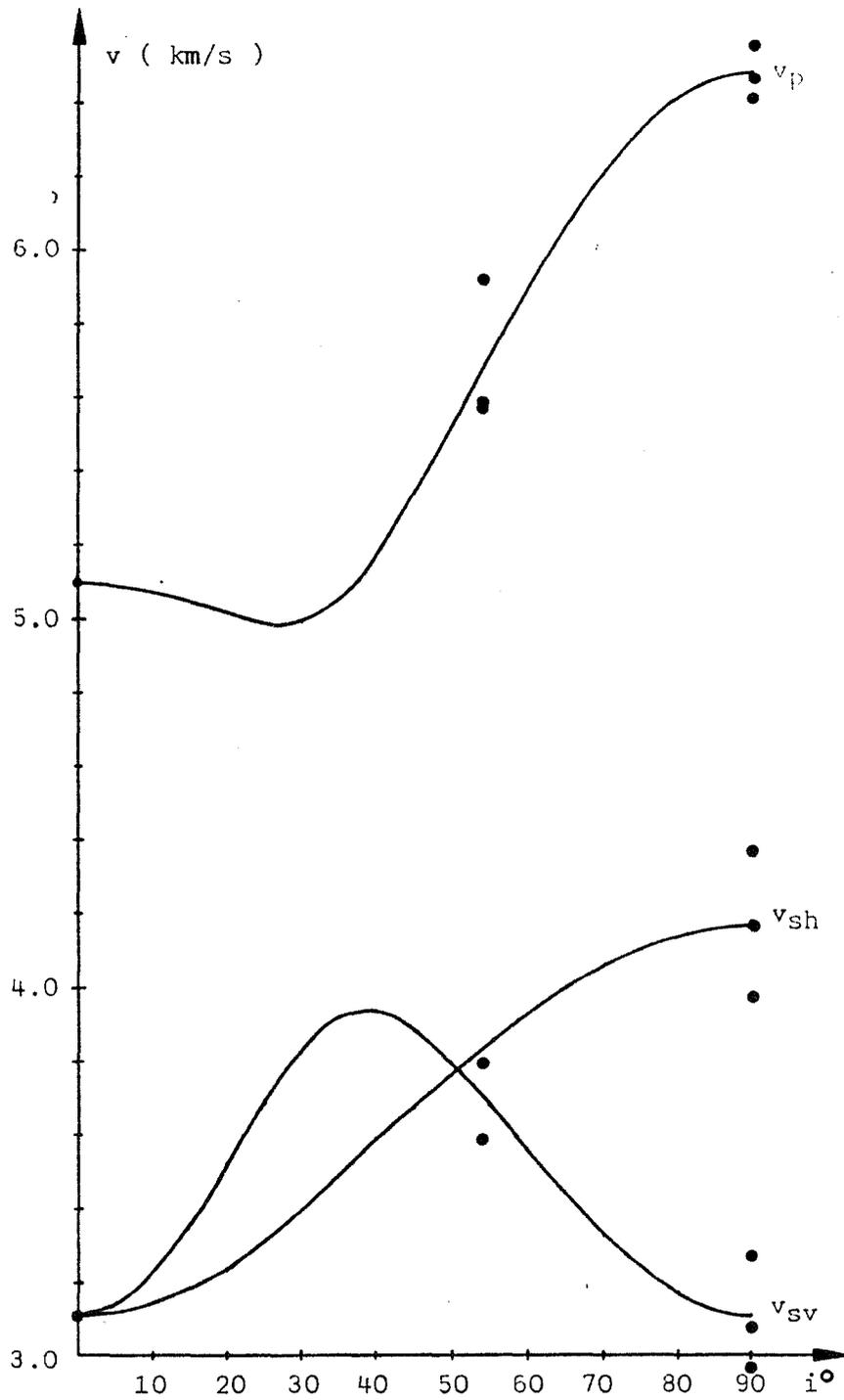


Abb. 5.10 : Aderklaa - Schiefer: Abhängigkeit der Ausbreitungsgeschwindigkeit von p-, sh- und sv-Welle vom Winkel zwischen Ausbreitungsrichtung und Symmetrieachse.

5.3. Messungen unter Tag

Da die Anwendung seismischer Messungen im Untertage-Bau bei verschiedenen Fragestellungen wichtige Informationen liefern kann, kommt dem Studium dieses Anwendungsgebietes und seiner Probleme besondere Bedeutung zu.

Im Zuge des Baues eines gefrästen Triebwasserstollens der Kraftwerksanlage "Zillergründl" war die Möglichkeit geboten, in verschiedenen geologischen Bereichen bei gleichbleibenden technischen Bedingungen in situ-Messungen auszuführen und an Hand der Untersuchung des Gesteinsverhaltens zu interpretieren. Diese Messungen sind größtenteils in der Diplomarbeit von Rinner, 1983, beschrieben.

Der untersuchte Stollen durchörtert auf etwa 7.6 km Länge verschiedene Gesteine des Zentralgneises sowie der Schieferhülle bei einer Überlagerung zwischen 100 und 800 m. Der Querschnitt beträgt etwa 14 m^2 . Die für diese Arbeit notwendigen ingenieurgeologischen Unterlagen wurden von der Tauernkraftwerke AG. zur Verfügung gestellt. Sie sind im Detail in einer Diplomarbeit von Klingler, 1984, angeführt.

Eine kontinuierliche seismische Messung eines größeren Stollenbereiches war technisch (geringe Zahl von Schwingungsaufnehmern, Messung nur außerhalb der Arbeitszeiten) unmöglich. Es wurden daher verschiedene Meßstrecken ausgewählt, wobei folgende Gesichtspunkte maßgeblich waren: Erstens sollte versucht werden, für geologisch unterschiedliche Bereiche repräsentative Parameter zu bestimmen, zweitens sollte in gestörten Bereichen der Effekt der Auflockerung des Gesteins auf die Wellengeschwindigkeiten untersucht werden und drittens waren Vergleichsmessungen zu einer Reihe von Probenmessungen erwünscht. In der vorliegenden Arbeit werden die Ergebnisse nur insoweit diskutiert, als sie von allgemeinem Interesse sind und den Vergleich zwischen Gesteins und Gebirgsparametern betreffen.

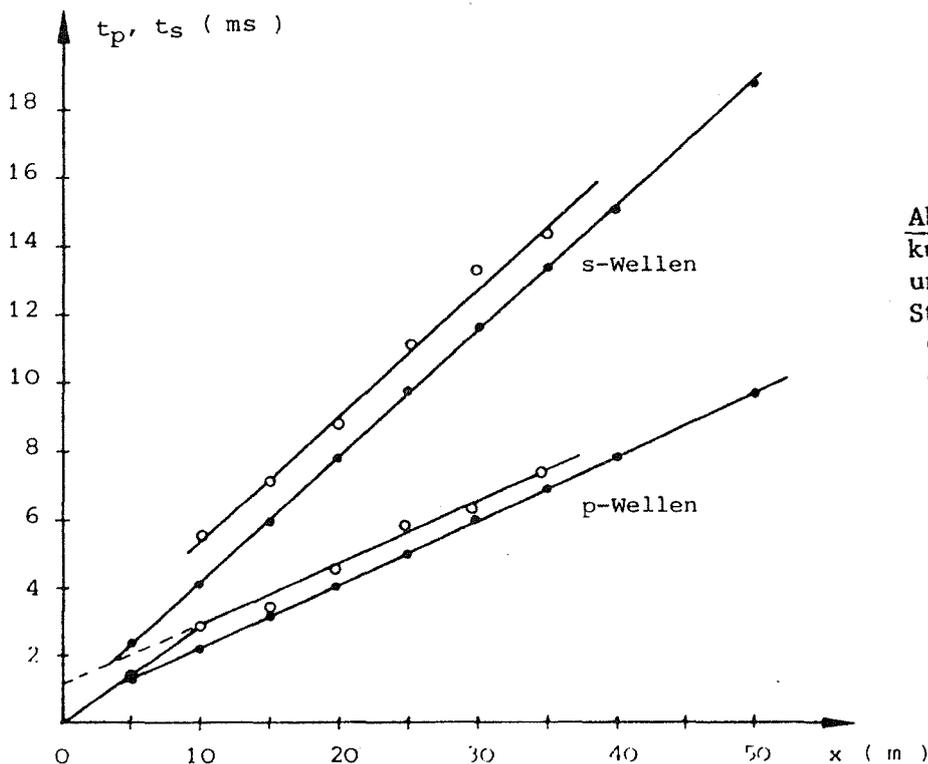


Abb.5.11 : Laufzeitkurven im gefrästen und im gesprengten Stollen

- Profil gefräst
- Profil gesprengt

Im Bereich des Beginns der Frässtrecke wurde zum Vergleich sowohl im gefrästen als auch im gesprengten Profil gemessen. Abb. 5.11 zeigt die Laufzeitkurven im Vergleich. Die Messung im gefrästen Stollen zeigt praktisch keine Geschwindigkeitszunahme mit der Entfernung und somit keine Auflockerung an. Im Gegensatz dazu ist im gesprengten Hohlraum eine oberflächliche Auflockerung wirksam, die durch die Sprengarbeit verursacht ist. Diese kann neben einer Auflockerung des Gebirges auch Änderungen der Materialeigenschaften bewirken, was bei der Probenentnahme berücksichtigt werden sollte. Bei sämtlichen im gefrästen Stollen gemessenen Profilen konnte dagegen keine signifikante Auflockerung festgestellt werden.

Aus diesem Grund und wegen der Gleichmäßigkeit des gefrästen Profils war die Voraussetzung für genaue seismische in situ-Messungen in diesem Fall sehr günstig. Die mit Hammerschlag erzeugten Frequenzen waren in ungestörten Bereichen ca. 1.3 kHz bei den p- und 0.6 kHz bei den s-Wellen. p- und bevorzugte s-Wellen-Anregung erbrachte bei der Auswertung der s-Wellengeschwindigkeit gute Übereinstimmung. Soweit längs der Meßstrecke aus den verschiedenen Laufzeiten keine Geschwindigkeitsänderung erkennbar war, wurden sämtliche Laufzeiten in einer Laufzeitkurve zusammengefasst. Wenn auch keine Zunahme der Geschwindigkeit mit der Laufzeit zu erkennen war, wurden für die jeweilige Meßstrecke repräsentative Parameter bestimmt. Vorhandene Störungen zeigen sich deutlich vor allem in den Laufzeitunterschieden von s-Wellen an, sie wurden im vorliegenden Beispiel auf Grund der geringen Mächtigkeiten nicht im Detail untersucht.

Für die Bestimmung der Materialeigenschaften standen eine Reihe von Proben aus verschiedenen Bereichen des Stollens zur Verfügung bzw. wurden solche durch Bohrungen oberflächlich entnommen. Die Orientierung der Proben war dabei größtenteils normal zur Stollenachse. Es konnten aber auch Proben, die in Richtung der Schichtung und normal dazu entnommen wurden, untersucht werden. Ziel der Untersuchungen war hauptsächlich, die Abhängigkeit der Wellengeschwindigkeiten vom Druck und von der Durchfeuchtung zu bestimmen, um zu zeigen, daß in situ-Messungen überhaupt erst im Zusammenhang mit der Kenntnis des Materialverhaltens vollständig interpretierbar sind.

In Tab. 5.10 ist eine Übersicht der Meßergebnisse sämtlicher Proben bei gleichem Axialdruck gegeben. Auffallend ist der beträchtliche Einfluß des Porenwassers auf die Wellengeschwindigkeiten. Trotz einer nur wenige Zehntel % des Volumens betragenden Wasseraufnahme bei Sättigung ist bei den p-Wellen eine Zunahme bis 1 km/s zu beobachten. Die s-Wellen-Geschwindigkeit ist weniger beeinflusst. Die Proben zeigen teilweise bei schichtungsparalleler Durchschallung deutliche Anisotropie an Hand des Unterschiedes in der s-Wellen-Geschwindigkeit bei schichtnormaler und schichtparalleler Schwingungsrichtung (sv- bzw. sh-Welle, siehe 2.3.3.). Abb. 5.12 zeigt das typische Materialverhalten in Abhängigkeit vom Druck. Während der E-Modul sowohl bei trockenem als auch bei durchfeuchtetem Material mit zunehmendem Druck ansteigt, zeigt das Poissonverhältnis nur bei trockenem Material einen Anstieg. Im wassergesättigten Zustand ist es schon bei geringem Druck hoch, bleibt dann annähernd gleich oder nimmt sogar ab und nähert sich bei höherem Druck dem im trockenen Zustand bestimmten Wert. Dieses Verhalten zeigt die Änderung der Wirkung der Porenfüllung mit abnehmendem Porenvolumen bei Verdichtung des Materials.

In Tab. 5.11 sind die Ergebnisse der Ultraschallmessungen denen der in situ-Messungen gegenübergestellt, sowie der E-Modul und das Poissonverhältnis angegeben.

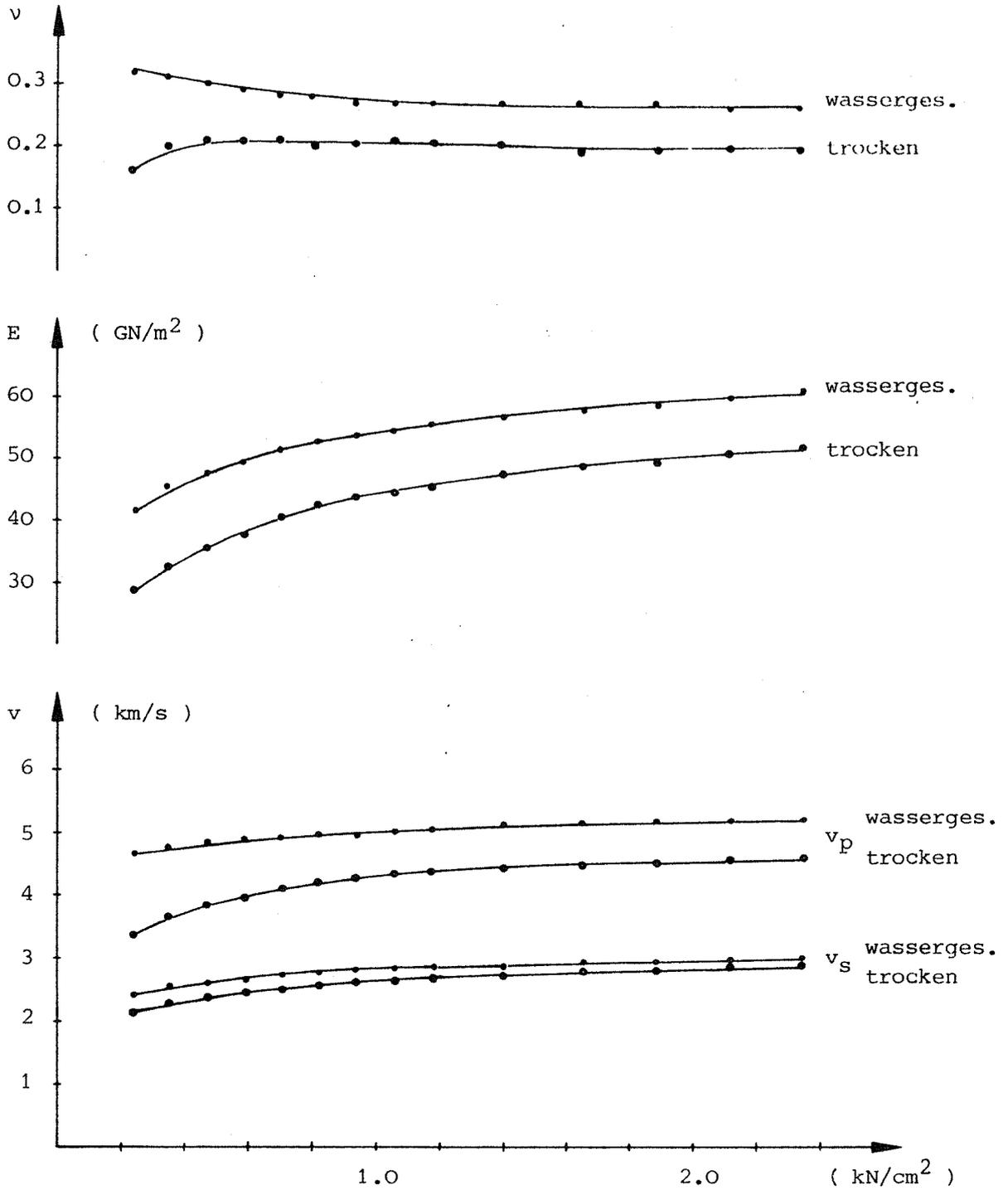


Abb. 5.12 : Triebwasserstollen "Zillergründl" - Ultraschallmessung an Proben
Probe 4456/1a : • trocken, • wassergesättigt

Probe	Einheit	Orientierung	Zustand	d/l(mm)	v _p (km/s)	v _s (km/s)
312	Zentralgneis	achsnormal	trocken wasserges.	54/42.5	4.36 5.43	2.61 2.93
1950a	Zentralgneis	s-parallel	trocken wasserges.	103/45.9	4.43 4.99	2.24/2.48 +) 2.53/2.75 +)
2083/1c	Zentralgneis	s-normal	trocken	103/45.9	4.16	2.71
2083/1d	Zentralgneis	s-normal	trocken	103/46.3	3.98	2.49
2274	Zentralgneis	achsnormal	trocken wasserges.	103/45.6	4.26 5.04	2.39/2.59 +) 2.69/2.95 +)
3036/1c	Zentralgneis	s-parallel	trocken	103/47.0	4.48	2.21/2.51 +)
3036/1d	Zentralgneis	s-parallel	trocken	103/45.6	4.42	-- /2.77 +)
4456/1a	Schieferhülle	s-normal	trocken wasserges.	103/45.3	4.33 5.04	2.64 2.84
4456/2c	Schieferhülle	s-parallel	trocken	103/45.7	5.09	2.02/2.77 +)
4456/2d	Schieferhülle	s-parallel	trocken	103/46.7	4.63	1.97/2.68 +)
4505	Schieferhülle	achsnormal	trocken wasserges.	50/29.0	4.39 5.20	2.50/2.57 +) 2.69/2.92 +)
6010a	Schieferhülle	achsnormal	trocken wasserges.	103/46.6	4.33 5.20	2.80 3.05
6010b	Schieferhülle	achsnormal	trocken	103/43.5	4.61	2.97
6355	Schieferhülle	achsnormal	trocken wasserges.	50/30.5	5.17 5.42	3.23 3.45
6368	Schieferhülle	achsnormal	trocken wasserges.	50/28.5	5.23 5.45	3.39 3.57
6984	Ahornkern	achsnormal	trocken wasserges.	50/27.0	4.19 5.31	2.50 2.73

Tab. 5.10 : Triebwasserstollen "Zillergründl" - Ultraschallmessung an Proben
 Meßfrequenz: 1 MHz; Axiallast: 100 kN (103mm), 23.6 kN (50mm) $\hat{=}$
 1.2 kN/cm²
 Proben trocken/wassergesättigt
 +) erster Wert: Schwingungsrichtung normal zur Schichtung, zweiter
 Wert: parallel zur Schichtung

Station	Messung/Orientierung/Zustand	v_p (km/s)	v_s (km/s)	v_p/v_s	ν	E (GN/m ²)
300-340/1	in situ achsparallel	5.28	2.73	1.93	0.32	53
310-360/r	in situ achsparallel	5.38	2.77	1.94	0.32	55
312	Probe achsnormal trocken	4.36	2.61	1.67	0.22	45
312	Probe achsnormal wasserges.	5.43	2.93	1.85	0.29	61
3020-60/1	in situ achsparallel	5.20	2.35	2.21	0.37	42
3036	Probe s-parallel trocken	4.48	2.21/2.51	1.90+)	0.31+)	40+)
4430-4520	in situ achsparallel	4.99	2.99	1.67	0.22	59
4456	Probe s-normal trocken	4.33	2.64	1.64	0.20	45
4456	Probe s-normal wasserges.	5.04	2.84	1.77	0.27	55
4500-4540	in situ achsparallel	5.36				
4505	Probe achsnormal trocken	4.39	2.50/2.57	1.73+)	0.25+)	43+)
4505	Probe achsnormal wasserges.	5.20	2.69/2.92	1.85+)	0.29+)	55+)
6330-6410	in situ achsparallel	5.36	3.16	1.70	0.23	67
6355	Probe achsnormal trocken	5.17	3.23	1.60	0.18	68
6355	Probe achsnormal wasserges.	5.42	3.45	1.57	0.16	76
6368	Probe achsnormal trocken	5.23	3.39	1.54	0.14	72
6368	Probe achsnormal wasserges.	5.45	3.57	1.53	0.12	79
6980-7025	in situ achsparallel	5.18	2.79	1.86	0.30	55
6984	Probe achsnormal trocken	4.19	2.50	1.68	0.22	42
6984	Probe achsnormal wasserges.	5.31	2.73	1.95	0.32	53

Tab. 5.11 : Triebwasserstollen "Zillergründl" - Gegenüberstellung von in situ und bei Ultraschallmessungen ermittelten Elastizitätsparametern
 Axiallast bei Probenmessung: 1.2 kN/cm²
 +) aus Mittelwert der s-Wellen-Geschwindigkeiten berechnet

Zur Bestimmung der in Tab. 5.11 angegebenen Parameter wurde bei anisotropen Proben der Mittelwert der s-Wellen-Geschwindigkeiten herangezogen.

Betrachtet man die Ergebnisse nach geologischen Abschnitten, zeigt sich bei den Gesteinen des Zentralgneis-Abschnittes ein annähernd gleichmäßiges Bild. Die aus dem Bereich der Schieferhülle entnommenen Proben hingegen weisen größere Unterschiede auf. Neben höheren Werten für E fällt vor allem das niedrigere Poissonverhältnis bei einigen Proben auf. Bei den Proben von Station 6355 und 6368 tritt im Gegensatz zum sonst beobachteten Verhalten keine Zunahme bei Wassersättigung ein.

Aus dem Vergleich mit den in situ-Werten zeigt sich, daß bei den p-Wellen eine Annäherung der Werte an die der wassergesättigten Proben gegeben ist. Dabei muß allerdings berücksichtigt werden, daß der jeweilige Spannungszustand in situ nicht bekannt ist und die Orientierung der in situ-Messung und der Ultraschallmessung nicht übereinstimmt. Auf Grund der Anisotropie können sich hier größere Unterschiede ergeben. Aus der Berücksichtigung der Überlagerung ergibt sich eine Vertikalspannung zwischen 0.8 - 1.8 kN/cm². Die Horizontalspannung kann daraus nur abgeschätzt werden, der tatsächlich um den Hohlraum wirksame Spannungszustand ergibt sich durch Spannungsumlagerung. Spannungsmessungen, die an einigen Stellen oberflächlich an den Ulmen ausgeführt wurden, haben unterschiedliche und zum Teil wesentlich höhere Werte ergeben. Eine Zuordnung der Spannung zu einer in situ-Messung ist in der Praxis also kaum möglich. Inwieweit sich somit Spannungsunterschiede auf die Wellengeschwindigkeiten auswirken, ist daher im Detail nicht zu klären.

Bei den s-Wellen ergibt sich ein weniger konsistentes Bild. Unterschiede zwischen in situ- und Laborwerten sind jedoch auch auf Grund der Streuung bei der Bestimmung der Wellengeschwindigkeiten gegeben und daher bei wenigen vergleichbaren Werten nicht unbedingt signifikant. Auffallend sind jedenfalls die deutlich höheren Werte bei Station 6355 und 6368.

Eine Unterscheidung der Gesteine verschiedener geologischer Einheiten und innerhalb dieser kann am einfachsten durch das Verhältnis v_p/v_s vorgenommen werden. Abb. 5.13 zeigt den Zusammenhang zwischen den in situ und mittels Ultraschall bestimmten Elastizitätsparametern. Obwohl die Orientierung der Proben zu den in situ Messungen überhaupt nicht berücksichtigt ist, zeigt sich, daß in situ gemessene Unterschiede, zumindest zum Teil, auf unterschiedliche Gesteinseigenschaften zurückzuführen sind.

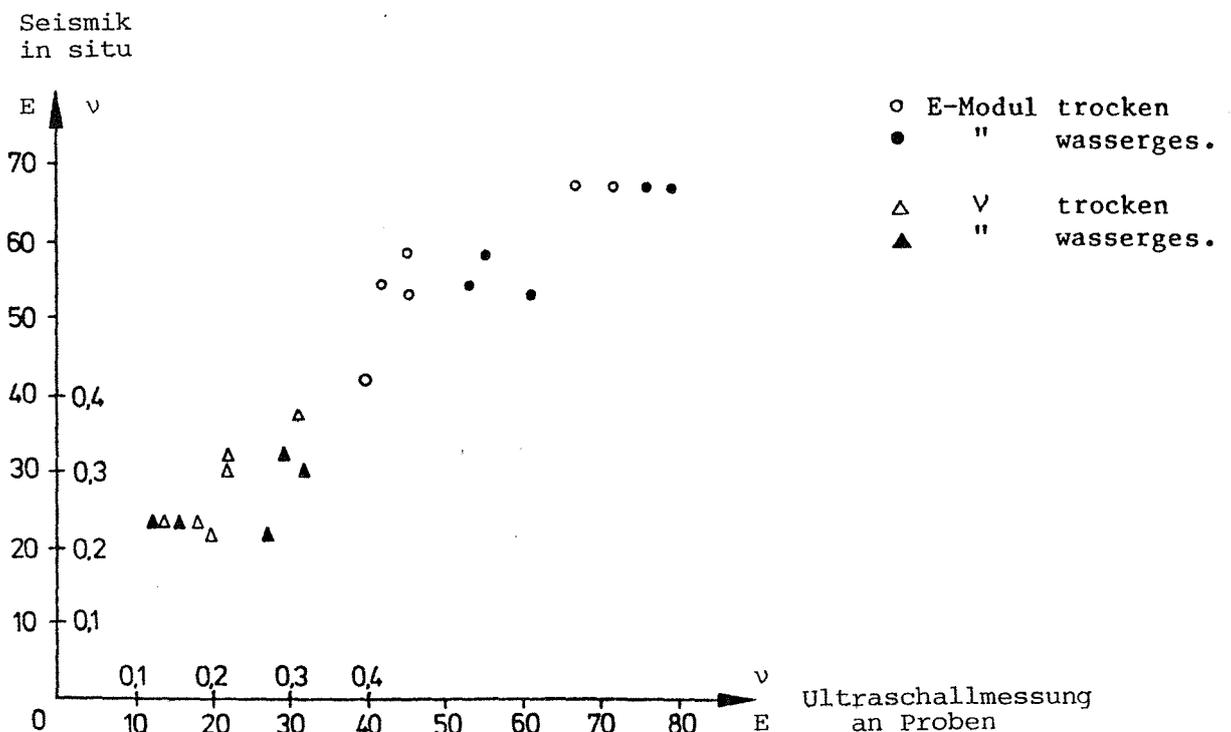


Abb. 5.13 : Vergleich zwischen in situ und an Proben gemessenen Daten (nach Klingler, 1984)

Im Plabutsch-Sondierstollen konnten zwischen km 3.330 und km 3.420 sowie im Tunnel zwischen km 3.540 und km 3.725 (Stollenstationierung von Nord) hammer-schlagseismische Messungen im Dolomit bei unterschiedlichem Querschnitt und unterschiedlichem Ausbau vorgenommen werden. Ziel dieser Messungen war, festzustellen, welche Auflockerungen im Fels bei einem im Sprengvortrieb ausgeführten Tunnel meßtechnisch festzustellen sind, und inwieweit Ausbaumaßnahmen die Messungen beeinträchtigen. Meßergebnisse dieser Untersuchungen werden im Detail in einer Diplomarbeit von Pitsch, 1986, enthalten sein.

Der Dolomit tritt im Untersuchungsbereich als klüftiges bis stark klüftiges Gestein in Erscheinung, das sich auf Grund der Verzahnung der Klüftkörper als standfest erweist. Zum Teil zeigen sich lettige Klüftfüllungen (Brosch et al., 1982).

Zur Bestimmung der Materialeigenschaften wurden Ultraschall-Durchschallungsmessungen an Bohrkernen aus dem Meßbereich durchgeführt. Da keine geeigneten Kerne von Probebohrungen mehr zur Verfügung standen, mußten diese aus eigenen Kernbohrungen, die mit einem zu diesem Zweck angeschafften und adaptierten kleinen Bohrgerät ausgeführt wurden, gewonnen werden. Es wurden 2 Bohrungen angesetzt : (1) parallel zur Tunnelachse bei km 3.500, (2) normal zur Tunnelachse bei km 3.610. Beide Bohrungen wurden aus technischen Gründen mit etwa 30° gegenüber der Horizontalen ausgeführt. Das Bohrerergebnis war unterschiedlich : Während aus Bohrung (1) kompaktes Material entnommen werden konnte, war der Kerngewinn und die Probenherstellung bei (2) wegen der lettigen Klüftfüllungen schwierig, da das Material bei Wasserzutritt zum Teil zerbrach. Abb. 5.14 zeigt Proben, die aus Kernen der beiden Bohrungen hergestellt wurden. An einer größeren Zahl von Proben wurden p- und s-Wellen-Geschwindigkeiten bei verschiedenen Axiallasten und teilweise im wassergesättigten Zustand gemessen. Das Ergebnis dieser Untersuchungen gibt im wesent-

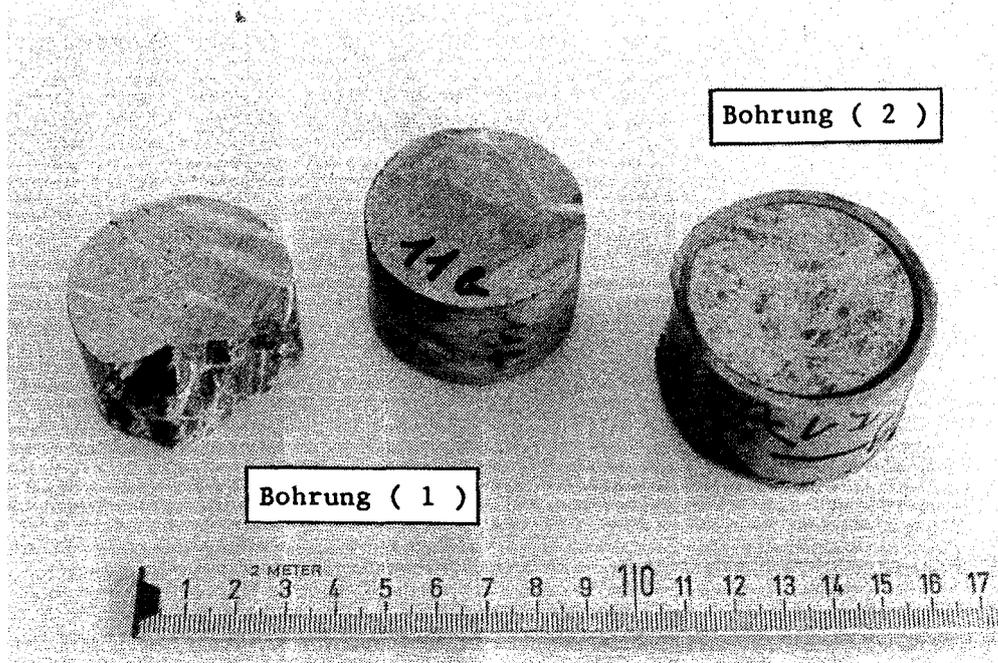


Abb. 5.14 : Plabutsch-Tunnel - Dolomit, Proben für Ultraschallmessungen aus den Bohrungen (1) und (2)

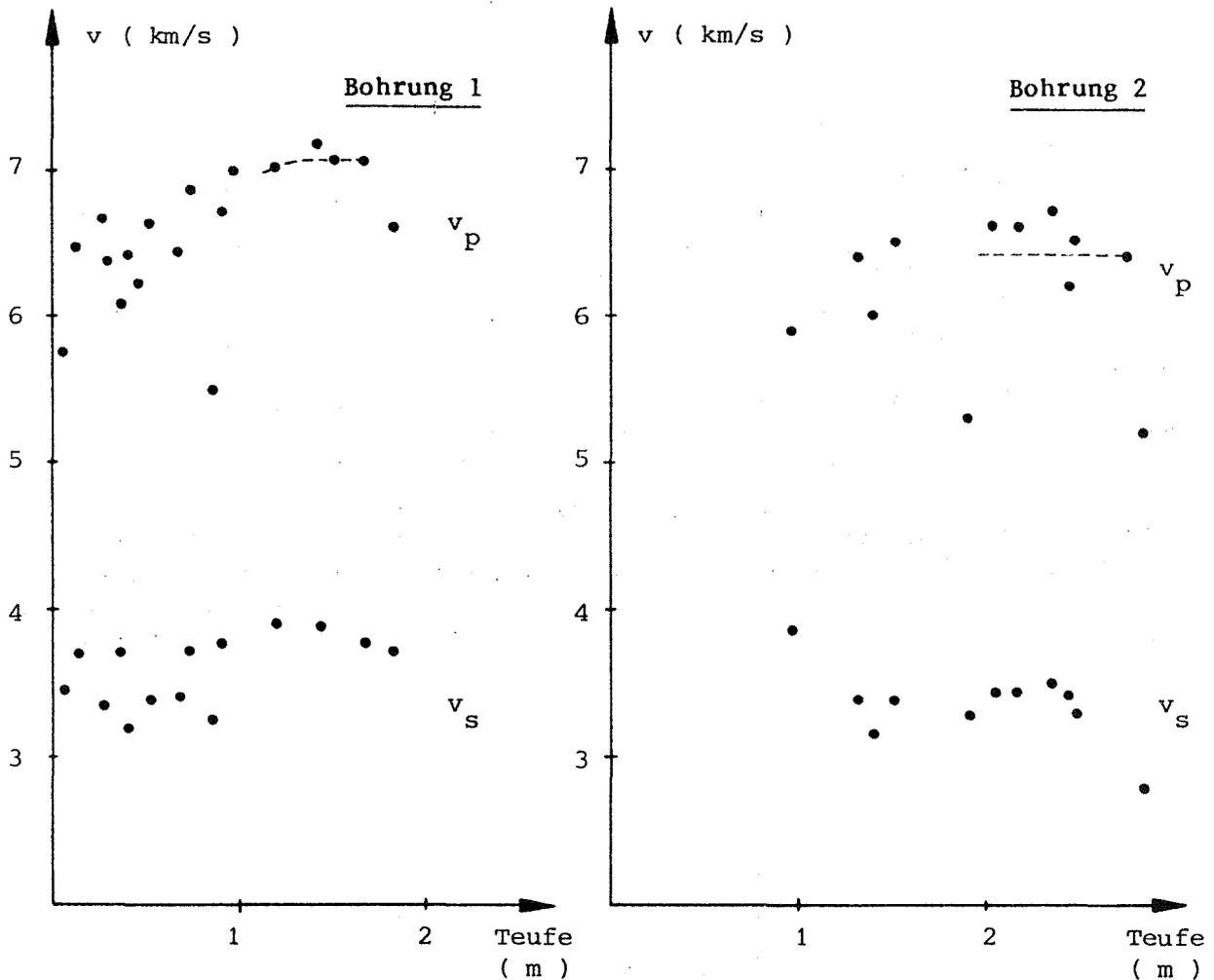


Abb. 5.15 : Plabutsch-Tunnel - Ultraschallmessung an Proben
Probendurchmesser : 45.9mm ; Probenlängen : 30-100 mm
Meßfrequenz : 1 MHz ; Axialdruck : 1.2 kN/cm² ; Proben trocken

lichen Abb. 5.15 wieder. Bei den Proben von Bohrung (1) ist im Mittel eine Zunahme der Wellengeschwindigkeiten mit der Teufe zu erkennen. Diese zeigt eine oberflächliche Materialveränderung an. Bei den Proben von Bohrung (2) sind die Absolutwerte etwas kleiner und die Streuung auf Grund des inhomogeneren Materials größer, eine Zunahme ist hier kaum zu erkennen. Die Abhängigkeit der Wellengeschwindigkeiten vom Druck und vom Wassergehalt sowie der Einfluß der Anisotropie ist im Verhältnis zu den Unterschieden zwischen den Proben von geringerer Bedeutung. Die meßtechnisch verursachte Streuung, die bei kurzen Proben und hohen Geschwindigkeiten nicht mehr vernachlässigt werden kann (siehe Abschnitt 3.3.5), verändert das in Abb. 5.15 dargestellte Ergebnis nicht wesentlich.

Für Laufzeitmessungen in situ stand zum Zeitpunkt der Messungen sowohl der Sondierstollen mit einem Querschnitt von ca. 10 m² als auch der Vollausbau (ca. 104 m²) zur Verfügung. Im Stollen war der Fels direkt zugänglich, im Tunnel war eine Spritzbetonschicht aufgebracht. Ein Meßprofil überdeckte teilweise einen mit Spritzbeton, Gitter und Anker ausgebauten Abschnitt. Die Schwingungsaufnehmer wurden auf im Fels mittels Kleber verankerten Gewindebolzen festgespannt. Bei der Montage der Schwingungsaufnehmer und bei der Auswahl der Schlagpunkte auf der Auskleidung ist darauf zu achten, daß diese einen guten Felskontakt hat.

Die Meßanordnungen waren so gewählt, daß jeweils von einer größeren Zahl von Schlagpunkten zu einer Reihe von Schwingungsaufnehmern gemessen wurde. Die Auswertung als 2-Schicht-Fall ergibt für den Stollen einen Mittelwert für die oberflächliche Auflockerung von 1.3 m sowie eine mittlere p-Wellen-Geschwindigkeit für das ungestörte Gebirge von 6.0 km/s. Im Vollausbuch ist dieses Ergebnis sehr ähnlich: 1.4 m für die oberflächliche Auflockerung, mittlere p-Wellen-Geschwindigkeit 5.7 km/s. Im Bereich einer Störung, die im Tunnel nur durch den geänderten Ausbau (Gitter und Anker) sichtbar war, ergibt sich für die oberflächliche Auflockerung 1.7 m, die p-Wellen-Geschwindigkeit ist hier wesentlich niedriger. Die Werte für die Mächtigkeit der oberflächlichen Auflockerung sind als Richtwerte zu verstehen, da es nicht möglich ist, die Wellengeschwindigkeit in diesem Bereich genau zu bestimmen.

Ist längs einer Meßstrecke keine signifikante Geschwindigkeitsänderung zu beobachten, können sämtliche Laufzeiten dieses Abschnittes zusammengefaßt werden. Die daraus berechnete mittlere Laufzeitkurve, die durch Hinzunahme der Laufzeiten der Außenschläge auch größere Distanzen enthält, gestattet die Auswertung einer zweiten Zone. Abb. 5.16 zeigt die Ergebnisse für die einzelnen Meßstrecken.

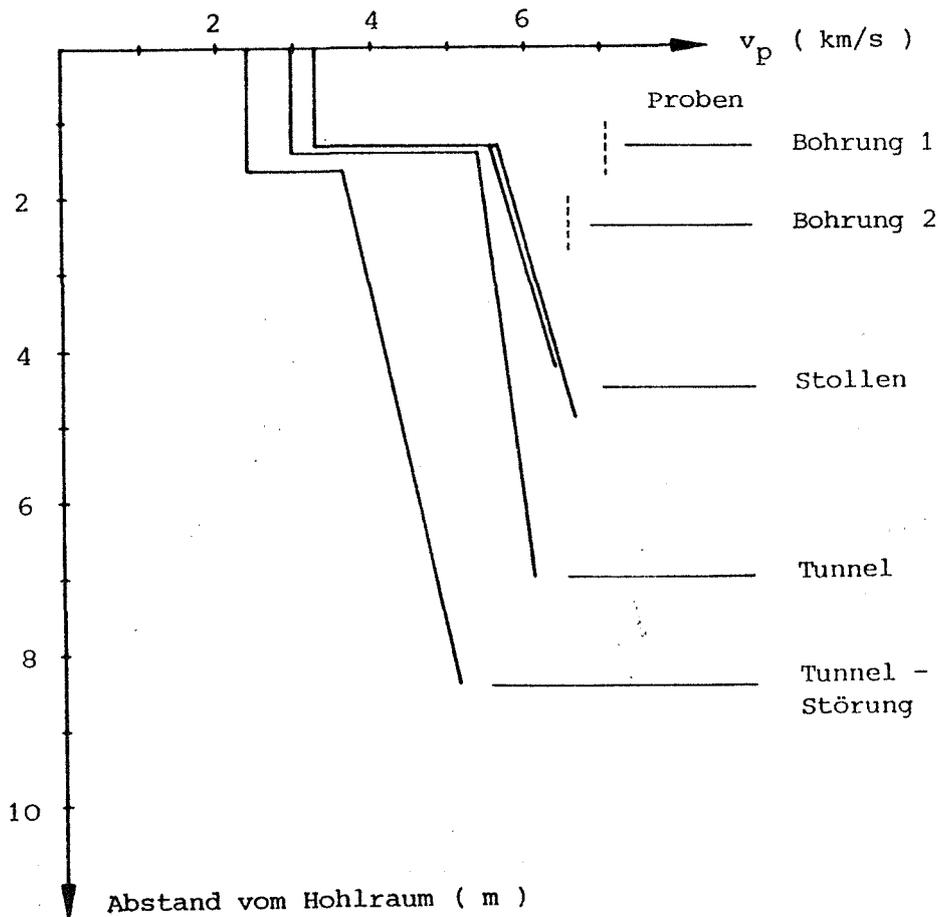


Abb. 5.16 : Plabutsch-Stollen/Tunnel - Geschwindigkeitsverlauf um den Hohlraum

In der zweiten Zone nimmt die Wellengeschwindigkeit zu. Sie geht kontinuierlich in das vom Hohlraum ungestörte Gebirge über und ist daher nicht als begrenzt zu verstehen. Die Abschätzung ihrer Mächtigkeit kann die Größenordnung des durch die Spannungsumlagerung beeinflussten Gebirges angeben.

Für das Verhältnis von p- zu s-Wellen-Geschwindigkeit ergeben sich aus in situ und Probenmessung folgende Mittelwerte:

	v_p/v_s
Bohrung (1), ab 1m Teufe	1.83
Bohrung (2), "	1.88
Stollen/Tunnel, ungestört	1.8

Ein ähnliches Ergebnis hinsichtlich der Materialeigenschaften erbrachte eine Ultraschall-Untersuchung, die an einer größeren Zahl von Wettersteinkalk-Proben aus dem Bergbau Bleiberg vorgenommen wurde (Abb. 5.17).

Die Messungen, die sowohl an längeren Proben (v_p) als auch an Teilstücken (v_p und v_s) vorgenommen wurden, zeigten ebenfalls eine Zunahme der p-Wellen-Geschwindigkeit mit der Teufe der Probenentnahme (Tab. 5.12). Das Gestein in der Nähe des Ausbruches zeigt sich durch die Einwirkung der Sprengarbeit gegenüber dem ungestörten Zustand verändert. Das Verhältnis v_p/v_s ist ziemlich konstant, es ergibt sich ein Mittelwert aller Messungen von 1.83. Dieser Wert ist für Karbonatgesteine repräsentativ und stimmt gut mit den Ergebnissen anderer Untersuchungen überein (z.B. Domenico, 1984, Rafavich et al., 1984).

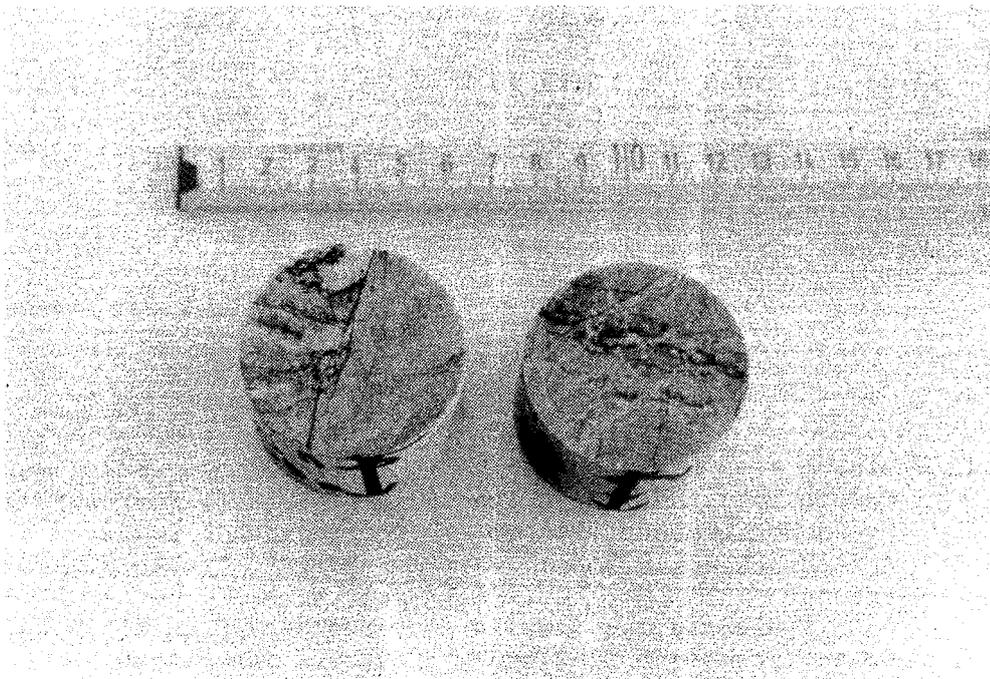


Abb. 5.17 : Wetterstein-Kalk-Proben aus dem Bergbau Bleiberg

Probe	Teufe (cm)	l (mm)	v_p (km/s)	\bar{v}_p (km/s)	v_s (km/s)*)	\bar{v}_s (km/s)	v_p/v_s
1	25-35	100.5	5.73 +)				
11		30.8	5.99		3.30		
12		31.6	6.03	5.96	3.27	3.30	1.81
13		31.3	5.86		3.32		
2	40-46	91.8	5.96 +)				
21		28.8	5.95		3.30		
22		25.3	5.97	6.06	3.30	3.29	1.84
23		30.9	6.26		3.28		
3	55-60	103.7	6.05 +)				
31		32.8	6.14		3.36		
32		32.8	6.26	6.08	3.31	3.31	1.84
33		31.2	5.84		3.26		
4	65-70	102.3	6.22 +)				
41		30.7	6.21		3.37		
42		29.5	6.22	6.24	3.31	3.38	1.85
43		34.8	6.28		3.46		
5	80-85	96.5	6.21 +)				
51		30.6	6.46		3.53		
52		28.3	6.23	6.27	3.49	3.48	1.80
53		30.9	6.13		3.43		
6	90-95	99.0	6.19 +)				
61		32.9	6.53		3.49		
62		26.8	6.32	6.30	3.49	3.46	1.82
63		32.4	6.07		3.39		
7	105-110	72.9	6.21 +)				
71		34.7	6.38		3.33		
72		34.5	6.23	6.30	3.43	3.38	1.86

Tab. 5.12 : Bleiberg - Wettersteinkalk : Durchschallungsmessung an Proben
 Meßstelle : Rudolf - Blindschacht / 5.Lauf, Kernbohrung 1
 Probendurchmesser : 46 mm Meßfrequenz : 1 MHz
 Axialdruck : 1.8 kN/cm² +) / 2.2 kN/cm², Proben abgeglichen und trocken
 *) Mittelwerte aus jeweils mehreren Messungen mit verschiedener Orientierung der Schwingungsrichtung, die Unterschiede sind jedoch gering

5.4. Messungen an stark aufgelockertem und verwittertem Fels

Im Zuge der Bauausführung eines kurzen, oberflächennahen Tunnels im Semmeringgebiet, war die Möglichkeit gegeben, sowohl verschiedene seismische Messungen in situ als auch Ultraschallmessungen an Bohrkernen vorzunehmen. Dieser Tunnel durchörtert annähernd im Streichen Karbonatgesteinsfolgen, die im wesentlichen aus Rauhwacken und Dolomitmarmorbrekzien bestehen.

Diese Gesteinsfolgen stehen steil und sind schieferungsparallel mylonitisiert. Insbesondere die Dolomitmarmorbrekzien sind stark zerlegt. Sie wurden durch die tektonische Beanspruchung zu sandig-schluffigen Karbonatgesteinsmyloniten zerrieben (Riedmüller, 1986).

Zum Zeitpunkt der Messungen war der Fräsvortrieb eines "Pfeilerstollens" im Gang. Der Ausbruch wurde mittels Baustahlgitter und einer etwa 20 cm starken Spritzbetonschicht gesichert. Um seismische Messungen direkt am Fels zu ermöglichen, wurden im Abstand von etwa 5 m kleine Öffnungen in der Auskleidung vorgesehen.

Die Aufgabenstellung bestand darin, zu versuchen, an Hand der Wellengeschwindigkeiten eine Auflockerung um den Hohlraum nachzuweisen, verschiedene Gesteinsbereiche abzugrenzen und die Variation des Elastizitätsmoduls zu ermitteln. Zu diesem Zweck wurde zunächst versucht, durch Messung in Achsrichtung die Wellengeschwindigkeiten zu bestimmen. Dabei stellte sich heraus, daß die Messung durch die Wellenausbreitung in der ausgehärteten Spritzbetonschicht, in der die Geschwindigkeit höher ist als im Fels, wesentlich gestört wird. Außerdem traten durch die annähernd achsparallele Schichtfolge auch Wellen auf, die eine Interpretation im Hinblick auf einen Zusammenhang zwischen Wellengeschwindigkeiten und Auflockerung unmöglich machte. Um trotzdem mit möglichst geringem Aufwand Aussagen über die mechanischen Eigenschaften der den Hohlraum umgebenden Gesteinsbereiche machen zu können, wurden von beiden Ulmen aus im Abstand von 20 m Hammerschlagbohrungen auf etwa 10 m abgeteuft. Darüberhinaus wurden für die ohnedies erforderliche Bestimmung von statischen Elastizitätsmoduln an Gesteinsproben an zwei geologisch interessanten Querschnitten mehrere Kernbohrungen ausgeführt.

In diesen Bohrungen konnten Laufzeitmessungen ausgeführt werden. Dabei wurden die Laufzeiten der Schallwellen von der Ulme bis zu einem in der Bohrung verankerten Bohrlochgeophon, das um jeweils 0.5 m versetzt wurde, bestimmt. Die Schwingungsanregung erfolgte an der Ulme mit einem 2 kg-Hammer, die aufgenommenen Signale wurden nach Bedarf in der Aufnahmeapparatur elektronisch summiert. In Abb. 5.18 sind Seismogramme, die in Richtung der Bohrlochachse und normal dazu für aufeinanderfolgende Meßpunkte aufgenommen wurden, dargestellt. Die Aufnahme 5.18 a. stellt die ungefilterte axiale Komponente dar. Zur besseren Vergleichbarkeit der Signale sind diese lediglich normiert. Dies gleicht die zum Teil beträchtlichen Amplitudenunterschiede, die durch unterschiedliche Ankopplung des Bohrlochgeophons an das umgebende Gebirge zustandekommen, aus. Man erkennt die durch die p-Wellen verursachten Schwingungseinsätze und zum Teil s-Wellen. Die ungleichmäßige Qualität der Aufnahmen an den einzelnen Meßpunkten ergibt sich aus der Tatsache, daß das Bohrlochgeophon auf Grund von Ausbrüchen im Bohrloch zum Teil schlecht zu verankern war und außerdem die Wiedergabe der Schwingungen bei der Verwendung in horizontalen und geneigten Bohrungen nicht einwandfrei ist. Abb. 5.18 b. zeigt eine Darstellung der axialen und einer normalen Komponente, bei der die Grundfrequenz der p-Welle weitgehend ausgefiltert ist. In diesen Seismogrammen sind s-Wellen besser zu erkennen.

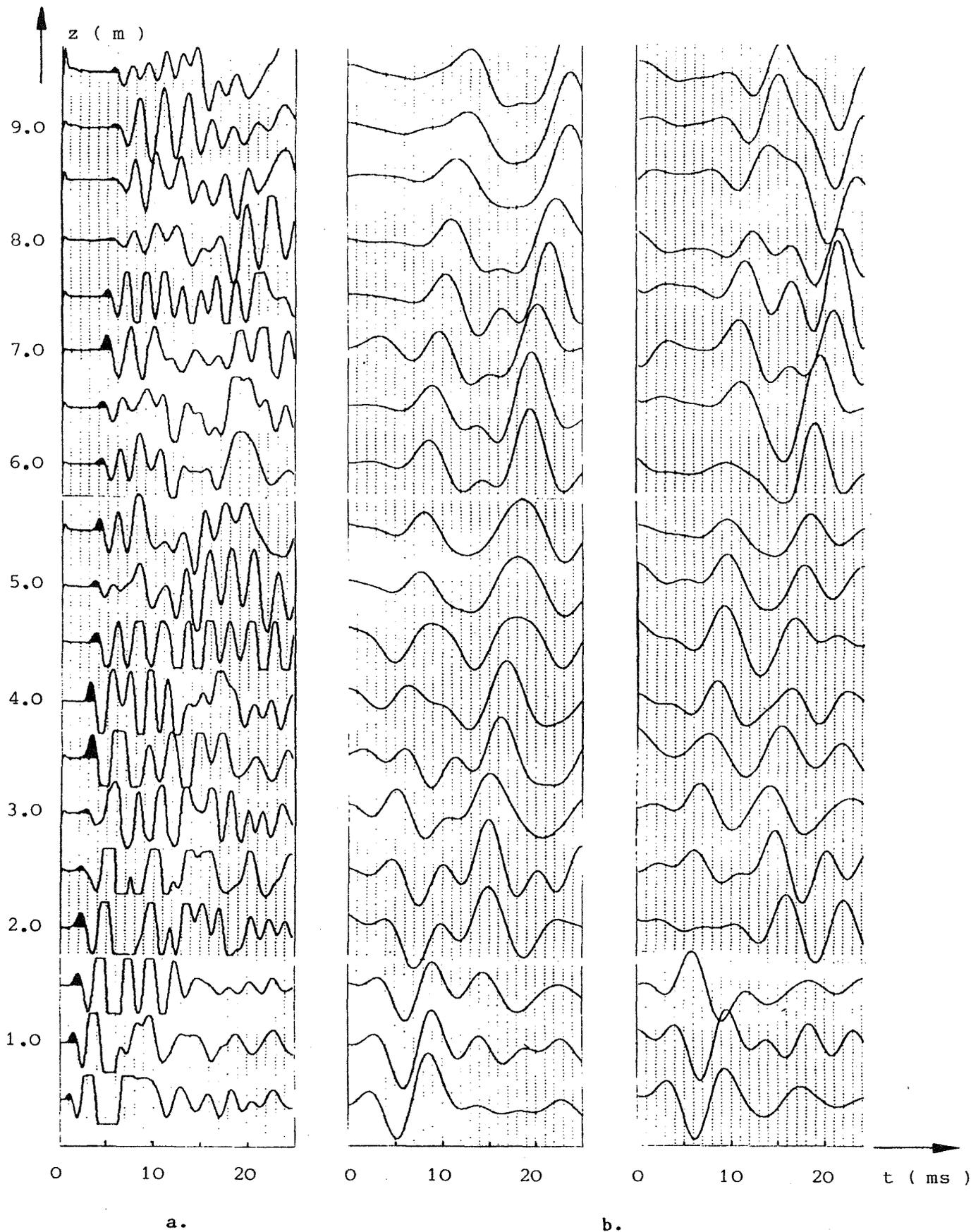


Abb. 5.18 : Seismogramme einer Bohrlochmessung - axiale und normale Komponente, a. axiale Komponente, ungefiltert, b. axiale und normale Komponente, gefiltert

LAUFZEITKURVEN Projekt: SEM Auslage: B10

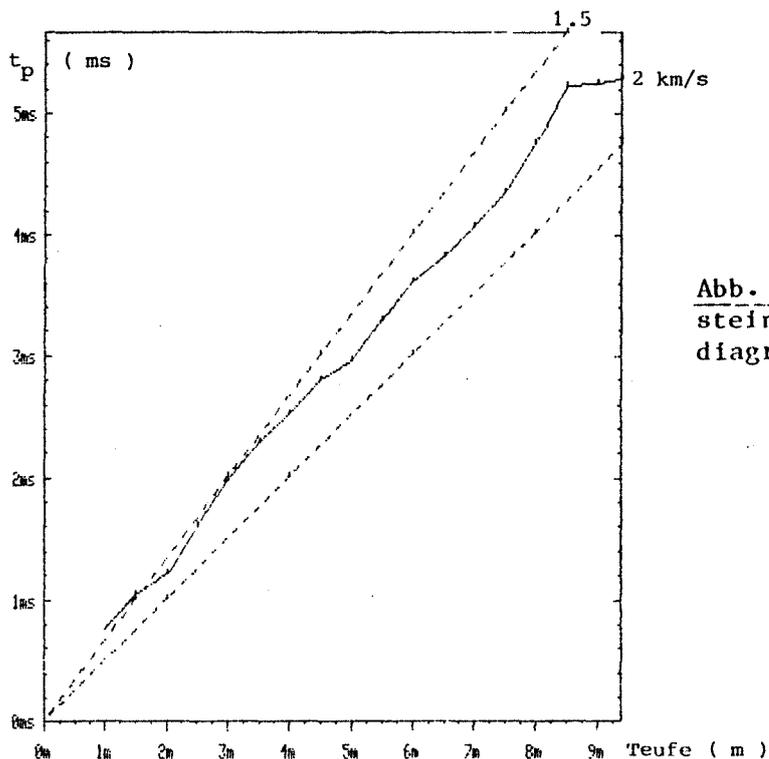


Abb. 5.19 : Pfeilerstollen Eselstein - Bohrung B 10, Laufzeitdiagramm der p-Wellen

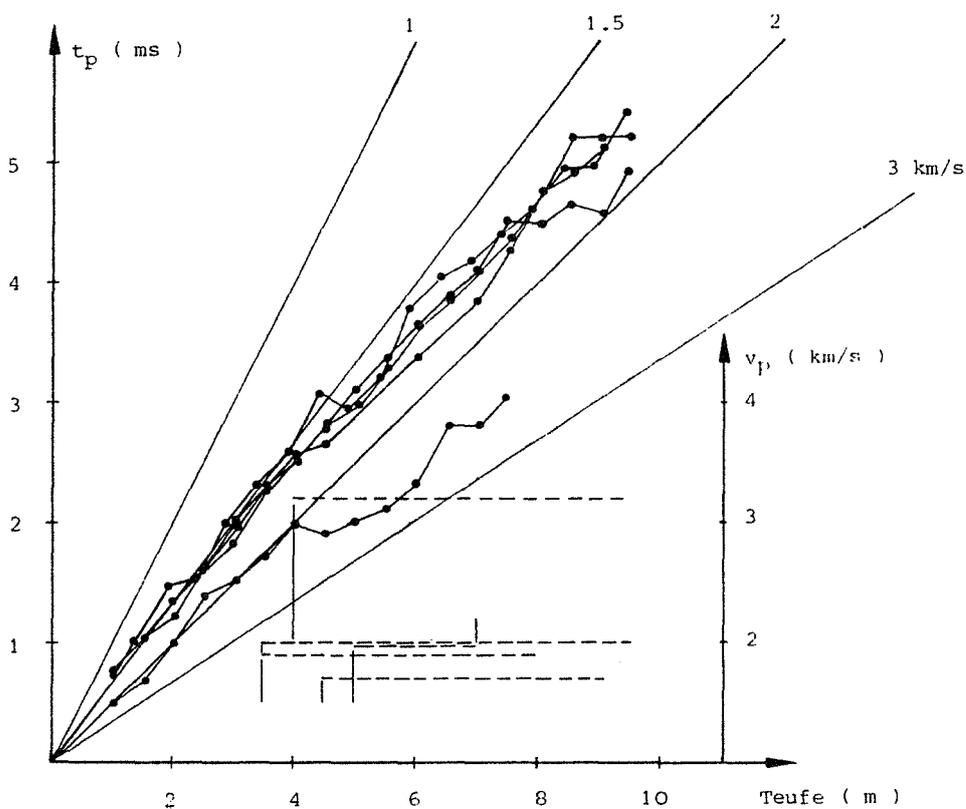


Abb. 5.20 : Pfeilerstollen Eselstein - p-Wellen-Laufzeiten in mehreren bergseitigen Bohrungen (B 10, B 30, B 50, B 70, B 90) - Abschätzung einer Zone verminderter Geschwindigkeit um den Hohlraum

In Abb. 5.19 sind Laufzeiten der p-Wellen in Abhängigkeit von der Tiefe dargestellt. Die Wellengeschwindigkeit ist erwartungsgemäß sehr niedrig. Aus dem Laufzeitdiagramm ergibt sich eine Geschwindigkeitszunahme ab etwa 4 m. Die Geschwindigkeitszunahme, die sich bei 8m andeutet, ist nicht auswertbar. Laufzeiten von s-Wellen sind nur teilweise auswertbar, es ist daher nur die Angabe eines mittleren Geschwindigkeitsverhältnisses v_p/v_s möglich. Ohne Berücksichtigung der Lithologie wird in diesem Fall der Bereich 4 - 8 m zur Bestimmung eines mittleren dynamischen E- Moduls heranzuziehen sein.

Betrachtet man Bohrlochmessungen gemeinsam, zeigt sich generell eine Geschwindigkeitszunahme ab 4 - 6 m Tiefe. Auch bei Bohrung B 90, die sich in der kompakteren Kalkrauhwacke befindet und damit eine höhere Anfangsgeschwindigkeit zeigt, ist dieser Effekt zu beobachten. Es ist daher anzunehmen, daß es eine Zone verminderter Geschwindigkeit um den Hohlraum gibt und sein Ausmaß aus den Laufzeitmessungen abzuschätzen ist. Ein ähnliches Ergebnis liefern die von der talseitigen Ulme aus durchgeführten Messungen.

Vergleicht man das Laufzeitdiagramm einer Kernbohrung mit der Bohrkernaufnahme, zeigt sich, daß Details in der Schichtfolge integriert werden, im wesentlichen jedoch die Lithologie wiedergegeben wird. In Tab. 5.13 sind die aus den in Abb. 5.20 dargestellten Laufzeiten ausgewerteten Wellengeschwindigkeiten und daraus berechnete E-Moduln angegeben. Für eine Beurteilung der Gebirgseigenschaften stellt sich hier die Frage, welche Auflösung überhaupt sinnvoll ist. Die in Tabelle 5.13 angegebenen, zum Teil sehr unterschiedlichen Werte, weisen darauf hin, daß die mechanischen Eigenschaften des Gebirges in kleinen Bereichen großen Schwankungen unterliegen.

Bohrung	Bereich (m)	v_p (km/s)	E (GN/m ²) +)
B10	3.5...8.0	1.9	4.3
B30	3.5...9.5	2.0	4.9
B50	4.5...9.0	1.7	3.8
B70	5.0...7.0	2.0	4.9
	7.0...9.4	3.9	19
B90	4.0...9.4	3.2	13
KB6(105)	5. ...8.	2.2	6.1
	8. ..11.	2.8	9.8
	11. 15.	2.0	5.0

Tab. 5.13 : Pfeilerstollen Eselstein - bergseitige Bohrungen, Gebirgsparameter aus seismischen in situ-Messungen
+) berechnet mit $\rho = 2.2 \text{ g/cm}^3$ und $v_p/v_s = 2.2$

Diese Problematik zeigte sich auch bei den Versuchen, an verschiedenen Proben statische und dynamische E-Moduln zu bestimmen.

Die für die Messung notwendigen Proben konnten praktisch nur aus der kompakteren Rauhwanke hergestellt werden, während die Dolomitmarmorbrekzien, insbesondere bei Wasserzutritt, zerfielen. Abb. 5.21 zeigt einige vom Material her sehr unterschiedliche Prüfkörper, die für Ultraschallmessungen angefertigt wurden.



Abb.5.21 : Verschiedene Rauhwancken-Proben, für Ultraschallmessungen vorbereitet

Abb. 5.22 zeigt den statischen E-Modul einiger Prüfkörper. Dieser wurde, entsprechend der ÖNORM B 3124, für verschiedene Lastzyklen aus der Verformung bei Entlastung berechnet. Auffallend sind große Unterschiede sowohl beim E-Modul als auch bei der Bruchspannung.

In Tab. 5.14 sind die Ergebnisse von Ultraschallmessungen an Rauhwancken-Proben, von denen auch statische E-Moduln bestimmt wurden, dargestellt. Bei diesen Messungen wurden niedrige Meßfrequenzen verwendet, die Meßgenauigkeit ist daher schlechter als bei den bisher besprochenen. Dies spielt jedoch bei sehr inhomogenen Proben ohnehin keine Rolle. Vergleicht man die Ergebnisse der einzelnen Proben untereinander, so zeigen sich erwartungsgemäß große Unterschiede. Es ist auch ein Zusammenhang zwischen den statischen und dynamischen E-Moduln erkennbar, für eine Korrelation ist die Zahl der Wertepaare jedoch zu gering.

Vergleicht man die in Tab. 5.13 angegebenen dynamischen Gebirgsmoduln mit den aus der Ultraschallmessung erhaltenen, zeigt sich zum Teil eine beträchtliche Abminderung, es gibt jedoch auch niedrige Probenwerte. Außerdem muß berücksichtigt werden, daß die Dolomitmarmorbrekzien, die noch niedrigere Werte haben, in der Tabelle nicht enthalten sind.

Probe	Teufe(m)	l(mm)	v_p (km/s)	v_s (km/s)	v_p/v_s	ν	E(GN/m ²)	+
KB1(44m)								
1	6.25	169	3.1					2)
		51.3	2.9	1.7	1.7	0.24	17	1)
2	7.0	52.1	3.5	1.9	1.8	0.27	23	1)
3	11.0	167	4.4					2)
3a		51.1	4.3	2.0	2.1	0.36	26	1)
			4.41					4)
3b		51.3	4.3	2.1	2.0	0.34	28	1)
B1(105m)								
1	1.38	113	5.7	2.7*)	2.1	0.35	47	1)
2	1.58	72.6	5.2					1)
3	1.90	61.5	2.4	1.2*)	2.0	0.33	9.2	1)
4	2.41	62.5	2.2	1.3*)	1.7	0.23	10	1)
5	2.90	60.8	3.2	1.7*)	1.8	0.30	18	1)
6	3.0	57.0	4.2	1.9*)	2.2	0.37	24	1)

Tab. 5.14 : Pfeilerstollen Eselstein - Ultraschallmessung an Rauwacken-Proben
 Probendurchmesser : 66 mm (B1) / 83 mm (KB1)

*) Probenlänge entspricht nicht den normalen Prüfbedingungen für s-Wellen-Messungen

Meßfrequenz : 1) 25 kHz, 2) 100 kHz, 4) 1MHz

Axialdruck : 0.1 kN/cm², Proben trocken

+) berechnet mit einer Dichte von 2.4 g/cm³.

Die Ergebnisse der Ultraschallmessung sind daher nur für die Maximalwerte repräsentativ.

Inwieweit ein Zusammenhang zwischen den in Tab. 5.13 angegebenen dynamischen Gebirgsmoduln und statischen für den gleichen Gebirgsbereich besteht, kann ausschließlich durch einen entsprechenden in situ-Versuch geklärt werden.

Der Wert der Aussage über die dynamischen Eigenschaften in situ liegt hier in der Beurteilung der Unterschiede.

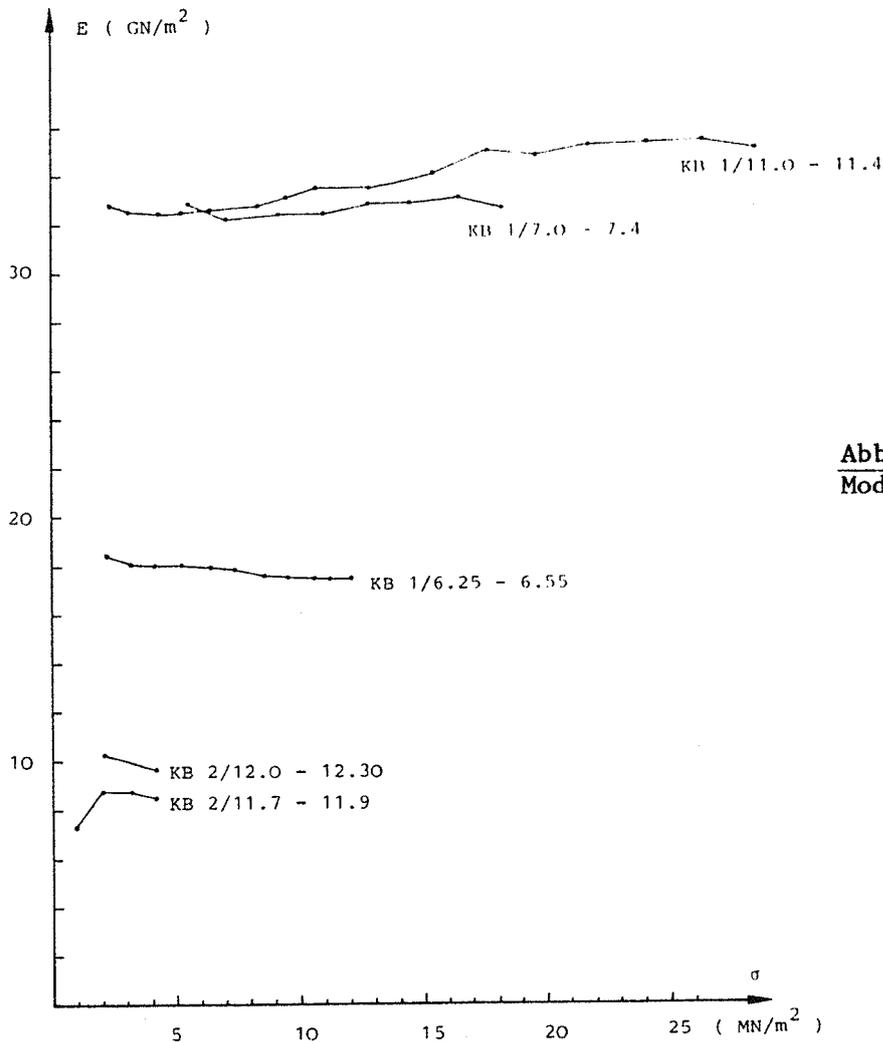


Abb. 5.22 : Statische E-Moduln einiger Prüfkörper

Im gleichen Untersuchungsgebiet wurden auch wesentlich längere Bohrlochstrecken seismisch gemessen. In diese Bohrungen waren wegen des brüchigen Gebirges Kunststoffrohre eingebaut worden. Es waren daher keine ungestörten Messungen möglich. s-Wellen konnten, trotz spezieller Anregung, auf Grund der außerordentlich ungünstigen Meßbedingungen nur teilweise beobachtet werden.

Eine Auswertung der p-Wellen-Laufzeiten in Gegenüberstellung zum Zerlegungsgrad des Bohrgutes ist in Abb. 5.23 dargestellt. Im Gegensatz zum vorigen Beispiel können hier größere Gebirgsbereiche gegeneinander abgegrenzt werden. Es zeigt sich zum Teil gute Übereinstimmung, kleinräumige Änderungen kommen nicht zum Ausdruck. Die im Bohrloch gemessenen Geschwindigkeitsunterschiede waren auch hier in erster Linie auf Materialunterschiede zurückzuführen, wie sich an Hand der Ergebnisse einer Reihe von Probenmessungen nachweisen ließ.

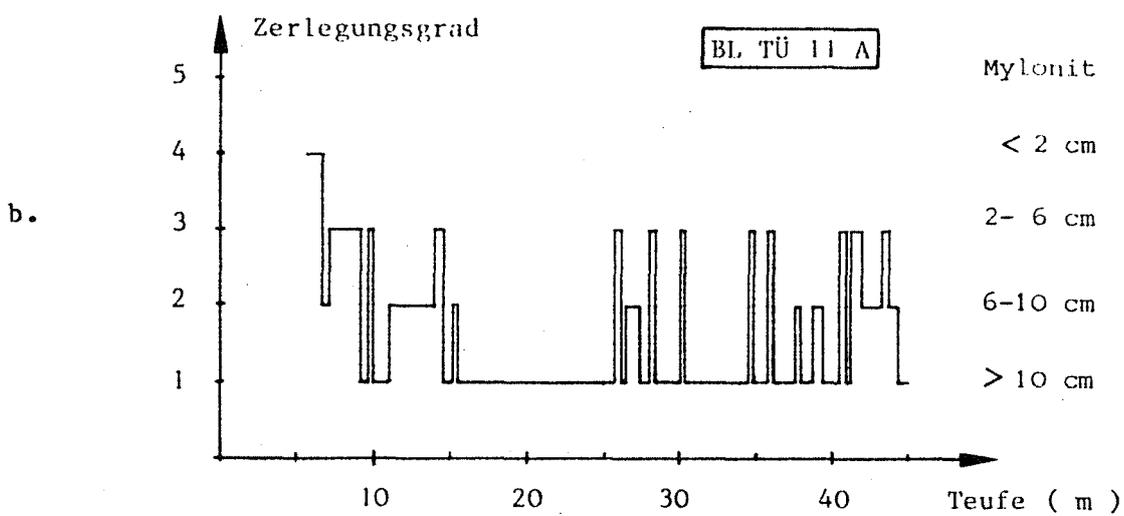
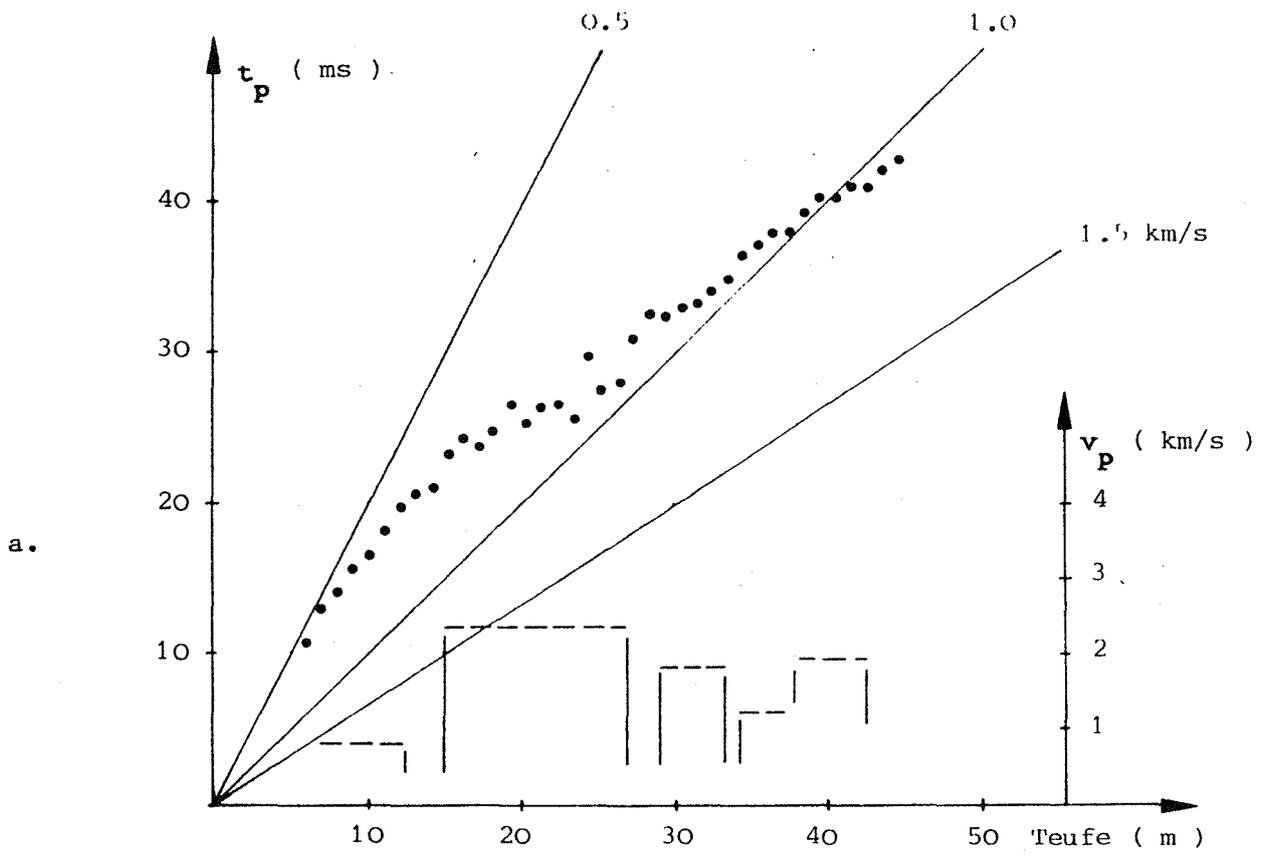


Abb. 5.23 : Gegenüberstellung von seismischen (a.) und geotechnischen Daten (b. - Zerlegungsgrad (nach Riedmüller, 1986))

5.5. Beurteilung der Abbaubarkeit von aufgelockertem Fels aus in situ gemessenen Wellengeschwindigkeiten

Zu einem wesentlichen Anwendungsgebiet der dynamischen Bestimmung von Gebirgs-eigenschaften hat sich seit etwa 2 Jahrzehnten die Beurteilung der Abbaubarkeit von Felsmassen entwickelt. Von Church, 1965, wurden erstmals Diagramme publiziert, die einen Zusammenhang zwischen Abbaukosten und der p-Wellen-Geschwindigkeit angeben. Im "Handbook of Ripping" (Caterpillar Tractor Co., 1966) wurde ein Zusammenhang zwischen p-Wellen-Geschwindigkeit und Aufreißbarkeit für verschiedene Gesteinsarten angegeben. Das in der folgenden Abbildung dargestellte Diagramm zeigt den aus der Erfahrung zahlreicher Messungen gewonnenen Zusammenhang. Aus diesem Diagramm soll direkt aus der p-Wellengeschwindigkeit die Aufreißbarkeit bestimmt werden können.

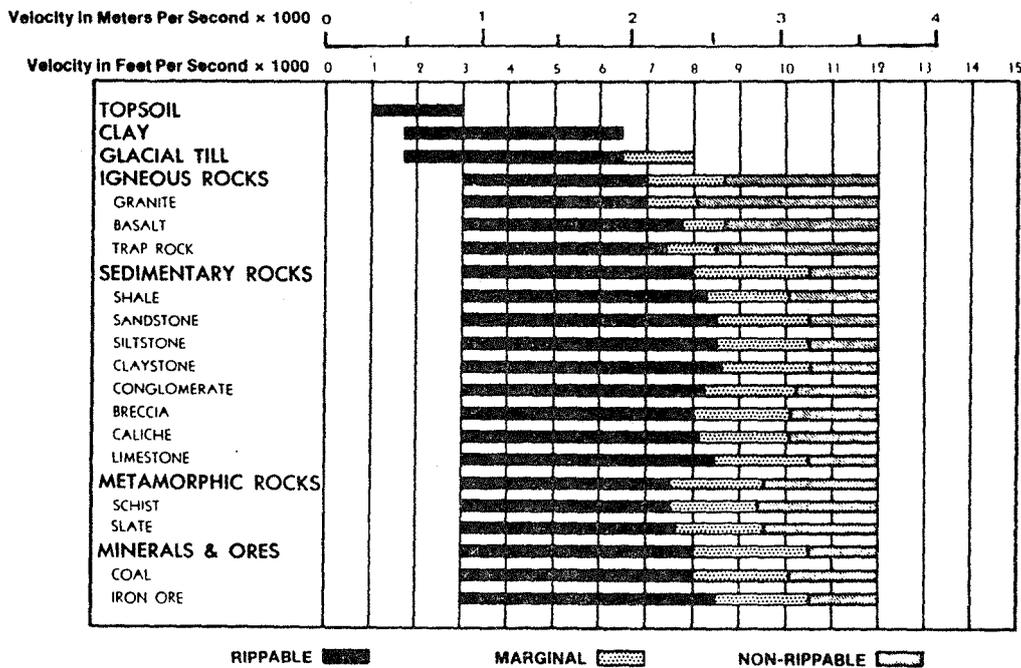


Abb. 5.24 : Aufreißbarkeit verschiedener Gesteinsarten in Abhängigkeit von der p-Wellen-Geschwindigkeit (nach Caterpillar Tractor Co., 1978)

Die Aufreißbarkeit eines Materials hängt prinzipiell von einer Reihe von Faktoren ab, die sowohl Gesteinseigenschaften als auch das Gebirgsgefüge betreffen :

- Kristallisationsgrad
- Korngröße
- Härte
- Druckfestigkeit
- Plastizität

- Verwitterung
- Feuchtigkeit
- Klüftigkeit
- Auflockerung

Es ist daher erstaunlich, daß die in situ gemessene p-Wellen-Geschwindigkeit allgemein als eindeutiger Indikator für die Aufreißbarkeit gilt. Betrachtet man in erster Linie Felsmassen, die vom Gebirgstyp her (weiche Gesteine bzw. entsprechend hoher Auflockerungsgrad) einen guten Zusammenhang erwarten lassen, kann diese Angabe tatsächlich zuverlässig sein. Für andere Felsarten müssen jedoch noch weitere Kriterien herangezogen werden, die vor allem das Trennflächen-Gefüge betreffen.

Vom geologischen Standpunkt wird in diesem Zusammenhang von Schwingenschlögl et al., 1985, eine differenzierte geologische "Ansprache" des zu beurteilenden Gebirges diskutiert. Von Brosch et al., 1987, wird an Hand statistischer Auswertungen der Bodenklassifizierungen einer großen Zahl von Aufnahmepunkten der Verwitterungsgrad in Zusammenhang mit der Gesteins- bzw. Gebirgsfestigkeit als kennzeichnend angegeben.

Die Problematik der Aufreißbarkeit aus geologischer und geophysikalischer Sicht wurde von Keusen et al., 1982, für verschiedene Gebirgstypen untersucht. In den letzten Jahren wurden auch in Österreich bei großen Bauvorhaben gute Erfahrungen mit Prognosen über die Aufreißbarkeit gemacht. Es erscheint daher sinnvoll, auch für diesen Anwendungszweck dynamische Messungen noch problemorientierter einzusetzen. Dazu gehören einerseits die Bestimmung der dynamischen Gesteinsparameter und andererseits die Messung der s-Wellen-Geschwindigkeit in situ, um mit dem Poissonverhältnis einen weiteren Parameter zur Klassifizierung des Gebirges zur Verfügung zu haben. Gerade für den Einsatz bei Grenzfällen kann die Einbeziehung der Gesteinsparameter eine wesentliche Information darstellen, was durch eigene Untersuchungen bestätigt werden konnte.

6. Zusammenfassung

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit sollten die Möglichkeiten, die in der Anwendung "dynamischer" Meßmethoden für die Ermittlung von Gesteins- und Gebirgskennwerten liegen, an Hand verschiedener Aufgabenstellungen studiert werden.

Ein Hauptziel der experimentellen Arbeiten war dabei eine genaue Untersuchung der Materialeigenschaften. Zu diesem Zweck wurde eine Ultraschallmeßeinrichtung zusammengestellt, mit der sowohl p- als auch s-Wellen-Laufzeiten mit einer Meßgenauigkeit von $\pm 0.05 \mu\text{s}$ bestimmt werden können. Die Messung von Gesteinsproben kann dabei unter verschiedenen Bedingungen, wie unterschiedlicher Druck und unterschiedliche Durchfeuchtung, vorgenommen werden. Überlegungen zur Größe der Prüfkörper und zur erzielbaren Genauigkeit bei der Ermittlung von elastischen Parametern aus Laufzeitmessungen führten zu einer Vorgangsweise, die systematische und vergleichbare Untersuchungen von Gesteinsproben gestattet.

Zur Ausführung von in situ-Messungen wurde neben einer Refraktionsseismik-Apparatur, die zur Verfügung stand, im Rahmen eines Forschungsprojektes ein Meßsystem entwickelt, bei dem seismische Signale mit einem PC gespeichert und ausgewertet werden können.

Die im Laufe der letzten Jahre auf diesem Gebiet vorgenommenen Messungen haben eine Reihe von unterschiedlichen Fragestellungen betroffen, wobei meistens die Ergebnisse von Untersuchungen an Gesteinsproben und in situ-Messungen gegenübergestellt werden konnten. Diese Gegenüberstellung hat sich als wesentlicher Bestandteil der Interpretation von in situ-Messungen erwiesen. Die Auswahl der in dieser Arbeit beschriebenen Anwendungen und Meßbeispiele soll verschiedene Aussagemöglichkeiten der Methode beleuchten.

Die Untersuchungen von Gesteinsproben haben gezeigt, daß die Wellengeschwindigkeiten, insbesondere das Verhältnis von v_p/v_s , gut geeignete Parameter sind, um unterschiedliche Gesteine meßtechnisch zu differenzieren. Die Richtungsabhängigkeit der Wellengeschwindigkeiten bei anisotropem Material kann durch Laufzeitmessungen mit verschiedenen Wellentypen bestimmt werden. Dies ist Voraussetzung für die Interpretation von im Bohrloch gemessenen Wellengeschwindigkeiten. Bei den in dieser Arbeit in Form von Tabellen und Diagrammen dargestellten Meßergebnissen der verschiedenen Untersuchungen wurde die Auswahl so getroffen, daß diese auch untereinander vergleichbar sind. Die Messung von Proben aus Gebirgsbereichen, in denen durch die Auswirkung von Sprengarbeiten eine Materialveränderung zu erwarten war, haben gezeigt, daß dieser Effekt in der dynamischen Messung zu beobachten ist.

In situ Messungen, die gemeinsam mit der Bestimmung der dynamischen Materialeigenschaften vorgenommen wurden, haben für kompakten Fels ein hohes Maß an Abhängigkeit der Wellengeschwindigkeiten von Änderungen des Trennflächengefüges gezeigt. Bei vergleichbaren Meßbedingungen, und wenn Größeneffekte keine Rolle spielen, haben seismische und Ultraschall-Messungen übereinstimmende Ergebnisse erbracht. Bei der Ausführung von in situ Messungen unter Tag ist insbesondere auf den Einfluß einer den Hohlraum umgebenden Zone zu achten, die durch Spannungsumlagerung bzw. durch Auflockerung beeinträchtigt ist. Bei der Anwendung von in situ-Messungen in stark aufgelockertem Gebirge liegt der Wert der Aussage in deren relativen Unterschieden.

Hinsichtlich eines Zusammenhanges zwischen dynamisch und statisch ermittelten Parametern hat sich gezeigt, daß bei Korrelationen die physikalischen Voraus-

setzungen in Betracht zu ziehen sind. Im Bereich der Materialuntersuchungen wurden sowohl Übereinstimmungen als auch beträchtliche Unterschiede gefunden. Der Zusammenhang kann daher nur für den jeweiligen Fall zufriedenstellend hergestellt werden.

Hinsichtlich anderer Zusammenhänge zwischen dynamisch ermittelten Parametern und Kennwerten, die verschiedene Gebirgseigenschaften bis hin zur maschinellen Abbaubarkeit beschreiben, ist die Aussagekraft durch sukzessive Ausnutzung aller meßtechnischen Möglichkeiten, die in der dynamischen Methode noch gegeben sind, sicherlich zu erhöhen. Sind Zusammenhänge zwischen statischen und dynamischen Eigenschaften von vornherein fraglich, müssen die Ergebnisse dynamischer Messungen in dieser Hinsicht unbefriedigend sein.

Wie bei anderen Methoden der geophysikalischen Meßtechnik wird auch hier der Erfolg nicht unmaßgeblich davon abhängen, inwieweit die Möglichkeiten und Grenzen der Methode richtig beurteilt werden. Trotz verschiedener Einschränkungen ist die dynamische Methode sicher in vielen Fällen in der Lage, Informationen zu liefern. Dies umsomehr, als sie leicht an die Größe des zu untersuchenden Bereichs anzupassen ist und auch in Fällen eingesetzt werden kann, bei denen eine andere Art der meßtechnischen Erfassbarkeit gar nicht gegeben ist. In solchen Fällen sind alle Meßmethoden, die den Wissensstand vergrößern, wertvoll. Im Sinne von Spaun, 1985, sind vielfach als "unvorhersehbar" bezeichnete Verhältnisse, die sich bei der Ausführung eines Bauvorhabens ergeben können, in Wirklichkeit "unvorhergesehen". Diese könnten, bei Ausnutzung aller meßtechnischen Möglichkeiten, die im Rahmen von Voruntersuchungen oder während des Baufortschrittes praktisch anwendbar sind, zumindest zu "vorstellbaren" Verhältnissen werden.

Die dieser Arbeit zugrundeliegenden Untersuchungen wurden teilweise aus Mitteln des Forschungsförderungsfonds für die gewerbliche Wirtschaft finanziert. Insbesondere die Entwicklung eines digitalen Aufnahmesystems für in situ-Messungen konnte nur durch diese Unterstützung realisiert werden (Projekt 5/419-I/P). Dafür, sowie für die Unterstützung, die mir im Zuge von Meßarbeiten von verschiedenen Seiten zu Teil wurde, sei an dieser Stelle besonders gedankt.

7.Literatur

Anton, H.:

"Absorptionsmessungen an Graniten mit Hilfe von Ultraschallimpulsen im Frequenzbereich von 0.25 - 5 MHz"
Diss. Montanuniversität Leoben, 1972

ASTM D 2845:

"Standard method for laboratory determination of pulse velocities and ultrasonic elastic constants of rock"
Philadelphia, Pa., 1983, 445 - 452, 1983

Baecher, G.B., Einstein, H.H.:

"Size effect in rock testing"
Geophys. Res. Letters, 8, (7), 671 - 674, 1981

Bieniawski, Z.T.:

"The 'petite sismique' technique - a review of current developments"
2nd Conf. Acoust. Em./ Microseis. Act. Geol. Struct. Mat.,
Pennsylvania State Univ., 1978, 305 - 318, 1978

Bieniawski, Z.T.:

"The geomechanic classification in rock engineering applications"
Proc. Int. Congr. Rock Mech., Montreux 1979, Vol. 2, 41 - 47,

Birch, F.:

"Elasticity of igneous rocks at high temperatures and pressures"
Geol. Soc. Am. Bull., 54, 263 - 286, 1943

Birch, F.:

"The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, Part 1"
J. Geophys. Res., 65, 1083 - 1102, 1960

Brosch, F.J., Klima, K., Pölsler, P.:

"Baugeologische Dokumentation Plabutschunnel - Sondierstollen + Pilotschächte"
Unveröff. Bericht, TU Graz, 1982

Brosch, F.J., Riedmüller, G.:

"Ein Beitrag zur baugeologischen Erfassung von Bodenklassen beim Abbau von Felsböschungen"
ÖIAZ, 132, (1), 19-24, 1987

Brückl, E., Furlinger, W.:

"Ein Vergleich von geologischen Gefügeaufnahmen mit seismischen Messungen"
Zeitschr. f. Geoph., 39, 291 - 302, 1973

Brückl, E.:

"Die Erfassung von Hangbewegungen im Fels durch geophysikalische Methoden"
BM.F.B.u.T., Straßenforschung, Heft 82, 1977

- Castagna, J.P., Batzle, M.L., Eastwood, R.L.:
"Relationships between compressional - wave and shear - wave velocities in clastic silicate rocks"
Geophysics, 50, (4), 571 - 581, 1985
- Caterpillar Tractor Co.:
"Handbook of Ripping"
6th edition, 1978
- Church, H.K.:
"Seismic exploration yields data on excavation - costs and methods"
Eng. News - Record 175, 1965
- Cosma, C., Ihalainen, M., Kakonen, R.:
"The crosshole seismic method"
Geotek Oy, Report of phase II of development programme,
Helsinki, 1984
- Deere, D.U.:
"Rock mechanics in engineering practice"
Ed. K.G. Stagg, O.C. Zienkiewicz, J. Wiley, New York, 1968
- Denis, A., Panet, M., Tourenq, C.:
"L'identification des roches par l' indice de continuite"
Proc. Int Congr. Rock Mech., Montreux 1979, 95 - 98, 1979
- Dobrin, M.B.:
"Introduction to Geophysical Prospecting"
3rd edition, Mc Graw-Hill Inc., New-York, 1976
- Domenico, S.N.:
"Rock lithology and porosity determination from shear and compressional wave velocity"
Geophysics, 49, (8), 1188 - 1195, 1984
- Dubbel,
"Taschenbuch für Maschinenbau"
Springer - Verlag, Berlin, 1974
- Duda, S.J.:
"Elastische Wellen im anisotropen Medium nach einer makro-seismischen Untertage - Messung"
Geophys. Prosp., 8, (3), 429 - 444, 1960
- Ensley, R.A.:
"Comparison of p - and s - wave seismic data: A new method for detecting gas reservoirs"
Geophysics, 49, (9), 1420 - 1431, 1984

- Gardener, R.:
"Seismic refraction as a tool in evaluation of rock quality for dredging and trenching"
Geophysics, The leading edge of exploration, Dec. 1984, 68 - 74, 1984
- Gassmann, F.:
"Über die Elastizität poröser Medien"
Vierteljahresschr. Naturforsch. Ges. Zürich, 96, 1 - 23, 1951
- Gladwin, M.T.:
"Ultrasonic stress monitoring in underground mining"
Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., 19, 221 - 228, 1982
- Gladwin, M.T., Stacey, F.D.:
"Anelastic degradation of acoustic pulses in rock"
Phys. Earth planet. Interiors, 8, 332 - 336, 1974 b
- Grant, F.S., West, G.F.:
"Interpretation theory in applied geophysics" (International series in the earth sciences)
Mc Graw-Hill Inc., New-York, 1965
- Hagedoorn, J.G.:
"The plus-minus method of interpreting seismic refraction sections"
Geophys. Prosp., 7, 158 - 182, 1959
- Habenicht, H.:
"Messtechnische Auslegung zur Berücksichtigung des Maßstabeffektes"
Proc. Int. Congr. Rock Mech., Montreux 1979, Vol. 2, 189 - 193, 1979
- Hales, F.W.:
"An accurate graphical method for interpreting seismic refraction lines"
Geophys. Prosp., 6, 285 - 294, 1958
- Hawkins, L.V.:
"The reciprocal method of routine shallow seismic refraction investigations"
Geophysics, 26, (6), 806 - 819, 1961
- Helbig, K.:
"Die Ausbreitung elastischer Wellen in anisotropen Medien"
Geophys. Prosp., 4, 70 - 81, 1956
- Helbig, K., Mesdag, C.S.:
"The potential of shear wave observations"
Geophys. Prosp., 30, 413 - 431, 1982

- Hoek, E., Franklin, J.A.:
"Simple triaxial cell for field or laboratory testing of rock"
Institute of Mining and Metallurgy, Transactions section A, London, 77, A 22 - A 26, 1968
- Hoek, E., Londe, P.:
"Surface workings in rock"
Proc. Int. Congr. Rock Mech., Denver, 1974, Vol. 1A, 613 - 654, 1974
- Howarth, D.F.:
"Development and evaluation of ultrasonic piezoelectric transducers for the determination of dynamic Young's modulus of triaxially loaded rock cores"
Geotechnical Testing Journal, 8, (2), 59 - 65, 1985
- Interfels,
"Durchführung eines Versuchs von Spannungsmessungen in situ im Tauerntunnel-Nord"
Unveröff. Bericht, Salzburg, 1973
- Jaeger, J.C.:
"Elasticity, Fracture and Flow"
Methuen & Co Ltd. and Science paperbacks, 3rd edition, London, 1969
- Kähler, S., Meissner, R.:
"Radiation and receiver pattern of shear and compressional waves as a function of poisson's ratio"
Geophys. Prosp., 31, 421 - 435, 1983
- Keusen, H.R., Zeindler, H.:
"Geophysikalische Vorausbestimmung der Aufreißbarkeit von Felsgesteinen"
Forschungsauftrag 26/77 der Vereinigung Schweizerischer Straßenfachleute, Zollikofen, 1982
- Klingler, A.:
"Vergleich von seismisch bestimmten Elastizitätsparametern mit ingenieurgeologischen Daten im Triebwasserstollen Zillergrund"
Diplomarbeit, TU Wien, 1984
- Kohlbeck, F., Roch, K.-H., Scheidegger, A.E.:
"In situ Spannungsmessungen im Gleinalmtunnel"
Berg- und Hüttenm. Monatsh., 126, 4, 134 - 140, 1981
- Lama, R.D., Vutukuri, V.S.:
"Handbook on mechanical properties of rocks, Testing techniques and results, Vol II"
Series on rock and soil mechanics, Vol. 3, Nr. 1, 1978

- Lauffer, H.:
"Gebirgsklassifizierung für den Stollenbau."
Geologie und Bauwesen, 24, 1, 46 - 51, 1958
- Liakhovitski, F.M., Nevski, M.V.:
"Theoretical analysis of dynamic Poisson's ratio in a transversally isotropic Medium"
2nd Congr. Int.Soc.Rock Mechanics, Beograd 1970, Vol.1,
127 - 131, 1970
- Link, H.:
"Über die Unterschiede statisch, dynamisch und seismisch ermittelter Elastizitätsmodule von Gestein und Gebirge"
Geologie u. Bauwesen, 27, 131 - 146, 1962
- Mauve, K.:
"Die Laufzeitmessung"
Diss. Univ. Wien, 1965
- Mc Dowell, P.W., Millett, N.:
"Surface ultrasonic measurement of longitudinal and transverse wave velocities through rock samples" - technical note
Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., 21, (4),
223 - 227, 1984
- Morris, C.F., Little, T.M., Letton W.:
"A new sonic array tool for full waveform logging"
Soc. of Petr.Eng., Dallas, Paper No. 13285, 1 - 7, 1984
- Müller, L.:
"Der Felsbau"
Bd. 1: Theor. Teil, Felsbau über Tage 1. Teil
Ferd. Enke Verlag, Stuttgart, 1963
- Müller, L.:
"Der Felsbau"
Bd. 3: Tunnelbau
Ferd. Enke Verlag, Stuttgart, 1978
- ÖNORM, B 3122:
"Prüfung von Naturstein, Wassergehalt und Wasseraufnahme"
Wien, 1983
- ÖNORM, B 3124:
"Prüfung von Naturstein, Teil 9: Mechanische Gesteinseigenschaften: E - Modul, Arbeitslinie, Verformungsmodul und Querdehnungszahl bei einaxialer Druckbelastung"
Wien, 1986
- Pacher, F., v.Rabcewicz, L., Golser, J.:
"Zum derzeitigen Stand der Gebirgsklassifizierung im Stollen u. Tunnelbau"
BM.f.B.u.T., Straßenforschung, Heft 18, 1974

- Palmer, D.:
"Generalized reciprocal method of seismic refraction"
Geophysics, 46, (11), 1508 - 1518, 1981
- Pitsch, A.:
"Seismische Messungen zur Bestimmung von Auflockerungen im Fels"
Diplomarbeit, TU Wien, 1986
- Postma, G.W.:
"Wave propagation in a stratified medium"
Geophysics, 20, (4), 780 - 806, 1955
- Rafavich, F., Kendall, C.H.St.C., Todd, T.P.:
"The relationship between acoustic properties and the petrographic character of carbonate rocks"
Geophysics, 49, (10), 1622 - 1636, 1984
- Riedmüller, G.:
"Zur Baugeologie des Eselsteintunnels, NÖ"
Persönliche Mitteilung, 1986
- Rinner, A.:
"Laufzeitmessungen zur Bestimmung verschiedener Gesteinsparameter im Triebwasserstollen Zillergründl"
Diplomarbeit, TU Wien, 1983
- Robertson, J.D., Pritchett, W.C.:
"Direct hydrocarbon detection using comparative p - wave and s - wave seismic sections"
Geophysics, 50, (3), 383 - 393, 1985
- Schwingenschlögel, R., Weiss, E.H.:
"Ingenieurgeologische Probleme bei der Boden- u. Felsklassifikation im Autobahnabschnitt A2"
Felsbau, 3, (4), 218 - 224, 1985
- Sjögren, B., Öfsthus, A., Sandberg, J.:
"Seismic classification of rock mass qualities"
Geophys. Prosp., 27, 409 - 442, 1979
- Sjögren, B.:
"Shallow refraction seismics"
Chapman and Hall, London - New York, 1984
- Spaun, G.:
"Häufige Ursachen von Nachforderungen im Untertagebau."
Vortrag, gehalten bei den Baugeolog. Tagen Hüttenberg, 1985
- Spencer, J.W.:
"Stress relaxations at low frequencies in fluid saturated rocks: attenuation and modulus dispersion"
J. Geophys. Res., 86, (B3), 1803 - 1812, 1981

- Stacy, T.R.:
"Seismic assesment of rock masses"
Proc.Symp.Expl.Rock Eng., Johannesburg, 1976, 113 - 117, 1976
- Steinhauser, P., Brückl, E., Aric, K.:
"Anwendung geophysikalischer Verfahren bei der geotechnischen Vorerkundung von Tunnelbauten"
BM.f.B.u.T., Straßenforschung, Heft 235, 1984
- Stilke, G.:
"On elastic surface waves at a cylidrical hole in an infinite solid."
Geophys. Prosp., 7, (3), 273 - 286, 1959
- Thill, R.E., Mc Williams, J.R., Bur, T.R.:
"An acoustical bench for an ultrasonic pulse system"
RI 7164, U.S. Bureau of Mines, Washington DC, 1968
- Thill, R.E., Bur, T.R., Steckley, R.C.:
"Velocity anisotropy in dry and saturated rock spheres and its relation to rock fabric"
Int. J. Rock Mech. Min Sci. & Geomech. Abstr., 10, 535 - 557, 1973
- Tiller, G.:
"Ein Beitrag zur Bruchmechanik von Granitproben"
Diss. TU Wien, 1982
- White, J.E.:
"Seismic waves - radiation, transmission and attenuation"
Mc Graw-Hill Inc., New York, 1965
- Wilkins, R., Simmons, G., Caruso, L.:
"The ratio v_p/v_s as a discriminant of composition for siliceous limestones"
Geophysics, 49, (11), 1850 - 1860, 1984
- Wyllie, M.R.J., Gregory, A.R., Gardner, L.W.:
"Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media"
Geophysics, 21, (1), 41 - 70, 1956
- Wyllie, M.R.J., Gregory, A.R., Gardner, G.H.F.:
"An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media"
Geophysics, 23, 459 - 493, 1958
- Youash, Y.Y.:
"Dynamic physical properties of rock"
Part I (Theory and procedure), Part II (Experimental results)
Proc. 2nd Congr. Int. Soc. Rock Mech., Beograd, 1970, Vol. 1, 171 - 183, 185 - 195, 1970

Ziegler, H.:

"Mechanik" Bd. 1

Statik der starren und flüssigen Körper sowie Festigkeits-
lehre, 5. Auflage, Birkhäuser AG., Basel-Stuttgart, 1968