

Werk

Jahr: 1984

Kollektion: fid.geo

Signatur: 8 Z NAT 2148:55

Digitalisiert: Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen

Werk Id: PPN1015067948_0055

PURL: http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN1015067948_0055

LOG Id: LOG_0018

LOG Titel: Dreidimensionale Seismic in der Exploration auf Kohlenwasserstoff-Lagerstätten

LOG Typ: article

Übergeordnetes Werk

Werk Id: PPN1015067948

PURL: <http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN1015067948>

OPAC: <http://opac.sub.uni-goettingen.de/DB=1/PPN?PPN=1015067948>

Terms and Conditions

The Goettingen State and University Library provides access to digitized documents strictly for noncommercial educational, research and private purposes and makes no warranty with regard to their use for other purposes. Some of our collections are protected by copyright. Publication and/or broadcast in any form (including electronic) requires prior written permission from the Goettingen State- and University Library.

Each copy of any part of this document must contain these Terms and Conditions. With the usage of the library's online system to access or download a digitized document you accept the Terms and Conditions.

Reproductions of material on the web site may not be made for or donated to other repositories, nor may be further reproduced without written permission from the Goettingen State- and University Library.

For reproduction requests and permissions, please contact us. If citing materials, please give proper attribution of the source.

Contact

Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen
Georg-August-Universität Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen
Germany
Email: gdz@sub.uni-goettingen.de

Übersichtsvortrag

Dreidimensionale Seismik in der Exploration auf Kohlenwasserstoff-Lagerstätten*

H. Dürschner

BEB Gewerkschaften Brigitta und Elwerath Betriebsführungsgesellschaft mbH, Riethorst 12, D-3000 Hannover 51, FRG

Die Rolle der Seismik in der Exploration

Wenn zu Beginn der Tagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft im Jahre 1982 zwei Einführungsvorträge der Seismik gewidmet waren, so sollte dies sicher nicht davon ablenken, daß geophysikalische Forschung auch in der Exploration das ganze Spektrum der physikalischen Methoden umspannt. Vielmehr konnte man es als eine „hommage“ an Hannover auffassen, wo die Tagung stattfand und das man durchaus als das Zentrum dieser geophysikalischen Fachrichtung bezeichnen kann. Natürlich hat die Exploration auf Kohlenwasserstoffe bevorzugt mit Seismik zu tun.

Definieren wir unseren Standpunkt: Seismik erforscht unsere ganze Erde bis zum Kern, amerikanische Projekte, wie das COCORP (Consortium for Continental Reflection Profiling), sind speziell auf die Bereiche bis zur Mohorovičić-Grenze (MOHO) ausgerichtet, in der Exploration nach Bodenschätzen wie Kohle, Kohlenwasserstoffe und neuerdings der Erdwärme beschränken wir uns auf die ersten 5 bis höchstens 10 km der Erdkruste.

Gelegentlich vereinigen sich auch Hochschulen und Erdölfirmer zu Projekten, die ähnlich wie bei COCORP noch etwas tiefer „sehen“ wollen. Man hat inzwischen gelernt, daß die Kenntnis der Bereiche, die bis jetzt dem Bohrmeißel verschlossen sind, für die Deutung der Teufen, die mit dem Meißel erreichbar sind, recht nützlich sein kann.

Nun zur dreidimensionalen Seismik: Hier ist grundsätzlich zu sagen, daß die Seismik, welche man in der Exploration je betrieben hat und die, die wir heute betreiben, immer eine behinderte „3D-Seismik“ war. 3D war das Ziel, wenn auch der Ausdruck 3D erst spät vom Akustischen, vom Rundfunk und von der Stereo-Optik entlehnt wurde und nicht zuletzt dank verschiedener Methoden, die auch diesen Ausdruck verdienen, bei den Seismikern in der Exploration eingeführt wurde. Selbstverständlich haben die Geophysiker schon immer versucht, ihre Strukturen räumlich zu sehen und auch so darzustellen.

Andererseits lassen sich viele Probleme dann einfacher ansehen und deuten, wenn die Dimensionen, in denen man beobachtet, die Ergebnisse darstellt und schließlich interpretiert, gleich sind. Das spricht in hohem Maße wieder für die zweidimensionale „Papierebene“, die die Interpreten am Schreibtisch vor sich haben. Wir erleben deshalb auch

bei 3D-Seismik laufend „Rückfälle“ in die 2D-Darstellung. Vielleicht ist das auch nötig.

In gewissem Sinne ist 3D-Seismik „in“. 1980 waren anlässlich der Tagung der Society of Exploration Geophysics in Houston 17 Vorträge diesem Thema gewidmet. Als 1971 die European Society of Exploration Geophysicists in Hannover tagte, gab es zu diesem Thema nur 2 Vorträge (Walton, Bortfeld). Die theoretische Fortführung von Waltons Arbeiten findet man bei Dunkin und Levin (1971). Neuere Beispiele, die den Fortschritt der Entwicklung zeigen, finden sich bei McDonald, Gardner und Kotcher (1981), Tegland (1977), Brown (1979, 1980), Houba und Bodemann (1981).

Vorteile der 3D-Seismik

Die 3D Seismik, von der wir reden wollen, ist in aller Regel Steilwinkel-Reflexionsseismik. Das heißt, wir erzeugen seismische Signale auf oder in der Nähe der Erdoberfläche und beobachten in der näheren Umgebung (also in bis zu einigen km Entfernung vom Schußpunkt) Reflexionen.

Die Abb. 1 zeigt die – nennen wir sie – klassische Art, das 3D-Problem anzugehen, nämlich die Darstellung von miteinander verschachtelten Profilen. Dies ist unsere erste und herkömmliche Antwort auf die Frage nach dem räumlichen Zusammenhang der Schichten in der Erde. Die deutschen Erdölfirmer haben im Jahre 1981 für die Erstellung solcher Profile mehr als 100 Mio. DM ausgegeben. Der Aufwand für echte 3D-Vermessung betrug noch weniger als 5%. Nahezu alles Erdöl und Erdgas, das bisher in Deutschland gefördert wurde, ist mit „räumlichen Methoden“ dieser Art gefunden worden. Das sind bis zum Jahre 1980 182×10^6 t Erdöl und 227×10^9 m³ Erdgas gewesen.

Wozu dann noch 3D? Dazu ist zu sagen, daß wir der Überzeugung sind, daß zumindest in vielen Fällen nur noch über „echte“ dreidimensionale Methoden die genaue Klärung der Lagerungsverhältnisse gefunden werden kann. Kenntnisse über den Untergrund Deutschlands sind, so gut sie im großen Rahmen auch sein mögen, dann außerordentlich lückenhaft, wenn man ins Detail geht. Die künftige Erdölexploration erfordert aber gerade sehr viel Detailkenntnisse. Ähnliches gilt auch für die Erz- und Kohleprospektion.

Was wir anstreben, sind also Kartierungen über erdölogisch wichtige Horizonte, die möglichst exakt sein sollen. Das trifft für die gängige zweidimensionale Abbildung

* Übersichtsvortrag, gehalten anlässlich der Tagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Hannover, 1982

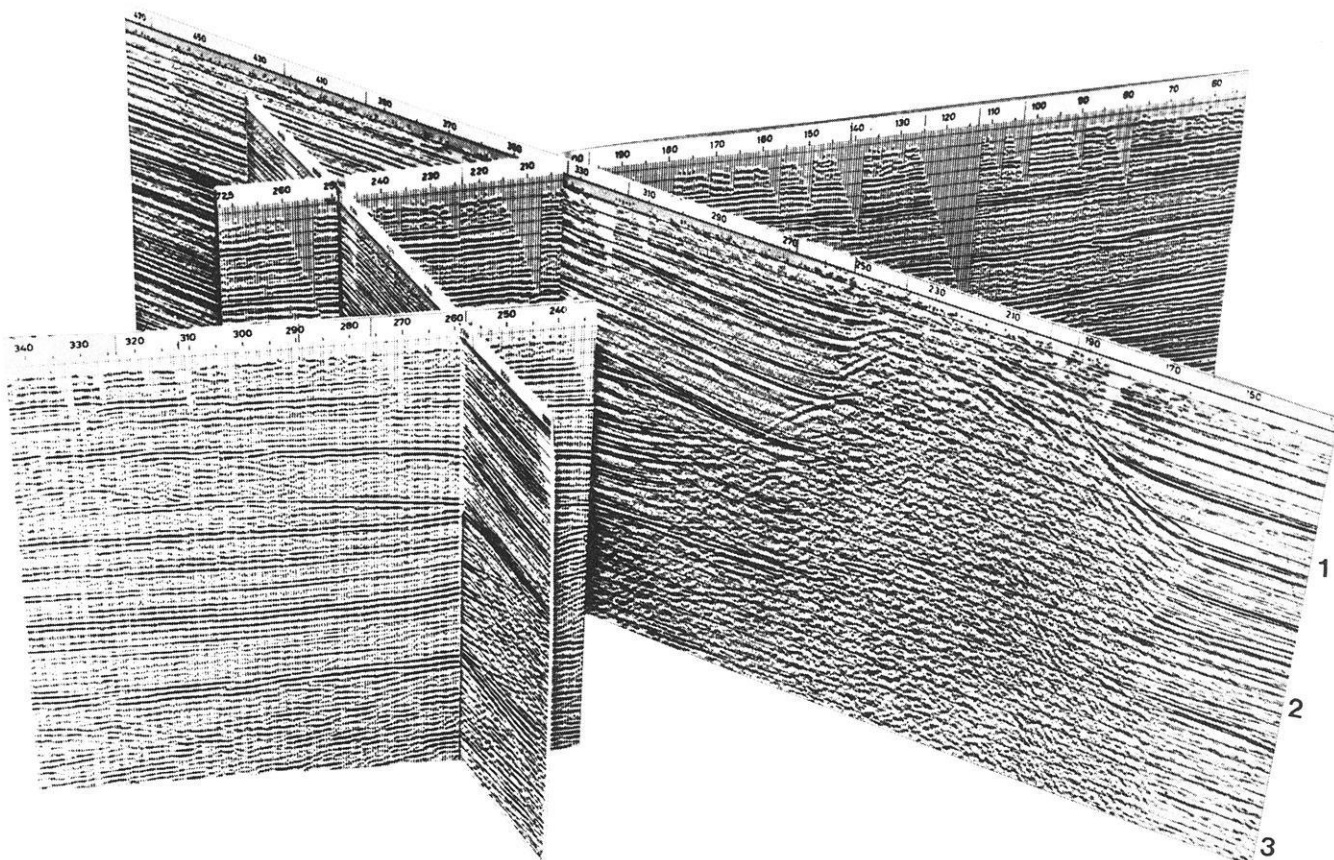


Abb. 1. Räumliche Darstellung einer Schar miteinander vernetzter zweidimensionaler Profile. Die herkömmliche Art, 3D zu erfassen

häufig nicht zu. Das soll gleich an drei typischen Beispielen gezeigt werden (Abb. 3–5).

Vorher wollen wir uns ins Gedächtnis rufen, was das „tägliche Brot“ eines seismischen Meßtrupps ist (1981 wurden von der Erdölindustrie mehr als ein Dutzend solcher Meßtrupps in der Bundesrepublik Deutschland beschäftigt). Da gibt es zunächst Flachbohrgeräte, mit denen man „Schuß-Bohrungen“ von bis zu 100 m Teufe vorbereitet, die mit Sprengstoff besetzt werden. Wenn er gezündet wird, laufen die Wellen in die Erde und kommen als Reflexionen zurück, wie es in Abb. 2 längs einer Linie angedeutet ist und wie es korrekter flächenhaft in Abb. 3 (im unterem Teil als Modell und darüber zugleich) als Momentaufnahme aus einer wahren Vermessung gezeigt wird. Schußseismik war vor 20 Jahren eine gängige Methode und ist bei ca. 50% aller seismischen Trupps auch heute üblich. Inzwischen werden auch andere, „harmlosere“ Methoden der Schallerzeugung angewandt: Fallgewichte, Druckgasquellen (zur See) sowie Vibratoren und „Rüttelgeräte“. Wir beobachten (im Idealfall konstanter Geschwindigkeiten im Untergrund) bei flächenhafter Beobachtung eine Schar konzentrischer Kreise, deren Mittelpunkt nicht mit dem Sprengpunkt zusammenfallen muß. Im zur Zeit üblichen Verfahren haben wir nur eine einzige Beobachtungslinie. Sie verläuft im Normalfall durch den Sprengpunkt und hat irgendeine Richtung. Diese ist natürlich genauestens eingemessen. Oft – aber nicht immer – haben die Geophysiker, welche diese Messungen vorbereiten, schon vorher eine An-

schauung darüber, wie die optimale Lage der Linie sein sollte. Die Praxis zeigt aber auch, daß die Linie, welche für eine bestimmte geologische Schicht optimal ausgerichtet wurde, oft am gleichen Beobachtungspunkt für andere – tiefere oder höhere – Schichten ungünstig liegt. Tatsächlich ist nur dann eine genaue Interpretation möglich, wenn die Beobachtungslinie sowohl durch den Sprengpunkt (S) als auch durch den Mittelpunkt (M) der auftauchenden (im Idealfall kreisförmigen Wellenfronten der) Reflexion verläuft. Wir sehen an diesem Bild bereits, daß bei einer Linienbeobachtung deshalb schon immer unvollkommene Information über die Wellenfronten erhalten wird, weil der Horizont, was in der Natur oft genug der Fall ist, nicht horizontal liegt. Die herkömmliche Art der Interpretation negiert diesen Effekt. Also ist die Linienbeobachtung immer mangelhaft.

Betrachten wir noch eine weitere Abbildung zum gleichen Sachverhalt (Abb. 4): Hier liegt der gesuchte Horizont horizontal. Seitlich davon befindet sich eine Aufwölbung des gleichen Horizontes. Wir vermessen ein Linienprofil: Wenn wir den Untergrund mit den Schallwellen „ableuchten“, haben wir es natürlich nie mit einem wirklich so feinen Strahlenbündel zu tun, daß wir sagen könnten, wir beobachteten nur das, was genau unter der Linie ist. Vielmehr haben wir einen Strahlenkegel von beachtlicher Öffnung. Die Konsequenz ist: Wir „sehen“ auch zur Seite. Infolgedessen registrieren wir den gesuchten Horizont gelegentlich mehrfach, hier zweimal. Natürlich können wir dann, wenn

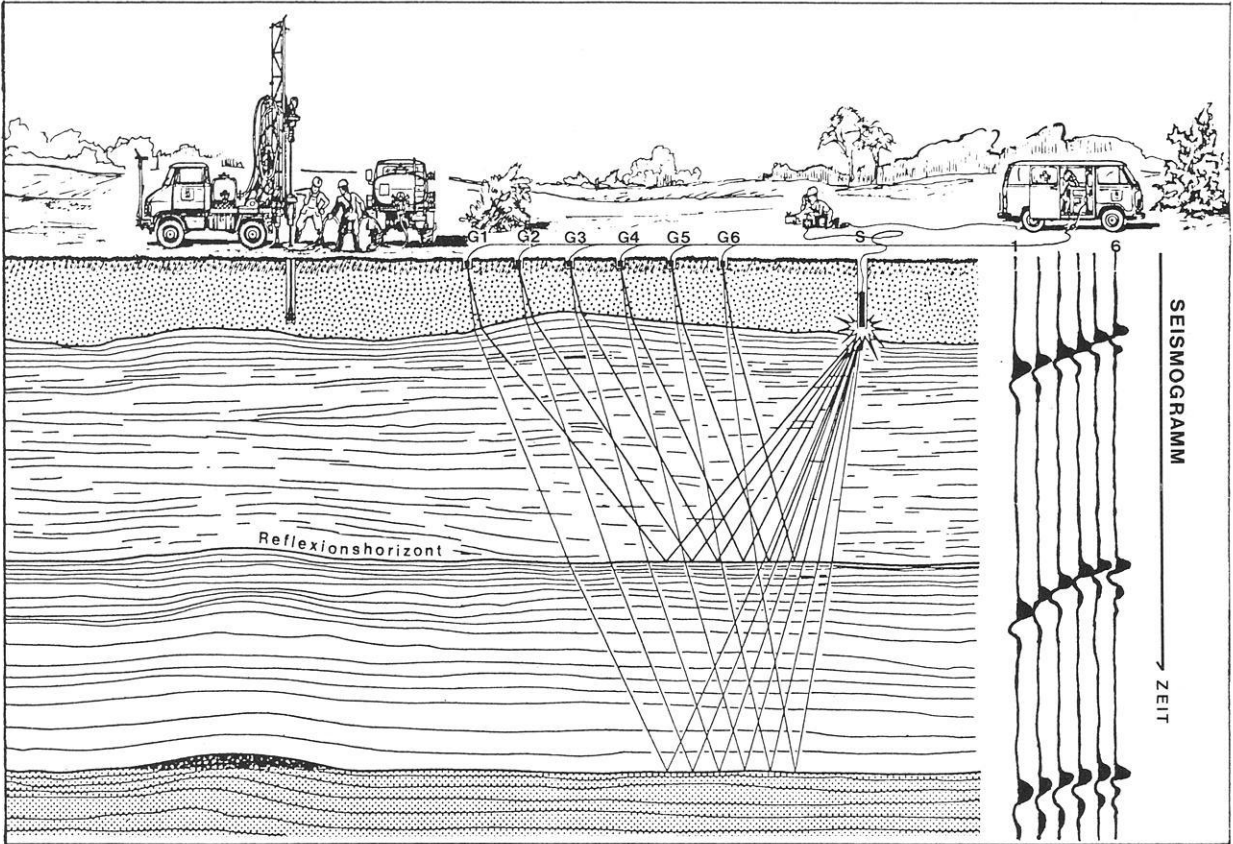


Abb. 2. Schema eines seismischen Meßtrupps. S=Sprengpunkt, G_1 bis G_6 =Geophonpunkte. Üblich sind heute 120 Geophonpunkte mit 40–50 m Abstand

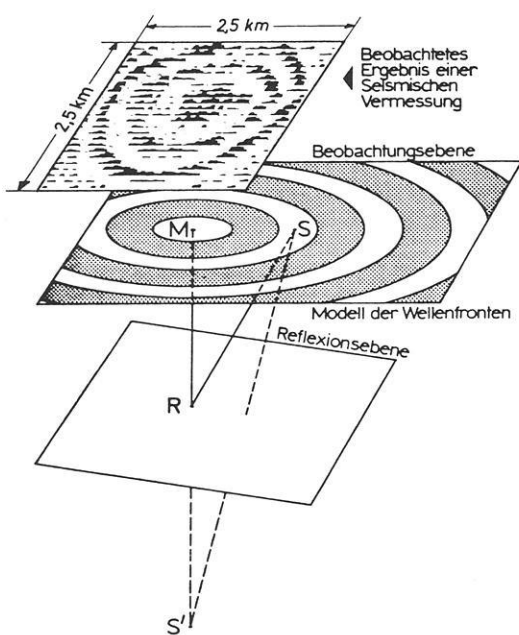


Abb. 3. Modell einer flächenhaften seismischen Aufnahme mit „Zeitscheiben“ von einem planen, geneigten Horizont. Darüber das Bild einer tatsächlichen flächenhaften Registrierung. S=Schußpunkt, M=Mittelpunkt der beobachteten Wellenfronten. Nur bei horizontalen Horizonten fallen M und S zusammen

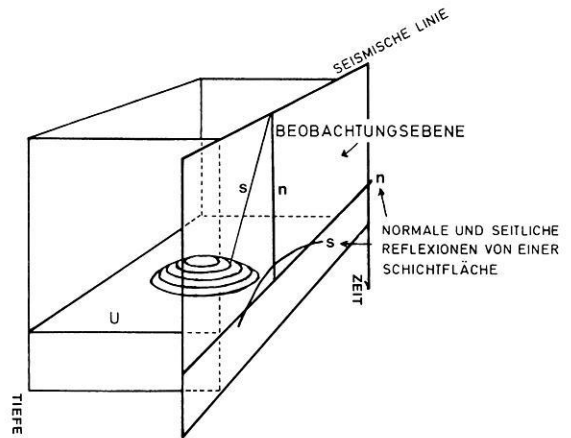


Abb. 4. Beispiel für die Mehrdeutigkeit von 2D-Schnitten. Die Fläche „U“, welche aus einer planen Ebene mit einer aufgesetzten Kalotte besteht, erscheint in der zweidimensionalen Beobachtungsebene (rechte Fläche) mit den Reflexionen n und s zweimal

wir einen derartigen Sachverhalt vermuten, das Profil optimal anlegen, d.h. genau über die Struktur hinweg. Damit wäre das Problem in dem vorliegenden Fall lösbar. Trotzdem ist auch diese Registrierung nicht sofort eindeutig. Wieso das? Hierzu noch eine Abbildung (Abb. 5): Sie stellt den Fall dar, daß wir genau über eine (hier etwas übertriebene) Struktur hinwegwandern. Schußpunkt und Geophon sollen sich jeweils an der gleichen Stelle befinden. Was registrieren wir? Links sehen wir die angenommene geologische

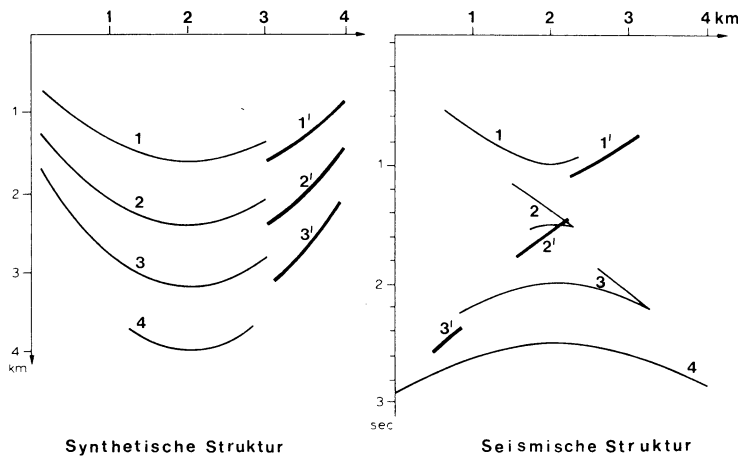


Abb. 5. Beispiel für die Mehrdeutigkeit der Abbildung gekrümmter Schichtflächen. Links die angenommene „wahre“ Struktur, rechts die entsprechende „seismische“ Abbildung. Bei km 3 wurde eine Störung angenommen. Die Schallgeschwindigkeit wurde überall konst = 3200 m/s angenommen

Situation, rechts die „Reflexionsantwort“ auf ein Schallstrahlenbündel mit einem Öffnungswinkel, wie er etwa den Tatsachen entspricht. Wer würde wohl diese Registrierung sofort entwirren können?

Die Methode, diesen „Wirrwarr“ hinreichend befriedigend zu entwickeln, heißt Migration. Mit dieser Operation, mit der wir die Wellengleichung, die die Ausbreitung der Wellen beschreibt, zeitlich rückwärts lösen, schaffen wir es, die Reflexionselemente ungefähr wieder auf die wahre Position der Reflektoren zu bringen.

Diese – in unserem Beispiel noch – 2D-Migration funktioniert wieder nur dann, wenn eine vermessene Linie genau über eine Struktur hinwegführt. Weil das aber selten genug der Fall ist, ist im Grunde nur die Migration im dreidimensionalen Bereich sinnvoll. Das erfordert *flächenhafte* Aufnahme und *räumliche* Bearbeitung der Daten, aber auch viel Rechenoperationen. Dafür ist ein gewaltiger Computeraufwand nötig. Für eine 3D-Migration sind große Computer tagelang beschäftigt. Wir sollten uns also merken: Flächenhafte Seismik, die mit der Zeitachse (nach unten) ein *Datenvolumen* liefert, ist untrennbar mit *räumlicher Migration* verbunden.

3D-Seismik und Abbildung

Wir wollen uns im folgenden nicht darum kümmern, daß es noch einige physikalische Tatsachen gibt, die uns das Interpretieren schwer machen. Wir sollten sie aber kennen:

a) Die Geschwindigkeiten im Untergrund sind keineswegs konstant. Sie verändern sich nicht einmal gleichmäßig. Sie können an Schichtgrenzen um mehr als 100% springen. Das ist zwar unsere Chance, denn nur an Grenzen, wo sich der Wellenwiderstand ändert, entstehen Reflexionen. Auf – sagen wir – 1000 m Laufweg durch das Gebirge erhalten wir uns schwer auch 1000 Reflexionen: winzige, die man nicht erkennt, und andere, die 50% der einfallenden Energie zurückwerfen. Da wir aber in einem begrenzten Wellenlängenbereich zwischen 10 und ca. 300 m beobachten, „sehen“ wir nur wenige Einzelreflexionen, aber viele, die als Superponierung von vielen dicht aufeinander folgenden Reflexionen entstehen und ihren Charakter von Ort zu Ort, der Petrographie folgend, verändern. Natürlich fällt die zur Reflexion zur Verfügung stehende Energie stetig ab. Ein gängiger Wert ist ca. 20 db pro 1000 m. Die Abb. 6 zeigt ein Beispiel für den Amplitudenabfall, berechnet aus gemessenen Bohrlochdaten für einen begrenzten Teufenbereich von

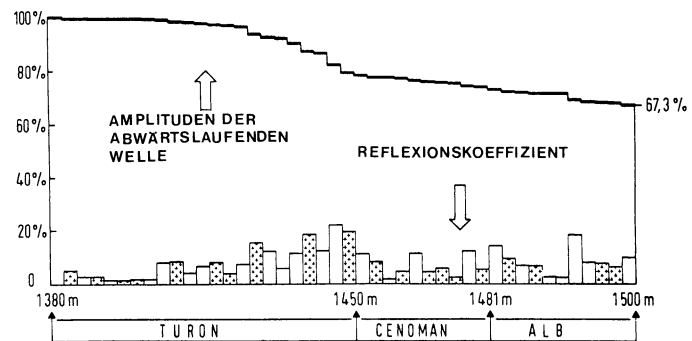


Abb. 6. Die nach unten laufende seismische Welle wird durch Reflexion laufend geschwächt. Setzt man z.B. die Amplitude einer Welle bei 1380 m zu 100% an, dann stehen für die Reflexion an einer Schichtgrenze bei 1500 m nur noch 67,3% zur Verfügung. Die Eichung der Ordinate gilt sowohl für die Amplitude der abwärtslaufenden Welle wie für den Reflexionskoeffizienten, der entsprechend der Signatur positiv oder negativ (=weißer Balken) sein kann

ca. 100 m (unter Vernachlässigung aller Reflexionen unter 1%!).

b) Wir sollten uns auch erinnern, daß alle Wellen, die nicht senkrecht auf eine akustische Schichtgrenze (wo sich also der Wellenwiderstand ändert) auftreffen, gebrochen werden – abwärts und aufwärts! Bei der Migration der seismischen Linien versuchen wir dieses Problem über Geschwindigkeitsfelder einigermaßen in die Hand zu bekommen.

c) Es gibt stets nicht nur einfache Reflexionen von Wellen, sondern auch Wellen, die mehrfach reflektiert werden. Diese „Multiplen“ sind nicht sofort in einem Seismogramm von den Primärreflexionen zu unterscheiden. Hier helfen wir uns mit der konsequenten Anwendung der Statistik. Wir erzeugen Informationen von einem Horizont vielfach und fassen diese zusammen (Stacking). Ferner arbeiten wir mit gezielten Filteroperationen (Dekonvolution, FK-Filtern, slant-stack u.a.). Beim normalen Stacking wird das Signal/Noise Verhältnis zugunsten aller wahren Reflexionen verbessert. Bei der Dekonvolution wird vor allem der Frequenzinhalt verbessert. Beim „slant-stack“ isoliert man die Energieanteile unerwünschter seismischer Phasen (Multiple, Scherwellen, Refraktionswellen) und unterdrückt sie.

d) Darüber hinaus sind nicht alle beobachteten Wellen P-Wellen. Umwandlungen in S-Wellen und auch wieder in

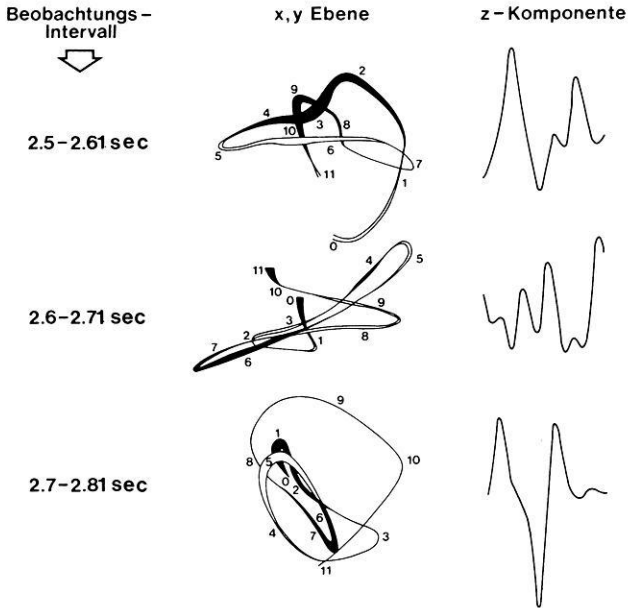


Abb. 7. Dreidimensionale Beobachtungen an einem Punkt (Dreikomponentenstation) gestatten in Zusammenhang mit seismischen Profilen Aussagen über das Einfallen wichtiger Schichtgrenzen und über die Natur der Welle (ob Longitudinalwelle oder Transversalwelle). In der x, y Ebene gibt die Strichdicke die Z-Komponente wieder (Ausgefüllte Schleifen = Positive Amplitude)

P zurück treten auf, können aber meist nicht sofort erkannt werden.

In allen Fällen liefert die flächenhafte Beobachtung einen Schlüssel zum besseren Erkennen der gesuchten Schichtgrenzen.

Primitiv gesehen, kann man natürlich immer dann, wenn man Linienseismik registriert, eine Dreikomponentenstation aufbauen, daraus die wahre Bodenbewegung zu jedem Zeitpunkt bestimmen und diese wieder mit der Linienseismik korrelieren. Das zeigt Abb. 7. Messungen dieser Art geben bereits einen Hinweis auf die räumliche Ankunftsrichtung der Welle und beantworten möglicherweise auch an diesem Punkt die 3D-Frage (sie schützen nicht vor Multiplen, helfen aber unter Umständen bei Erkennen von PS-Wellen).

Wir wollen noch ein Analogon zur Seismik aus der Optik betrachten. Die Abb. 8 zeigt die Kopie eines berühmten Gemäldes von Georges de Latour, der während des 30jährigen Krieges in der Landschaft Lothringen lebte. Was ist das Typische an ihm und was bringt uns dazu, ein Bild von ihm hier einzubauen? Nun: Seine Bilder sind alle „Nachtbilder“. Sie leben im wahrsten Sinne nur von dem Licht einer Kerze. Das ist typisch für den Maler. Es erinnert aber auch sehr an das Problem der Geophysiker. Auch wir verfügen nur über eine nahezu punktförmige Lichtquelle, den Sprengschuß. Auch bei uns gelten für die Ausbreitung, Brechung, Refraktion und Streuung der Energie dieselben Gesetze wie in der Optik. Nur die Fragestellung ist ein wenig anders. Wenn wir (wie hier die Dame) in den Spiegel sehen, dann wollen wir das *Bild* im Spiegel sehen: Das Angesicht oder die Kerze. Wenn wir Seismologen Wellen in die Erde schicken, dann registrieren wir auch das „Bild der Schallquelle“, der Kerze. Aber: Wir möchten aus dieser Information etwas über die *Oberfläche* des Spiegels erfahren. Das können wir optisch auf zwei Wegen erreichen:

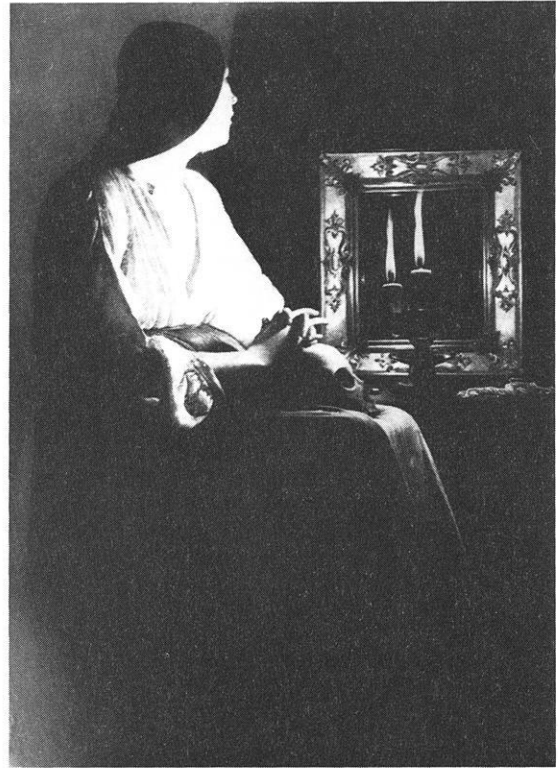


Abb. 8. Dame mit Kerze und Spiegel (nach Georges de Latour, 17. Jahrhundert), das optische Analogon zur Seismik

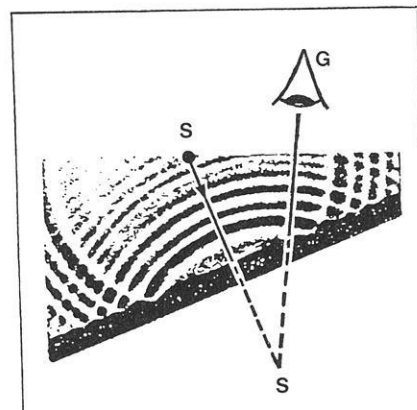


Abb. 9. Wellen im Wasser (Schallquelle S, Spiegelpunkt S' und Beobachter)

1. Wir können unsere Augen auf die Oberfläche des Spiegels fokussieren. 2. Wir können sie auf die Kerze fokussieren. Beides tun wir Seismologen folglich auch. Hier sind Bild und Seismik einander sehr nahe.

Wenn wir das Gemälde auf die physikalischen Fakten reduzieren (Abb. 9), so sehen wir nur das Wellenfeld und den Spiegel. Dieses Bild entstand mit Wasserwellen in einem flachen Becken – das Phänomen ist das gleiche: Wir wissen, daß sich hinter dem Spiegel nichts befindet, das uns interessiert, aber unser Auge „sieht“ etwas dahinter, und es ist genau die Lage des Spiegelpunktes, die etwas über die Spiegeloberfläche aussagt. Wenn wir die „Kerze“ bewegen, das „Auge“ an der Stelle lassen oder auch umgekehrt, das „Auge“ bewegen und die „Kerze“ festhalten, dann bekom-

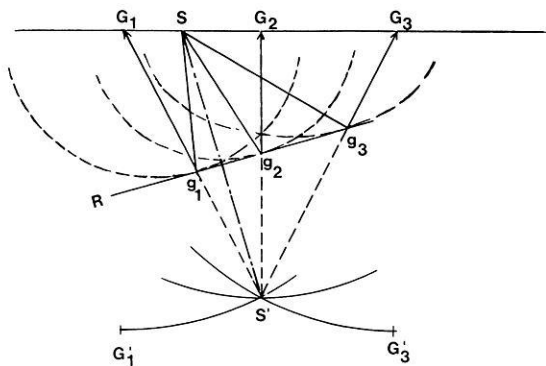


Abb. 10. Die Konstruktion eines Reflektors. Der Reflektor R ist die gemeinsame Tangente an die Ellipsenschar, die sich aus den Beobachtungspaaren (S-G1, S-G2 und S-G3) konstruieren läßt. Der Reflektor R wird auch durch die Konstruktion des Spiegelpunktes S' festgelegt. SS' steht senkrecht auf R und R halbiert die Strecke SS'

men wir mehr Informationen über die Spiegeloberfläche. Das lernen wir aus diesem Bild.

Migration

Mit Abb. 10 soll zugleich ein Exkurs über die Migration eingeleitet werden. Die Abbildung zeigt den Fall, daß die Kerze (der Schußpunkt) an genau 3 Stellen beobachtet wird. Diese 3 Stellen sind hier mit G1 bis G3 (G wie Geophon) bezeichnet. Wenn man nur die beobachtete Zeit oder die daraus berechnete Weglänge verwendet, dann kann man daraus zwei Informationen erhalten: Zuerst kann man den Spiegelpunkt S' des Schußpunktes geometrisch konstruieren. Wenn die Geometrie so einfach ist wie hier, dann hat man damit auch einen Punkt der Spiegeloberfläche und senkrecht auf SS' ihr Einfallen erhalten.

Der zweite Fall ist der, daß man sich nicht um den Spiegelpunkt kümmert, aber die Tatsache berücksichtigt, daß die Kurven, welche zu den jeweiligen Brennpunkten (S und G1 bis G3) gehören, Ellipsen sind, die man kennt. Im Beispiel sind es drei Ellipsen. Wenn man sie konstruiert, dann gibt die gemeinsame Tangente die Lage des reflektierenden Horizontes. Diese Konstruktion ist für uns Geophysiker mit dem Namen Hagedorn (1957) verbunden.

Die 2 genannten Beispiele fallen unter den Prozeß: „Migration vor dem Stapeln“. Sie sind sehr aufwendig. Einige Computermodelle hierzu (die aus einer Publikation der Bendix-Corporation stammen): Abb. 11 zeigt die Konstruktion mit 2 Ellipsen. In Abb. 12 sind die Tangenten-Konstruktion aus 24 Beobachtungspaaren (S-G1 bis S-

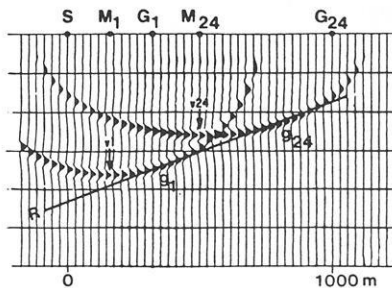


Abb. 11. Migrationsmodell unter Verwendung von nur zwei seismischen Spuren G1 und G24, welche zum gleichen Schußpunkt S gehören. Der Reflektor R ist die gemeinsame Tangente g1, g24. Ohne Migration würde man nur unter den „Mittelpunkten“ M1 und M2 ein Signal einzeichnen

G24) und die Spiegelpunkt-konstruktion gegenübergestellt. Um im optischen Beispiel zu bleiben: Zuerst fokussieren wir auf die Spiegeloberfläche, im Fall 2 fokussieren wir auf die Kerze!

Gehen wir vom Modell zur Praxis. Sie sieht etwas komplizierter aus, wie Abb. 13 zeigt. Dies ist die Migration einer 24spurigen seismischen Registrierung. Da die zu migrierenden Horizonte nur stückweise vorhanden sind (wir verwenden ja nur 24 Spuren), ist die Migration auch nicht perfekt, und man kann die Bögen erkennen, auf denen die Reflexionen so wie bei dem vorhergehenden Modell verschwenkt worden sind. Während die vorher in Abb. 10 beschriebene Migration im Prinzip für eine einzelne (erkannte) Reflexion mit Papier und Bleistift konstruierbar ist, wird man heutzutage alles auf einmal im Rechner migrieren, etwas ungenauer zwar, aber viel schneller. Da aber diese Migration, die „Migration vor dem Stapeln“, auch heute noch zu viel Computerzeit kostet, wird sie selten angewandt. Man führt stattdessen die „Migration nach dem Stapeln“ durch, d.h. wir reduzieren vor der Migration den Datenvorrat mit dem Risiko, die Qualität zwar zu mindern, doch mit dem Ziel, in einer vertretbaren Zeit zu einem Ergebnis zu kommen. Technisch geschieht folgendes: Wir wenden auf alle Daten die NMO-Korrektur an, mit anderen Worten, wir korrigieren die unterschiedlichen Laufwege zwischen Schußpunkt und Geophonpunkt. Außerdem tun wir so, als ob die Reflexion genau von einem Punkt in der Mitte zwischen Schußpunkt und Geophonpunkt käme, was nur bei genau söhli-ger Lagerung gilt. Mit dieser Hilfskonstruktion können wir dann ein ungefähres Bild der Lagerung im Untergrund erhalten. Außerdem wird man tun, was seit 15 Jahren der bedeutendste Fortschritt der Reflexionsseismik ist, die Linien mehrfach überdeckt registrieren und die (theoretisch den CDP's gleichenden) CMP's summieren (CDP=com-

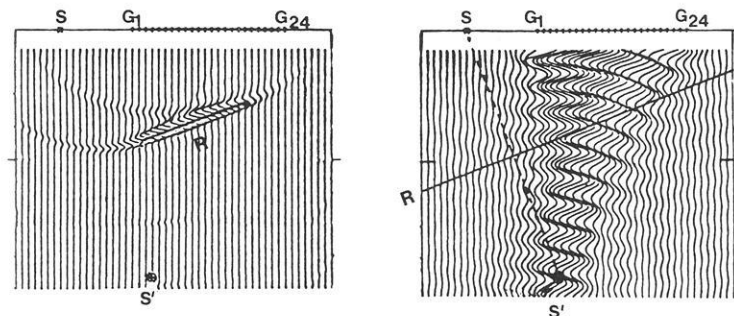


Abb. 12. Migrationsmodelle: Tangentenkonstruktion unter Verwendung von 24 seismischen Spuren (links). Der gesuchte Horizont bildet sich klar migriert ab. Daneben rechts Spiegelpunkt-konstruktion unter Verwendung der gleichfalls an 24 Punkten beobachteten Phasen und Frequenzverhältnisse (des „Hologramms“). Diese Konstruktion wird umso besser, je breiter das verwendete Spektrum ist

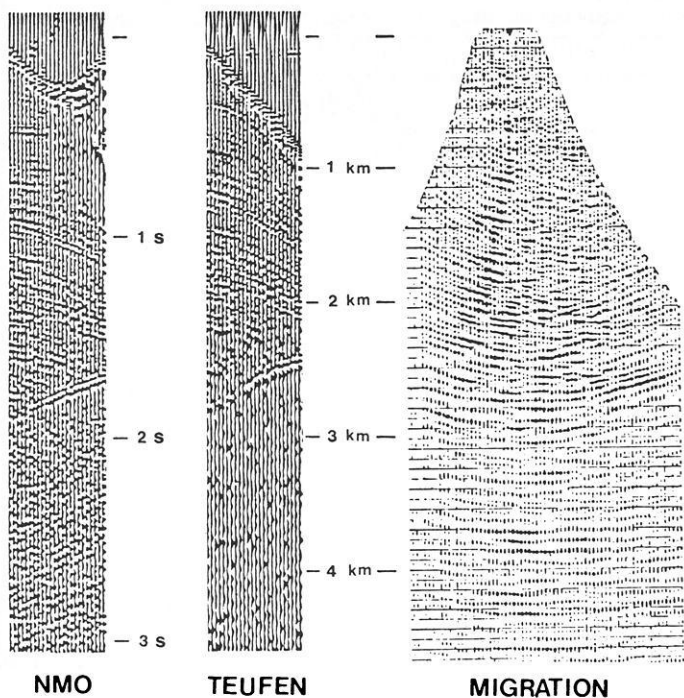


Abb. 13. Tiefen-Migration eines einzigen 24spurigen Seismogramms. Daneben Tiefenumrechnung des Seismogramms und Zeitdarstellung des Seismogramms nach Anwendung von NMO (Normal Move Out)-Korrekturen

mon depth point, CMP = common midpoint). Als Ergebnis erhält man Profile, wie die in Abb. 1 gezeigten. Sie sind dank der konsequenten Anwendung der Statistik (hohe Multiplizität, Reduzierung des Noise) ein wesentlicher Fortschritt. Sie leiden aber unter den anfangs beschriebenen Mängeln, sind also im Hinblick auf die wahre Lage der Horizonte oft ungenau, oft auch zweideutig und selten optimal, was das Signal/Noise-Verhältnis betrifft. Wenn man diese Profile nun nach dem Stapeln migriert, so ist das zwar üblich, doch das Ergebnis oft unbefriedigend. Hier hilft wieder nur die 3D-Vermessung. Zwar betreffen die eben genannten Beispiele nur den 2D Fall. Sie sind aber prinzipiell auf 3D erweiterbar. Ristow (1980) hat dies erschöpfend abgehandelt.

3D-Planung und Datenverarbeitung

Abbildung 14 zeigt schematisch das Flußdiagramm einer 3D-Verarbeitung, das sich nicht grundsätzlich von dem der 2D-Seismik unterscheidet, von dem man deshalb auch nur sagen kann, daß (nach der sicher unterschiedlichen Planung) in allen Prozessen sehr viel aufwendiger und noch sorgfältiger gearbeitet werden muß (Brown und McBeath, 1980). Wir wollen hier nur einiges zur Planung sagen, um dann einige Ergebnisse zu betrachten: Seismische Messungen im industriellen Rahmen sind sehr teuer. Im Jahre 1982 hat 1 km² einer Flächenvermessung ca. DM 80000,- gekostet. Vieles, was die endgültige Qualität beeinflusst, geschieht bei der Aufnahme im Feld. Die Auflösung hängt u.a. von dem Aufbau der Geophone, der Lage von Schußpunkt und Geophonen relativ zueinander und von der Samplingrate ab. Normalerweise ist ein 50 m Netz für die Geophonauslage dann ausreichend, wenn das Ziel der Exploration tiefer als 1000 m liegt. Hierüber wurde schon mehrfach berichtet (Bading, 1978).

Für die Anordnung von Schuß- und Geophonpunkten wurden die verschiedensten Konfigurationen, die zum Teil schon mit entsprechenden, geschützten Fantasienamen be-

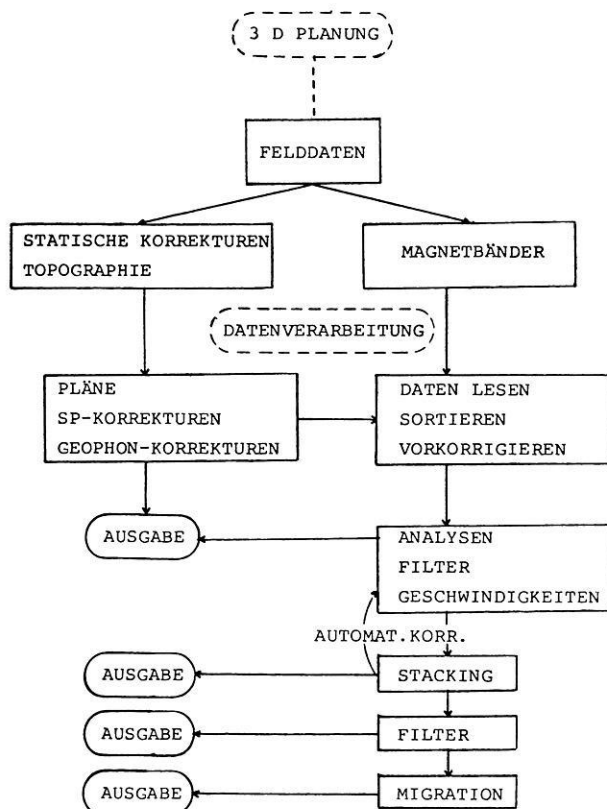


Abb. 14. Ablaufdiagramm einer 3D Bearbeitung

legt worden sind, vorgeschlagen (z.B. Seisloop, Seisquare, Seiswath, alles geschützte Namen der Firma GSI). Die Abb. 15 und 16 zeigen zwei Anordnungen, die beide für die Gewerkschaften Brigitta und Elwerath in der Praxis durchgeführt worden sind. Die erste zeigt den Idealfall einer Vermessung in Norddeutschland: Regelmäßige Anordnung

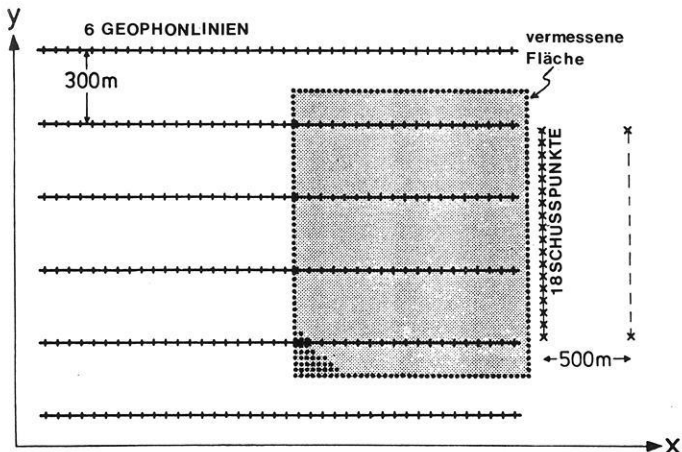


Abb. 15. Ausschnitt aus einem nahezu idealen Aufbauschema 6 × 40 Geophonpunkte und senkrecht dazu 18 Schußpunkte. Das Schema wird in der Praxis nach allen Richtungen gleichmäßig fortgesetzt, bis die gewünschte Fläche überdeckt ist

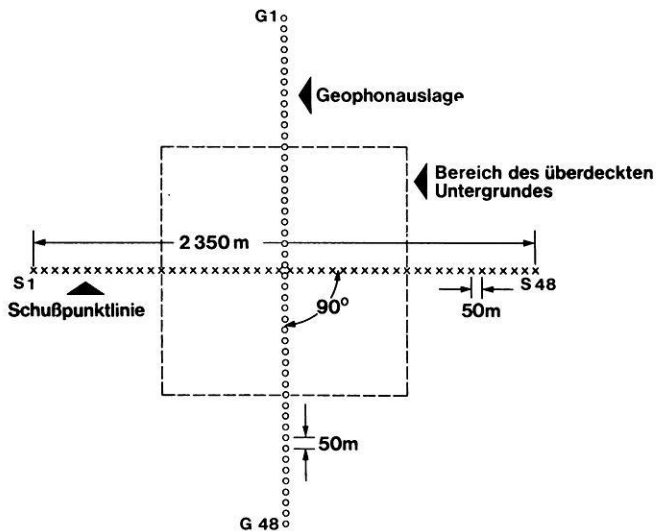


Abb. 17. Die Kernzelle einer 3D Vermessung (eine Geophonauslage und eine Schußpunktlinie) liefert eine „einfach“ überdeckte Fläche

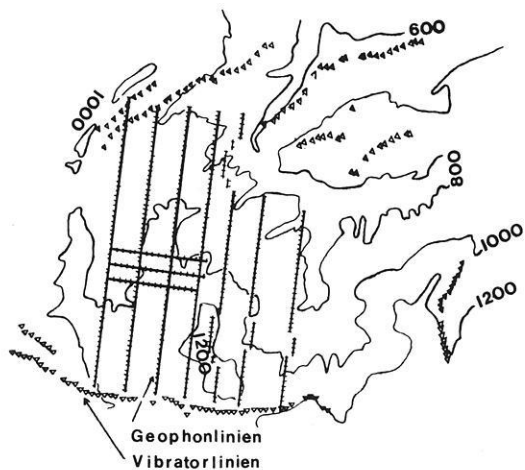


Abb. 16. Aufbauschema in einem schwer zugänglichen bergigem Gebiet. Beispiel einer praktisch durchgeführten Vermessung. Höhenlinien in m auf NN bezogen

von Schußpunkten und Geophonen, Überdeckung 6fach. Der andere Fall ist unregelmäßig auch ca. 6fach registriert und im Gebirge vermessen. Die erste Vermessung geschah mit Schußseismik, die zweite wurde mit Vibratoren als Energiequelle durchgeführt. Nicht nur, daß im Fall 2 Schußseismik ohnedies nicht möglich war, sondern auch die Vibratoren konnten sich nur auf wenigen Wegen um das zu untersuchende Gebiet herum bewegen. Allerdings konnte man die Geophone auf einigen parallelen Linien auslegen. Durch öftere Wiederholung der Vibrator-Wege bei Registrierung in gleichen Geophonlinien wurde dennoch eine einigermaßen gleichmäßige Überdeckung des Untergrundes erreicht (Bading, 1982).

Kümmern wir uns zunächst nicht um das, was eine flächenhafte Aufnahme kompliziert macht, sondern betrachten wir die Kernzelle einer 3D-Vermessung, aus der alle anderen Schemata abgeleitet werden können (Abb. 17). Diese besteht aus einem zentralen Schußpunkt und Geophonen, die darum herum gleichmäßig auf einer Fläche (hier ca. 5 km²) verteilt sind. Die Abb. 17 zeigt eine Vereinfachung, die legitim ist, nämlich die Geophone auf einer

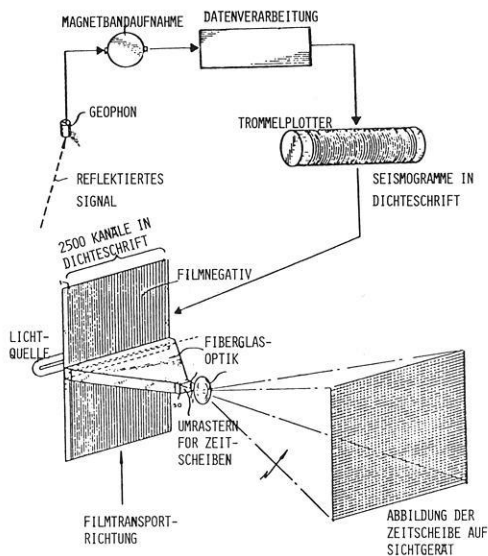


Abb. 18. Die erste Beschreibung einer analogen Aufnahme und Verarbeitung von Flächenseismik (Ball und Whitmann, 1967)

Linie und viele Schußpunkte auf einer senkrecht dazu verlaufenden Linie (man spart Geophone). Hier wird die Fläche also nach und nach überdeckt. Die Registrierung auf der Fläche gibt mit der dritten Achse, der Zeitachse (oder umgerechnet der Teufenachse) nach unten die 3D-Vermessung.

Im Prinzip würde diese einfache Messung alles liefern, was wir brauchen. Alles andere ist Datenverbesserung und Aneinanderreihung von Flächen. Datenverbesserung heißt, mehrmals über fast der gleichen Fläche weitere Datenvolumina erzeugen, superponieren und dadurch das Signal/Noise-Verhältnis verbessern, genauso wie in der Linienseismik.

Über diese einfache Anordnung und die Verarbeitung gab es schon vor mehr als 22 Jahren eine Patentschrift von Becker (1960). Weil es damals noch keine geeigneten Computer dafür gab, beschrieben später Ball und Whitman (1967) eine komplizierte Apparatur, um analog 3D-Daten zu verarbeiten (Abb. 18). Sie erzeugten mit dieser Anlage

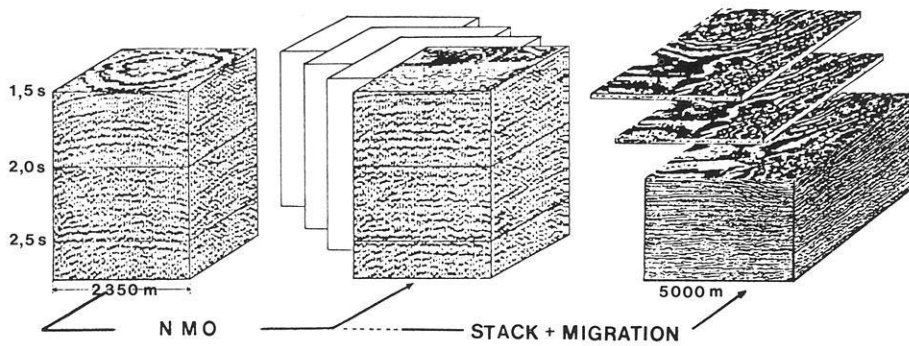


Abb. 19. Links: Ergebnis einer einfach überdeckten Fläche. Aufnahmeschema wie in Abb. 17. Mitte: Das gleiche Datenvolumen nach NMO-Korrektur mit der Andeutung weiterer miteinander verschachtelter gleich aufgebauter Raumelemente. Deren Superponierung = 3D-Stacking. Rechts: Ein größeres 3D Volumen mit vertikalen und horizontalen Schnitten

etwa das gleiche, was wir in der nächsten Abbildung sehen: Einen und nur einen Datenblock (Abb. 19, linke Seite).

Schauen wir uns ein solches einfaches Datenvolumen näher an:

a) Liegt ein Horizont eben (söhlilig oder nicht!), dann beobachten wir konzentrische Wellenfelder, die wir natürlich nur dann sehen können, wenn wir den Raum an der betreffenden Stelle der Zeitachse horizontal auftrennen, also eine „Zeitscheibe“ erstellen.

b) Hat der Horizont in der Natur ein Einfallen, dann sind diese Wellen exzentrisch zum Mittelpunkt der Registriertfläche versetzt, ergeben aber durchaus konzentrische Ringe.

c) Beobachtet man über geologischen Störungen, dann sind diese „Ringe“ zerbrochen. Sind die Horizonte in dem beobachteten Volumen nicht mehr plan, dann erzeugen Horizontalschnitte mit den Wellenfronten Ellipsen oder noch kompliziertere Kurven.

d) Im einfachsten Fall kann man aus den Radien der Kreise und den dazugehörigen Beobachtungszeiten schon die Geschwindigkeiten zwischen Erdoberfläche und dem betreffenden Horizont, sowie sein Einfallen berechnen. Nebenbei ist die Berechnung bereits genauer als jede aus Profillinien der herkömmlichen Art (Walton, 1972).

Abbildung 20 zeigt, wie man einen Datenblock senkrecht und auch horizontal zerschneiden kann. Die vertikalen Schnitte sind die herkömmlichen Registrierungen. Die horizontalen Schnitte (Zeitscheiben) stellen den Schwingungszustand der Erdoberfläche zu der dazugehörigen Zeit dar. Das ist ziemlich genau das, was ein Beobachter sehen würde, der in einem Helikopter über der Beobachtungsebene schweben und mit einem schallempfindlichen Auge die Erde beobachten würde. Wir können schließlich die Daten über Computer umordnen und nebeneinander darstellen (Abb. 21).

Wir können auch die sich so ergebenden Zeitscheiben als Film mit und ohne Zeitdehnung ablaufen lassen (eine normale Registrierung ist in 3–6 s vorbeigelaufen) und diese analysieren. Ja, es ist sogar noch nicht einmal nötig, erst einen fotografischen Film zu erzeugen, denn man kann alle errechneten Zeitscheiben wie Fernhebilder auf Magnetplatten speichern und beliebig abrufen.

Aus wenigen aufeinanderfolgenden Zeitscheiben kann man schon wichtige Informationen über den Untergrund erhalten (Einfallen, Schallgeschwindigkeit, Störungen).

Im 3D-Stacking wird man das so erstellte Datenvolumen so weiterverarbeiten, wie man es bei der Linienseismik auch tut, man wird es dynamisch korrigieren (NMO-Korrektur). Das schafft einen neuen Datenraum (Abb. 19 Mitte).

Jetzt sehen wir links das unkorrigierte Datenvolumen,

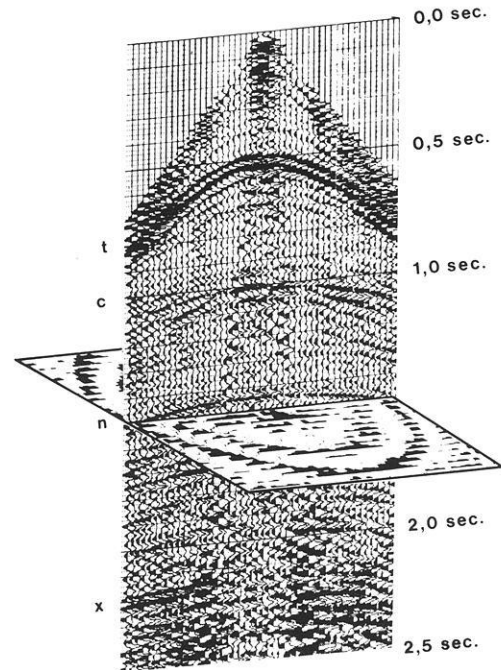


Abb. 20. Zwei Schnitte aus dem gleichen Datenvolumen wie in Abb. 19 links

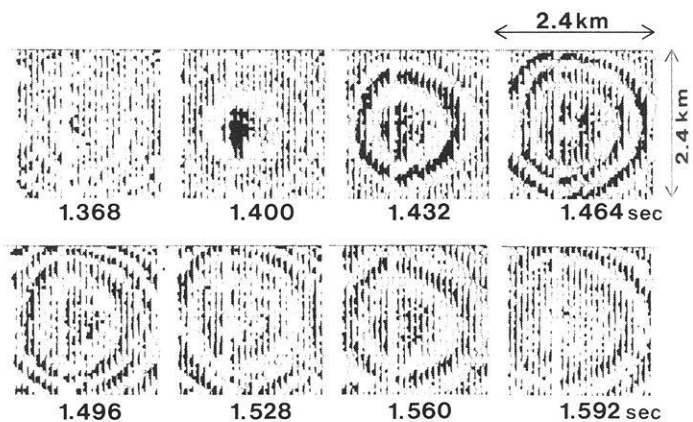


Abb. 21. Flächenhafte Aufnahme der Bodenbewegung im 32 ms. Intervall. Eine ausgewählte Sequenz von Zeitscheiben (ohne NMO-Korrektur) erlaubt bereits eine Bestimmung des Einfallens des untersuchten Horizontes, Aussagen über seine Qualität (Krümmung, Störungen) und vor allem eine bessere Analyse der seismischen Geschwindigkeit als jede andere auf Linienseismik basierende Bestimmung

rechts daneben dasselbe Volumen nach der NMO-Korrektur. Nun entsteht ein Bild so, als ob wir an jedem Punkt der vermessenen Fläche senkrecht (mit einem gewissen Öffnungswinkel) nach unten beobachten. (Wir sehen, wie eine gerade angeschnittene Fläche nach vorne eintaucht.) Nun ist unser Signal möglicherweise noch von unerwünschten multiplen Reflexionen und von anderen Störwellen verseucht. Wir gehen jetzt zu dem Prinzip der Signal/Noise-Verbesserung durch Superposition zusammengehörender Daten (=Stacking) über. Der rechte Teil der Abbildung soll andeuten, wie man sich das Superponieren von Datenräumen vorzustellen hat.

Wenn wir uns an das Flußdiagramm der seismischen Datenverarbeitung (Abb. 14) erinnern, so ist dies die Stufe der Verarbeitung, in der auch die Migration erfolgt. Danach verfügt man über einen Datenraum, den man zur besseren Interpretation wieder in zweidimensionale Schichten zerlegen muß, die aber nun eine viel bessere Qualität zeigen, als die Schnitte, die man ohne Migration (im 2D- oder 3D-Fall) erhalten hätte. Wir wollen dies an zwei Beispielen erläutern.

3D-Messung in Norddeutschland

Das Meßschema der Datenaufnahme im norddeutschen Raum (ca. 70 km NW von Hannover) wurde in der Abb. 15 bereits gezeigt. Geophone und Schußpunkte konnten nach einem nahezu idealen Schema ausgelegt werden. Einige weitere Daten: Gesamtfläche 45 km², Abstand der Geophongruppen 50 m, d.h. Untergrundüberdeckung im 25 m Raster, Multiplizität der Überdeckung = 6fach. Pro Schuß wurden 240 seismische Spuren registriert. Die Gesamtdauer der Vermessung betrug 4 Wochen, der Gesamtkostenaufwand mit Datenverarbeitung ca. 3 Mio. DM. Man kann sich vorstellen, daß beim Bearbeiten dieser Daten einige Probleme zu bewältigen waren! Im Idealfall ist es so, daß während der gesamten Dauer der Verarbeitung alle seismischen Spuren sofort verfügbar sind. Sie müssen also im Computer parat gehalten werden. Das erfordert allein einen Speicherplatz, der in der Größenordnung von 1 500 Mbytes liegt. Aus diesen Daten sind Geschwindigkeitsanalysen zu erstellen, was weiteren Speicherplatz erforderlich macht. In einem anderen Durchgang sind die einmal vorkorrigierten Daten weiter zu verbessern. Für die automatischen Korrekturprogramme ist auch ein beträchtlicher Zusatzspeicher zur Verfügung zu stellen. Natürlich laufen nicht alle Jobs dieser Art zur gleichen Zeit ab, das ist zur Zeit noch zu aufwendig.

Wie unterschiedlich die Verteilung der seismischen Geschwindigkeiten, wohlgermerkt für die gleiche Reflexionszeit, für eine gesamte Fläche ist, sehen wir in der Abb. 22. Natürlich liegen solche Daten für alle Reflexionszeiten in dem Datenvolumen vor. Sie sind die Basis für die weitere Verarbeitung.

Wie sieht nun das Ergebnis der Bearbeitung aus? Vor uns liegt ein Block von Daten (Abb. 23). Wir sehen auf zwei Außenseiten, außerdem ist schon der Teil bis 0,9 s Reflexionszeit = 1,5 km Mächtigkeit „abgehoben“ worden, so daß wir einen Blick in einen Tiefenbereich von ca. 1,5 km werfen können. Diesen nun schon migrierten Datenblock können wir in jeder Richtung zerschneiden und sein Inneres studieren. Wir können z.B. Horizontalschnitte „abheben“, so, wie es auf Abb. 19 dargestellt ist und werden beim Durchmustern der einzelnen Zeit- und Teufenschnitte neue

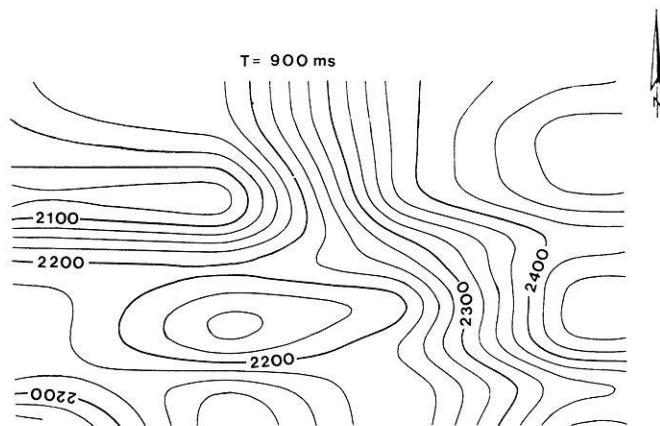
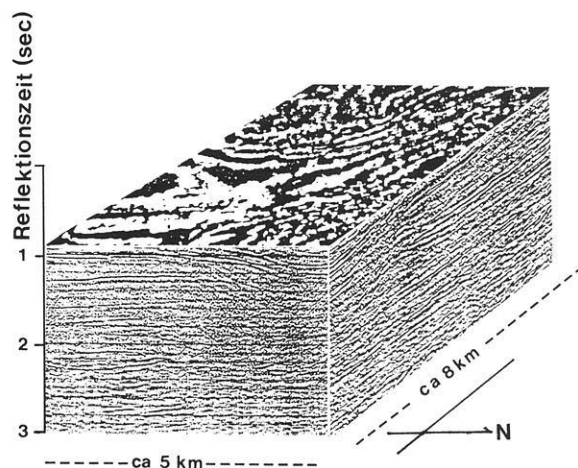


Abb. 22. Die Isolinien der Verteilung der Stackinggeschwindigkeiten (in m/sec) innerhalb einer flächenseismischen Vermessung zeigen, wie für eine einzige Reflexionszeit die NMO Korrektur von Ort zu Ort variiert



3D DATENRAUM

Abb. 23. 3D-Datenvolumen nach NMO Korrektur, Stacking und Migration. Die angeschnittene Oberfläche entspricht der in Abb. 22 dargestellten Geschwindigkeits-Fläche

Erkenntnisse über den Zusammenhang von Störungen gewinnen. Abbildung 24 soll das an der Farbmontage aufeinanderfolgender Zeitschnitte illustrieren: Hier sehen wir eine Folge von drei Schnitten mit jeweils 8 ms Abstand. Die hellste Farbe entspricht dem tiefsten Schnitt. Wir haben also von oben nach unten die Farbfolge blau, rot, orange. Damit können wir mit einem Blick ein Gesteinspaket von 45 km² und etwa 30 m Dicke analysieren. Wir erkennen unschwer, daß im rechten Teil des Bildes eine großräumige Antiklinalstruktur sein muß. Die Farbsäume, die ja einer Folge von aufeinanderfolgenden Höhenlinien entsprechen, machen das Einfallen sichtbar. Wir erkennen auch (rechts oben) eine EW verlaufende Störung, welche die Schichten versetzt. Links in der Mitte sieht man eine bemerkenswerte NS verlaufende Störung. Man ist regelrecht versucht, hier den Plan aufzuschneiden und die Schichten richtig aneinander zu passen. Man kann auf diese Weise alle Schichten von oben nach unten (wie in einem Fahrstuhl) durchfahren und das Gebirge bzw. sein seismisches Abbild betrachten. Dies ist ein wesentlicher Vorteil von 3D-Vermessungen. Na-

0 1 2 3 4 km

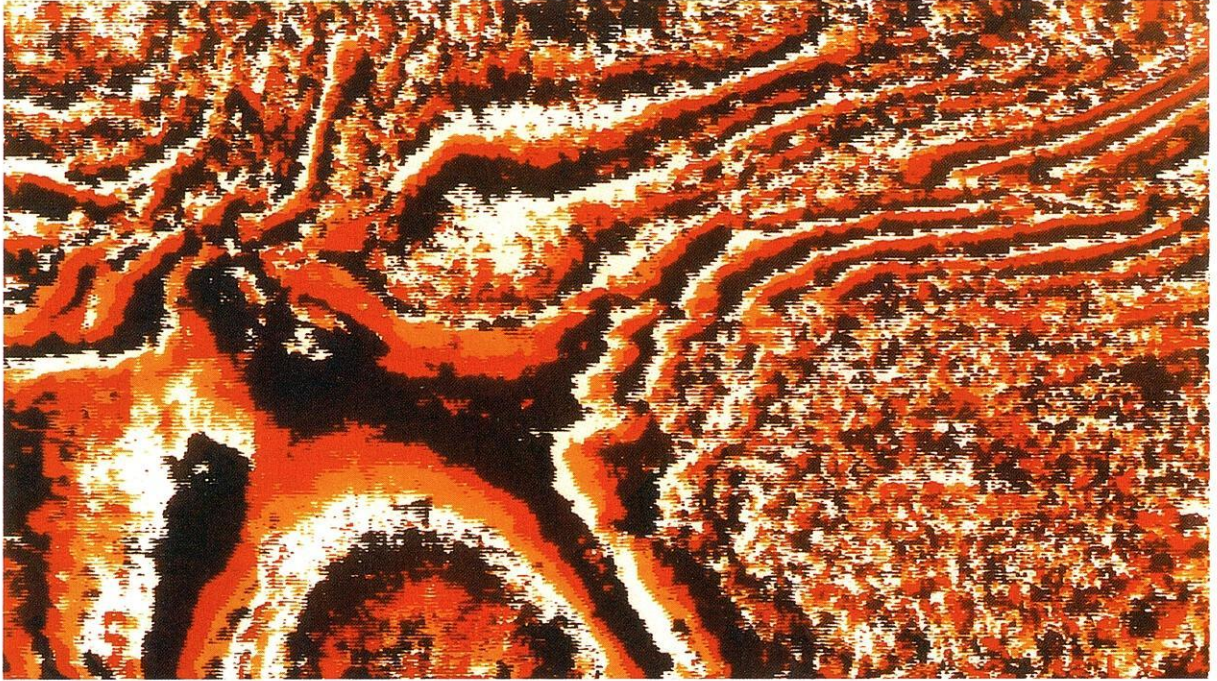


Abb. 24



Abb. 28

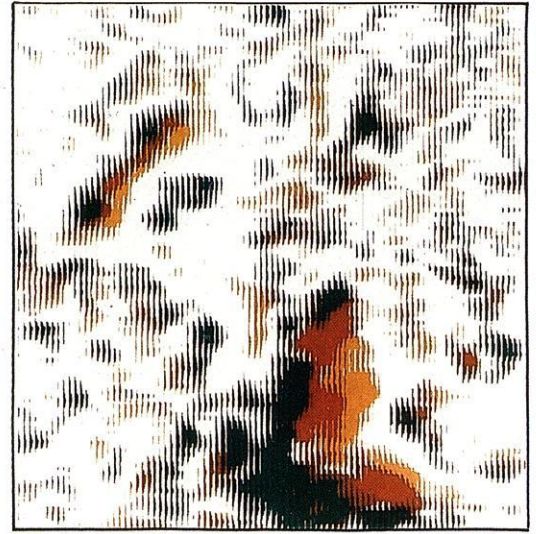


Abb. 29

0 1 2 3 4 km

0 1 2 3 4 km

Abb. 24. Farbdarstellung dreier aufeinanderfolgender Zeitscheiben. Der Zeitabstand beträgt 8 ms, was etwa 12 bis 15 m entspricht. Insgesamt wird hier also ein ca. 25–30 m dickes und ca. 45 km² großes Gebirgsvolumen sichtbar

Abb. 28. Eine andere Art der Farbdarstellung: Positive Amplituden blau, negative Amplituden rot

Abb. 29. Die farbige Folge dreier aufeinanderfolgender Zeitscheiben erlaubt auch hier wieder (s. Abb. 24) eine gezielte Analyse der Zeitstruktur. Erst die Teufenumrechnung hat eine tatsächliche Struktur zu erhärten!

türlich kann man auch alle möglichen vertikalen Schnitte aus dem Datenvorrat erzeugen. Wieder ist auch hier die Qualität, dank der Anwendung der räumlichen Migration, einem gewöhnlichen zweidimensionalen Schnitt, welcher aus einer konventionellen Seismik gewonnen wurde, überlegen. Dies zeigt Abb. 25.

3D-Vermessung in den Alpen

In der Abb. 16 wurde bereits das Schema der Vermessung im Gebirge gezeigt. Hier sind nur ganz wenige Wege zugänglich. Die Höhenunterschiede innerhalb der vermessenen Fläche betragen bis zu 600 m. Nur durch mehrmaliges

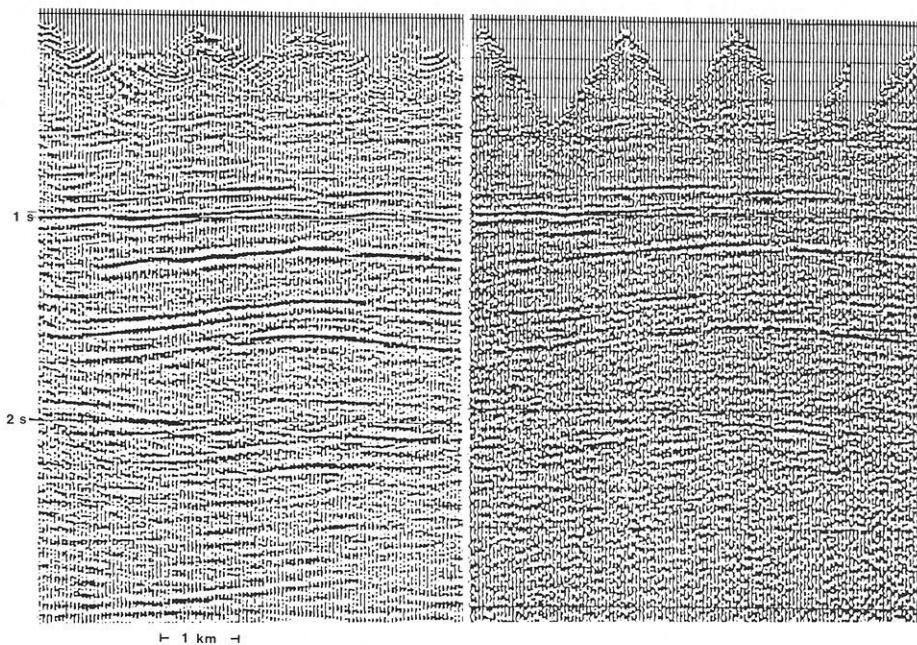


Abb. 25. Die Gegenüberstellung zweier vertikaler Schnitte zeigt die Überlegenheit des aus der 3D-Vermessung (links) gewonnenen Schnittes gegenüber dem aus den konventionellen Seismik (rechts) gewonnenen

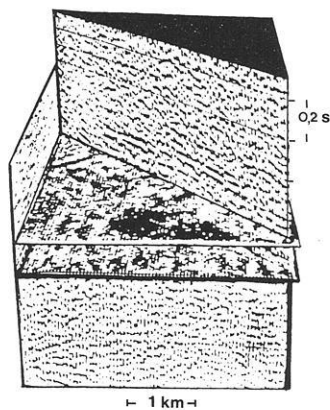


Abb. 26. Das Ergebnis der 3D-Vermessung in einem schwer zugänglichen Gebiet (hier mit einigen vertikalen und horizontalen Schnitten)

Abfahren der möglichen Wege und jeweiliges Registrieren in entsprechend ausgewählten Geophongruppen war es möglich, eine einigermaßen gleichmäßige Überdeckung des Untergrundes zu erreichen. Während diese Messung, die im Jahre 1979 durchgeführt wurde, noch mit einer 48spurigen seismischen Apparatur vor sich ging, würden die gleichen Messungen heute wenigstens mit einer 120spurigen aufgenommen. Ja, bei dem schnellen Fortschritt der Geräteentwicklung kämen auch Apparaturen mit 400 und mehr Spuren in Frage.

Das Sortieren der Daten erfolgte auch hier, wie im vorhergehenden Fall, nach Flächenkoordinaten. Wesentlich ist, daß alle Korrekturen – vor allem die der Topographie – mit außerordentlicher Sorgfalt angebracht werden. Wir müssen bedenken, daß Höhenunterschiede von 600 m – unter Berücksichtigung der richtigen Geschwindigkeiten – in Millisekunden umzurechnen und korrekt anzubringen sind. Stapeln und Verbesserung der Korrekturen ist deshalb ein iterativer Prozeß. Auch hier erhält man wieder einen Datenblock, den wir in Abb. 26 in aufgeschnittenem Zustand zeigen. In der folgenden Abb. 27 sehen wir der Migration sozusagen auf die Finger: Wir betrachten 4 Zeitschei-

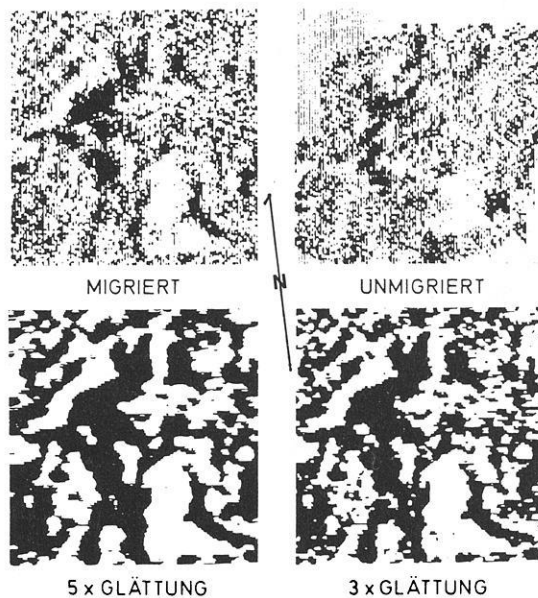


Abb. 27. Migration und Glättung am Beispiel einer einzigen Zeitscheibe

ben, welche alle aus dem gleichen Zeitbereich stammen. Rechts oben sehen wir den flächenhaften Bereich, der rein geometrisch durch die Lage von Schußpunkten (oder, wie hier: Vibratorpunkten) zu den Geophonpunkten überdeckt wird. Man kann (auch schwach) schon gewisse Strukturen erkennen. Da wir gesehen haben, daß die Migration ein Vorgang ist, welcher die wahre Position der reflektierenden Elemente wieder herstellt, erwarten wir, daß gewisse Teile der seismischen Energie über die Grenzen der rein geometrischen Konstruktion hinaus wandern. Das zeigt uns die Fläche im linken oberen Teil dieser Abbildung. Wir bemerken aber auch zugleich die Verbesserung der Qualität: Zum Beispiel fällt im linken oberen Rand des Feldes ein SW-NE streichendes Element auf.

Im südlichen (unteren) Bereich klären sich die Umrise einer Struktur. Die beiden anderen Bilder sollen noch den

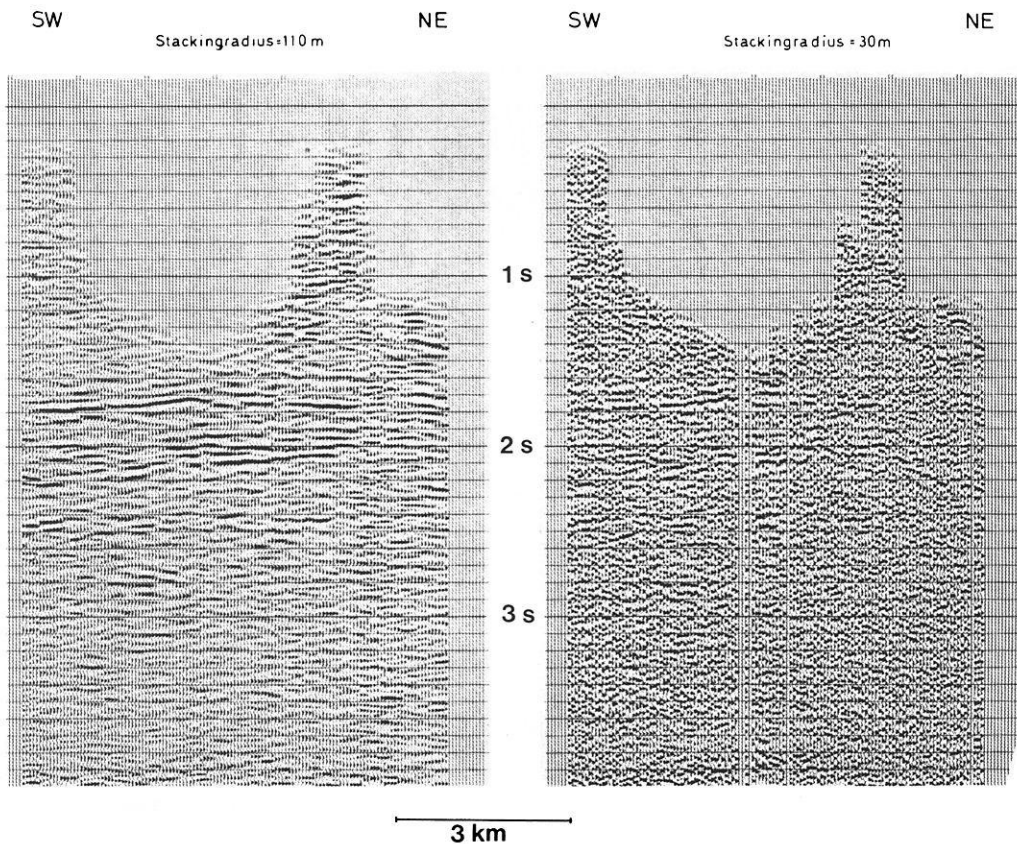


Abb. 30. Gegenüberstellung des gleichen Profils bei Verwendung unterschiedlicher Stackingradien

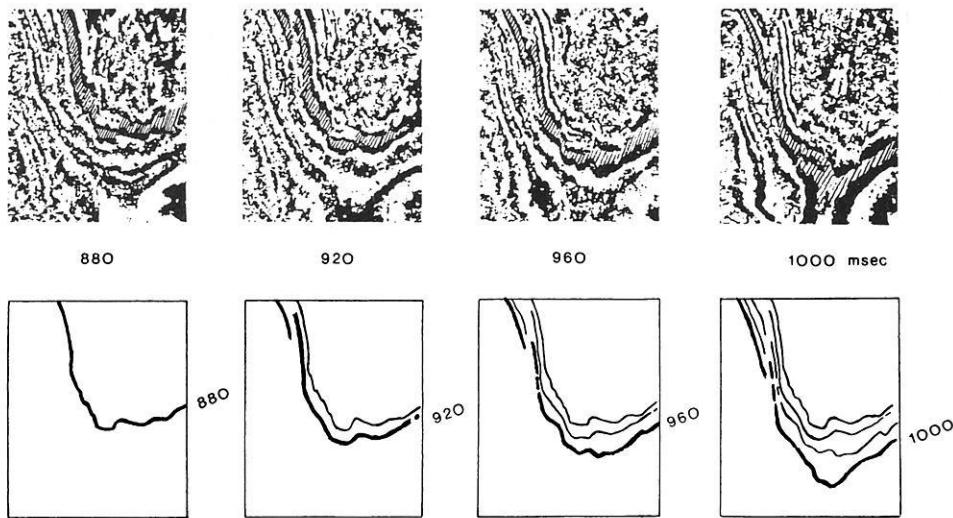


Abb. 31. Beispiel einer Herstellung eines Zeitplanes aufgrund von Zeitscheibenkorrelation. Sprungkorrelationen müssen an den vertikalen Schnitten geprüft werden

Effekt von „Verschönerungsversuchen“ durch Glättung der Daten veranschaulichen. Für die endgültige Darstellung wurde eine sehr schwache zusätzliche Glättung vorgenommen. Prozesse dieser Art sind immer mit Vorsicht anzuwenden. Sie verbessern zwar die Signal/Noise-Verhältnisse sehr wesentlich, können aber auch gelegentlich Detailinformationen unterdrücken.

Zum besseren Erkennen kann man z.B. Plus- und Minusphasen wie in Abb. 28 mit verschiedenen Farben darstellen. Aber auch hier erweitert die Farbdarstellung mehrerer aufeinanderfolgender Schnitte (Abb. 29) die Möglichkeit des Auswerters, Strukturen, Störungen und das Einfallen der Schichten zu erkennen. Die Auswertung entspricht da,

wo es sich um Vertikalschnitte handelt, dem konventionellen Verfahren. Nur verfügt man jetzt, wo ein Datenvolumen vorliegt, wieder über die Möglichkeit, alle 25 m (in dem gezeigten Fall) eine E-W-Linie oder eine N-S-Linie, aber auch jede beliebige andere Richtung als normales seismisches Profil zu erstellen. Die Abb. 30 zeigt 2 Versionen einer Diagonallinie. Wegen der erwähnten Geländeschwierigkeiten ist die Überdeckung an manchen Stellen besonders gering. Dieses Bild zeigt im Vertikalschnitt, wie man durch das Vergrößern des Stackingradius' (ähnlich wie es beim Glätten nach dem Stapeln in Abb. 27 im Horizontalschnitt gezeigt wurde) das Signal/Noise-Verhältnis verbessern kann.

Was die Auswertung von Zeitscheiben betrifft, so stehen wir hier noch am Beginn einer Entwicklung (obwohl wir gesehen haben, daß schon seit mehr als 10 Jahren damit experimentiert wird). Die gängige Methode ist, Zeitscheiben entweder von einem Film auf eine Zeichenfläche zu projizieren und erkannte Strukturen nachzuzeichnen. Dies liefert in relativ kurzer Zeit den Konturplan eines Horizontes (Abb. 31). Befindet sich ein Datenvolumen abrufbereit in einem Speicher, dann kann man auch die einzelnen Zeitscheiben auf den Beobachtungsschirm eines Terminals abrufen und interaktiv konturieren.

In beiden Fällen entsteht in kurzer Zeit der Plan eines Horizontes. Es ist überflüssig zu sagen, daß nur die Kombination von Vertikal- mit Horizontalschnitten eine optimale Auswertung gestattet.

Hier zeichnet sich aber auch eine Entwicklung ab, die sehr durch die rasante Entwicklung der Computer beeinflusst wird. Innerhalb eines Jahrzehnts sind die räumlichen Abmessungen der wichtigen Bauteile, die das Speichern der Daten betreffen, auf weniger als 1/100 zurückgegangen. Zugleich werden die Computer immer schneller. Diese Entwicklung ist noch nicht abgeschlossen. Wir können damit rechnen, daß recht bald der Computer dem am Terminal sitzenden Auswerter in der gleichen Zeit einen neuen Vertikal-, Horizontal-Schnitt oder Plan aufzeichnet, in der er sonst nach einer in Stunden entstandenen Papieraufzeichnung greifen würde. Damit wird es überhaupt erst möglich sein, die großen Datenmengen zu bearbeiten, die in Sonderheit bei 3D-Vermessungen anfallen. Wir hoffen, daß wir dann in Wochen das verarbeiten und deuten können, was wir jetzt in vielen Monaten nur mit Mühe schaffen.

Der Verfasser dankt den Firmen BEB (Gewerkschaften Brigitta und Elwerath Betriebsführungsgesellschaft mbH) und Mobil Oil AG für die Erlaubnis zur Veröffentlichung einiger ihrer 3D-Ergebnisse und der Unterstützung bei der Herstellung dieser Arbeit.

Literatur

- Ball, J.B., Whitman, D.: U.S. Patent Nr. 3327287 vom 20.06.1967.
 Bading, R.: Flächenhafte Reflexionsseismik – über neue Entwicklungen in der Exploration (3D Technik). Erdöl und Kohle, Erdgas, Petrochemie Compendium 1977/78, 484–511, 1978
 Becker, C.C.: US Patent Nr. 2925138 vom 16.02.1960
 BENDIX/United Geophysical Corp.: Seismic imaging atlas, Volume II, 1977
 Bortfeld, R.: Seismic and Optical Imaging, 32. Tagung der EAEG, 1971
 Brown, A.R.: 3D Seismic surveys gives better data. Oil and Gas J. **77**, 57–71, 1979
 Brown, A.R., McBeath R.G.: 3D Seismic surveying for field development comes of age. Oil and Gas J. **78**, 63–65, 1980
 Dunkin, J.W., Levin, F.K.: Isochrons for a three-dimensional seismic system. Geophysics **36**, 1099–1137, 1971
 Dürschner, H.: Die geophysikalische Erforschung des Präzechsteins. Erdöl und Kohle, Erdgas, Petrochemie, Compendium 1975/76, 30–42, 1976
 Hagedorn, J.G.: A process of seismic reflection interpretation. Geophys. Prospecting **2**, 85–127, 1954
 Houba, W., Bodemann, W.: Recent experience with 3D seismic land data. 42. Tagung der E.A.E.G., 1981
 McDonald, J.A., Gardener, G.H.F., Kotcher, J.S.: Areal Seismic Methods for Determining the Extend of Acoustic Discontinuities. Geophysics **46**, 2–16, 1981
 Ristow, D.: 3D – downward extrapolation of seismic data in particular by finite difference methode, Doktorarbeit, Utrecht, 1980
 Tegland, E.R.: 3D seismic techniques boost field development. Oil and Gas J. **75**, 79–82, 1977
 Walton, G.G.: Esso's 3D seismic proves versatile. Oil and Gas J. **69**, 139–141, 1971
 Walton, G.G.: Three-Dimensional Seismic Method. Geophysics **37**, 417–430, 1972

Eingegangen 10.4.1983

Angenommen 3.1.1984