Ultraschallversuche

1. Theorie

Zur allgemeinen Einführung und zum Versuchsaufbau siehe den Abschnitt "Ultraschallversuche-
Modellseismik".

1. 1 **Wellenausbreitung**

In einem elastischen Körper können sich zwei verschiedene Arten von Wellen mit unterschied-lichen Geschwindigkeiten ausbreiten, nämlich die **longitudinalen P-Wellen** und die **transver-salen S-Wellen**. Dagegen sind elektromagnetische Wellen immer transversal. Bei der P-Welle schwingen die Teilchen immer in Ausbreitungsrichtung der Welle, bei der S-Welle senkrecht dazu. Betrachten wir keinen unendlich ausgedehnten Körper, sondern einen Körper mit einer Begrenzungsfläche, was bei unseren Anwendungen immer der Fall ist, so können sich auf der Begrenzungsfläche auch Oberflächenwellen ausbreiten, deren Ausbreitungsgeschwindigkeit von derjenigen der P- und S-Wellen verschieden ist. Für einen homogenen Körper gilt dabei folgende
Relation:

α : Geschwindigkeit der P-Wellen
β : Geschwindigkeit der S-Wellen
c: (Phasen)geschwindigkeit der (Rayleigh)-Oberflächenwellen

$$\boxed{c < \beta < \alpha}$$

Die hier betrachteten Rayleigh-Oberflächenwellen, kurz **Rayleighwellen**, sind elliptisch polarisiert, d. h. sie haben sowohl eine Komponente in Ausbreitungsrichtung als auch senkrecht dazu. Während für einen homogenen Körper die Geschwindigkeit der Rayleighwellen unabhängig von ihrer Frequenz ist, beobachtet man für inhomogene Körper eine deutliche Frequenzabhängigkeit, die sogenannte **Dispersion**. Die Inhomogenität wird insbesondere durch unterschiedliche Schichten mit verschiedenen elastischen Parametern hervorgerufen. Ein gutes Beispiel ist ein Gestein mit einer oberflächlichen Verwitterungsschicht. Die sogenannte **Dispersionsrelation** (für Rayleighwellen) ist die Abhängigkeit der Phasengeschwindigkeit c [km/s] von der Frequenz f [Hz] bzw. der Periode T [s]:

$$\boxed{c=c(f) \text{ bzw. } c=c(T),\ T=1/f}$$

Im Falle von Dispersion muß man zwischen der **Phasengeschwindigkeit c** und der **Gruppen-geschwindigkeit v_g**

unterscheiden, wobei letztere ebenfalls Dispersion zeigt [$v_g=v_g(T)$]. Wenn keine Dispersion vorliegt, also für Rayleighwellen im homogenen Körper oder für P- und S-Wellen, sind Phasen- und Gruppengeschwindigkeit identisch.

Je nach der gewählten Versuchsanordnung, werden unterschiedliche Wellen angeregt bzw. zur Messung ausgenutzt.

1. 1. 1 Durchschallung

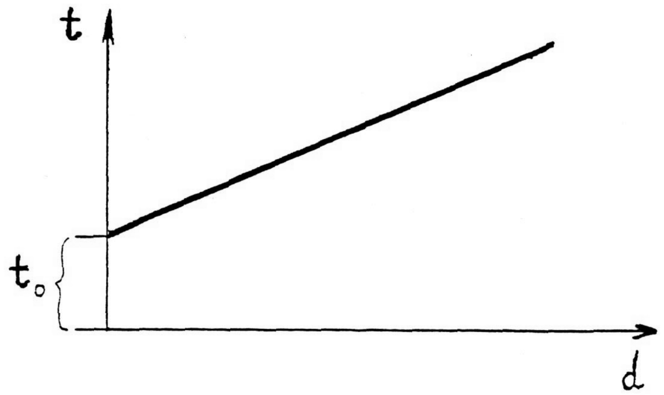
Geber und Aufnehmer werden auf zwei gegenüberliegenden planparallelen Flächen des Untersu-chungsobjektes der Dicke d angebracht. Die hier verwendeten Geber erzeugen dabei longitudinale P-Wellen ("Schallwellen"). Die Geschwindigkeit ergibt sich zunächst nach der einfachen Formel

$$\boxed{\alpha = \mathbf{d/t}} \quad ,$$

wobei t die Durchschallungszeit ist. Dabei ist aber zu beachten, daß eine durch die Trägheit des gesamten Meßsystems bedingte **Totzeit t_o** auftritt, d. h.

$$\boxed{\mathbf{t = t(gemessen) - t_o}}$$

Man kann dieses to direkt messen, indem man Geber und Aufnehmer ohne zu durchschallendes Material zusammenbringt und die Laufzeit mißt oder man macht, wenn es die Geometrie des Materials erlaubt, Messungen für verschiedene Dicken und bestimmt t_o als Ordinatenabschnitt der Laufzeitkurve (siehe Skizze).



1. 1. 2 Profil

Bei der Profilmessung werden Geber und Aufnehmer entlang einer Geraden auf ein und derselben Fläche des Materials aufgebracht, und der Abstand des Aufnehmers zum festgehaltenen Geber wird variiert. Bei diesem Meßregime werden gemäß der Lösung des **Lambschen Problems** sowohl P-Wellen als auch Rayleighwellen erzeugt, wobei die Rayleighwellen klar dominieren. Für homogenes Material kann man für verschiedene Abstände von Geber und Aufnehmer eine Laufzeitkurve der Rayleighwellen und daraus die Phasengeschwindigkeit der Rayleighwellen bestimmen. Dabei ist natürlich wieder die **Totzeit** des Systems zu beachten. Aus der **Rayleighwellengeschwindigkeit c** folgen in Kombination mit der **P-Wellengeschwindigkeit** α und d er **Dichte** ρ gemäß Abschnitt 1. 2 weitere wichtige Materialparameter.
Die Rayleighwellen sind wie schon gesagt eine Form von **Oberflächenwellen**, d. h. ihre Bewegung ist an der Oberfläche konzentriert. Die Amplituden fallen mit der Tiefe gemäß der **Amplituden-Tiefen-Verteilung (Eigenfunktionen)** exponentiell ab. Dabei zeigen die Rayleigh-
wellen analog den elektromagnetischen Oberflächenwellen den sogenannten **Skineeffekt**, d. h. Wellen mit höheren Frequenzen sind stärker an der Oberfläche konzentriert als diejenigen mit niederen Frequenzen, deren Bewegung tiefer in das Material hineinreicht. Die **Eindringtiefe h_o**
ist also **frequenz- bzw. periodenabhängig** und charakterisiert diejenige Tiefe, bis zu der noch eine merkliche Bewegung spürbar ist. Sie hängt weiterhin auch noch vom Poissonverhältnis ab:

$$\mathbf{h_o = h_o(f,\nu)}$$

Eine grobe Faustformel besagt, daß die Eindringtiefe größenordnungsmäßig mit der **Wellenlänge** der Rayleighwellen übereinstimmt, wobei bekanntlich mit der Geschwindigkeit c über die einfache Formel

$$\mathbf{\Lambda = c\,T = c/f}$$

zusammenhängt. Für genauere Abschätzungen muß man die Oberflächenwellentheorie zu Rate
ziehen.

Hat man ein inhomogenes Material, z. B. eine dünne Schicht auf einem Material mit anderen elastischen Parametern, dann zeigen die Rayleighwellen**,** wie schon erwähnt, **Dispersion**, d. h. verschiedene Perioden (bzw. Frequenzen) breiten sich mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten aus. Auf diese Weise beobachtet man ein "Zerfließen" des am Anfang noch kurzen Wellenpaketes entlang des Profils. Mitunter kann man schon durch visuelle Betrachtung des aufgezeichneten Wellenzuges einen Trend der Dispersion ausmachen, jedoch empfiehlt sich in diesem Fall eine eingehende Analyse der **digital abgespeicherten Daten** mit speziell hierfür entwickelten Techniken. Eine Möglichkeit besteht in der Anwendung der **Gabor-Matrix**, wobei dann aus dem **Spektrogramm** die **Rayleighwellen-Gruppengeschwindigkeit** in Abhängigkeit von der Frequenz abgelesen werden kann. Aus einer solchen **Dispersionskurve** kann man dann durch **Inversion** auf die Dicke der dünnen Schicht schließen.

1. 2 Petrophysikalische Grundlagen

Die wichtigsten **seismischen Kenngrößen** sind

- die **Ausbreitungsgeschwindigkeit** elastischer Wellen,
- die **Absorption,**
- die **Schallhärte**, d. h. das Produkt aus Ausbreitungsgeschwindigkeit und Dichte.

Diese Größen kennzeichnen die Übertragung seismischer Energie durch das Medium und dabei auftretende Änderungen des Primärsignals.
Homogen-isotropes Material wird durch **zwei Kenngrößen** charakterisiert, z. B. durch die **Laméschen Parameter** λ und μ. Bei praktischen Aufgabenstellungen werden statt λ und μ je zwei der Moduln **E (Elastizitätsmodul),** ν **(Poissonverhältnis oder Querkontraktionszahl)**
und **G (Torsions- oder Schermodul)** wahlweise bevorzugt. Sie bestimmen zusammen mit der **Dichte** ρ die Ausbreitungsgeschwindigkeiten der in einem unbegrenzten Medium möglichen Raumwellenarten:

$$\alpha = \sqrt{\frac{2\mu+\lambda}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho}\,\frac{1-\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)}} = \sqrt{2\frac{G}{\rho}\,\frac{1-\nu}{1-2\nu}}$$

für die **Longitudinal- oder P-Wellen** und

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho}\,\frac{1}{2(1+\nu)}} = \sqrt{\frac{G}{\rho}}$$

für die **Transversal- oder S-Wellen.**
Im unendlich ausgedehnten Raum bzw. in Bereichen, deren Entfernung von Berandungen im Vergleich zur Wellenlänge sehr groß ist, sind diese Geschwindigkeiten fundamental und stellen
(wie die elastischen Parameter und die Dichte) **Materialkonstanten** dar. Wegen $\mathbf{0 \leq \nu \leq 0.5}$ ist die Longitudinalwelle dabei stets schneller als die Transversalwelle. Das wichtige **Poisson-verhältnis** ν ist mit dem Verhältnis von Longitudinal- und Transversalwellengeschwindigkeit in folgender Weise verknüpft:

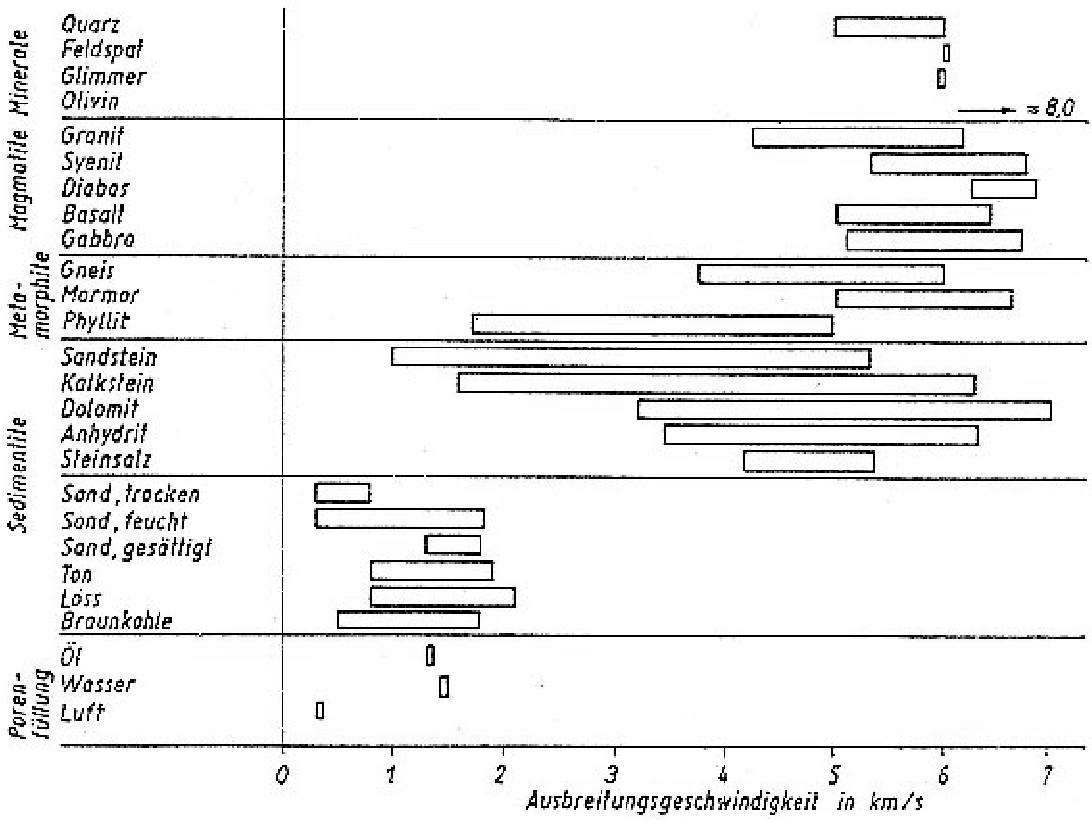
$$\nu = \frac{(\alpha/\beta)^2-2}{2[(\alpha/\beta)^2-1]} \quad .$$

Eine wichtige **Näherungsformel für die Rayleighwellengeschwindigkeit** in Abhängigkeit von β und ν lautet:

$$c = \left(\frac{0.87 + 1.12\ \nu}{1 + \nu}\right) \beta \quad .$$

Hat man an einer Materialprobe die Longitudinal- und Rayleighwellengeschwindigkeit bestimmt, so folgt die Transversalwellengeschwindigkeit β als Lösung einer biquadratischen Gleichung. Hat man somit α und β, kann man daraus in einfacher Weise ν berechnen und bei Kenntnis der Dichte ρ nach den angegebenen Formeln auch die Moduln E und G.

Die Petrophysik untersucht Korrelationen zwischen den Geschwindigkeiten, der Dichte, Porosität, Wassergehalt und Absorption von Gesteinen. In der folgenden Tabelle sind Longitudinalwellengeschwindigkeiten gesteinsbildender Minerale und Gesteine zusammengestellt:

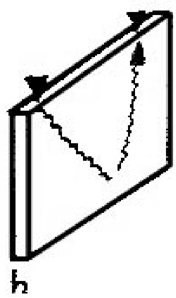


2. Ultraschallversuche - Modellseismik

Als Ultraschall bezeichnet man normalerweise alle elastischen Wellen mit einer Frequenz größer als 20 kHz. Für Schallfrequenzen unter 10 Hz wurde der Name Infraschall vorgeschlagen. Diese Einteilung ist willkürlich an das menschliche Ohr gebunden. Andere Nachweis- und Erzeugungs-methoden haben völlig andere Grenzen.
Die Seismologen, die ja auch mit elastischen Wellen, wenn auch in einem ganz anderen Frequenz-bereich arbeiten, möchten so viel wie möglich Information aus den gemessenen Daten entnehmen. Man kann dies z. B. durch Vergleich von Meßdaten mit theoretischen Daten, die aus Modellrechnungen stammen, tun. Derartige Modellrechnungen, etwa zur Streuung von Wellen an heterogenen Strukturen, führen oft wegen des hohen mathematischen Aufwandes bzw. der hohen Rechenzeit zu keiner exakten Lösung des Problems. Um die Qualität derartiger Näherungsverfahren herauszufinden, müssen Prüfmechanismen entwickelt werden. Diese Prüfung kann sowohl durch den rechnerischen Vergleich mit anderen Näherungsmethoden als auch mit experimentellen Mitteln erfolgen, bei denen die zu vergleichende Struktur nachgebildet und untersucht wird. Die analoge Modellseismik ist deswegen eigentlich prädestiniert für solche Aufgaben, weil hier (im Prinzip) optimal an die Theorie angepaßte Bedingungen geschaffen werden können (oder umgekehrt die Rechnungen der Theorie für ein experimentell gegebenes Modell durchgeführt werden).
Die Modellseismik ist in den 20er Jahren dieses Jahrhunderts begründet worden, es kam zur Blütezeit in den 50er und 60er Jahren. Dabei wurden überwiegend zweidimensionale Modelle verwendet, einmal aus Kostengründen und weil die Meßtechnik noch nicht empfindlich genug war, um auch kleinste Anregungen aufzunehmen. Die theoretischen Grundlagen der zweidimensionalen Modell-seismik wurden von OLIVER, EWING und PRESS (1954) entwickelt. Sie zeigten, daß die Geschwindigkeit α der P-Wellen bei der dreidimensionalen Ausbreitung übergeht in die Geschwindig-keit α_2 bei zweidimensionaler Ausbreitung, wobei

$$\alpha = \sqrt{\frac{2\mu+\lambda}{\rho}} \quad , \qquad \alpha_2 = \sqrt{\frac{4\mu(\lambda+\mu)}{\rho(2\mu+\lambda)}} \qquad \text{und}$$

$$\Lambda \gg h$$



Λ : Wellenlänge
h : Plattendicke
μ, λ : Lamesche Parameter
ρ: Dichte

Die Geschwindigkeit der S-Wellen bleibt in beiden Fällen die gleiche, d. h.

$$\beta = \beta_2 = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

Ebenso bleibt die Oberflächenwellengeschwindigkeit (Rayleigh-Wellen) dieselbe. Es genügt also, bei Übergang von 3D- zu 2D-Untersuchungen α durch α_2 zu ersetzen. Die in diesem Zusammenhang wichtige Poisson'sche Konstante ν, gegeben durch

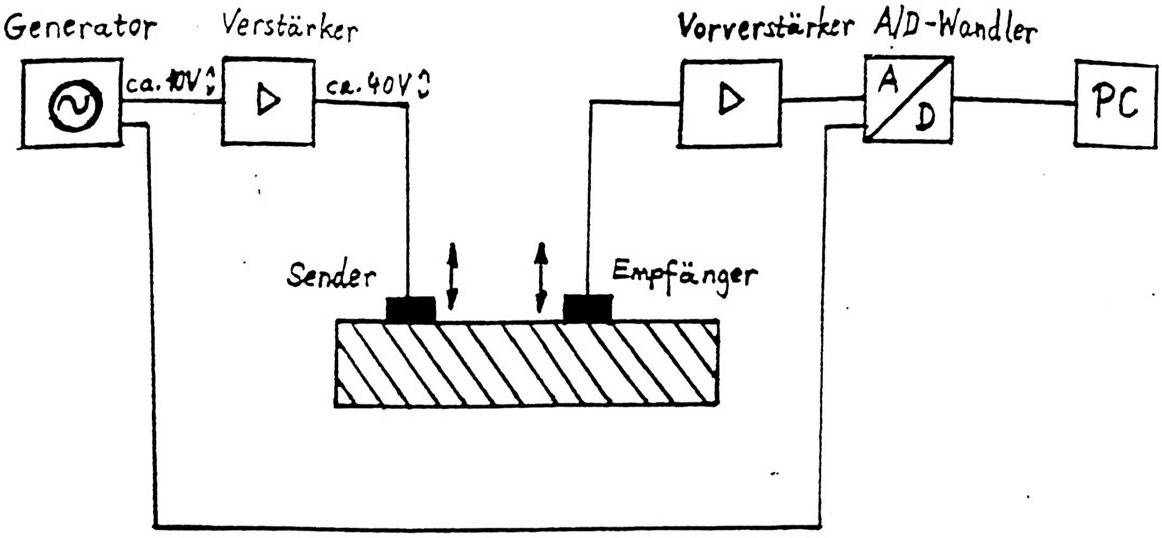
$$\nu = \frac{1/2-(\beta/\alpha)^2}{1 \quad -(\beta/\alpha)^2} \quad ,$$

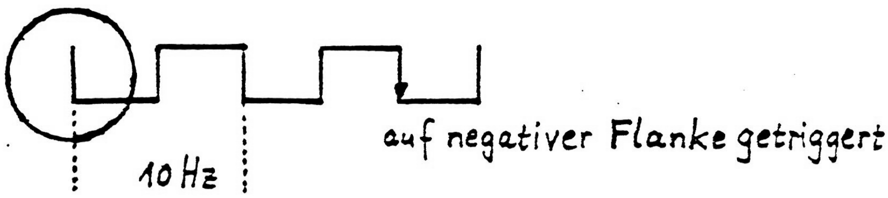
wird dann durch die Pseudo-Poissonsche Konstante ν' ersetzt mit

$$\nu' = \frac{1/2-(\beta/\alpha_2)^2}{1 \quad -(\beta/\alpha_2)^2} \quad .$$

In Jena wurden bisher noch keine 2D-Versuche durchgeführt, sollen aber vorbereitet werden.

Mit dem Aufkommen leistungsfähiger Rechenanlagen hatte die Modellseismik in den frühen 70er Jahren ihre Bedeutung weitgehend verloren. Trotzdem wurden mit Erfolg, z. B. an der Universität Berlin, auch weiterhin bis zum heutigen Tag modellseismische Experimente durchgeführt. Aufgrund des Fortschritts der Halbleitertechnologie, der zu einer erheblichen Verbesserung der Meßtechnik geführt hat, ist es möglich geworden, mit einfacheren Mitteln als früher, auch an 3D-Modellen zu messen, so daß jetzt eine Wiederbelebung versucht wird (z. B. in Stuttgart und Jena). Während SCHICK (1962) noch einen Anregungsimpuls mit 6000 V Amplitude benötigte, um in einem 2D-Modell brauchbare Signale zu erzeugen, sind bei Experimenten an einer 3D-Anlage in Stuttgart Impulse mit 160 V Amplitude und in Jena mit ca. 40 V verwendet worden.
Die hier verwendete Modellseismikanlage ist eine typische Ultraschallanlage, wie sie schon z. B. bei SCHICK (1962) bzw. BEHRENS und WANIEK (1972) beschrieben wurde. Ein Impulsgenerator erzeugt elektrische Impulse, die zur Anregung der piezoelektrischen Schwinger dienen, die im Modell die gewünschten elastischen Impulse anregen. Diese Signale werden dann durch piezoelektrische Elemente empfangen, die die vom Modell aufgenommenen elastischen Signale wieder in elektrische Signale umwandeln, diese werden verstärkt und einem Ultraschallgerät TRS 2000 der Firma Krenz zugeführt. Das letztere besteht aus einem A/D-Wandler mit angeschlossenem PC und der dazugehöri-gen Software. Seine Wirkungsweise ist ähnlich der eines Speicheroszilloskops. Das Gerät wird vom Impulsgenerator so mit einer Frequenz von 10 Hz (auf der negativen Flanke) getriggert, daß auf dem Bildschirm des PC ein stehendes Seismogramm zu sehen ist. Falls erforderlich, kann das Signal in kürzester Zeit bis zu 100 mal gestapelt werden; das vorhandene Rauschen (verursacht vor allem durch elektrische Ein-streuungen und durch Schall im Raum, wie er z. B. durch das Gebläse elektrischer Geräte erzeugt wird) kann auf diese Weise deutlich verringert werden.





Bei der vorliegenden modellseismischen Anlage wird der piezoelektrische Effekt zur Erzeugung elastischer Wellen genutzt, während der reziproke Piezoeffekt zu ihrer Aufnahme dient.
Bei den Piezoeffekten werden im statischen Fall die elastischen und dielektrischen Eigenschaften eines Festkörpers miteinander verknüpft. Man kann dies durch Zustandsgleichungen beschreiben in denen einmal die *dielektrische Verschiebung* $\underline{D}$ mit der mechanischen Spannung $\underline{T}$ und dem elektri-schen Feld $\underline{E}$ verknüpft wird und andererseits die mechanische Dehnung $\underline{S}$ mit der mechanischen Spannung und dem elektrischen Feld:

$$\underline{D} = d\,\underline{T} + \varepsilon\,\underline{E}$$

$$\underline{S} = s^E\,\underline{T} + d\,\underline{E}$$

s^E : Elastizitätskonstante des Materials bei kurzgeschlossenen Elektroden
ε : Dielektrizitätskonstante bei konstanter äußerer Spannung
d : Piezoladungskonstante

Es handelt sich hierbei um Matrizengleichungen.

Bei dem hier vorliegenden Fall einer impulsförmigen Anregung der Piezokeramiken muß man nicht nur die obigen Gleichungen berücksichtigen, sondern auch Beziehungen, die das dynamische Verhalten der Keramiken detaillierter beschreiben. Das dynamische Verhalten der Piezokeramiken ist sehr kompliziert, da sie viele Resonanzfrequenzen besitzen, an denen der Piezoeffekt sehr viel stärker ist als an anderer Stellen.
Wenn man mit einem schmalbandigen Impuls (etwa einem sinusförmigen Impuls) anregt, kann man diese Resonanzen natürlich ausnützen, um mit möglichst wenig Energieaufwand starke Signale zu erzeugen. In den Versuchen wird allerdings mit einem Rechteckimpuls gearbeitet, der als Über-lagerung vieler sinusförmiger Einzelfrequenzen dargestellt werden kann, und bei der Übertragung in das Modell wirkt sich die Resonanzeigenschaft sehr störend aus, da es bei den Resonanzfrequenzen zu Überhöhungen und Phasenverschiebungen gegenüber den anderen Frequenzen kommen kann. Man muß daher versuchen mit einem Rechteck zu arbeiten, dessen Frequenzen möglichst wenig derartige Resonanzstellen der verwendeten Keramiken enthalten.