

Reflexion seismischer Wellen an der FL-Verwerfung

G. Müller, Frankfurt/Main & M. Zillmer, Kiel

An der Kontinentalen Tiefbohrung in der Oberpfalz wurde 1990-1994 eine heute nicht mehr aktive Bruchzone oder Verwerfung in der Erdkruste durchbohrt; die Verwerfung der Fränkischen Linie. Sie war vermutlich im Zeitraum 100 - 50 Millionen Jahre vor heute, in der Kreidezeit und im Tertiär, aktiv gewesen. Die Tiefbohrung ergab ganz lokal Einsichten in die Veränderungen, die die Gesteine bei tektonischen Bewegungen entlang der Verwerfung erfahren hatten. Umfangreiche seismische Messungen im Umfeld der Bohrung (ISO89-3D-Projekt) lieferten bereits vor Jahren ein grossräumiges Bild von Tiefenlage und Form der Verwerfung. An mehreren Stellen hat die Verwerfung die seismischen Wellen besonders kräftig reflektiert. Aus der Stärke der Reflexionen kann man mit quantitativen Methoden der Seismologie die Kontraste der Materialparameter Schallgeschwindigkeit und Dichte an der Verwerfung sowie die Verwerfungsdicke abschätzen. Wir berichten über unsere vor kurzem abgeschlossene Arbeit zu diesem Thema, vergleichen mit den Gesteinsbefunden aus der Tiefbohrung und diskutieren die Ursachen der beobachteten örtlichen Variationen in der Reflexionsstärke der Verwerfung.

Hintergrund

Mit dem Begriff *Verwerfung* wird in Geologie und Geophysik eine Bruchfläche oder dünne Bruchzone in der Erde bezeichnet, auf der Relativverschiebungen von Gesteinsblöcken stattfinden oder in der geologischen Vergangenheit stattfanden. Dies kann entweder ruckartig in Form von Erdbeben oder durch langsame Fliess- oder Kriechprozesse geschehen. Verwerfungen können über Millionen von Jahren aktiv sein und die Verschiebung auf ihnen Hunderte von Kilometern betragen. Aus lokalen Aufschlüssen von Verwerfungen an der Erdoberfläche, in Bergwerken oder in Bohrungen sind stärkere Zerrüttungen des Gesteins als Folge der Verschiebungen bekannt (Mylonitisierung, kataklastische Verände-

rung). Grossräumigere Untersuchungen sind so aber nicht möglich, insbesondere wenn Verwerfungen tiefer in die Erdkruste oder den Erdmantel reichen.

Hier helfen seismische Methoden weiter. Ihr Hauptanwendungsgebiet ist die Erdölprospektion in geschichteten Sedimenten auf Kontinenten oder unter Randmeeren wie der Nordsee: seismische Wellen werden durch Vibratoren oder Explosionen erzeugt, an den Schichtgrenzen der Sedimente reflektiert und mit Aufnehmern (Geophonen, Hydrophonen) aufgezeichnet. Reflexionen entstehen vor allem durch Materialunterschiede an den Grenzen zwischen verschiedenen Sedimenten, und diese Kontraste sind bei Öl- oder Gasfüllung verändert.

Solche Messungen sind seit langem auch zur wissenschaftlichen Untersuchung der Erdkruste in Gebrauch. Hierbei hat man im kristallinen Teil der Kruste, also unter den Sedimenten, reflektierende Strukturen identifiziert, die eher Verwerfungen im selben Gestein als Schichtgrenzen zwischen verschiedenen Gesteinen sind. Dann stellt sich die Frage, ob man von den reflektierten Wellen auf die Dicke der Verwerfungszone und auf die Variation der elastischen Parameter Schallgeschwindigkeit und Dichte in dieser Zone schließen kann.

In diesem Artikel geht es um reflexionsseismische Messungen im Bereich der Kontinentalen Tiefbohrung in der Oberpfalz (KTB), etwa 100 km nordöstlich von Nürnberg. Die Bohrung wurde in den Jahren 1990-1994 durchgeführt und erreichte die maximale Tiefe 9,1 km (Emmermann, 1995). Eines der Ziele der Bohrung war, eine vermutete Verwerfung zu durchbohren, die an der Erdoberfläche mit der sogenannten Fränkischen Linie zwischen Sedimenten im SW und kristallinen Gesteinen (Graniten, Gneisen) im NE identifiziert wurde (FL in Abb. 1). Die Verwerfung sollte, so erwartete man, steil nach NE abtauchen und ab Tiefen von 1-2 km ganz im Kristallin verlaufen. Man nahm an, dass sie hauptsächlich in

der Kreidezeit aktiv war, aus der die Sedimente im SW stammen. Die Verwerfung ist heute

noch da, sie ist aber nicht mehr aktiv.

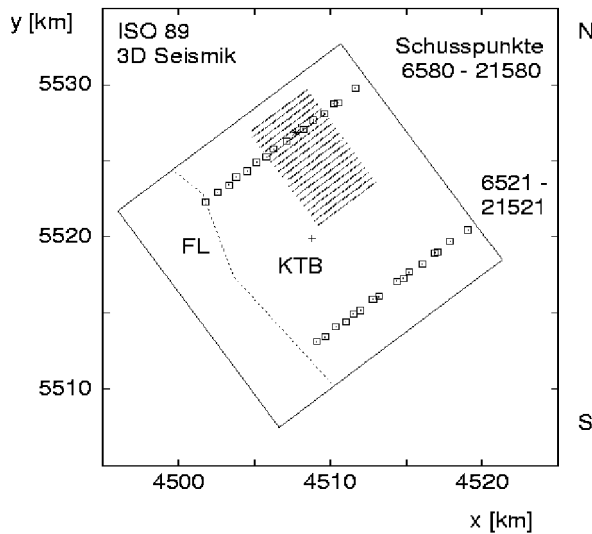


Abb. 1: 18 km x 18 km Fläche der seismischen Messungen von 1989, mit der Kontinentalen Tiefbohrung KTB im Zentrum; x und y sind Gauß-Krüger-Koordinaten. FL ist die Fränkische Linie, eine Störungszone, die an der Erdoberfläche Sedimente im SW von kristallinen Gesteinen im NE trennt. Sie ist das obere Ende einer Verwerfung, die schräg nach NE in die Erdkruste eintaucht. Die kleinen Quadrate sind 32 von 2100 gleichmässig verteilten Schusspunkten (mit Vibratoranregung). Zu einem der Schüsse (Stern) sind die 20 Geophonlinien eingezeichnet, auf denen er registriert wurde; jede Linie hatte 48 Geophone im von Abstand 100 m.

Seismik an der Kontinentalen Tiefbohrung

Im Jahr 1989, ein Jahr vor Bohrbeginn, waren aufwändige seismische Untersuchungen auf einer 18 km x 18 km großen Fläche um die KTB durchgeführt worden (ISO89-3D-Projekt, Abb. 1), mit dem Ziel der detaillierten Strukturaufnahme im Krustenvolumen darunter bis in Tiefen von ca. 15 km (Wiederhold, 1992; Harjes et al., 1997; Körbe et al., 1997). Sie bestätigten die Existenz eines Reflektors, der neutral SE1 genannt wurde (steep event 1). Weitere Untersuchungen verfeinerten die Vorstellungen über das Abtauchen und die leicht gekrümmte Form des SE1 (Buske, 1999). Es fehlten aber noch Vorstellungen über die Variation der Schallgeschwindigkeit und der Dichte und damit über die Reflexionsstärke (oder den Reflexionskoeffizienten) des SE1.

Die Untersuchungen bis 1999 konzentrierten sich auf die Laufzeiten der reflektierten Wellen in den Seismikdaten und auf die Bestimmung von Tiefenlagen und Neigungen von

Reflektoren. Standardmässige Summationsverfahren für Seismogramme verbesserten das Signal-Rausch-Verhältnis und hierüber die Identifizierung von Reflexionen, gleichzeitig wurde aber die für die Schallgeschwindigkeits- und Dichtebestimmung notwendige Amplitudenmessung verfälscht. Wir untersuchten daher Daten von einzelnen Schüssen (ohne Summation und Migration) und fanden in dem umfangreichen Datensatz eine größere Anzahl von Schüssen mit deutlichen SE1-Reflexionen (Zillmer et al., 2002). Das Potenzial dieser praktisch unbearbeiteten Daten (mit wahren Amplituden) war bei früheren Analysen nicht benutzt worden. Abbildung 2 gibt als Beispiel die Seismogramme von vier Geophonlinien eines Schusses wieder. Die Zeitachse zeigt nach unten, weil wachsende Zeit wachsender Tiefe entspricht. Die Wellengruppen, um die es im Folgenden geht, sind die direkte Welle P_g und die SE1-Reflexion. Ihre Wellenwege oder Strahlen sind in Abb. 3 schematisch dargestellt.

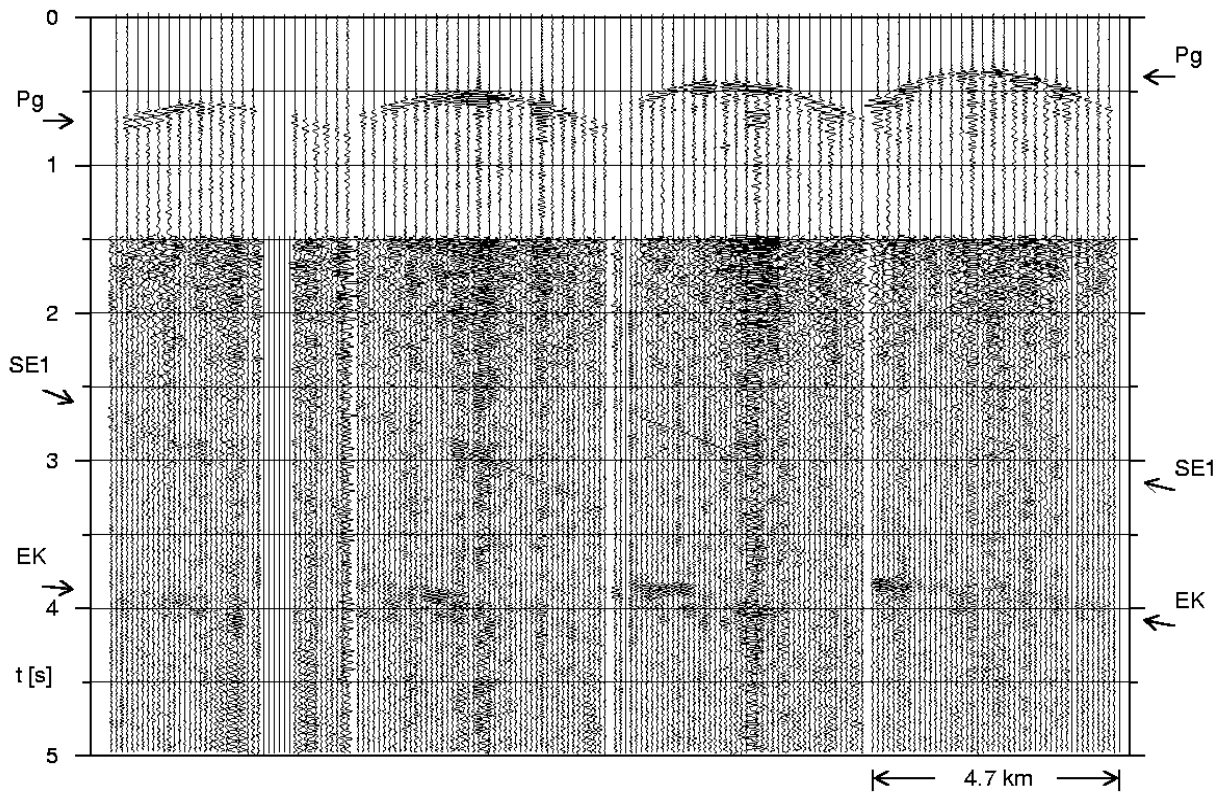


Abb. 2: Seismogramm-Sektionen auf vier parallelen Geophonlinien desselben Schusses. Die Laufzeiten t sind auf den Schussmoment $t = 0$ bezogen. Man erkennt drei Wellengruppen: die direkte Welle Pg , die Reflexion vom SE1-Reflektor (Abb. 3) und die Reflexion EK von einer Struktur in der mittleren Erdkruste, dem Erdendorfkörper. Bis $t = 1,5$ s ist nur jedes zweite Seismogramm geplottet, danach jedes. Die Verstärkung wurde bei $t = 1,5$ s sprunghaft angehoben, um die Reflexionen sichtbar zu machen; sonst sind die Amplituden wahre Amplituden. Mit Schallgeschwindigkeiten im Kristallin von ca. 6 km/s ergibt sich eine Entfernung des SE1-Reflektors von 9-10 km vom Zentrum jeder Geophonlinie.

Wie stark reflektiert die FL-Verwerfung?

Bei unserer Amplitudenuntersuchung war die direkte Welle Pg eine Referenzwelle, auf deren Amplituden diejenigen der SE1-Reflexion bezogen wurden. Daher mussten zunächst die wesentlichen Züge der Amplituden und Laufzeiten von Pg erklärt werden. Dies gelang mit Modellen des oberen Kristallins, die in Tiefen bis 1 km eine stärkere Zunahme der Schallgeschwindigkeit v auf 6,0 km/s sowie eine starke Wellendämpfung (Qualitätsfaktoren von 15-90) aufwiesen. Das Kristallin in größeren Tiefen war annähernd homogen mit $v = 6,3$ km/s. In den Tiefenbereich des SE1 wurden dann schräg liegende Reflektorstrukturen mit 55° Abtauchen eingebettet (Abb. 3). Mit einer Hybridmethode aus strahlenseismischen und wellenseismischen Komponenten wurden syn-

thetische Seismogramme berechnet. Aus ihnen entnahmen wir die theoretischen Amplitudenverhältnisse der SE1-Reflexion und der Pg -Welle und verglichen sie mit den in den Daten gemessenen Amplitudenverhältnissen. Abbildung 4 zeigt den Vergleich für zwei Schüsse.

Die untersuchten Reflektorstrukturen (Abb. 5) waren einzelne Diskontinuitäten, dünne Schichten mit erniedrigtem v (Dicke ≈ 60 m, $\frac{1}{4}$ der seismischen Wellenlänge bei Frequenzen von 25 Hz) und Schichtpakete mit mehr statistischer Variation von v und der Dichte ρ senkrecht zur ebenen SE1-Fläche (Abb. 3). Diese einfachen Modelle ergeben realistische Schätzungen der Variationen von v und ρ am SE1. Die Strukturen links in Abb. 5 überdecken etwa den Bereich der erfolgreichen Modelle. Sie haben beträchtliche Unterschiede, ihr ge-

meinsames Charakteristikum sind aber Variationen von 10-20 % in v und 3-7 % in ρ sowie, aus dem Vergleich der Impulslängen in den synthetischen und beobachteten Seismogrammen rechts in Abb. 5, Dicken des SE1 kleiner als 200 m. Aus den Modellen ergeben sich Reflexionskoeffizienten für senkrechten

leneinfall, $0,5(\Delta v/v + \Delta\rho/\rho) \approx 0.07$ bis 0.15; das Vorzeichen kann positiv oder negativ sein. Für die Krustenseismik sind das beträchtliche Werte (Reflexionskoeffizienten können bei Totalreflexion den Maximalwert eins erreichen).

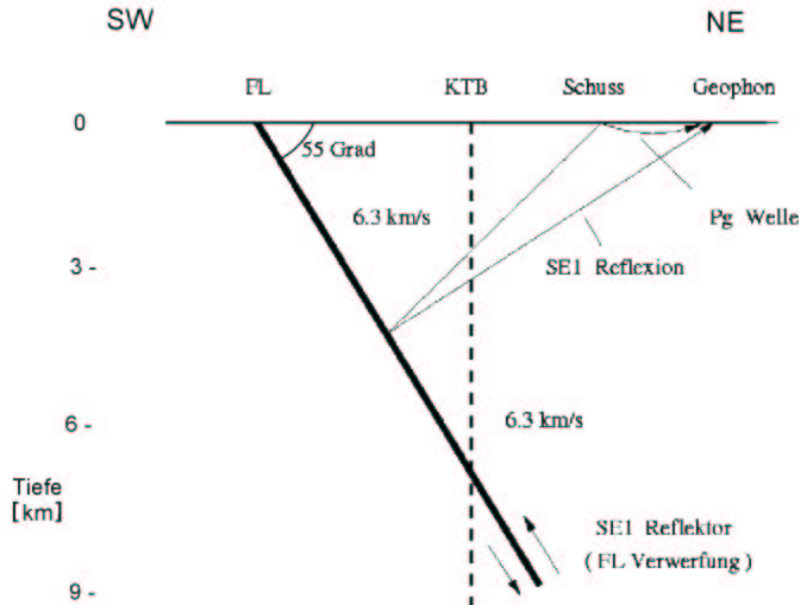


Abb. 3: Schematischer Vertikalschnitt von SW nach NE durch die obere Erdkruste unter der KTB. Zwei seismische Wellen vom Schuss zum Geophon sind skizziert, die direkte Welle P_g und die Reflexion vom SE1-Reflektor (vgl. Abb. 2). Der SE1-Reflektor wird als Verwerfung interpretiert, die in der geologischen Vergangenheit mehrere Kilometer Relativverschiebung (Pfeile) erfuhr.

Hohe Reflexionsstärken sind aber auf wenige Orte auf dem SE1-Reflektor beschränkt, wie Abbildung 6 zeigt. Frühere Arbeiten (Harjes et al., 1997; Körbe et al., 1997; Buske, 1999) hatten ergeben, dass der Reflektor unter der Messfläche der Seismik kontinuierlich bis in Tiefen von mindestens neun km existiert, nur sind seine Reflexionen im allgemeinen zu schwach für eine Amplitudenuntersuchung, wie sie hier durchgeführt wurde. Es treten also entlang des Reflektors starke Variationen der v - und ρ -Kontraste auf, und die in Abbildung 5 links gezeigten Kontraste sind eher die maximal möglichen. Generell sind v und ρ niedriger angenommen als im umgebenden Kristallin, in Übereinstimmung mit der Vorstellung, dass die Verwerfung eine Zone zerrütteten Gesteins ist. Tektonisch bedingt könnte das Kristallin unterhalb des SE1 aber auch höhere v - und ρ -Werte haben als oberhalb, und die Zerrüttungseffekte kämen noch dazu. Die seismi-

schen Daten erlauben keine Unterscheidung dieser Fälle.

Der Befund aus der KTB-Bohrung

Beim Bohrvorgang wurden fast durchgängig Bohrkerns gezo gen und in einem vielbenutzten Archiv gelagert. Das sogenannte Bohrklein, also kleine Gesteinsbruchstücke, die direkt beim Bohren entstanden und von der Bohrspülung zur Oberfläche transportiert wurden, ist auf Mineralbestand und ursprünglichen Zerrüttungsgrad hin untersucht worden. Schließlich sind im Bohrloch mit hochentwickelten Log-Techniken eine ganze Reihe elastischer, elektrischer, magnetischer und geochemischer Gesteins- und Fluidparameter sowie Temperatur und Druck als Funktionen der Tiefe gemessen worden. Überraschenderweise haben die Logs keine unzweideutigen Hinweise auf die SE1-Verwerfung gegeben: es gibt im interessanten Tiefenbereich 6-8.5 km keine markanten Parametersprünge oder lokalisierte

Zonen mit auffallend großer Parametervariation, sondern nur starke statistische Fluktuationen, die sich wenig mit der Tiefe ändern (Bram und Draxler, 1995). Der klarste Befund kommt aus der Bestimmung des Anteils kataklastischer (besonders zerrütteter) Gesteine am Bohrklein. Er ist in Tiefen von 6850-7200 m um einiges höher als darüber und darunter, und diese Erhöhung findet am Übergang zwi-

schen zwei verschiedenen Gesteinen statt, Amphibolit und Gneis. Es ist also möglich, dass die KTB-Bohrung den SE1-Reflektor in diesem Tiefenbereich angetroffen hat. Allerdings ist der Reflektor dort seismisch nicht zu sehen (Abb. 6), d.h. er hat geringere Parameterkontraste als an den gut reflektierenden Stellen.

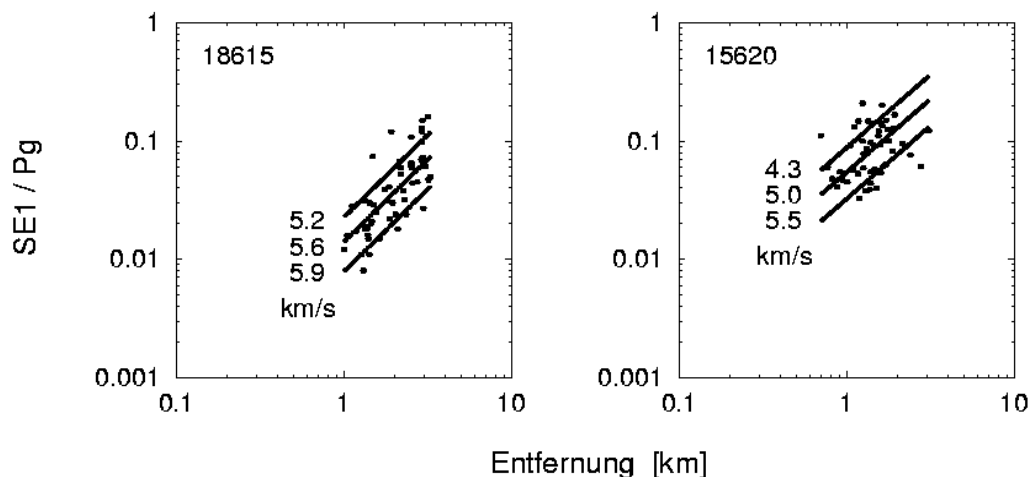


Abb. 4: Gemessene Amplitudenverhältnisse von SE1-Reflexion und P_g Welle (Punkte) für 2 Schüsse als Funktion der Entfernung vom Schuss (doppeltlogarithmische Darstellung). Die Geraden sind theoretische Amplitudenverhältnisse für Diskontinuitäten als SE1-Reflektormodelle. Die Schallgeschwindigkeit unterhalb der Diskontinuität ist angegeben, oberhalb ist sie 6,3 km/s. Die mittleren Geraden erklären die Messungen am besten.

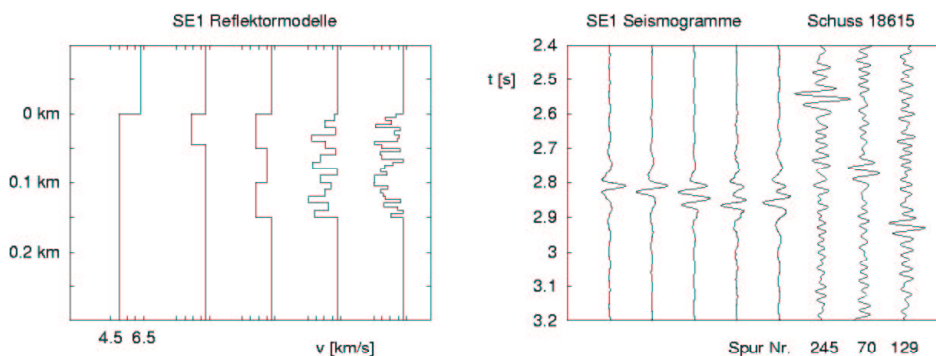


Abb. 5: Links: Modelle des SE1-Reflektors, die mit den Daten kompatibel sind. Dargestellt ist die Schallgeschwindigkeit v zwischen 4,5 und 6,5 km/s. Die Tiefenskala geht senkrecht zum (schrägen) Reflektor; seine Oberseite liegt bei 0 km. Rechts: Zugehörige synthetische Seismogramme (in derselben Reihenfolge wie die Modelle) und drei beobachtete SE1-Reflexionen. Die synthetischen Seismogramme reproduzieren in etwa die Amplitude und die Dauer der SE1-Reflexionen, nicht jedoch die Impulsformen (letztere variieren zu stark).

Aktive Verwerfungen in der Erdkruste, z.B. die Nordanatolische Verwerfung in der Türkei oder die San-Andreas-Verwerfung in Kalifornien,

weisen mehr Zerrüttung, Risse und Klüfte (Mylonitisierung) auf als benachbarte Gesteine. Deswegen zirkuliert dort mehr Wasser

oder allgemein Krustenfluid. In Zeiten relativer Ruhe kristallisieren Minerale aus und führen zu einem gewissen Verheilen der Verwerfung. Dieses Verheilen reduziert generell die Schallgeschwindigkeits- und Dichtekontraste. An Stellen, wo durch die tektonisch erzeugten Relativverschiebungen von sowieso schon vorhandenen Geschwindigkeits- und Dichtefluktuationen die Kontraste zwischen gegenüberliegenden Gesteinsblöcken verstärkt (und nicht geschwächt) werden, bleiben trotz Verheilens Kontraste übrig, die auch in Zeiten tektonischer Ruhe seismische Wellen reflektieren. So lässt sich der seismische Befund starker Variabilität der SE1-Reflexionsstärke erklären. Eine geologisch-tektonische Vorstellung zur SE1-Verwerfung ist, dass tektonische Kräfte in der Kreidezeit und im Tertiär, etwa vor 100 bis 50 Millionen Jahren, möglicherweise auch schon früher, zu Zeiten der variscischen Gebirgsbildung, die Erdkruste des Böhmisches Massivs zusammenschoben gegen das Widerlager der Kruste Süddeutschlands (Zulauf und Duyster, 1997). Dabei haben sich entlang des SE1 Blöcke im NE um mehrere Kilometer gehoben, mit entsprechend großen Relativverschiebungen auf der Verwerfung; diese ist eine schräge Aufschiebung von NE nach SW (Abb. 3). Zu diesem Modell haben die strukturgeologischen und mineralogischen Untersuchungen der Bohrkern aus der KTB wesentlich beigetragen. Weiter wird vermutet, dass der SE1 in Tiefen von ca. 10 km von schräg nach annähernd horizontal umbiegt und früher von da ab über größere Strecken nach Osten als tektonisch bedeutsamer Gleithorizont wirkte.

Ausblick

Wissenschaftliche Tiefbohrungen werden in den nächsten Jahren an Zahl zunehmen, vor allem als internationale geowissenschaftliche Großprojekte im Rahmen des International Continental Drilling Program. Die Ziele sind ganz verschieden: von Meteorokratern (Chicxu-

lub, Mexiko) über Vulkane (Unzen, Japan) zu flachen Subduktionszonen (Kreta?). Es besteht auch der Plan, aktive Verwerfungen zu durchbohren, etwa die San-Andreas-Verwerfung. Die jetzt an der nicht mehr aktiven SE1- oder FL-Verwerfung gemachten Erfahrungen lassen erwarten, dass auch an einer aktiven Verwerfung ein einzelner Durchstosspunkt nicht unbedingt repräsentativ ist. Mehrere solcher Punkte sind wünschenswert. Am wichtigsten erscheint uns, dass ein seismisches Experiment vor dem Bohren durchgeführt und vollständig ausgewertet wird, und dass an möglichst kontrastreichen Verwerfungsteilen durchgebohrt wird.

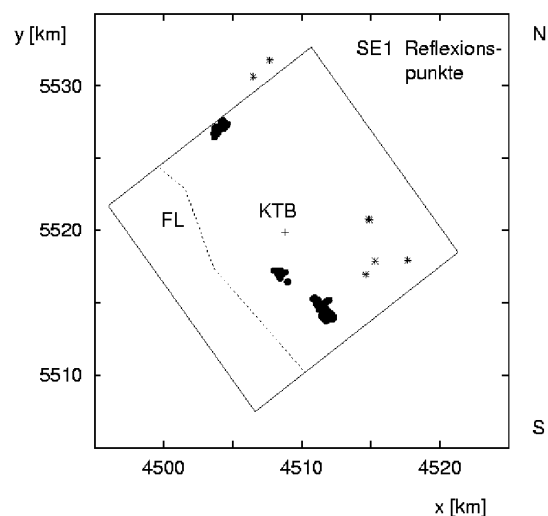


Abb. 6: Karte der Reflexionspunkte auf dem SE1 mit den stärksten Reflexionen; sie liegen in Tiefen von 3.8 - 6.4 km. Die Sterne sind die Schusspunkte.

Dank

Wir danken Helmuth Winter für eine ausführliche Diskussion der KTB-Bohrlochlogs, Andreas Junge für interessiertes und kritisches Lesen des Manuskripts und Ingrid Hörnchen für die Bearbeitung von Text und Abbildungen.

Literatur

- Bram, K. und Draxler, J.K. (Hrg.), 1995. Basic research and borehole geophysics (final report), KTB Report 94-1, Annexe.
- Buske, S., 1999. Three-dimensional pre-stack Kirchhoff migration of deep seismic reflection data. *Geophysical Journal International*, 137, 243-260.
- Emmermann, R., 1995. Abenteuer Tiefbohrung: die Zwischenbilanz zum Abschluss des Kontinentalen Tiefbohrprogramms der Bundesrepublik Deutschland (KTB), *Geowissenschaften*, 13, 114-128.
- Harjes, H.-P. und 12 Koautoren, 1997. Origin and nature of crustal reflections: Results from integrated seismic measurements at the KTB superdeep drilling site, *Journal of Geophysical Research*, 102, 18267-18288.
- Körbe, M., Stiller, M., Horstmeyer, H. und Rühl, T., 1997. Migration of the 3-D deep-seismic reflection survey at the KTB location, Oberpfalz, Germany, *Tectonophysics*, 271, 1-18.
- Wiederhold, H., 1992. Interpretation of envelope-stacked 3D seismic data and its migration - another approach, KTB Report, 92-5, 67-113.
- Zillmer, M., Müller, G. und Stiller, M., 2002. Seismic reflections from the crystalline crust below the Continental Deep Drilling Site KTB - modeling and inference on reflector properties, *Journal of Geophysical Research*, 107 (im Druck).
- Zulauf, G. und Duyster, J., 1997. Supracrustal intraplate thickening of Variscan basement due to Alpine foreland compression: Results from the superdeep well KTB (Bohemian Massif, Germany), *Tectonics*, 16, 730-743.

