

Die Schußpunkte wurden so loziert, daß die nähere und weitere Umgebung der Bohrung möglichst repräsentativ erfaßt wurde (Abb. 35).

Wie aus der Abbildung ersichtlich ist, wird bei Vorliegen einer Hochlage in der Nähe einer Tiefbohrung die Welle einen größeren Teil ihres Weges im Gesteinskörper mit der höheren Wellengeschwindigkeit zurücklegen und deswegen früher beim Geophon eintreffen, als wenn eine solche Hochlage nicht vorhanden ist. Man kann also so eine Hochlage in der Nähe der Tiefbohrung von der Erdoberfläche aus feststellen. Durch geeignete Auswertungsverfahren läßt sich eine Karte des Beckenuntergrundes herstellen, wobei gerade die gesuchten Hochlagen besonders gut erkennbar sind.

Da es sich hier nicht um eine Refraktionsmessung handelt, sondern einfach die Laufzeit einer gebrochenen Welle zur Ermittlung von Teufen verwendet wird, wurde vom Verfasser der Name „Laufzeitsondierung“ gewählt.

Am 23. Mai 1961 wurde bei der Bohrung Schönfeld 1 (ÖMV AG) im Südosten von Gänserndorf der erste Versuch unternommen. Nach Überwindung technischer Schwierigkeiten wurde die Methode so verbessert, daß diese routinemäßig eingesetzt werden konnte. Durchschnittlich wurden für eine solche Messung 2–3 Tage benötigt. Eine erste Auswertung wurde sofort am Bohrplatz vorgenommen, sodaß eine vorläufige Karte des Beckenuntergrundes bereits am nächsten Tag vorgelegt werden konnte.

Das Verfahren erwies sich als sehr erfolgreich. Aufgrund der Laufzeitsondierung, die anschließend aus der Bohrung Schönkirchen T 1 der ÖMV AG im Nordwesten von Gänserndorf durchgeführt wurde, konnte die Bohrung Schönkirchen T 2 angesetzt werden, die zur Entdeckung der großen Öllagerstätte Schönkirchen Tief führte, was als ein bedeutender Erfolg der Laufzeitsondierung gewertet werden kann. Auch die Öllagerstätte Prottes Tief wurde so entdeckt. Es handelt sich um Relieflagerstätten am Top des Hauptdolomits des kalkalpinen Untergrundes des Wiener Beckens.

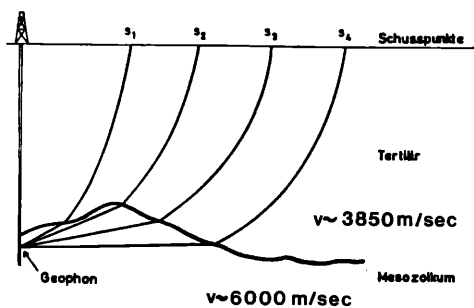


Abb. 35. Laufzeitsondierung bei der Bohrung Schönkirchen T 1

Diese seismische Arbeitsmethode erwies sich auch als sehr wirtschaftlich unter der Voraussetzung, daß eine nach Lage und Tiefe entsprechende Tiefbohrung vorhanden war, in die das Bohrlochgeophon versenkt werden konnte. Die Laufzeitsondierung ist also eine sehr effiziente und wirtschaftliche Methode der seismischen Untergrundkartierung im Bereich einer Aufschlußbohrung.

#### II.2.4.5. Nichtseismische Prospektionsmethoden

von Franz WEBER & Ernst STRÖBL

##### II.2.4.5.1. Gravimetrie (Schweremessung)

Schweremessungen zählen zu den ältesten Verfahren der KW-Suche. So wurden bereits im Jahre 1916 im Auftrag von R. von EÖTVÖS in Egbell (heute Gbely, Westslowakei, Ostrand des Wiener Beckens), also über einer damals bereits bekannten geologischen Struktur, Drehwaagenmessungen ausgeführt, die den Nutzen der Methoden für die KW-Suche bestätigten.

In der Angewandten Gravimetrie werden mit einem Meßgerät, genannt Gravimeter, relative Unterschiede der Schwerebeschleunigung gemessen und aus den Anomalien Schlüsse auf die Struktur des Untergrundes gezogen. Gravimeter sind äußerst empfindliche Präzisionsinstrumente zur Messung von Schwereunterschieden, die als zentrale Bestandteile ein Federsystem und eine Masse enthalten (Abb. 36).

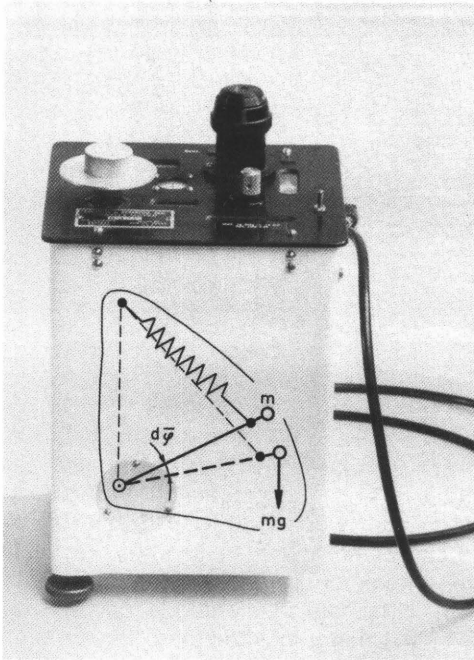


Abb. 36. Ansicht und Prinzip des La Coste-Romberg-Gravimeters

Die unterschiedliche Anziehung der Masse bewirkt eine Änderung des Neigungswinkels des Massebalkens, aus dem sich die Schwereänderung ergibt. Wichtig ist eine weitgehende Temperaturkonstanz des Meßsystems. Die dadurch erreichte Meßgenauigkeit beträgt  $1 \cdot 10^{-7} \text{ m/s}^2$ .

Ein fundamentales Gesetz ist das Newton'sche Gravitationsgesetz: Die Kraft  $F$ , mit der sich zwei Massen  $m_1$  und  $m_2$ , die sich im Abstand  $r$  voneinander befinden, anziehen, ist gegeben durch

$$F = k \cdot \frac{m_1 m_2}{r^2};$$

$k$  = Gravitationskonstante  
 $6,67 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$

Die Schwerebeschleunigung  $g$  beträgt auf der Erde ca.  $9,80 \text{ m/s}^2$ ; die praktische Einheit ist das Gal ( $1 \text{ gal} = 1 \text{ cm/s}^2$ ) bzw. mGal. Die petrophysikalische Grundlage ist die Dichte der Gesteine, die bei Sedimenten meist zwischen  $1,5\text{--}2,9 \cdot 10^3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$  schwankt. Um nun eine geologische Struktur mittels Schweremessungen auffinden zu können, muß ein signifikanter Unterschied in der Gesteinsdichte dieser

Struktur und der umgebenden Formationen bestehen. Dies ist beispielsweise bei einer Aufragung des kristallinen Untergrunds unter gering verfestigten Sedimenten der Fall. Die Gravimetrie dient daher fast ausschließlich der Strukturerkundung und der Aufsuchung von strukturellen Ölfällen sowie von Riffen.

An den gemessenen Daten müssen in einem aufwendigen Rechenverfahren Korrekturen (Normalfeld, Freiluft, Bouguer, Topographie) angebracht werden, um diese in Form der Bouguerschwerekarte interpretierbar zu machen. Da diese die Summenwirkung verschieden tiefer geologischer Strukturen wiedergibt, ist es notwendig, durch weiterführende Auswertungsverfahren die öligeologisch interessanten Strukturelemente im Teufenbereich von einigen Kilometern stärker herauszuarbeiten. Dafür stehen mathematische Rechenverfahren der Potentialtheorie zur Verfügung (Methode der 2. Ableitung, Filterverfahren, Feldfortsetzung).

Im Wiener Becken und in der Molassezone konnten mit gutem Erfolg Strukturelemente des prätertiären Untergrundes mittels Gravimetrie nachgewiesen werden. Die Struktur Aderklaa läßt sich besonders klar in der Restschwerekarte (Restschwere = Bouguerschwere minus Regionalfeld) erkennen (Abb. 37).

#### II.2.4.5.2. Magnetik

Ebenso wie die Gravimetrie gehört die Magnetik zu den sogenannten Potentialverfahren, wobei das Erdmagnetfeld gemessen und aus Anomalien desselben Schlüsse auf die Struktur und Lithologie des Untergrundes gezogen werden. Diese Messungen werden bevorzugt vom Flugzeug aus durchgeführt (Aeromagnetometrie), was neben einer hohen Genauigkeit einen großen Meßfortschritt gewährleistet. In der Erdölsuche nimmt die Magnetik vor allem bei Übersichtsmessungen Aufgaben zur ersten Erkundung des Baus eines Sedimentbeckens wahr. Voraussetzung ist in jedem Fall, daß ein deutlicher Unterschied in der Magnetisierbarkeit (Suszeptibilität) der Gesteine des Beckenuntergrundes und der Sedimente be-

steht. Sehr bewährt hat sich die Magnetik weltweit bei der Lösung der Aufgabe, vulkanische Gesteine in einer sedimentären Schichtfolge abzugrenzen.

Die gemessenen Werte des Erdmagnetfeldes (Totalintensität) müssen noch bezüglich der Wirkungen der geographischen und zeitlichen Variationen korrigiert werden, bevor sie in Kartenform dargestellt werden können. Mathematische Analyseverfahren wie Filterung, Feldertrennung, höhere Ableitungen, Reduktion zum

Pol, gestatten eine bessere Herausarbeitung der gesuchten geologisch-lagerstättenkundlichen Information. Durch eine zwei- und dreidimensionale Störkörperberechnung kann die der Anomalie zugrundeliegende Struktur in ihrer Tiefe und geometrischen Dimension innerhalb gewisser Toleranzen ermittelt werden. Die rechnergestützte Auswertung bis hin zum automatischen Kartenzeichnen hat auch bei diesem traditionellen Aufschlußverfahren die Aussagemöglichkeiten erweitert.

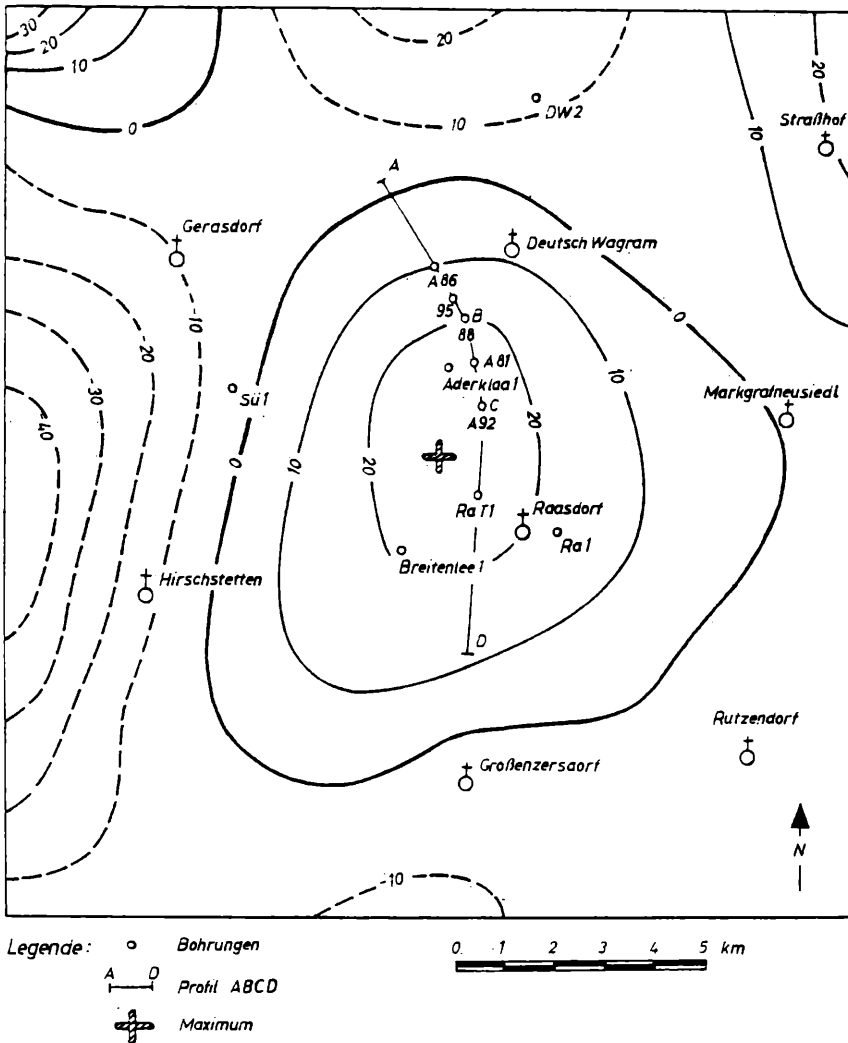


Abb. 37. Restschwerekarte der Struktur Aderklaa, Regionalfeldabtrennung mittels Polynomapproximation (Intervall  $10 \mu\text{m}^2/\text{s}^2$ ), nach D. Zych 1984

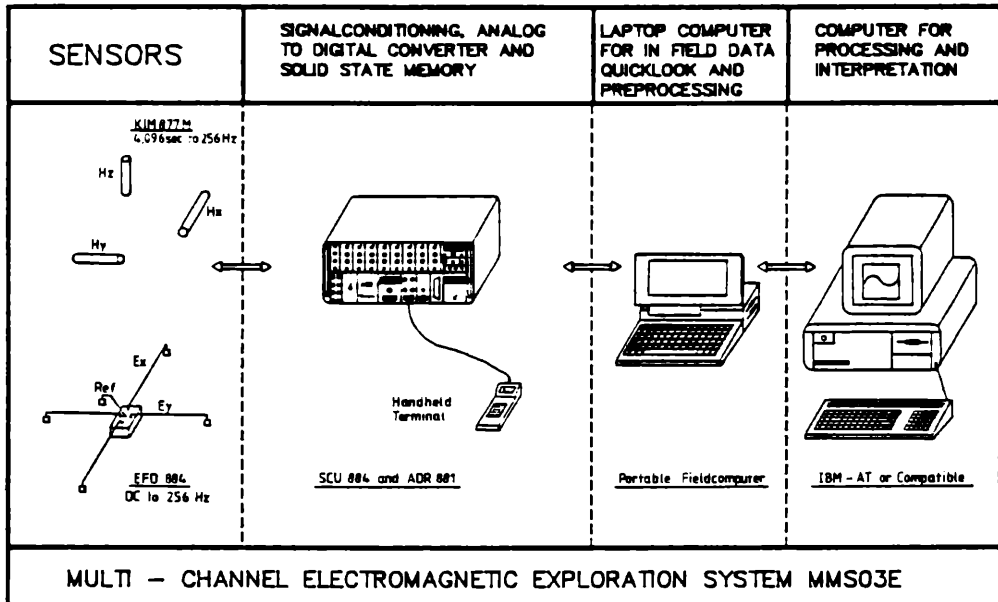


Abb. 38. Magnetotellurik, Prinzip der Meßanordnung und des Datenflusses (mit Genehmigung der Firma Metronix)

In den österreichischen Erdölprovinzen wurde die Magnetik routinemäßig im Wiener Becken eingesetzt, im Oststeirischen Tertiärbecken konnten insbesondere die miozänen Vulkanite abgegrenzt werden. Seit mehreren Jahren liegt auch ein komplettes Kartenwerk der Aeromagnetik von Österreich, ausgeführt vom Institut für Geophysik der Universität Wien und der Geologischen Bundesanstalt, vor; dieses zeigt auch großräumige Anomalien im Bereich der alpinen Einheiten (Flysch, Helvetikum, Kalkalpen), die öligeologische Bedeutung im Hinblick auf Strukturen unterhalb der Decken haben können.

Bei dem am häufigsten verwendeten Protonenmagnetometer werden bestimmte Eigenschaften des Wasserstoffs, nämlich die charakteristische Rotation des Atomkerns, als Meßprinzip benutzt. Die Meßgenauigkeit beträgt bis 0,1 Nanotesla (Tesla = Grundeinheit der magnetischen Induktion), und der Meßfortschritt ist auch bei der Bodenmessung groß.

#### II.2.4.5.3. Geoelektrik

Von der Vielzahl der geoelektrischen Methoden hat bisher nur die Magnetotellu-

rik eine gewisse Bedeutung beim Erdölaufschluß erlangt. Die Tellurik erforscht natürliche, in der Erdkruste bis in Tiefen von Zehner km fließende Ströme, die von Ionosphärenströmen induziert werden. Es handelt sich dabei nicht um Gleichströme, sondern um Pulsationen mit Perioden von Millisekunden bis zu vielen Minuten, wobei die Stromdichten, die wiederum von der Leitfähigkeit des Untergrundes abhängen, gering sind.

Bei der Magnetotellurik wird auch das die tellurische Ströme begleitende Magnetfeld, das natürlich sehr schwach ist, ausgewertet. Insgesamt werden also 5 Parameter im Feld gemessen, nämlich mit 2 aufeinander senkrechten Elektrodenpaaren die elektrischen Feldkomponenten  $E_x$  und  $E_y$  sowie mit 3 aufeinander orthogonalen Magnetometern die magnetischen Feldkomponenten  $H_x$ ,  $H_y$ ,  $H_z$  (Abb. 38). Aus diesen Parametern wird für verschiedene Frequenzen ein scheinbarer spezifischer Widerstand berechnet, aus dem dann Schlüsse auf die Struktur und Lithologie des Untergrundes gezogen werden können. Die methodische Voraussetzung der Auswertung ist ein horizontal ge-

schichtetes Medium. Wegen der aufwendigen Meßmethodik und der trotz EDV-Einsatz schwierigen Auswertung zählt die Magnetotellurik zu den kostenintensivsten Aufschlußverfahren, wozu noch die im Vergleich zur Reflexionsseismik und Gravimetrie wesentlich geringere Leistung, bezogen auf die Tiefenpunkte, kommt. Der beträchtliche Vorteil der Methode besteht jedoch in der Möglichkeit der lithologischen Aussage über den Schichtwiderstand, sodaß die Magnetotellurik auch als Ergänzung zur Reflexionsseismik in bestimmten geologischen Situationen ihre Berechtigung hat.

Günstige Voraussetzungen für die Tellurik und Magnetotellurik sind dann gegeben, wenn unter einer tonigen sedimentären Schichtfolge ein hochohmiger Beckenuntergrund liegt, der z. B. aus Kristallin oder Karbonaten besteht. Ein anderer Anwendungsbereich ist der Nachweis von elektrisch leitenden Sedimenten unter einem mächtigen, hochohmigen Deckgebirge. Eine solche Situation wäre in der Verfolgung der Flyschzone und der autochthonen Molasse unter den Kalkalpen gegeben, worüber allerdings erst sporadische Erfahrungen vorliegen.

Bei der in der Einleitung genannten Methode der transienten Elektromagnetik handelt es sich um die Messung jener Sekundärströme, die im Untergrund entstehen, wenn an der Erdoberfläche die Stromzufuhr abgeschaltet wird. Dabei können Leitfähigkeitsunterschiede bis in größere Tiefen erkannt werden und damit Hinweise auf die Mächtigkeit (Schichtdicke) von Sedimentbecken gewonnen werden. Auch Fragen der Grundwassererkundung gehören u. a. zu den Einsatzmöglichkeiten dieser Methode.

In zunehmendem Maße hat auch die Induzierte Polarisationsmessung (IP) Zukunftschancen. Wenn auch das Haupteinsatzgebiet die Suche nach feinverteilten Erzen in oberflächennahen Bereichen ist, so kann die IP aber auch zur Auffindung von Schwefelverbindungen, besonders von Sulfiden, dienen, die in Zusammenhang mit Oberflächeneffekten über KWLagerstätten stehen können.

Die IP ist eine geoelektrische Oberflächenmethode, bei der ein Stromfluß in den Erdboden geschickt wird. Nach Abschalten desselben wird an zwei Punkten der Erdoberfläche der langsame und objektspezifische Spannungsabfall des induzierten elektrischen Feldes gemessen. Durch Labormessungen der Abfallkurven und der Frequenzcharakteristik von verschiedenen Gesteins- und Mineralproben erhält man Vergleichswerte mit den Feldmessungen und kann dann gegebenenfalls auf das Vorhandensein bestimmter Gesteine und Mineralanhäufungen rückschließen.

Literaturauswahl für das Hauptkapitel II.2.4.:

ALBERTSEN, M. 1988 und 1992; ARNETZL, H. 1980; AZAD, J. 1981; BADING, R. 1980; BECKE, M. & MAURITSCH, H. 1985; BERKHOUT, A. J. 1985; BLEIL, J. & POHL, J. 1976; BOCHMANN, H.-G. 1979; BORTFELD, R. 1971; BUCHHOLTZ, H. & WEBER, J. 1978; BÜRGL, H. & KUNZ, B. 1954; BURKHARDT, H. et al. 1990; DALLÜGGE, P. 1966; DOHR, G. 1974, 1976 und 1981; DONOVAN, T. J., FORGEY, R. L. & ROBERTS, A. A. 1979; DRESEN, L. et al. 1985; DÜRBAUM, H.-J. 1984; DÜRBAUM, H.-J. & FRITSCH, J. 1985; DÜRSCHNER, H. 1984; ERLINGHAGEN, L. & BADING, R. 1976; FERTIG, J. 1987; FINK, J. 1979; FORBERGER, K., JOHN, W. & PETRASCHECK, W. 1934; FORKMANN, B., SCHEIBE, R.-D. & SEITZ, R. 1981; FRICKE, D. & HOFFMANN, H. 1985; FÜHRER, F. X. 1991; GEUTEBRÜCK, E. 1982; GEUTEBRÜCK, E. & HERNDLER, E. 1983; GEUTEBRÜCK, E., KLAMMER, W., SCHIMUNEK, K., STEIGER, E., STRÖBL, E., WINKLER, G. & ZYCH, D. 1984; HAHN, A. et al. 1985; HARDAGE, B. A. 1985; HERNDLER, E. & EGGER, N. C. 1990; HERZFELD, R. M. 1984; HOLSTE, W. 1959; HOURDRY, P. & LANG, D. G. 1983; HUSSAIN, A., WALACH, G. & WEBER, F. 1981; KAPOUNEK, J., KOELBL, L. & WEINBERGER, F. 1963; KAPOUNEK, J., KAUFMANN, A., KRATOCHVIL, H. & KRÖLL, A. 1964; KAUFMANN, A. A. & KELLER, G. V. 1981; KOLLMANN, K. & MALZER, O. 1980; KUNETZ, G. 1957 und 1958; KUNZ, B. 1966; LINDNER, H. & SCHEIBE, R. 1975; LINDNER, H. & WRUCK, K. 1978; LOSECKE, W., KNÖDEL, K. & MÜLLER, W. 1982; MAASS, H.-W. 1964; MAURITSCH, H. & FRISCH, W. 1980; MAUVE, K. 1965; McCOLLUM, B. & LaRUE, W. W. 1931; MEISSNER, R. & STEGENA, L. 1977; MILLITZER, H. & WEBER, F. 1984, 1985 und 1987;

MUNDRY, E. et al. 1985; OEHLER, D. Z. & STERNBERG, B. K. 1984; PATZER, U. 1982; PIRSON, S. J. 1982; POSCH, E. & WALACH, G. 1990; PORSTENDORFER, G. 1980; RISTOW, D. 1984; SCHEIDEGGER, A. E. 1976a; SCHIMUNEK, K. 1978 und 1979; SCHIMUNEK, K. & WINKLER, G. 1983; SCHUMANN, R. 1923; SENFTL, E. 1968; SIEMENS, G. 1940; STEINHAUSER, P., GANGL, G. & MAKOVEC, F.

1980; STRÖBL, E., HERNDLER, E. & SCHIMUNEK, K. 1988; THOMASSON, M. P., SANDY, J., REEVES, R. G., LUCAS, J. R., EHNI, B. & PROKOP, B. F. 1984; VERM, R. W., WADE, Ch. J. & MATER, J. L. 1985; VOZOFF, K., ELLIS, R. M. & BURKE, M. D. 1964; WATZKE, H. 1971; WEBER, F. 1972 und 1983; WEIGL, M. 1983; WYATT, K. D. & WYATT, S. B. 1982; ZYCH, D. 1969.

## II.2.5. Geologische Interpretation geophysikalischer Meßergebnisse

von Arthur KRÖLL & Diethard ZYCH

### II.2.5.1. Allgemeines

Die Suche nach Erdöl und Erdgas ist ein sehr komplexer Vorgang. Viele geologische und geophysikalische Informationen müssen zusammengefügt werden, um eine optimale Position für die Niederbringung einer Tiefbohrung zu finden. Diesen Arbeitsvorgang nennt man Interpretation, der von erfahrenen Fachleuten (Interpreten) aus geophysikalischer und geologischer Sicht erfolgt. Die Ergebnisse der verschiedenen geophysikalischen Meßverfahren ermöglichen dabei dem Interpreten einen Einblick in den Aufbau der Erdschichten bis in einige tausend Meter Tiefe vorzunehmen. Neben diesem „Tiefenblick“ ist es auch möglich, eine flächenhafte, in gewissen Fällen sogar eine räumliche Darstellung des Schichtenaufbaues zu gewinnen. Die durch geophysikalische Methoden erfaßten physikalischen Effekte und deren Änderungen, die von den verschiedenen Gesteinsschichten herrühren, tragen somit jeweils einen Baustein zum Erkennen des wirklichen Aufbaues der Schichten bei. Erst eine geologische Interpretation dieser geophysikalischen Informationen, vorausgesetzt die technische Durchführung der Messungen war einwandfrei, ermöglicht es, die geologische Situation besser zu erkennen und darzustellen.

Die Aufgabe des Interpreten ist es also, auf die geologische Realität zu schließen. Die Güte der Interpretation hängt unmittelbar von der Aussagekraft der eingesetzten Meßverfahren und der geologischen Situa-

tion ab. Zusammengefaßt heißt dies, daß korrekte geophysikalische Meßdaten immer geologische Informationen beinhalten. Es liegt daher am Interpreten, daraus die entsprechenden geologischen Schlußfolgerungen abzuleiten.

### II.2.5.2. Seismische Messungen

Am häufigsten kommen bei der KW-Suche seismische Verfahren zur Anwendung und da wiederum das sogenannte Reflexionsverfahren. Mit dieser Methode können sehr detaillierte Informationen gewonnen werden, die dem geologischen Schichtbild schon sehr ähnlich sind. Es werden dabei die in Laufzeiten vorliegenden Reflexionsimpulse, die von Grenzen diverser Gesteinsschichten unter der Erdoberfläche stammen, zusammengeführt und im sog. „Zeitschnitt“ (time section) dargestellt (Abb. 39). Dieser Zeitschnitt gibt optisch schon sehr gut über Schichtverlauf, Störungszonen usw. Auskunft, ist aber hinsichtlich Lage und Tiefe ein verzerrtes Bild der wirklichen geologischen Situation. Durch einen Umrechnungsprozeß mit den seismischen Wellengeschwindigkeiten kann dann das den wirklichen Verhältnissen am ehesten entsprechende Bild, betreffend Schichtneigung und Tiefe, erhalten werden (Tiefenschnitt). Die Gesteinsschichten haben je nach mineralogischer und petrographischer Zusammensetzung unterschiedliche Ausbreitungsgeschwindigkeiten für die seismischen Wellen. Die an der Erdoberfläche registrierten Reflexionszeiten resultieren aus den Wel-