

des an der Basis der Haller Serie genannt werden (siehe Kapitel IV.4.1.3.). An der Basis dieser Einheit treten in den marinen Tonmergeln gutpermeable, feinkörnige Sande auf, die nach K. KOLLMANN & O. MALZER (1980) als küstenparallele Sandbarrieren eines Flachmeeres gebildet wurden. Durch die Amplitudenänderung kann der Gas/Wasserkontakt exakt festgelegt werden. Der Bereich der Vertonung macht sich durch eine Charakteränderung und das Auskeilen des Horizontes überdies durch die Winkeldiskordanz bemerkbar (Abb. 33).

In diesem Zusammenhang soll auch auf die „bright spots“ zur Auffindung von Gassanden hingewiesen werden. Es hat sich weltweit gezeigt, daß Gassande im Vergleich zu wasser- oder ölführenden Sanden, aber auch gegenüber Tonen, eine niedrigere Geschwindigkeit und Dichte aufweisen. Daher entsteht über der Gaskappe an der Grenze Ton/Gassand ein beträchtlicher negativer Reflexionskoeffizient und eine kräftige Reflexion. Bei genügender Sandmächtigkeit kann auch der Gas/Wasserkontakt als separate, horizontale Reflexion erkannt werden („flat spot“). Mit zunehmender Tiefe nehmen allerdings die Impedanzunterschiede ab, sodaß die

se Auswertungstechnik nur bis zu einem Teufenbereich von etwa 1500 m anwendbar ist.

**II.2.4.3. Refraktionsseismik**

von Friedrich BRIX

Eine an der Erdoberfläche erzeugte seismische, elastische Welle breitet sich in einem darunter liegenden homogenen Gesteinskörper zunächst nach allen Richtungen gleichmäßig aus. Es soll nun ein bestimmter Wellenstrahl in seinem Lauf verfolgt werden.

Trifft dieser Wellenstrahl auf einen darunter liegenden Gesteinskörper mit anderen lithologisch-physikalischen Eigenschaften, so wird ein Teil der Welle reflektiert, wie im Kapitel II.2.4.2. schon beschrieben wurde. Ein anderer Teil der Welle dringt in diesen Gesteinskörper ein und setzt seinen Weg in die Tiefe fort. Dabei ändert sich aber die Ausbreitungsrichtung des Wellenstrahls entsprechend dem Brechungsgesetz, so wie in der Optik. Die aufeinanderfolgenden Gesteinsschichten weisen außerdem, je nach ihren physikalischen Eigenschaften, verschiedene Geschwindigkeiten für seismische Wellen auf (Wellengeschwindigkeit).

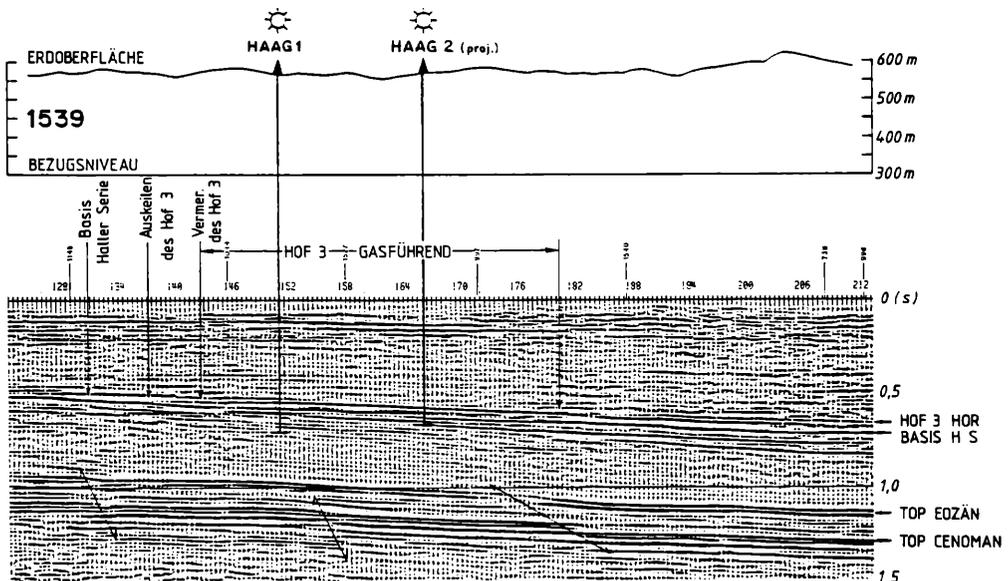


Abb. 33. Auskeilender Gassand des Feldes Haag in der Molasse von O.Ö., nach Kittler 1984

Hat nun der tiefer liegende Gesteinskörper eine höhere Wellengeschwindigkeit als der darüberliegende, so wird bei einem bestimmten Einfallswinkel  $\alpha$  der Brechungswinkel  $\beta$   $90^\circ$  (Abb. 34). Das heißt, daß ein weiterer Teil der Wellenenergie nicht in den tiefer liegenden Gesteinskörper eindringen wird, sondern an der Grenzschicht der beiden Gesteinskörper im Bereich der höheren Geschwindigkeit entlang laufen wird. Dabei werden ununterbrochen seismische Wellen nach oben bis zur Erdoberfläche zurückgeworfen. Dies bezeichnet man in der Seismik als Refraktion.

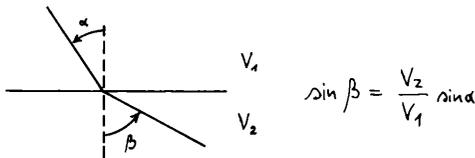


Abb. 34. Brechungsgesetz

Die refraktierten Wellen werden an der Erdoberfläche durch Geophone in elektrische Spannungen umgewandelt und in einer Meßstation digital aufgezeichnet. Dieser Effekt wird dazu benützt, um die sehr wichtigen Wellengeschwindigkeiten der verschiedenen aufeinanderfolgenden Gesteinskörper bestimmen zu können. So ist es z. B. notwendig, die Wellengeschwindigkeit und Mächtigkeit der Verwitterungsschicht zu ermitteln, da dies für die statischen Korrekturen bei der Reflexionsseismik von Bedeutung ist (siehe Kapitel II.2.4.2.5.). Dabei genügt als Energiequelle oft schon ein schwerer Hammer, mit dem auf einen Pflock im Boden geschlagen wird oder eine kleine Sprengladung. Je tiefer allerdings der refraktierende Horizont liegt, um so größer muß die Entfernung Schußpunkt - Geophon sein, so daß bei solchen refraktionsseismischen Messungen diese Entfernung viele Kilometer betragen kann. Für tiefer liegende Refraktionshorizonte ist daher eine wesentlich größere Sprengstoffmenge beim Schußpunkt nötig als bei der Reflexionsseismik.

Wie im Kapitel II.2.4.1. erwähnt, wird die Refraktionsseismik heute kaum mehr zur

Struktursuche verwendet. Die Bedeutung für die KW-Prospektion liegt vielmehr darin, daß man mit dieser seismischen Methode direkt die Schichtgeschwindigkeiten bestimmen kann, wobei der lange, mehr oder weniger horizontale Wellenweg (z. B. in Gebieten mit flacher Schichtlagerung) die Werte über eine längere Strecke mittelt. Die Entfernung Schußpunkt - Geophon ist bekannt und die Zeitdifferenz Schußzeitpunkt - Eintreffen beim Geophon wird genau gemessen (Weg/Zeit = Geschwindigkeit). Daraus lassen sich entsprechend den hintereinander eintreffenden Impulsen aus verschiedenen Schichten deren mittlere Schichtgeschwindigkeiten (Wellengeschwindigkeiten) errechnen, wobei auch hier Korrekturen anzubringen sind.

In geologisch wenig bekannten Arbeitsgebieten kann es also zweckmäßig sein, beim Beginn der seismischen Geländearbeiten zuerst Refraktionsmessungen zu machen, um die für diese Gebiete wichtigen und relevanten Parameter zu erhalten.

#### II.2.4.4. Laufzeitsondierung

von Karl MAUVE

Im Jahre 1959 wurde im Triasdolomit des kalkalpinen Untergrundes des Wiener Beckens bei Aderklaa eine Gaslagerstätte entdeckt. Dies hatte zur Folge, daß von der ÖMV AG eine geophysikalische Meßkampagne zur Erforschung des Beckenuntergrundes begonnen wurde.

Da reflexionsseismische Messungen nicht den gewünschten Erfolg brachten, wurde vom Verfasser (ÖMV-Geophysik) vorgeschlagen, den großen Geschwindigkeitssprung zwischen dem Jungtertiär der Beckenfüllung (Wellengeschwindigkeit  $V =$  rund 3850 m/sec) und dem kalkalpinen Beckenuntergrund ( $V =$  rund 6000 m/sec) zu nützen. Es sollten in der Nähe einer Tiefbohrung Schußpunkte angeordnet und die Zeiten gemessen werden, die die seismischen Wellen von diesen verschiedenen Schußpunkten zu einem Geophon benötigten, das in der Tiefbohrung an einem Meßkabel bis in den Bereich des kalkalpinen Untergrundes versenkt war.