Glückauf
Zeitschrift für Technik und Wirtschaft des Bergbaus

© Copyright VGE Verlag Glückauf, Essen
SONDERABDRUCK aus Jahrgang 117 (1981)
Nr. 8 S. 433/45

Angewandte Geophysik im Bergbau

Von Dr. rer. nat. Hans-Jürgen Trappe, Hannover*

Die Anwendung geophysikalischer Methoden zur Aufspürung und möglichst exakten Beschreibung nutzbarer Lagerstätten ist trotz der Einschränkung »im Bergbau« — was letztlich auf eine Ausklammerung der Öl- und Gasexploration hinausläuft — ein weites Feld, das einer Untergliederung bedarf. Man unterscheidet im wesentlichen:
Seismik,
Gravimetrie,
Magnetik,
Geoelektrik,
Messung der Radioaktivität und
Bohrlochgeophysik.

Die Bedeutung dieser Disziplinen für die einzelnen Zweige des Bergbaus ist zwangsläufig verschieden. Wer Uranerze sucht, wird ihre Radioaktivität ausnutzen, wem es um Eisenerze geht, der mag sich in erster Linie auf die Magnetik verlassen, und wer den Kohlenabbau plant, wird zur Vorfelderkundung bevorzugt die Über- und die Untertageseismik heranziehen. Eines aber dürfte im Zeichen der Rohstoffverknappung für alle Sparten des Bergbaus in gleicher Weise gelten: die wachsende Bedeutung der Geophysik für die Erkundung der immer tiefer gelegenen und zunehmend komplexer gebauten Lagerstätten.

Es ist aber nicht ohne Reiz, sich zu vergegenwärtigen, daß die grundlegenden Methoden und Instrumente der Geophysik fast ausschließlich für den Bergbau entwickelt wurden, nicht selten sogar von Leuten aus der Branche. Dann erst trat das Öl auf den Plan, vereinnahmte die neue Wissenschaft mit ziemlicher Ausschließlichkeit, verhalf ihr zum Durchbruch und trieb sie zu ungeahnter Perfektion — und muß es sich jetzt gefallen lassen, daß der Bergbau sich des lange vernachlässigten Zöglings erinnert und ihn nun wieder stärker für die eigenen Bedürfnisse heranzieht.

Die angewandte Geophysik ist eine junge Disziplin. Gleichwohl reichen ihre Wurzeln tief hinab. Denn stets kommt vor dem zweiten Schritt — der Anwendung — ganz zwangsläufig der erste, der da heißt: Erkenntnis der physikalischen Gesetzmäßigkeiten. Als Stammväter beansprucht sie Männer wie Huygens, Coulomb, Gauß in gleicher Weise wie Galilei und Newton.

Die Spur aus der Vergangenheit reicht also weit zurück. Wegbereiter gab es viele. Sie aufzuführen und ihre Wirkungen herauszustellen, würde den gegebenen Rahmen sprengen. Nur einige seien genannt, die durch ihre Erkenntnisse und Leistungen Marksteine setzten und den Sprung von der „reinen" Physik und Geophysik zu ihrer angewandten Form zuerst ermöglichten und schließlich kühn vollzogen.

Welcher der drei klassischen Disziplinen Seismik, Gravimetrie und Magnetik gebührt der zeitliche Primat? Streng genommen lief ihre Entwicklung parallel nebeneinander her. Daß aber die so merkwürdigen, ja faszinierenden magnetischen Erscheinungen ein bißchen früher zum Nachdenken herausforderten als die „Selbstverständlichkeit" der Schwerkraft oder die als göttlicher Strafvollzug erkannten Erdbeben, ist nur zu natürlich.

* Der Verfasser ist Vorsitzender der Geschäftsführung der Prakla-Seismos GmbH.

© Copyright VGE Verlag Glückauf, Essen
Glückauf
117 (1981) Nr. 8

Bei P. Peregrinus findet man 1269 die erste Beschreibung des Kompaß. Das erste geophysikalische Instrument, die Magnetnadel, war damit als solches definiert. W. Gilbert erkannte 1580 den Globus als gigantischen Magneten und J. Michell gab bereits 1750 eine Antwort auf das Phänomen der magnetischen Induktion in seiner »Treatise of Artificial Magnets«. Der Sprung zur „angewandten" Magnetik erfolgte 1825 in Schweden, wo man vermutlich erstmals mit der Magnetnadel nach Eisenerz suchte. 1870 bauten Thalen und Tiberg das erste Magnetometer, bestehend aus Kompaß und einer um eine horizontale Achse schwingenden Magnetnadel zur Messung der Vertikalkomponente. Neun Jahre später berichtete Thalen »On the Examination of Iron Ore Deposits by Magnetic Measurements«. 1896 erfand der Budapester Professor für Experimentalphysik, Baron R. von Eötvös, die magnetische Drehwaage, nach deren Prinzip A. Schmidt 1915 seine Vertikal- und kurz danach seine Horizontal-Feldwaage konzipierte, die, von Askania gebaut, über Jahrzehnte hinweg eine weltweite und erfolgreiche Anwendung fanden. Neuere Systeme, wie das Protonenmagnetometer und die optisch gepumpten Magnetometer, brachten die Entwicklung auf den heutigen Stand.

Das Magnetometer fand Zugang zu den marinen Messungen. Ein noch bedeutsamerer Schritt hatte sich bereits 1941 in den USA mit der Entwicklung des Airborne-Magnetometers vollzogen. Da sich das Verfahren sehr gut zum Aufspüren von Kriegsschiffen, insbesondere von U-Booten, eignete — der Zweite Weltkrieg war in vollem Gange — gab die US-Regierung diese Entwicklung der Ölindustrie erst 1946 für ihren eigentlichen Zweck frei: zur friedlichen Nutzung für die Exploration.

Was Galilei zur Geophysik und speziell zur Gravimetrie beitrug, konzipierte er 1589 in seinen Grundgesetzen der Dynamik. Er „formulierte" die Pendelbewegung und den Freien Fall als Wirkung der Schwerkraft. Die Geophysik ehrte ihn durch die Einführung der Schwereeinheit „Gal". Newton lehrte uns 1666 in seinen Grundgesetzen der Mechanik, daß die Schwerkraft keine unabänderlich festgelegte Größe darstellt, sondern von den Massen abhängt. Den entscheidenden Schritt zur Anwendung dieser Erkenntnis vollzog 1735 P. Bouguer. Mit Hilfe eines Pendels versuchte er in Peru Schwereabweichungen — Anomalien — nachzuweisen. Das Pendel — je kürzer die Schwingungsdauer, desto stärker die Erdanziehung — war somit das erste Instrument zur Ermittlung der Schwerkraft.

Im Jahre 1777 begann die lange währende Epoche der Drehwaage. Wieder stoßen wir dabei auf J. Michell. Er baute das erste System. Neun Jahre später erdachte C. A. Coulomb eine bessere Version. Aber noch war das Pendel nicht gestorben. Von Sterneck entwickelte 1887 ein tragbares Instrument, nach dessen Prinzip noch von der Seismos in Deutschland, Ägypten und den USA Relativmessungen durchgeführt wurden. Das umständliche und deshalb kostspielige Verfahren geriet jedoch gegenüber den Drehwaagemessungen immer mehr ins Hintertreffen.

Die Drehwaage entwickelte sich zu einem der größten Erfolge in der angewandten Geophysik. Ihre Entwicklung für die Praxis ist untrennbar mit dem Namen R. von Eötvös verbunden. Bereits 1890 präsentierte er sein erstes Gerät, eine Modifikation des Coulombschen Systems. Elf Jahre später führte er erste Pioniermessungen in Ungarn durch, 1902 verbesserte er sein Gerät auf den mehr oder weniger endgültigen Stand.

Die Drehwaage mißt keine relativen Schwerewerte, sondern Schweregradienten, was sich besonders zur Erfassung von Salzstöcken als vorteilhaft erwies (Salzflucht). Die erste Salzstockuntersuchung mit der Drehwaage führten W. Schweydar und H. v. Böckh 1918 in Deutschland durch (Salzstock Hänigsen). F. Süss entwickelte 1921 einen neuen Gerätetyp. Gesellschaften nahmen sich des Baus eigener Geräte an, so Askania und Exploration, eine Gesellschaft, die 1927 von der Seismos übernommen wurde.

Die amerikanische Ölindustrie hatte sich stark um diese europäischen Entwicklungen bemüht. Der Erste Weltkrieg verhinderte jedoch eine raschere Verbreitung. Erst von 1922 an konnten die ersten Drehwaagemessungen in der US-Golfregion durchgeführt werden, ab 1924 auch unter Beteiligung der Exploration. In das gleiche Jahr 1924, in dem durch einen Meßtrupp der Seismos erstmals ein ölführender Salzstock mittels Refraktionsseismik herausgeschossen wurde, fiel auch die erste Entdeckung eines ölführenden Salzstockes (Nash Dome) durch die Drehwaage.

Mit der Entwicklung des ersten feldtüchtigen Schweremessers nach dem Federprinzip ging 1934 die Ära der Drehwaage, zumindest für Deutschland, zu Ende. Der von Baron St. Thyssen-Bornemisza und A. Schleusener gebaute Gravimeter der Seismos erhielt 1937 auf der Pariser Weltausstellung die Goldmedaille. Das Gerät wurde in großer Stückzahl hergestellt und weltweit eingesetzt. Nach dem letzten Weltkrieg fand das Worden-Gravimeter Eingang in die Exploration. Die Einführung der Seegravimetrie erschloß der Methode auch die gewaltigen Ozeanbereiche und machte sie im wahrsten Wortsinn global verwendbar.

Die Frühentwicklung der angewandten Seismik vollzog sich weit bedächtiger als jene der vorher behandelten Verfahren. Die technischen Schwierigkeiten waren erheblich größer. Besonders das Problem der exakten Zeitnahme türmte Hindernisse auf. Daß sich die Seismik gleichwohl sinnvoll anwenden ließ, zeigt ein Bericht aus dem Jahre 1549: Bei der Belagerung von Exeter in England stellten die Verteidiger Töpfe mit Wasser auf, um Erschütterungen zu erkennen, die beim Graben von Tunnels zwangsläufig entstehen mußten. 1760 publizierte J. Michell sein Werk »Cause and Observation upon the Phenomena of Earthquakes«. Der Weg der angewandten Seismik über die Erdbebenseismik war somit vorgezeichnet.

J. D. Forbes baute 1841 den ersten noch primitiven Seismographen. Und vier Jahre später führte der Ire R. Mallet sein berühmtes Experiment durch, das ihn zum Urvater der angewandten Seismik werden ließ. Er verwendete Sprengstoff als Energiequelle und ein Gefäß mit Quecksilber als Empfänger. Der Quecksilberspiegel reflektierte einen Lichtpunkt, seine Auslenkung signalisierte die Ankunft der Welle. Die Zeitnahme erfolgte über ein Chronometer, das sich im Zündmoment elektrisch gesteuert in Gang setzte. Die Laufzeit war ermittelt — natürlich noch sehr roh — und damit auch die Geschwindigkeit, genauso roh, versteht sich. Doch immerhin!

R. Mallet also hatte ein wesentliches Element der angewandten Seismik eingeführt: Das künstliche Erdbeben: Jetzt machte man sich an die Aufgabe, Gesteinsgeschwindigkeiten zu ermitteln. 1885 verwendeten Milne und Gray erstmals Fallgewichte zur Wellenerzeugung, ein bedeutsamer Schritt.

Noch viele kleinere und größere Schritte waren zu tun (und noch viele Namen müßte man nennen), bis Anfang dieses Jahrhunderts die eigentliche Geburtsstunde der angewandten Seismik schlug — angewandt im Sinne von technisch durchführbar und ökonomisch sinnvoll. Dieser Durchbruch sei personalisiert mit den Namen E. Wiechert und L. Mintrop. 1907 erschien das epochale Werk von E. Wiechert und K. Zoeppritz »Über Erdbebenwellen«. Der Markscheider aus dem Ruhrrevier und langjährige Mitarbeiter der Westfälischen Berggewerkschaftskasse in Bochum, L. Mintrop, nahm die Ideen des Göttinger Physikprofessors E. Wiechert auf und schuf sein »Verfahren zur Ermittlung des Aufbaues von Gebirgsschichten«, das er am 7. Dezember 1919 patentieren ließ. Fast zehn Jahre hatte er an seinem Verfahren gearbeitet, eine Zeitspanne, die auch den Ersten Weltkrieg einschloß. L. Mintrop hatte nun beides: ein tragbares feldtaugliches Instrument von großer Präzision — und die Methode, die wir als Refraktionsseismik kennen. Es war ihm gelungen, Natur und Laufweg der später nach ihm benannten Mintrop-Welle zu durchschauen, was ihm jetzt ermöglichte, anhand von Zeit-Weg-Diagrammen — den sogenannten Laufzeitkurven — die Schichttiefen zu ermitteln. Die Methode also war das fundamental Neue, das sein Verfahren von denen anderer, wie R. Fessenden (1914), ganz wesentlich unterschied.

© Copyright VGE Verlag Glückauf, Essen
Glückauf
117 (1981) Nr. 8

Die Gründung der Seismos 1921 durch fünf deutsche Montankonzerne stellte Mintrops Entwicklung auf eine solide kommerzielle Basis. Bezeichnend, daß nicht die Ölindustrie, sondern der Bergbau diese Gründung finanzierte, das heißt die Chancen der Methode klar erkannte. Die ersten Messungen der Seismos wurden dann auch für den Kohlen-, den Kali- und den Erzbergbau durchgeführt. Erst 1923 griff das Öl nach Mintrops Verfahren und verhalf ihm zum Durchbruch. Der Fund des Orchard-Salzdoms in Texas, der sich als ölführend erwies, brachte 1924 den großen Durchbruch.

Von diesem Zeitpunkt an verlief die Entwicklung der angewandten Seismik überaus stürmisch. Ende der zwanziger Jahre kam die Reflexionsseismik hinzu. Eine der ersten reflexionsseismischen Messungen in Deutschland führte 1935 im Bereich des Grubenfeldes Walsum zu erstaunlichen Ergebnissen. Die Vakuumröhre hatte inzwischen das optisch-mechanische Pendel abgelöst. Die Funkübertragung des Schußmomentes verbesserte die Genauigkeit der Zeitnahme. Das »continuous profiling« wurde zur Standardprozedur, in den sechziger Jahren schließlich die »Mehrfachüberdeckung« und heute fast schon die »Flächenseismik« (3D-Technik).

Die Entwicklung auf dem instrumentellen Sektor verlief nicht minder revolutionär. Der Transistor verdrängte die Röhre, die digitale Aufnahme und Verarbeitung der Daten löste die Analogaufnahme ab. Moderne Präsentation und interaktive Systeme erleichtern und beschleunigen die Interpretation. Die Seeseismik erfuhr durch den Streamereinsatz und die Luftpulsertechnik einen nie geahnten Aufschwung. Und die Einführung der Vibratortechnik erlaubte von jetzt an das Messen in dichtbesiedelten Gebieten.

Eine andere Entwicklung, weniger spektakulär aber nichtsdestoweniger von großer Bedeutung für den Bergbau, vollzog sich seit 1960: Der Einsatz schlagwettergesicherter Apparaturen ermöglicht das Erfassen von Flözverwürfen mit großer Präzision.

Soviel zur Geschichte. Kommen wir zur Gegenwart und zeigen wir auf, welche moderne Methoden die Geophysik im allgemeinen und die Prakla-Seismos GmbH im besonderen für den Bergbau zur Verfügung stellt und welche Ergebnisse bereits damit erzielt werden konnten.

Seismische Verfahren

3D-Seismik

Die Mechanisierung des Abbaus im Steinkohlenbergbau erfordert eine möglichst detaillierte und lückenlose Vorfelderkundung. Seit 1975 werden für diese Aufgabe dreidimensionale seismische Verfahren mit gutem Erfolg im Ruhrgebiet eingesetzt.

Die 3D-Seismik unterscheidet sich von der bisher üblichen Linienseismik (2D-Seismik) insbesondere dadurch, daß die Sender- und Empfängerorte nicht mehr auf ein und derselben Linie liegen, sondern über eine Fläche von beispielsweise 4 km × 4 km gesetzmäßig verteilt sind. (Daher auch die Bezeichnung Flächenseismik.) Als Beispiel soll eine aktuelle 3D-seismische Vermessung gezeigt werden.

Die Art der Feldaufnahme demonstriert das Bild 1. Ein Block von 120 Geophongruppen, die aus je 36 Einzelgeophonen bestehen, wurde von 16 Schußpunkten aus beschossen. Durch eine halbe Überlappung jeweils benachbarter Blöcke wurde generell eine Zweifachüberdeckung des Untergrundes erzielt. Die Schuß-Geophongruppen-Abstände schwankten zwischen 20 und 900 m.

Die wesentlichen Schritte des 3D-Processings nach einer flächenhaften Sortierung der seismischen Daten auf ein gleichmäßiges Gitter lassen sich wie folgt zusammenfassen:

▷ Automatische Bestimmung von statischen Restkorrekturen. Die flächenhafte Verknüpfung der Daten bewirkt einen hohen Grad an Redundanz und damit an Genauigkeit.

▷ 3D-Stapelung der Einzelspuren zu einer zweifachen Überdekkung und Zusammenfassung dieser Spuren von jeweils vier benachbarten Gitterpunkten zu einer Summenspur im Mittelpunkt dieser Gitterfläche. Man erhält so eine achtfache Stapelung, die das Nutz- zu Störsignalverhältnis verbessert.

▷ Dreidimensionale Migration, als letzter wesentlicher Prozeß. Sie sorgt dafür, daß jeder Reflexionspunkt in seiner wahren Position im Untergrund dargestellt wird.

Aus dem so gewonnenen Datenblock lassen sich beliebig orientierte Schnitte, vertikale wie horizontale, darstellen. Seiteneffekte, wie sie bei 2D-Messungen auftreten, sind in diesen Darstellungen eliminiert.

Die Auswertung basiert vor allem auf 3D-migrierten vertikalen und horizontalen Seismogrammsektionen (Bilder 2 und 3). Die Vorteile, die sich aus der Anwendung der 3D-Seismik für die Auswertung ergeben, sind beträchtlich.

Ein wesentlicher Punkt ist die große Informationsdichte. Der Abstand zwischen den Seismogramm-Sektionen kann auf 50 m oder weniger — eine Grenze ist lediglich durch den Abstand der Untergrundpunkte gegeben — reduziert werden. Damit erhöhen sich sowohl die Aussagegenauigkeit als auch die Aussagesicherheit einer Interpretation.

Ein weiterer Vorteil liegt in der Verfügbarkeit echt vertikaler Seismogrammsektionen, wie sie durch den Prozeß der 3D-Migration entstehen. 2D-migrierte Profile hingegen beziehen ihre Informationen mehr oder weniger unrekonstruierbar aus dem Raum, besonders natürlich bei geneigten, gekrümmten und gestörten Horizonten, was bei der Interpretation zwangsläufig zu Fehlschlüssen führt und erhebliche Vergitterungsprobleme aufwirft.

Ein weiterer wesentlicher Vorteil besteht darin, daß für die Auswertung eine neue Dimension in Form sogenannter horizontaler Zeitsektionen erschlossen wurde. Sowohl vor als auch nach der 3D-Migration ist es möglich, solche „Zeitscheiben" im Sample-Abstand auszuspielen. Eine Folge horizontaler Zeitsektionen (nach

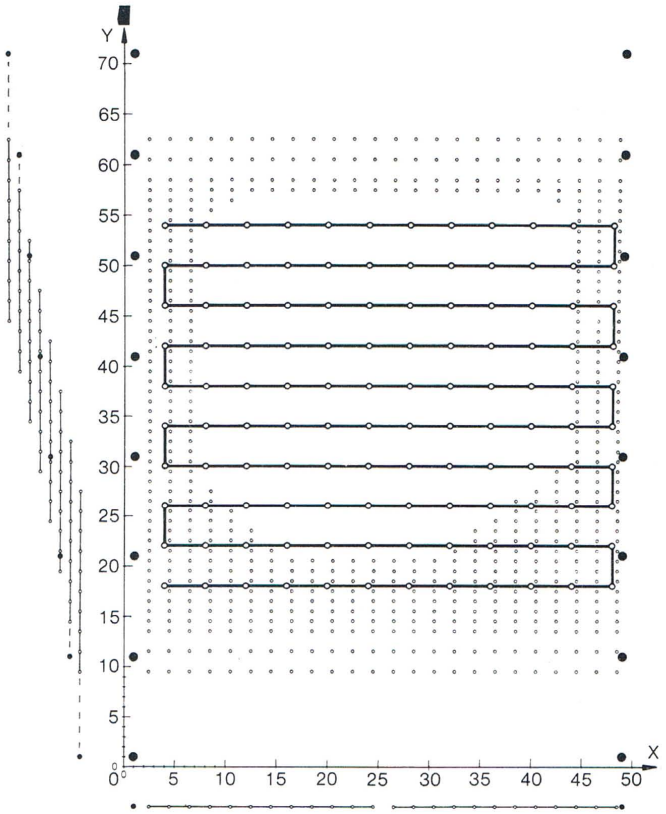
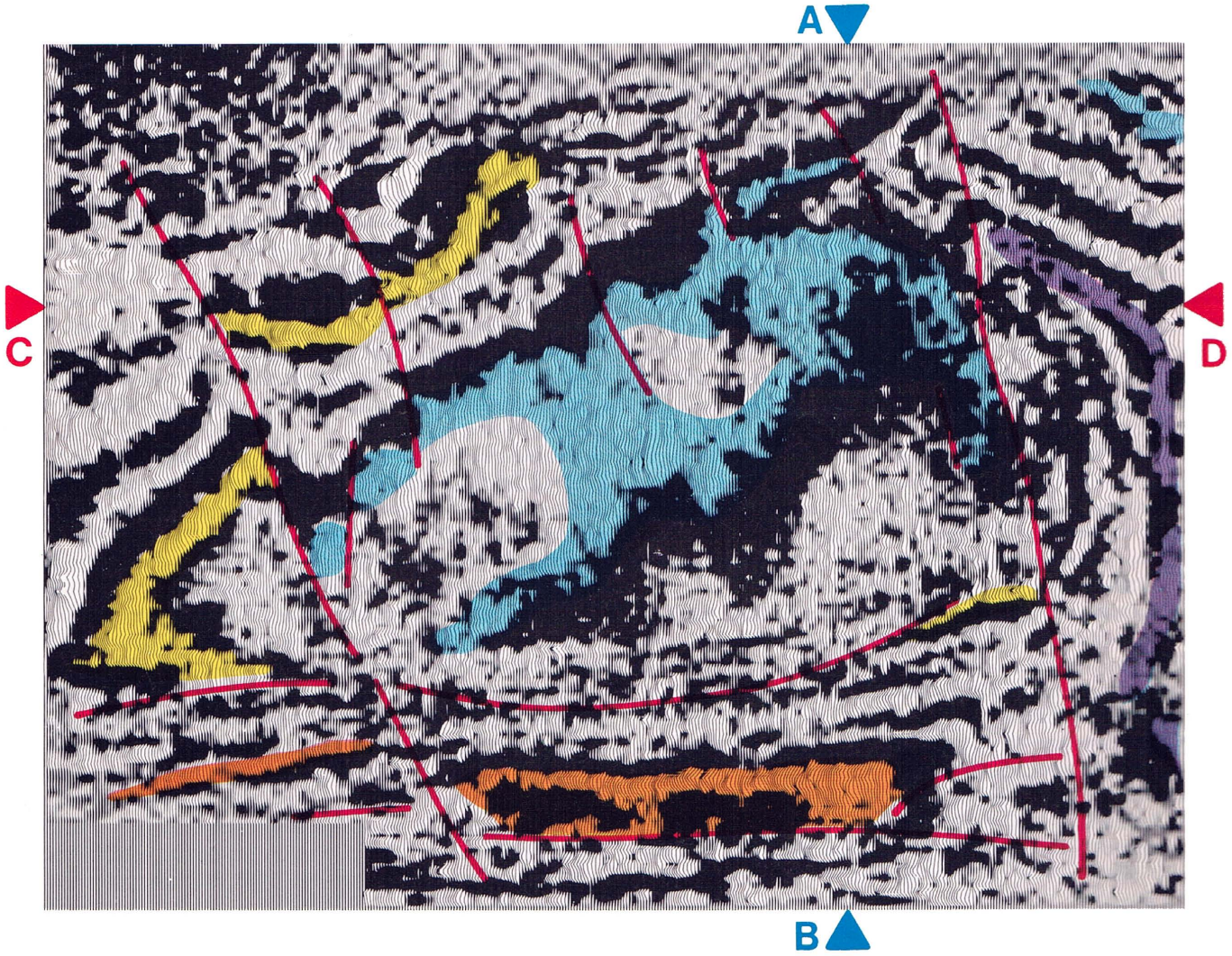
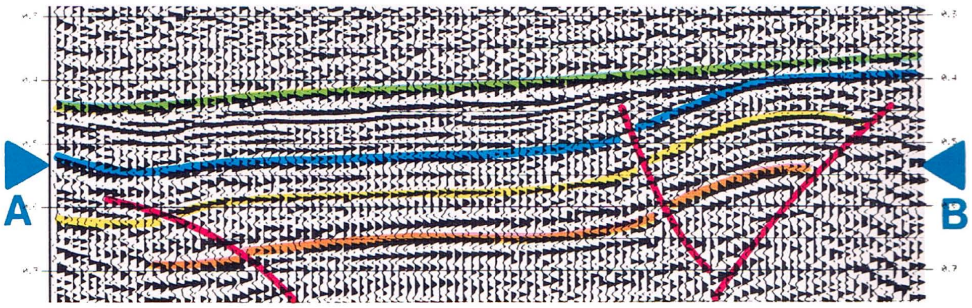
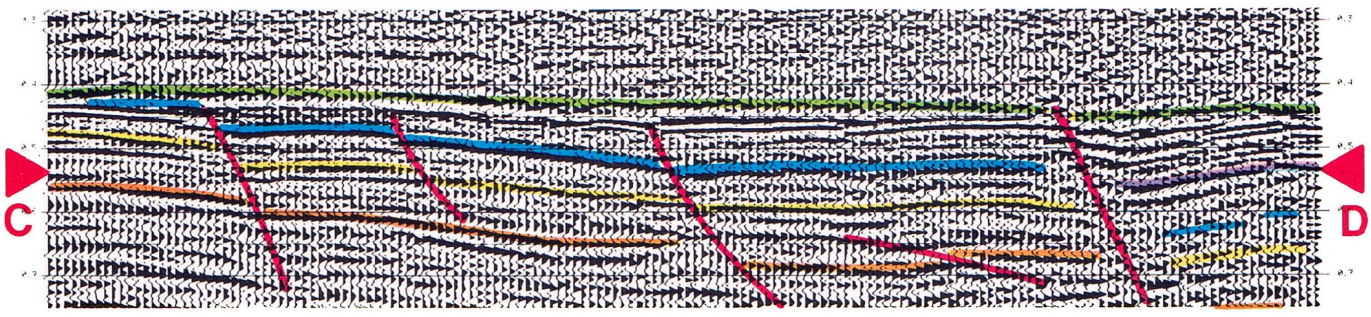


Bild 1. Aufnahmeprinzip eines Blockes; System L_2 77 A; 3D-Seismik.

© Copyright VGE Verlag Glückauf, Essen
Glückauf
117 (1981) Nr. 8







Oben: Horizontalzeitschnitt 530 ms Mitte: Vertikalzeitschnitt A-B Unten: Vertikalzeitschnitt C-D

Bild 2. Horizontal- und Vertikalschnitte.

© Copyright VGE Verlag Glückauf, Essen
Glückauf
117 (1981) Nr. 8

der 3D-Migration) vermittelt einen neuartigen Einblick in die geologischen Strukturen. Das Bild 3 zeigt ein Beispiel. Die zeitlichen Abstände der einzelnen Sektionen betragen 10 ms. Die Auswertung wurde durch Vertikalsektionen in 500 m Abstand stabilisiert (Bild 2). Dargestellt sind die Deckgebirgsbasis, vier Horizonte des Oberkarbons sowie wesentliche Abschiebungen. Der Kontrast zwischen dem flach gelagerten und nach Norden einfallenden Deckgebirge und den gefalteten und gestörten Karbonstrukturen kommt zwischen 410 und 440 ms recht anschaulich zum Ausdruck. Mulden erkennt man an ihrer Verkleinerung mit zunehmender Laufzeit (siehe zentral gelegene Struktur von 470 bis 500 ms), Sättel an ihrer Vergrößerung (siehe Struktur von 450 bis 480 ms im unteren Teil).

Weit wichtiger für die Auswertung ist jedoch die Tatsache, daß die Horizontalschnitte sehr wertvolle Hinweise für das Streichen bereits bekannter Störungen bzw. völlig neue Störungsindikationen

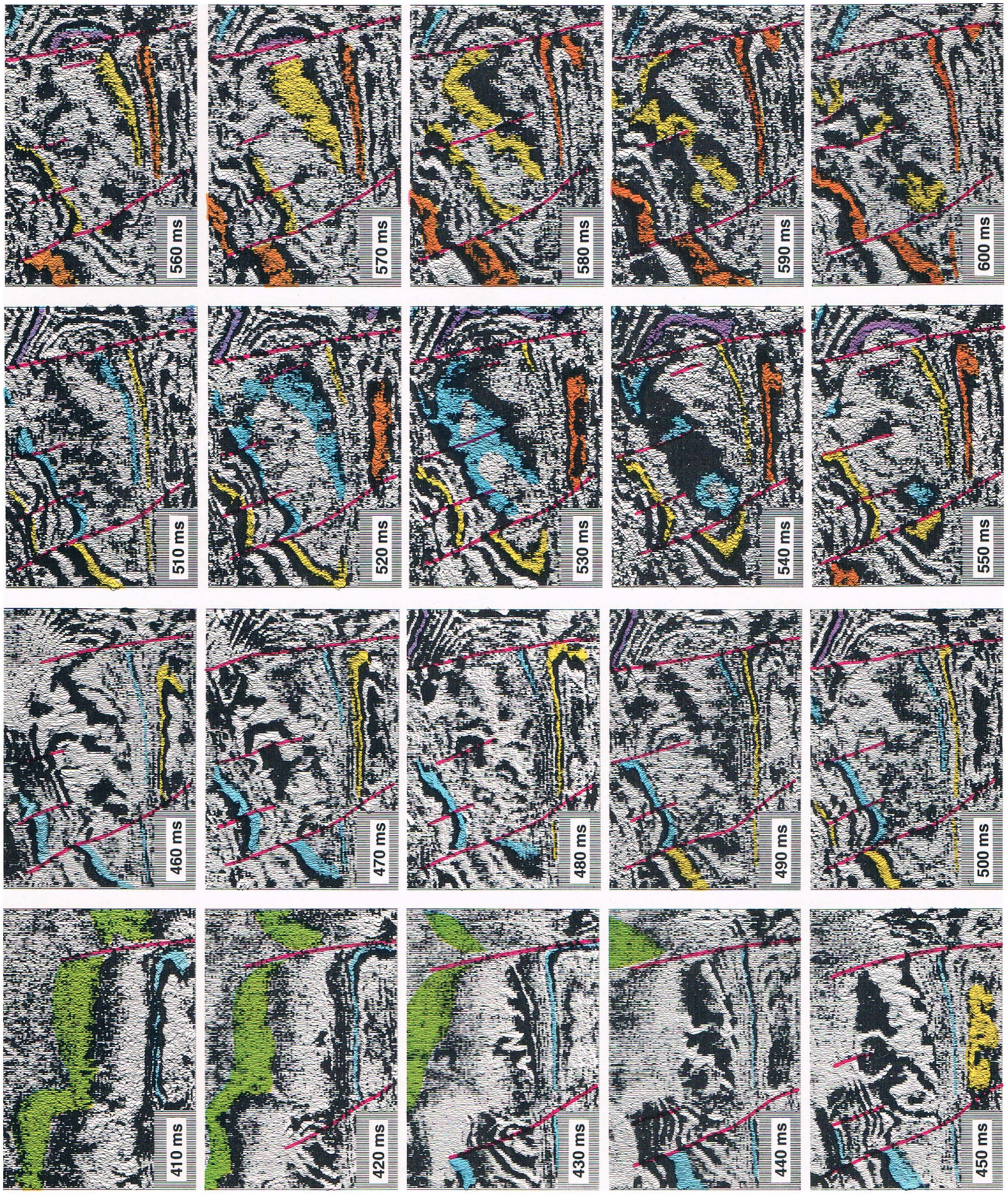


Bild 3. Horizontale Zeitschnitte in 10-ms-Abständen.

© Copyright VGE Verlag Glückauf, Essen

Glückauf
117 (1981) Nr. 8

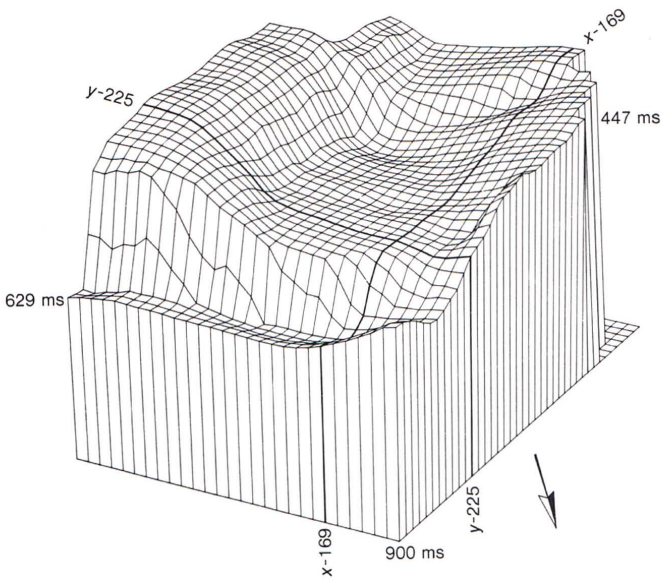


Bild 4. 3-D-Ansicht des Flözhorizontes Katharina.

liefern. Nach der Zeit-Tiefenwandlung sind die entsprechenden horizontalen Tiefensektionen unmittelbar vergleichbar mit den horizontalen Rissen der Grubenfelder.

In Anbetracht dieser Vorzüge horizontaler Sektionen ist zu erwarten, daß sich die Horizontalschnitte vom ursprünglichen Nebenprodukt der 3D-Migration zu einem unverzichtbaren Hilfsmittel der 3D-seismischen Auswertung entwickeln.

Um die Bearbeitung der ständig wachsenden Datenflut 3D-seismischer Messungen zu erleichtern und zu verbessern, wurde ein Konzept für eine computergestützte Auswertung entwickelt. Dieses System basiert auf einer interaktiven Arbeitsweise und besteht in der Hauptsache aus Digitalisiertisch, graphischem Bildschirm und Plotter. Seine Steuerung erfolgt durch den Display-Processor. Es ermöglicht auch die Darstellung der Ergebnisse in Form von 3D-Blockdiagrammen.

Das Bild 4 zeigt die perspektivische Darstellung eines Karbonhorizontes aus dem Bereich von Flöz Katharina. Vorne ist eine große Abschiebung sichtbar, im Hintergrund ein Sattel und im Mittelteil jene bereits im Bild 3 erkennbare Muldenstruktur.

Flözwellenseismik

Als weiteres seismisches Verfahren hat sich die sogenannte Flözwellenseismik mit Erfolg im Steinkohlenbergbau durchgesetzt. Die Qualität der Messungen konnte vor allem nach Einführung einer schlagwettergeschützten digitalen seismischen Apparatur und einer entsprechenden Bearbeitung mit Rechnern gesteigert werden.

Bei diesem Verfahren werden im Flöz unter Tage sogenannte Kanal- oder Flözwellen vom Love-Typ erzeugt. Wird das Flöz durch eine Störung versetzt, werden diese Wellen an den Störungsflächen reflektiert. Die seismisch erfaßten Reflexionen geben somit Aufschluß über die Lage dieser Störungen.

Für die Durchführung solcher Untertage-Reflexionsmessungen genügt das Vorhandensein einer Flözstrecke, in der die Schußpunkte zur Anregung und die Geophone zum Empfang der reflektierten Kanalwellen anzuordnen sind.

Auch Flözdurchschallungen werden durchgeführt. Dabei benötigt man zwei Aufschlüsse im Flöz. Die Kanalwellen nehmen dann ihren Weg durch den zu untersuchenden Teil des unverritzten Flözes. Werden bei den Durchschallungen Kanalwellen mit großen Amplituden beobachtet, deutet dies darauf hin, daß im Durchschallungsbereich kein die Größenordnung der Flözmächtigkeit übersteigendes Hindernis vorhanden ist. Bei Störungen, die das Flöz um mehr als die Mächtigkeit des Flözes verwerfen, ist eine Durchschallung nicht mehr möglich.

An jedem Geophonort werden zwei Horizontalkomponenten, nämlich die X-Komponente parallel zum Kohlenstoß und die Y-Komponente, die in das Flöz hineinweist, mittels sogenannter Zweikomponentengeophone registriert. Das Bild 5 zeigt typische Aufnahmen der X- und Y-Komponente einer Durchschallung. In dem unteren Teil des Bildes werden die Bahnkurven oder Hodogramme dargestellt. Man erhält sie, indem man in einem bestimmten Zeitfenster die Amplitudenwerte jeweils identischer Spuren in einem X-Y-Diagramm aufträgt. Eine Bahnkurve stellt somit die zweidimensionale horizontale Partikelbewegung dar, wie sie von einem Zweikomponentengeophon aufgenommen wurde.

Die seismische Aufzeichnung läßt drei Wellenzüge erkennen. Im Zeitabschnitt 1 findet man die Longitudinalwelle, die durch das Nebengebirge gelaufen ist. Ihre Einsätze sind linear polarisiert. Die Partikelbewegung verläuft längs der Verbindungslinie Schußpunkt—Geophon. Der Einsatz der zweiten Welle wird in Zeitabschnitt 2 registriert. Die größten Amplituden dieses Wellenzuges liegen im Zeitabschnitt 3. Die Partikelbewegung ist elliptisch, fast kreisförmig und vorzugsweise senkrecht zur dritten Achse (Verbindungslinie Schußpunkt—Geophon) ausgerichtet. Es handelt sich hierbei um die direkte Scherwelle, die ebenfalls durch das Nebengebirge läuft. Der dritte Wellenzug wird in den Zeitfenstern 5 und 6 registriert. Er zeichnet sich durch große Amplituden und hohe Frequenzen aus. Diese Welle ist linear polarisiert. Die Polarisationsebene steht senkrecht zur Verbindungslinie Geophon—Schußpunkt, das heißt, die analysierte Welle enthält vorwiegend Scheranteile. Es handelt sich hierbei um die schon erwähnte Flöz- oder Kanalwelle. Sie stellt den wesentlichen Energieträger der Flözwellenseismik dar.

Die Bilder 6 und 7 zeigen Beispiele einer Reflexionsmessung und einer Durchschallung. Die Reflexion der Kanalwellen ist im Bild 6 gut zu erkennen. Die Schußpunkte und Geophonorte liegen längs der Strecken A, B und C. Das Ergebnis wurde durch Mehrfachüberdeckung, Enveloppenbildung und Stapelung gewonnen. Das Bild 7 zeigt eine Durchschallung. Das Auftreten von Kanalwellen deutet auf einen ungestörten Flözverlauf hin, ihr Fehlen signalisiert die Existenz einer (oder mehrerer) Störungen.

Gravimetrie

Voraussetzung für die Möglichkeit, unterirdische Lagerstätten mit Hilfe des gravimetrischen Verfahrens aufzufinden, ist das Vorhandensein von Dichteunterschieden zwischen dem gesuchten Körper und dem Nebengestein. Dabei reichen die Prospektionsobjekte von kleinen, oberflächennahen Lagerstätten, zum Beispiel Erzgänge von wenigen Metern Mächtigkeit, bis hin zu großen Körpern von einer Ausdehnung und Tiefe von einem Kilometer oder mehr, zum Beispiel Salzstöcke.

Ein Störkörper von einer bestimmten Dichte sowie Form und Größe verursacht eine bestimmte Schwereanomalie, die um so klarer, das heißt schärfer begrenzt aus dem allgemeinen Schwereniveau hervortritt, je oberflächennaher der Körper ist. Derselbe

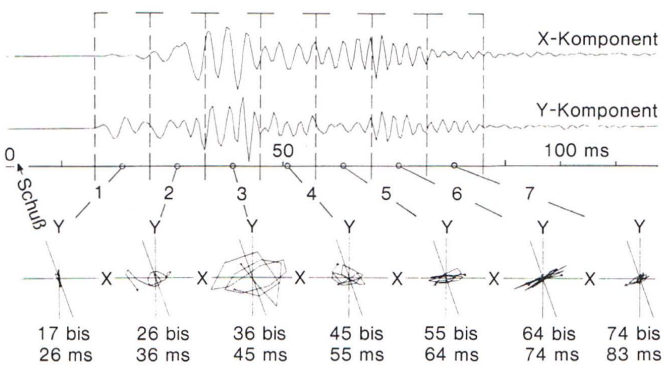


Bild 5. Analyse der Zwei-Komponenten-Daten.

© Copyright VGE Verlag Glückauf, Essen
Glückauf
117 (1981) Nr. 8

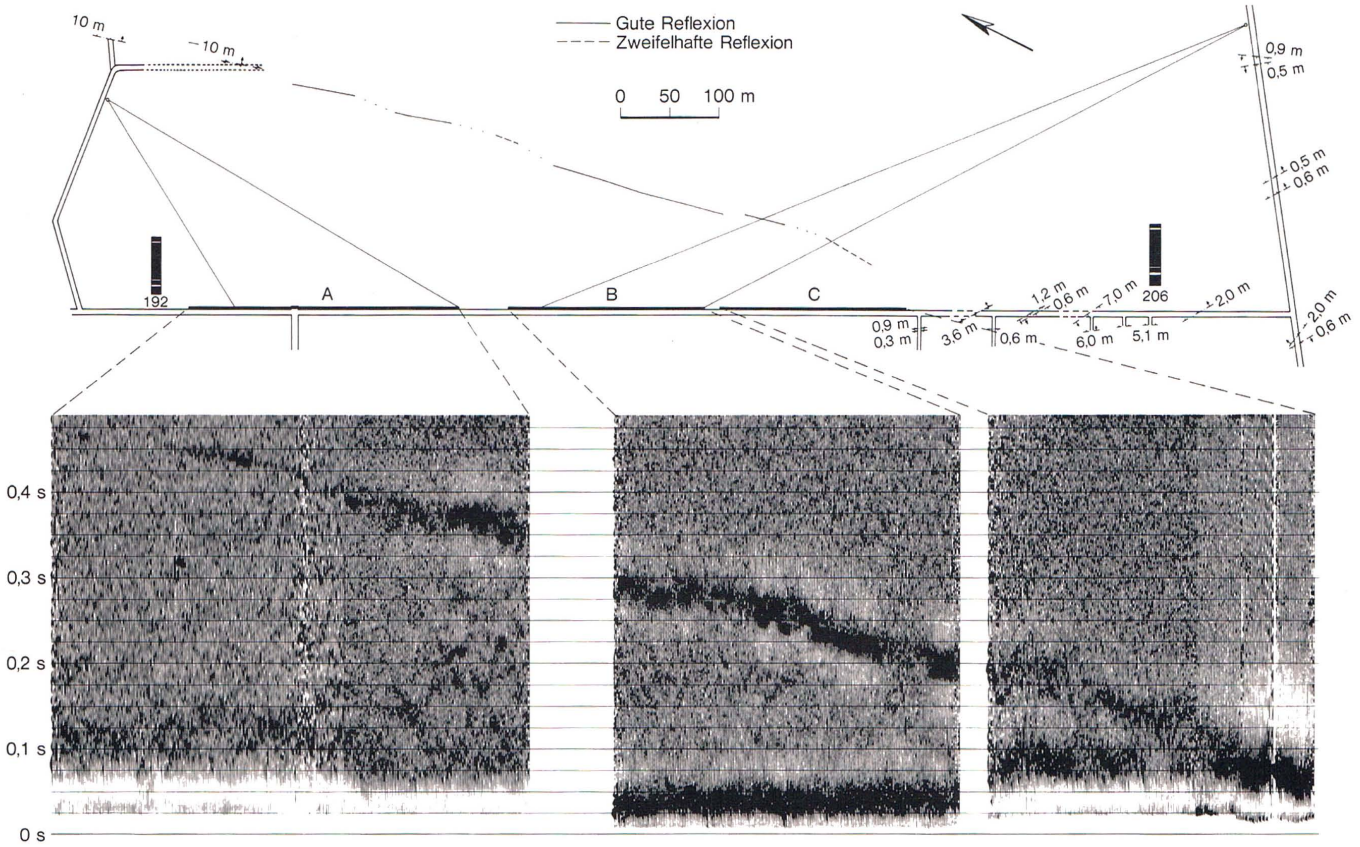


Bild 6. Flözwellenreflexion.

Körper würde, in größere Tiefe verlegt, eine an der Oberfläche gemessene Anomalie ergeben, die um so undeutlicher in Erscheinung tritt, je tiefer dieser Körper liegt. Allgemein kann man sagen: Bei vorgegebenem Dichteunterschied zwischen dem Störkörper und dem Nebengestein darf das Verhältnis Körpergröße zu Tiefe einen bestimmten Wert nicht unterschreiten, damit die erzeugte Schwereanomalie noch zu erkennen ist. Die Größe dieses Grenzwertes hängt von der Form des jeweiligen Körpers ab.

Bei einiger Kenntnis über die zu untersuchende Lagerstätte, zum Beispiel Ausbisse an der Erdoberfläche, mag es hin und wieder genügen, den Störkörper dadurch näher zu bestimmen, daß man eine Gravimetermessung längs einer oder zweier Profile über ihn hinweg durchführt. Zweckmäßiger jedoch ist in den meisten Fällen eine flächenhafte Anordnung der Meßstationen, da eine Darstellung des Schwerefeldes als Isokarte (Linien gleicher Schwereanomalien) einen besseren Überblick über Lage und Ausdehnung der Lagerstätte vermittelt.

Der zu wählende Meßpunktabstand hängt von der Problemstellung ab. Während bei einer gravimetrischen Messung über einem Salzstock von mehreren Kilometern Ausdehnung ein Raster von 0,5 km oder gar von 1 km Punktabstand meist genügt, muß man bei der Suche nach kleinen, räumlich begrenzten Lagerstätten ein sehr feines Meßnetz von bis zu wenigen Metern Punktabstand wählen, damit die zu erwartenden Schwereanomalien nicht unerkannt durch die Maschen schlüpfen.

Auf jedem Meßpunkt wird mit dem Gravimeter die Schwerebeschleunigung gemessen. Diese als sogenannte Oberflächenschwere oder auch gemessene Schwere erfaßten Werte sind wegen verschiedener Einflüsse zu korrigieren, um sie miteinander vergleichbar zu machen. So sind die Meßwerte der auf unterschiedlichen Geländehöhen gelegenen Stationen auf ein einheitliches Höhenniveau zu reduzieren. Weiterhin sind die Einflüsse von topographischen Geländeformen auf den Schwerewert zu berücksichtigen, ebenso die Abhängigkeit des gemessenen Schwerewertes von der geographischen Breite. Um all diese Korrekturen berechnen zu können, müssen neben der Schwere auch die Lage und Höhe eines jeden Meßpunktes ermittelt werden.

Nach Anbringen der Korrekturen erhält man die Anomalien an sämtlichen Meßpunkten. Verbindet man Orte gleicher Anomaliewerte durch Linien (Isanomalen) erhält man eine Karte der Schwereanomalien. Sie erlaubt eine qualitative Aussage über das Vorhandensein von Störkörpern (Lagerstätten) und dient darüber hinaus als Grundlage zu ihrer räumlichen Erfassung. Gegebenenfalls ist vorher noch der Einfluß eines regionalen Schwerefeldes wegzurechnen, bevor die Anomalienkarte zur Berechnung von lokalen Störkörpern verwendet werden kann.

Naturgemäß ergibt ein Massendefizit — zum Beispiel ein Salzstock mit einer relativ geringen Dichte — eine negative Schwereanomalie, wohingegen ein Massenüberschuß — zum Beispiel eine Erzlagerstätte — sich in einer positiven Anomalie widerspiegelt.

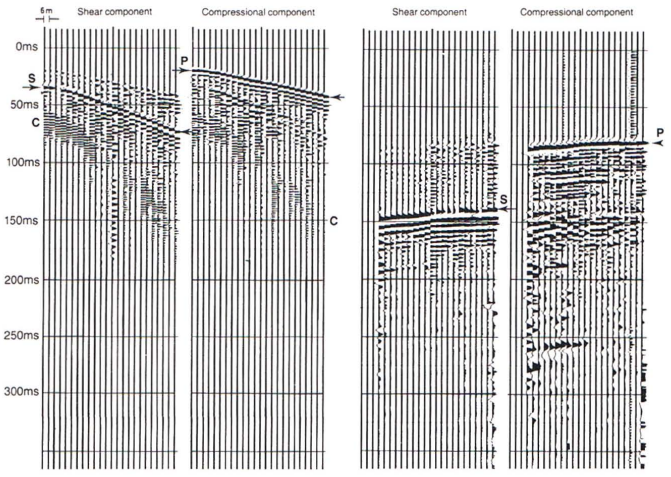


Bild 7. Durchschallung (links mit hochfrequenten Kanalwellen, rechts ohne).

© Copyright VGE Verlag Glückauf, Essen
Glückauf
117 (1981) Nr. 8

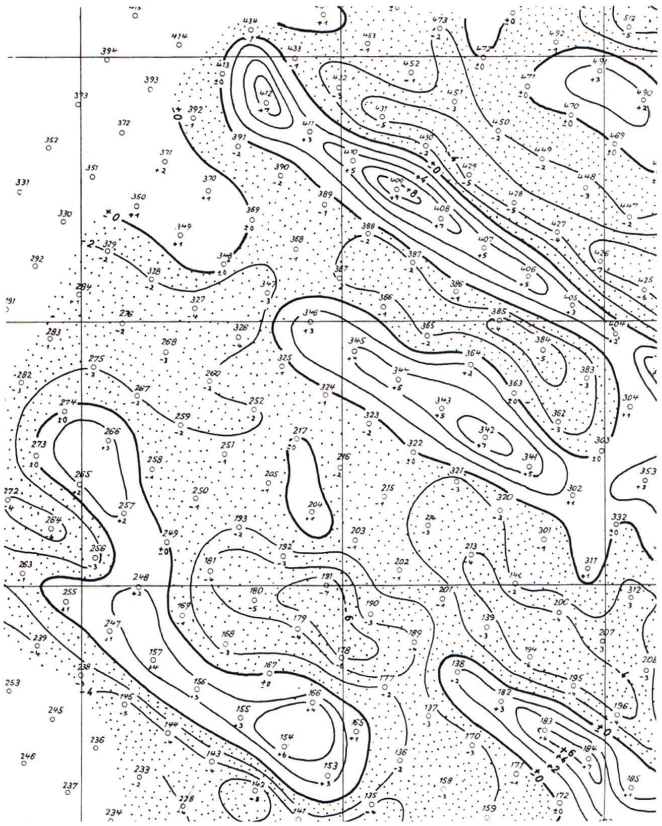


Bild 8. Restschwerekarte (Anomalien in 10^{-2} mgal).

Es folgen einige Beispiele aus der praktischen Lagerstättenforschung:

Das Bild 8 zeigt das Ergebnis einer Schweremessung über einem vermuteten Chromerzvorkommen. Das Gebiet wurde mit einem Punktabstand von 20 m flächenhaft vermessen. Die Restschwerekarte, die aus der ursprünglichen Schwerekarte durch Abzug eines regionalen Schwerefeldes entstanden ist, weist als charakteristisches Merkmal eine Reihe von positiven Anomalien auf, die in Nordwest-Südost-Richtung gestreckt sind. Der Schwerewert längs senkrecht hierzu orientierter Profile variiert zwischen 0,07 und 0,1 mgal.

Durch die Einführung theoretisch vorstellbarer Modelle (im Bild 9: zweidimensionale Massenform) mit errechnetem Schwereeffekt lassen sich nach Form und Tiefenlage plausible Varianten von Lagerstätten — allgemein gesagt von Massenüberschüssen —

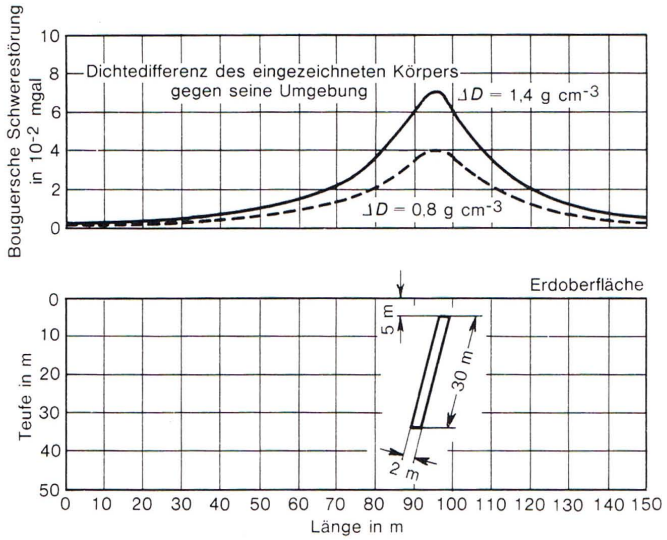


Bild 9. Modellrechnung (zweidimensionale Massenform).

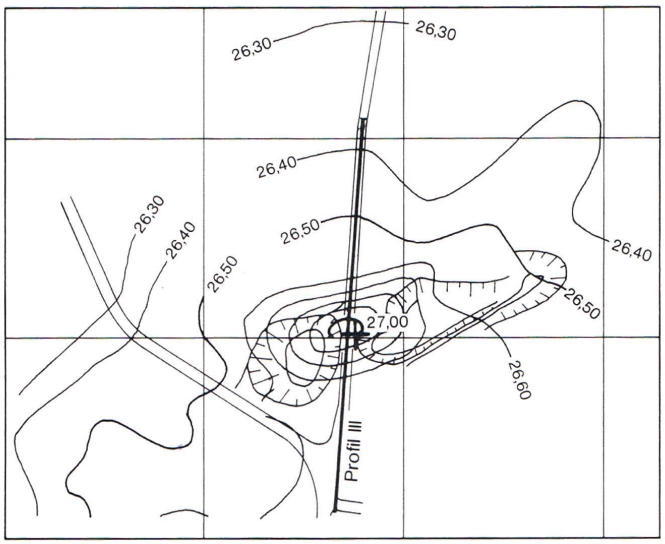


Bild 10. Schwerekarte im Bereich eines bereits bekannten Schwerspatvorkommens.

auswählen, deren Schwerewirkung mit den gemessenen Anomalien übereinstimmt.

Die Schwerekarte im Bereich eines bekannten und bereits im Abbau befindlichen Schwerspatvorkommens ist im Bild 10 dargestellt. Das Bild 11 verdeutlicht noch einmal den Schwereverlauf des im Bild 10 eingezeichneten Profils III. Es liegt hier eine klare qualitative Aussage über einen Massenüberschuß vor.

Ein letztes Beispiel für die Anwendung des gravimetrischen Verfahrens wird im Bild 12 gegeben. Die gemessene Bouguersche Schwerestörung spiegelt sich im Schwereverlauf entlang eines Profils wider, das über die Mitte eines etwa kreisrunden Salzstocks gelegt ist, der durch eine Gravimetermessung flächenhaft erfaßt werden konnte. Es wurde ein regionales Schwerefeld erster Ordnung in Abzug gebracht. Die Restschwere ist im oberen Teil des Bildes dargestellt. Eine plausible Form und Tiefe des Salzstockes konnte abgeschätzt werden durch den Vergleich der Restschwere mit dem theoretisch berechneten Schwereverlauf einer Kugel.

Geoelektrik

Zu den ältesten Verfahren der Geophysik gehört die Geoelektrik. Sie benutzt die natürlichen und künstlichen elektrischen Felder und gliedert sich in Wechsel- und Gleichstromgeoelektrik. Die geoelektrische Methode basiert auf den unterschiedlichen elektrischen Eigenschaften der geologischen Schichten.

Die Anwendungsgebiete der Geoelektrik sind vielfältig. Sie wird unter anderem eingesetzt bei der Prospektion von
Trink-, Mineral- und Thermalwässern,
Sedimentgesteinen (Kies, Sand, Ton),
Hartgesteinvorkommen (Granit, Basalt, Gabbro),
Erzvorkommen
und kann darüber hinaus gute Ergebnisse bei den Baugrunduntersuchungen erzielen.

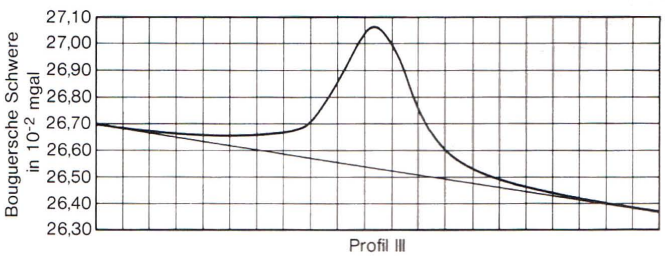


Bild 11. Schwereverlauf über das Profil III im Bild 10.

© Copyright VGE Verlag Glückauf, Essen

Glückauf
117 (1981) Nr. 8

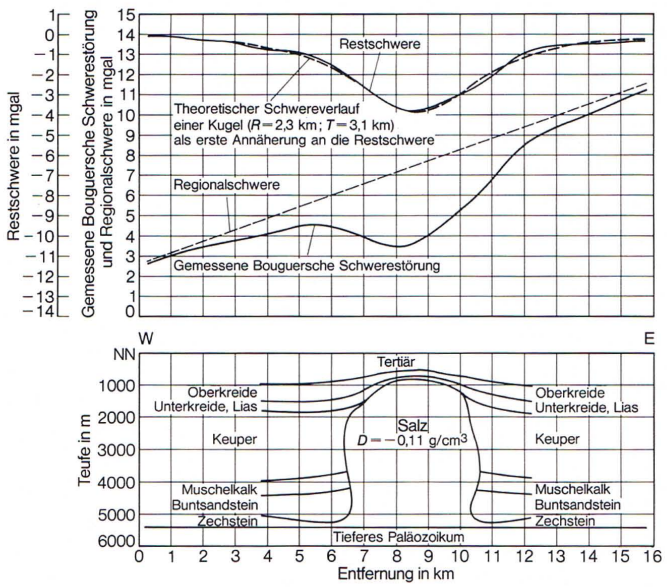


Bild 12. Schwereverlauf über einen Salzstock (Modellrechnung).

Die meistbenutzte geoelektrische Methode ist das Vierpunktverfahren nach C. und M. Schlumberger. Wie alle Methoden geht auch diese von der Voraussetzung aus, daß eine petrographisch homogene Schicht eine für sie typische Leitfähigkeit aufweist. Über zwei Elektroden E_1 und E_2 wird dem Erdboden Gleichstrom zugeführt. Zwischen den Elektroden in der Mitte der Anordnung wird mittels zweier Sonden S_1 und S_2 eine Teilspannung abgegriffen. Aus der Stromstärke I, der Teilspannung V und den Dimensionen der Meßanordnung wird ein scheinbarer spezifischer Widerstand s berechnet, der den Mittelwert aller Widerstände von der Erdoberfläche bis zu der durch den jeweiligen Abstand der Speiseelektroden bedingten Eindringtiefe darstellt. Durch sukzessives Versetzen der Elektroden vom Mittelpunkt weg werden immer größere Eindringtiefen erreicht. Der ermittelte spezifische Widerstand wird auf doppelt logarithmischem Papier aufgetragen. Die so gewonnenen Punkte ergeben die Sondierungskurve.

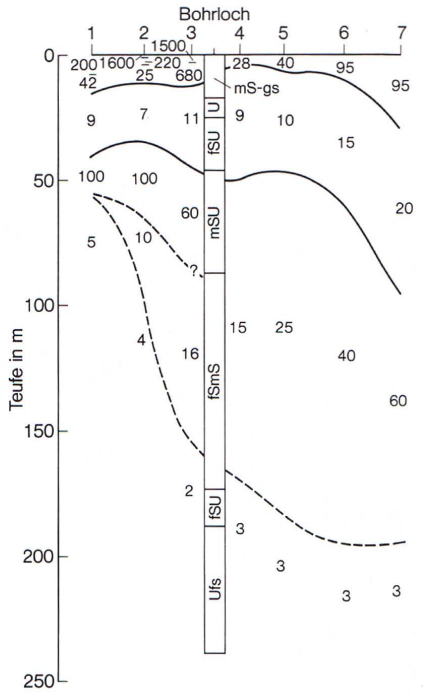


Bild 13. Ergebnisse der geoelektrischen Tiefensondierung.

Die Interpretation der Meßergebnisse nach geologischen Gesichtspunkten ist nicht immer einfach, da sich häufig auch petrographisch ganz verschieden ausgebildete Schichten in elektrischer Hinsicht nicht unterscheiden. So können zum Beispiel salzwasserführende Sande den gleichen Widerstand zeigen wie Tone.

Im vorliegenden Beispiel (Bild 13) wurden Tiefensondierungen über einem Salzstock durchgeführt. Die vorhandene Aufschlußbohrung wurde geophysikalisch vermessen und hatte bestätigt, daß die geoelektrisch ermittelte unterste Grenze tatsächlich den Süß-Salzwasserkontakt darstellt. Demnach steigt die Versalzung nach Norden bis auf 55 m unter Gelände an. An der Bohrung verläuft sie bei etwa 170 m unter Gelände mitten im Feinsand. Die Widerstände des versalzenen Wassers bewegen sich zwischen 2 und 7 $\Omega \times$ m, je nach Chloridgehalt des Grundwassers.

Im Bergland steht der Geologe oft vor der Aufgabe, Festgesteine im Untergrund aufzuspüren und deren Mächtigkeit und Ausbreitung zu bestimmen. Das Beispiel (Bild 14) zeigt mehrere Tiefensondierungen, die bei einer Basaltprospektion aufgenommen wur-

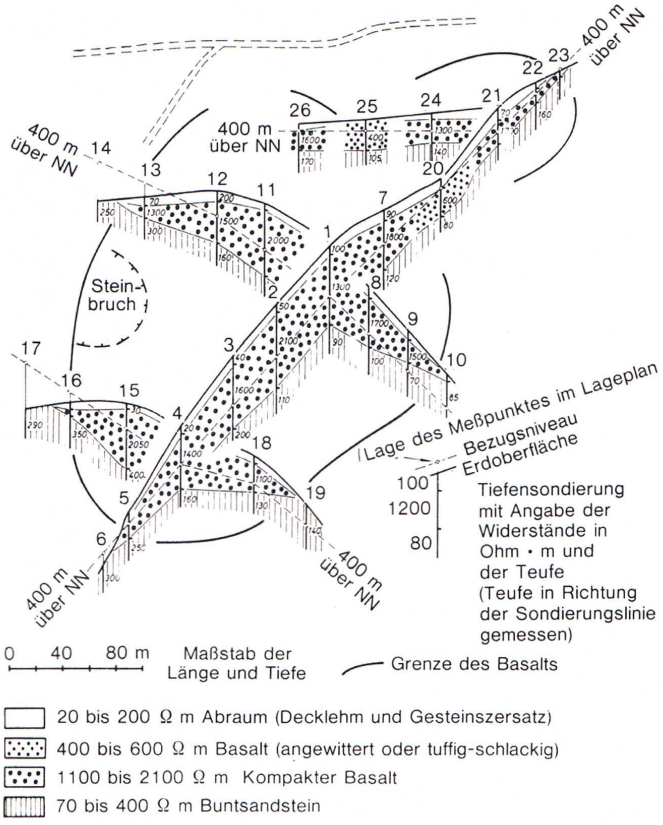


Bild 14. Tiefensondierung.

den. Unter geringer Bedeckung erstreckt sich eine Basaltdecke mit wechselnder Mächtigkeit. Der Schlot des Basaltergusses wurde von den Sondierungen nicht erfaßt. Er liegt außerhalb des Untersuchungsgebietes.

Für die Erzprospektion hat sich, neben Verfahren wie Turam, Slingram, die Methode der induzierten Polarisation eingebürgert. Mit ihr können unter anderem metallisch leitende Erzminerale und kompakte oder feinverteilte sulfidische Erze aufgesucht werden. Dieses Polarisationsverfahren arbeitet nach dem folgenden Prinzip:

Wird der Erde über zwei Elektroden eines Dipols ein elektrischer Gleichstrom zugeführt, baut sich ein künstliches elektrisches Feld auf. Nach schlagartiger Unterbrechung des Primärstromzuflusses bricht die Sekundärspannung nicht gleich zusammen, sondern fällt erst ganz allmählich ab. Aus diesem Phänomen lassen sich Meßinformationen gewinnen, indem man die abfallende Span-

© Copyright VGE Verlag Glückauf, Essen
Glückauf
117 (1981) Nr. 8

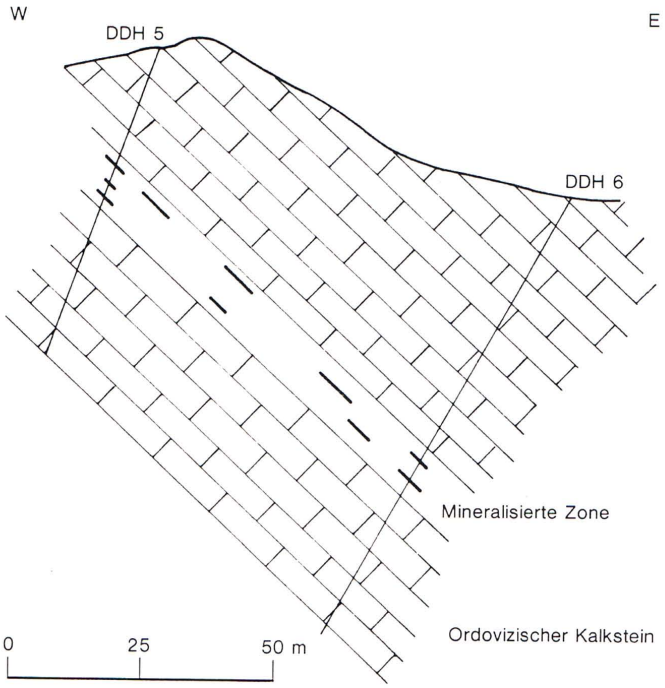


Bild 15. Induzierte Polarisation (Lageplan).

nung über einem Empfangsdipol als Funktion der Zeit aufnimmt (time domain). Man bestimmt so die scheinbare Polarisierbarkeit.

Beim Arbeiten im Frequenzbereich (frequency domain) benutzt man Rechteckströme von zwei (oder mehr) Frequenzen. Da die Aufbau- und Abfallzeiten der Polarisation endlich sind, nimmt der scheinbare spezifische Widerstand mit zunehmender Frequenz ab. Man erhält zwei (oder mehr) verschiedene scheinbare spezifische Widerstände, aus denen der prozentuale Frequenzeffekt (PFE-Wert) und der Metallfaktor abgeleitet werden können.

Das Bild 15 zeigt ein Beispiel dieses Verfahrens der induzierten Polarisation aus Thailand. Die Messung wurde über einem bereits

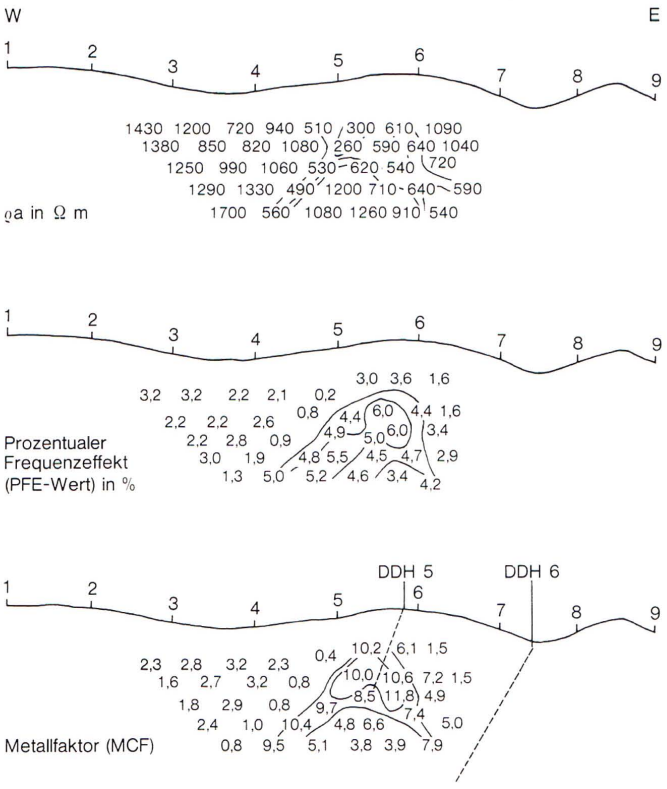


Bild 16. Ergebnisse der induzierten Polarisation bei 25 m Profilabstand.

erbohrten Blei-Zink-Erzgang durchgeführt, der auf eine Länge von etwa 400 m durch einen verwitterten Ausbiß im Kalkstein (Ordovizium) zu erkennen ist.

Zwei Bohrungen DDH 5 und DDH 6 haben die vererzte Zone durchteuft. Sie besteht aus mehreren Bändern Blei-Zink-Erz, die in der Bohrung DDH 5 zusammengefaßt eine Mächtigkeit von 94 cm aufweisen (maximale Stärke eines Erzbandes rund 49 cm). Die Oberkante der Vererzung liegt in der Bohrung DDH 5 bei 11,70 m unter Gelände. Der umgebende Kalkstein fällt zwischen 40 und 60° nach Osten ein.

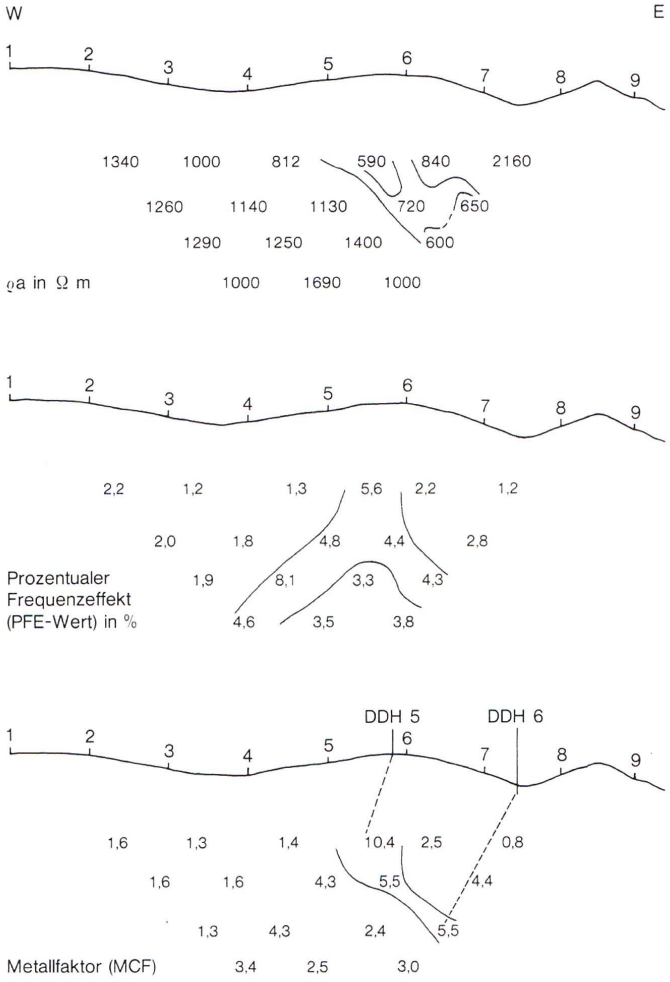


Bild 17. Ergebnisse der induzierten Polarisation bei 50 m Profilabstand.

Das Testprofil wurde sowohl mit 25-m- als auch mit 50-m-Dipolen vermessen (Bilder 16 und 17). Im Schnitt erscheint der Gang als klar abgegrenzte typische Dachformanomalie und zeichnet sich durch niedrigste Widerstände und erhöhte PFE-Werte aus, woraus ein besonders kontrastreiches Anomalienbild des Metallfaktors entsteht.

Aerogeophysik

Seit 1960 bietet sich die Aerogeophysik in der Exploration zur Bewältigung der folgenden Aufgaben an:

▷ In der Ölprospektion: Rasche Bestimmung der Mächtigkeit der (nichtmagnetischen) Sedimente sowie des Grades deren Störung durch Magmaintrusionen.

▷ In der Mineralprospektion: Erfassung magnetischer, elektrisch leitfähiger oder radioaktiver Minerale.

Hierbei kommt einmal der Vorteil zum Tragen, daß man aus der Luft unzugängliches Gelände mühelos vermessen kann, zum Beispiel mit dem Flugzeug Meeresteile, Dschungel und Wüsten, mit dem Hubschrauber insbesondere gebirgige Gegenden. Zum zwei-

© Copyright VGE Verlag Glückauf, Essen
Glückauf
117 (1981) Nr. 8

Bild 18. Hubschrauber Bell 212.

ten ist die Flugvermessung kostengünstig gegenüber den terrestrischen oder marinen Verfahren. Zum dritten ist die Leistung mit 10 000 bis 20 000 km Profil je Monat sehr hoch und einer automatischen Datenerfassung zugänglich. Sie deckt bei Profilabständen von 2 km pro Monat eine Fläche von 140 km × 140 km bis 200 km × 200 km und kann in wenigen Rechnerstunden ausgewertet werden. Das Bild 18 zeigt den Hubschrauber Bell 212 (Gipfelhöhe 4 500 m über NN).

Wie können nun aus der Luft bei Flughöhen von 100 bis 300 m über Grund geophysikalische Daten gesammelt werden, die letztlich geologische Schlüsse erlauben? Die drei folgenden physikalischen Eigenschaften unserer Erde werden dabei herangezogen:

Magnetismus der Gesteine

Entsprechend der Suszeptibilität oder spezifischen Magnetisierbarkeit der Gesteine induziert das Feld des Erdmagneten in ihnen mehr oder weniger starke örtliche Magnetfelder (Anomalien), die sich dem ruhigen oder regionalen geomagnetischen Feld vektoriell überlagern und sich dadurch auszeichnen, daß die Richtung ihrer Feldvektoren mit denen des Erdfeldes übereinstimmen. Daneben gibt es Gesteine mit Eigenmagnetismus, hauptsächlich Tiefen- und Ergußgesteine mit erhöhtem Eisengehalt, deren Magnetfelder sich ebenfalls vektoriell zum ruhigen Erdfeld addieren, bei denen die Richtungen der Feldvektoren aber oft von denen des derzeitigen Erdfeldes abweichen.

Magnetisierte Gesteine bewirken eine mehr oder weniger starke örtliche Verbiegung der Feldlinien des Erdfeldes. Gemessen wird die Feldstärke bis auf ein Hunderttausendstel (1 nT; nano Tesla) der Totalintensität. Das Airborne-Magnetometer mißt in Sekundenintervallen, was horizontalen Abständen von 60 m entspricht.

Die erste Aufgabe der magnetischen Prospektion besteht also darin, von jedem gemessenen Wert der geomagnetischen Totalintensität T_{gem} das an dieser Stelle gültige (ruhige) und mit geeigneten

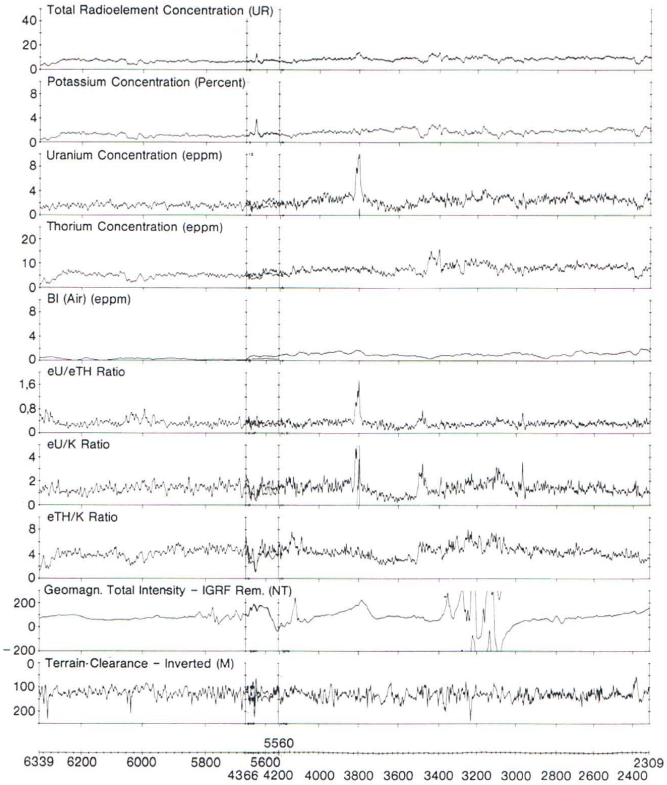


Bild 20. Aerogeophysikalisches Profil.

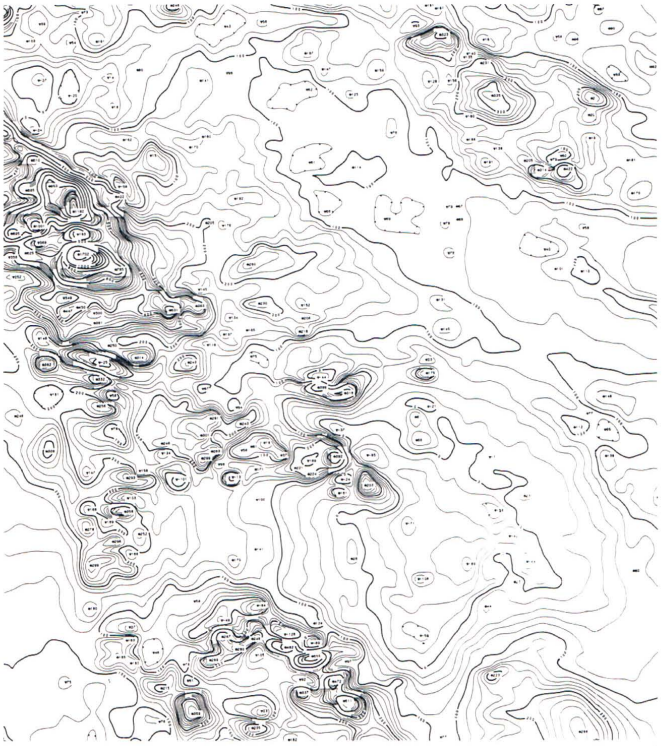


Bild 19. Anomalien der magnetischen Totalintensität.

Verfahren bestimmte geomagnetische Regionalfeld T_{Reg} abzuziehen. Die Differenz ist die gesuchte, dem spezifischen örtlichen Gestein entsprechende geomagnetische Anomalie ΔT:

$$\Delta T_i = (T_{gem} - T_{Reg})_i$$

Ein typisches Bild lebhafter geomagnetischer Anomalien in nT über einer Kreideformation mit Vulkanismus zeigt das Bild 19 im Maßstab 1 : 250 000. Da der remanente Magnetismus bei Überschreitung des sogenannten Curie-Punktes (rund 800 °C) verschwindet, ist bei unserer Erde eine Prospektionstiefe bis zu etwa 30 km möglich, bis zur sogenannten Mohorovičic-Diskontinuität. Man erfaßt allerdings nur den integralen Effekt, das heißt die Summenwirkung aller Einzelquellen im Einzugsbereich des Magnetometers. Dabei steuern gemäß dem Abschwächungsgesetz $1/r^3$ (r Abstand des Magnetometers von der Quelle) nur die näher gelegenen Quellen einen merkbaren Anteil bei.

Die zweite Aufgabe — die geologische Interpretation der Magnetometermessungen — geht wegen des Integraleffektes nun so vor sich, daß man iterativ modelliert, das heißt Geometrie und Magnetisierung eines Störkörpers annimmt, seine theoretische Anomalie im Erdfeld mit dem Computer berechnet, diese dann mit dem gemessenen Feld vergleicht und schließlich die Eingangsgröße so lange verbessert, bis die Übereinstimmung zufriedenstellt.

Im aerogeophysikalischen Profil (Bild 20) ist die Magnetometerspur unter Geomagnetic Total Intensity wiedergegeben. Sie zeigt

© Copyright VGE Verlag Glückauf, Essen
Glückauf
117 (1981) Nr. 8

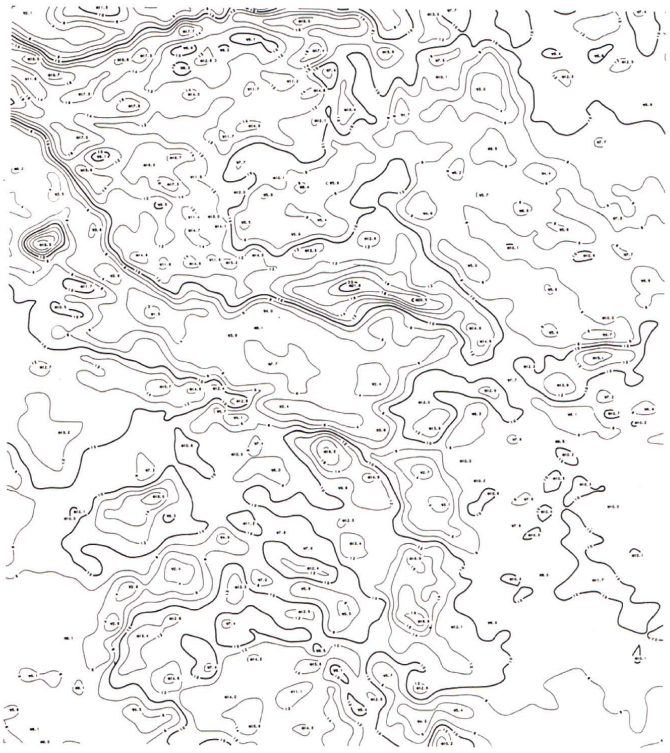


Bild 21. Isoradenkarte (Total Radioelement Concentration).

eine kräftige Anomalie von 500 nT über 15 km, wie sie für Erguß- oder metamorphe Gesteine typisch ist.

Elektrische Leitfähigkeit der Gesteine

Entsprechend der spezifischen elektrischen Leitfähigkeit der Gesteine ergibt sich speziell für nichteisenhaltige Gesteine ein günstiges aktives Prospektionsverfahren bis 150 m Eindringtiefe.

Das Meßflugzeug ist mit einer geeigneten Antenne versehen und strahlt ein kräftiges elektromagnetisches Primärfeld aus. Dieses induziert in der Erde ein Sekundärfeld, das von einer in 50 m Entfernung nachgeschleppten Sonde in Prozenten des Primärfeldes gemessen wird. Wegen der weitgehend bekannten Oberflächengeologie in Europa wird diese Methode bei uns wenig angewendet und soll deshalb hier auch nicht näher beschrieben werden.

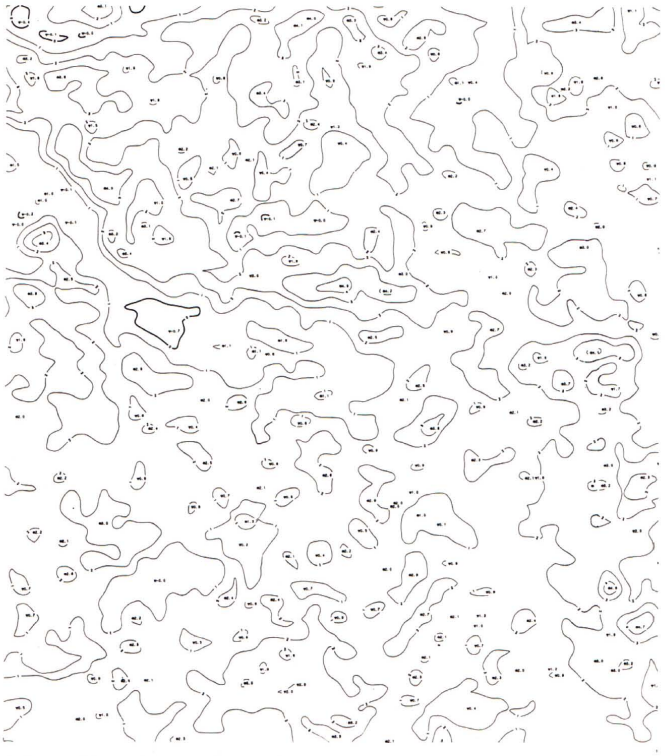


Bild 22. Uran-Isoradenkarte.

Natürliche Radioaktivität der Gesteine

Entsprechend ihrer spezifischen Anteile an Thorium 232, Uran 238 und Kalium 40 strahlen die oberflächennahen Gesteine ein typisches Spektrum an α-, β- und γ-Strahlen aus, von denen die γ-Strahlen auch noch in 200 m Höhe über dem sie erzeugenden Gestein gut erfaßbar sind. Niederschlag und Vegetation beeinflussen die Meßwerte. Fehleinwirkungen dieser Art können aber bei systematisch durchgeführten Meßflügen auf parallelen Profilen sicher erkannt und eliminiert werden.

Theoretisch reicht 1 m Bodenbedeckung über einer radioaktiven Quelle zur Abschirmung der Strahlung aus, jedoch gibt es sowohl in der Thorium- als auch in der Uran-Zerfallsreihe gasförmige Isotope — die Edelgase Radon 220 und 222 — die durch Boden-

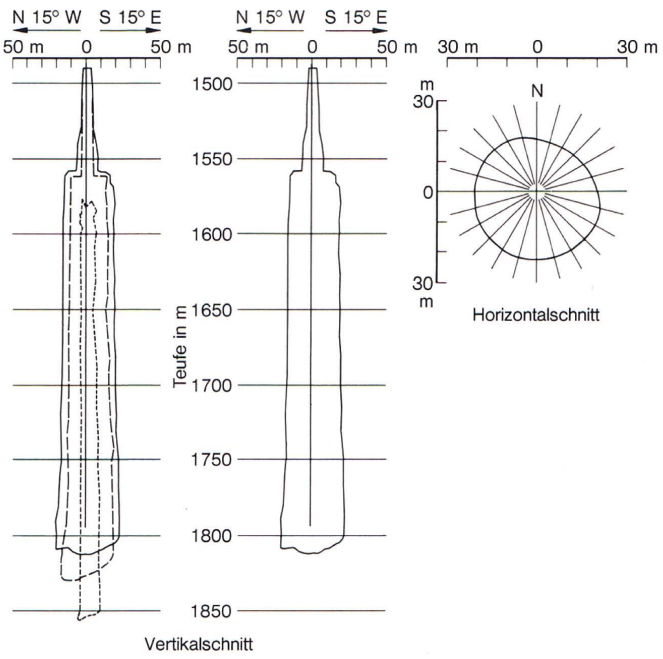


Bild 23. Vermessung von Kavernen.

klüfte, Wasseradern oder mittels Diffusion aus größeren Tiefen aufsteigen und an der Erdoberfläche, im Fall von Radon 222 sogar in der Atmosphäre, weiterhin γ-Strahlung emittieren.

Das Spektrum der natürlichen terrestrischen Gammastrahlung wird mit Computern von den verschiedenen Störeffekten, wie kosmischer und atmosphärischer Strahlung, befreit und durch Eichung auf „Testpads" bekannter Oberflächenkonzentrationen in 10^{-6} g/g-Einheiten (ppm) in aerogeophysikalischen Profilen oder Isoradenkarten der äquivalenten Oberflächenkonzentrationen dargestellt. Die meist dargestellten radioaktiven Fenster sind:
Gesamt-Radioelement Konzentration in μr,
äquivalente Thorium Konzentration in 10^{-6} g/g,
äquivalente Uran Konzentration in 10^{-6} g/g,
Kalium 40 Konzentration in 10^{-2} g/g.

Darüber hinaus werden oft auch Verhältnisbildungen der Fensterwerte aufgetragen. Sie haben den Vorteil, weitgehend von Umwelteinflüssen und deren Reduktion frei zu sein. Es werden meist U/Th-, U/K- und Th/K-Verhältnisse ausgewählt, wie auch im aerogeophysikalischen Profil (Bild 20) zu sehen ist.

© Copyright VGE Verlag Glückauf, Essen
Glückauf
117 (1981) Nr. 8

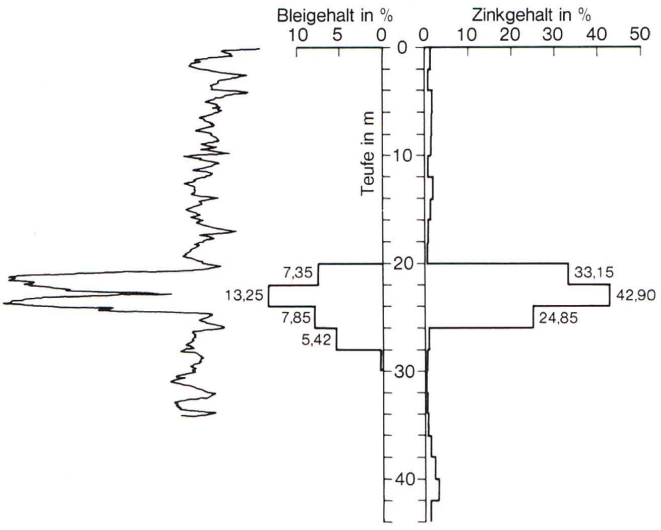


Bild 24. Kartierung eines Erzganges mit der Gamma-Gamma-Methode.

Die in den Bildern 21 und 22 ausgewählten Isoradenkarten sind nicht nur als direktes Prospektionsergebnis von Interesse, sondern haben auch ihre Brauchbarkeit zur Korrelierung geologischer Strukturen im Rahmen von Kartierungen bewiesen.

Bohrlochgeophysik

Die Verfahren der Bohrlochgeophysik werden heute überall im Bergbau routinemäßig angewandt. Einige Beispiele sollen ihre Einsatzmöglichkeiten zeigen.

Vermessung von Kavernen

Durch Einpressen von Süßwasser in das Salzgebirge (Salzstock) mit Hilfe bis zu 2 000 m tiefer Bohrlöcher lassen sich künstliche Hohlräume ausspülen. Kavernen dieser Art fallen einerseits bei der Sole- und damit Salzproduktion an, werden aber auch speziell zum Zwecke der Lagerung von flüssigen und gasförmigen Kohlenwasserstoffen, von Druckluft sowie von Industrieabfällen ausgenutzt. Aus soltechnischen Gründen und aus Sicherheitsgründen müssen Gestalt und Volumen solcher Speicherkavernen während des Aussolens, aber auch während des Betriebes immer wieder neu vermessen werden.

Seit 1962 entwickelt, verbessert und betreibt die Prakla-Seismos GmbH ihr Verfahren der echometrischen Hohlraumvermessung unter dem Namen Echo-Log. Kernstück dieses ingenieurgeophysikalischen Meßverfahrens bildet eine Bohrlochmeßsonde, an deren unterem Ende sich ein Ultraschallwandlersystem befindet, das magnetkompaßgesteuert in jede gewünschte Richtung gedreht und gekippt werden kann. Aus der Reflexionszeit (Echolaufzeit) eines zwischen dem Wandlersystem und jedem erreichbaren Punkt

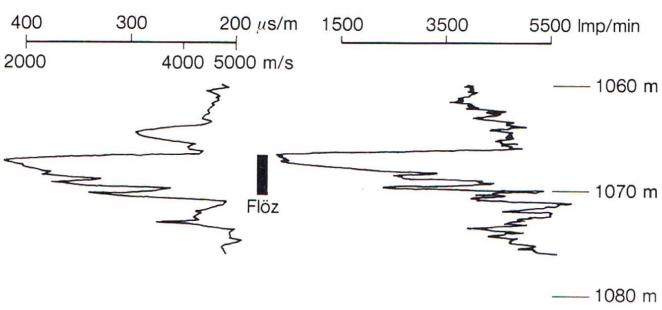


Bild 25. Bestimmung eines Kohlenflözes mit Akustik-Log (links) und mit Gamma-Log.

der Kavernenbegrenzung hin- und zurückgelaufenen Ultraschallimpulses kann die jeweilige Entfernung auf ±10 cm genau bestimmt werden (Bild 23).

Kartierung von Erzgängen

Zur Feststellung von Erzgängen — zum Beispiel Blei-Zink — in ungekernten, meist horizontalen und trocken gestoßenen Bohrlöchern bieten geophysikalische Bohrlochmessungen nach der Gamma-Gamma-Methode zur Dichtebestimmung eindeutigere Unterscheidungsmöglichkeiten, als dies durch Probenahme in regelmäßigen Tiefenabständen und anschließender Analyse möglich wäre. Das Bild 24 zeigt einen Erzgang in 21 bis 24,60 m Tiefe, dessen Mächtigkeit auf Grund der Bleianalyse 8 m und auf Grund der Zinkanalyse 6 m beträgt.

Bestimmung eines Kohlenflözes

Das Flöz (Bild 25) zeigt im Gamma-Log eine geringe Gammastrahlung und im Akustik-Log einen Rückgang der seismischen Geschwindigkeit, das heißt Zunahme der Intervall-Laufzeit.

Ausblick

Die vorgelegten Beispiele zeigen, daß die Angewandte Geophysik als ein Werkzeug zur Erkundung noch unbekannter und zur genauen Erfassung nur teilweise erschlossenen Lagerstätten nicht mehr wegzudenken ist. Die oberflächennahen Vorkommen sind in aller Regel abgebaut oder voll erschlossen. Jetzt gilt es, in immer größere Tiefen vorzudringen und auch sehr komplex gebaute Lagerstätten aufzuspüren. Der weltweit steigende Rohstoffbedarf läßt uns keine andere Wahl.

Die Angewandte Geophysik ist sich ihrer großen Verantwortung für die Sicherheit der Rohstoffversorgung in der Zukunft bewußt. Es werden alle Anstrengungen unternommen, um die Verfahren und Instrumente zu verbessern. Eine große Anzahl von Wissenschaftlern und Ingenieuren ist ständig damit befaßt. Nur so war es in den vergangenen Jahren möglich und wird es auch in Zukunft möglich sein, die Angewandte Geophysik zu einer scharfen Waffe zu gestalten, mit der einer wachsenden Rohstoffverknappung — vielleicht die größte Herausforderung unserer Zeit — wirksam zu begegnen ist.

Zusammenfassung

Die Angewandte Geophysik hat für den Bergbau eine große Bedeutung. Mit modernen dreidimensionalen seismischen Verfahren lassen sich die Lagerungsverhältnisse im Steinkohlengebirge mit großer Genauigkeit erfassen. Neben den herkömmlichen vertikalen Schnitten gibt dieses Verfahren auch horizontale Schnitte, die nach der Zeit-Tiefenwandlung unmittelbar vergleichbar mit den horizontalen Rissen der Grubenfelder sind.

Die Flözwellenseismik hat sich mit Erfolg im Steinkohlenbergbau durchgesetzt. Mit Kanal- oder Flözwellen vom Love-Typ können Störungen im Flöz mit großer Genauigkeit geortet werden.

Mit gravimetrischen Verfahren können beim Vorhandensein von Dichteunterschieden zwischen dem gesuchten Körper und dem Nebengestein Prospektionsobjekte von kleinen oberflächennahen Lagerstätten bis hin zu großen Körpern von einer Ausdehnung und Tiefe von einem Kilometer oder mehr festgestellt werden. Geoelektrische Verfahren werden bei der Prospektion von Trink-, Mineral- und Thermalwässern, Sedimentgesteinen, Hartgestein- und Erzvorkommen mit Erfolg eingesetzt. Die Aerogeophysik bietet sich in der Mineralprospektion zur Erfassung von magnetischen, elektrisch leitfähigen oder radioaktiven Mineralen an. Die Verfahren der Bohrlochgeophysik werden überall im Bergbau routinemäßig angewandt.

© Copyright 1981 by Verlag Glückauf GmbH, Franz-Fischer-Weg 61, D-4300 Essen-Kray, ☎(02 01) 1 05 95 43
Das Recht jeglicher weiteren Vervielfältigung dieses Sonderabdruckes sowie sein Vertrieb gegen Entgelt bleiben dem Verlag Glückauf GmbH vorbehalten.