SEISMISCHE VERFAHREN ZUR ORTUNG GEOTHERMISCHER LAGERSTÄTTEN*)

VON

R. MEISSNER**)

ZUSAMMENFASSUNG

Gute geothermische Lagerstätten zeichnen sich nicht nur durch eine hohe Temperatur aus, sondern müssen auch eine gut wasserleitende Schicht unterhalb einer wasserstauenden Schicht aufweisen und möglichst nahe einem Verbraucher angesiedelt sein. Seismische Geschwindigkeiten und seismische Absorption von P- und S-Wellen sind physikalische Meßgrößen, die stark von der Temperatur abhängen und die durch kombinierte reflexions-refraktionsseismische Messungen erfaßt werden müssen. Zusätzliche Angaben der Reflexionsseismik über Feinstruktur von Sedimenten und über Vorzeichen und Betrag von Reflexionskoeffizienten sind weitere wichtige Meßgrößen. Refraktionsbeobachtungen müssen längs sich kreuzender Profile erfolgen, um horizontale Geschwindigkeiten auf Effekte der Inhomogenität und Anisotropie zu prüfen, die ebenfalls Geschwindigkeiten und Absorption beeinflussen. Beispiele von Feldmessungen zeigen die Erfolge gezielter Experimente über geothermisch anomalen Gebieten.

1. EINLEITUNG: WAS SIND GEOTHERMISCHE LAGERSTÄTTEN?

Eigentlich brauchte man sich um die Energieversorgung der Menschheit keine Sorgen zu machen: Ein fast unerschöpflicher Wärmevorrat schlummert im Innern der Erde; man braucht nur in genügend große Tiefen zu bohren, um Wärme von 100°, 200° oder mehr anzutreffen. Mit geeigneten Trägern, z.B. Wasser, könnte man sie zwecks technischer Nutzung an die Oberfläche bringen. Allein in den oberen 10 km der Erdkruste steckt eine Wärmeenergie von 3×10^{26} Kalorien oder 2000mal so viel wie in sämtlichen Kohlevorräten der Erde.

Leider führen uns derartige Überlegungen nicht viel weiter; denn die Wärmeenergie ist meist so diffus verteilt, daß ihre Ausbeutung extrem unwirtschaftlich ist: Der mittlere Wärmeinhalt von einem Kilogramm Gestein der oberen Erdkruste beträgt nur 0,3% dessen, der bei Verbrennung von einem kg Kohle frei wird. Nun gibt es aber erfreulicherweise auf der Erde Gebiete, in denen Wärme in konzentrierter Form vorhanden ist, ähnlich wie sich Metalle, Kohle oder Erdöl in sogenannten Lagerstätten konzentrieren. Zwar haben geothermische Lagerstätten nicht unbedingt scharfe Begrenzungen, doch lassen sie sich in Bezug auf Exploration und Exploitation durchaus mit anderen Lagerstätten vergleichen (White and Williams, 1975).

Alle guten geothermischen Lagerstätten der Erde liegen in der Nähe von Plattengrenzen und zwar hier bevorzugt in solchen Zonen, in denen infolge von Zerrungen vulkanische und plutonische Prozesse auftreten. Hier kommt es durch flüssige oder Kriech-Konvektion im Untergrund zu einem starken Temperaturanstieg, der sich

*) Publ. No. 203, Inst. f. Geophysik, Kiel
**) Inst. f. Geophysik, Kiel, Universität, neues Physik-Zentrum

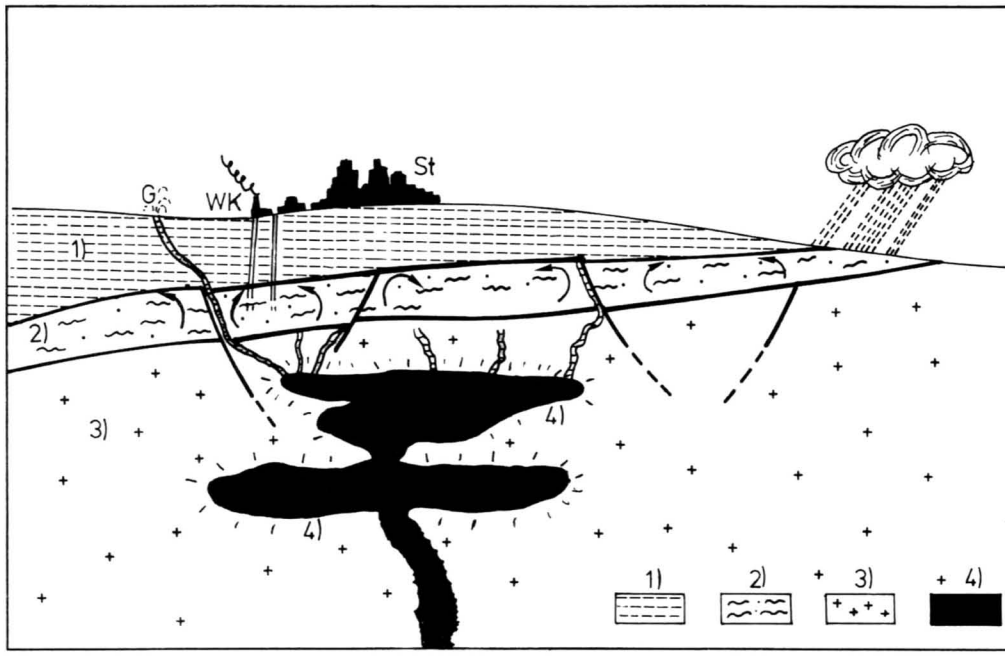

Fig. 1 Beispiel einer idealen geothermischen Lagerstätte
St = Stadt
Wk = Wärmekraftwerk
G = Geyser
(1) = wasserundurchlässige (oder schwerdurchläss.) Schicht
(2) = wasserhaltige, permeable Schicht (z. B. Sand. Kies etc)
(3) = Kristallines Grundgebirge
(4) = Magmakammer

auch der Umgebung solcher Zonen mitteilt. Befindet sich etwa oberhalb einer Magmakammer in der mittleren oder unteren Erdkruste eine poröse und permeable wasserhaltige Schicht, die im günstigsten Fall von einer undurchlässigen Schicht überlagert ist – wie eine gute Erdgas- und Erdöllagerstätte – ist ferner ein Verbraucher in der Nähe, so hat man eine „ideale geothermische Lagerstätte". Siehe *Figur 1*. Es ist also nicht allein die hohe Temperatur, sondern es sind auch Wassergehalt, Wasserbeweglichkeit, Feinstruktur und eine bestimmte Schichtung, die eine gute geothermische Lagerstätte kennzeichnen. Trotzdem sind hohe Temperaturen in geringen Tiefen eine Grundvoraussetzung zur Energiegewinnung, denn geringer Wassergehalt und mangelnde Fließfähigkeit lassen sich notfalls künstlich erhöhen, wie es bei den sogenannten „Hot Dry Rock"-Projekten versucht wird. So lassen sich geothermische Lagerstätten am besten nach ihren Temperaturen charakterisieren:

(1) Temperaturen von 10° bis 40°C lassen sich nur durch Wärmepumpen und allenfalls zur lokalen Beheizung von Kleinsiedlungen, Treibhäusern, Schwimmbecken etc. nutzen.

(2) Temperaturen von 40° bis 130 °C eignen sich bereits zur Beheizung von mittleren und größeren Siedlungen, falls genügend Wasser vorhanden und in unmittelbarer

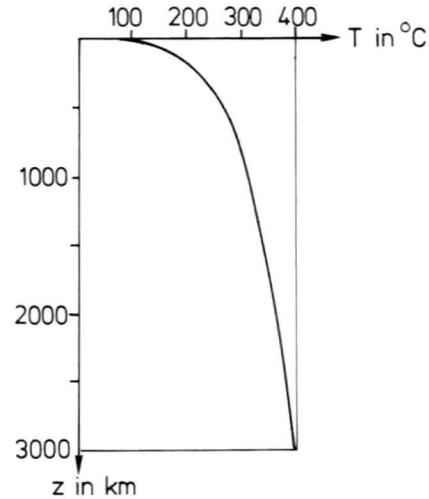

Fig. 2 Siedepunkt von reinem Wasser als Funktion der Tiefe bei lithostatischer Druckzunahme

Nähe verfügbar ist. Je größer die Anlage, desto wichtiger sind sog. Doubletten: Es muß stets eine zweite Bohrung niedergebracht werden, durch die das verbrauchte, abgekühlte Wasser abgeführt wird.

(3) Temperaturen von 120° bis 180 °C lassen sich unter günstigen Bedingungen bereits zur Elektrizitätsgewinnung und zur Beheizung von Großstädten verwenden.

(4) Temperaturen von mehr als 170 °C eignen sich allgemein zur Elektrizitätsgewinnung, wobei sich Wasser in Tiefen von weniger als etwa 100 m in Dampf umwandelt und somit direkt in Turbinen verwendet werden kann.

Figur 2 zeigt den Siedepunkt reinen Wassers als Funktion der Tiefe. Man nennt die wasserdampfbildenden Lagerstätten, die allerdings zur Zeit nur mit etwa 3 % der produzierenden Kraftwerke zu Buche schlagen, auch „Hoch-Enthalpie"-Lagerstätten. Ihre sog. Enthalpie, d.h. ihr Wärmeinhalt liegt zwischen 300 und 700 kcal/kg, gegenüber den sog. „Niedrig-Enthalpie"-Heißwasser-Lagerstätten, die lediglich 10 bis 100 kcal/kg besitzen. Zum Vergleich: Öl und Gas ergeben bei Verbrennung 2–10000 kcal/kg. Um eine Million Tonnen Öl-Äquivalent (=TOE) zu erhalten, brauchte man etwa 250 bis 300 geothermische Doubletten niedriger Enthalpie. Wo solche Felder im westeuropäischen und deutschen Raum zu finden sind, zeigen Hänel, 1979, Wohlenberg, 1979 und Ungemach, 1980. Hoch-Enthalpie-Felder befinden sich im Mittelmeerraum, z.B. in Larderello, Italien, dem ältesten geothermischen Kraftwerk der Erde.

2. ZUM PROBLEM DER ORTUNG GEOTHERMISCHER LAGERSTÄTTEN

Da es vor allem darum geht, Zonen erhöhter Temperaturen zu finden und da diese nicht unbedingt durch Wärmeflußmessungen an der Oberfläche gekennzeichnet sind – vor allem dann nicht, wenn rezente Magmenbewegungen im Untergrund stattgefunden haben – muß man nach physikalischen Größen suchen, die von der Temperatur ab-

hängen. Seismische Geschwindigkeiten und seismische Absorption sind zum Beispiel zwei solcher Größen. Experimente haben gezeigt, daß bei einem Umgebungsdruck von 1 kbar, entsprechend 3,5 bis 4 km Tiefe, eine Temperaturanomalie von $\Delta T = 100°$ eine Geschwindigkeitsänderung von etwa 2% ergibt. Genaueres ist in *Figur 3* zu erkennen. (Kern, 1978, Meissner und Fakhimi, 1977). Der Wert von 2% ist zwar klein, doch sind mit besonderen Messungen auch im Feld Genauigkeiten von 1 bis 2% durchaus zu erzielen. Auch die Absorption seismischer Wellen ändert sich mit der Temperatur, und zwar allgemein stärker als die Geschwindigkeiten. Entsprechende Feldmessungen sind jedoch problematisch, und zwar wegen der starken Abhängigkeit der

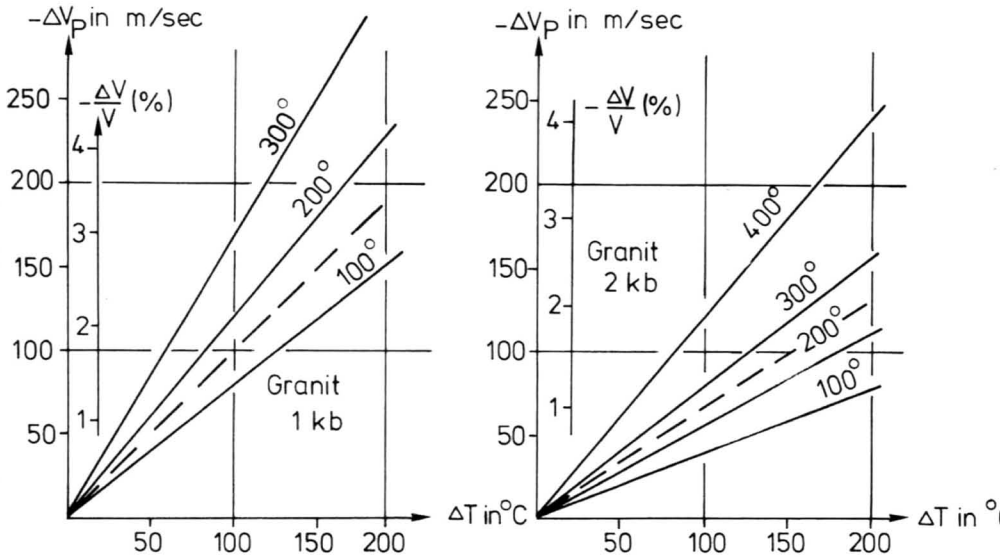

Fig. 3 Abnahme der V_p-Geschwindigkeit und relative Abnahme $\Delta V/V$ als Funktion der Temperaturanomalie für einen Umgebungsdruck von 1 kb (3,5–4 km) Tiefe (links) und 2 kb (rechts). Parameter ist die mittlere Temperatur. Nach Experimenten von Kern (1978) und Meissner u. Fakhimi (1977)

Absorption vom Prozentsatz der Wassersättigung, der meist unbekannt bleibt. Physikalisch hängen sowohl die Geschwindigkeitserniedrigung als auch die Absorptionserhöhung in Zonen erhöhter Temperatur mit der quasi-reversiblen Öffnung von Mikrorissen zusammen.

Leider ist es auch nicht die Temperatur allein, die eine Geschwindigkeitserniedrigung bewirkt. Erhöhter Porendruck, Inhomogenitäten im Gestein und Anisotropien mögen viel höhere Abweichungen der Geschwindigkeiten als 2% ausmachen. Es kommt in der Praxis darauf an, Geschwindigkeiten in verschiedenen horizontalen Richtungen und in der Vertikalen mit größtmöglicher Genauigkeit zu erfassen. Geschwindigkeiten in horizontaler Richtung lassen sich aus Refraktionsbeobachtungen berechnen. Erfahrungsgemäß braucht man Auslagen von 20 bis 30 km Länge, um eine Eindringtiefe von 4 bis 6 km zu erfassen. Geschwindigkeiten in vertikaler Richtung lassen sich aus den Stapelgeschwindigkeiten ermitteln, wobei allerdings eine Reihe strahlenoptischer

Probleme anfallen, die jedoch im Prinzip lösbar sind (Krey, 1980a, b). Auch bei den Reflexionsmessungen sind große Auslagen notwendig, um für mittlere und große Tiefen noch genügend große moveout-Zeiten für eine sichere Geschwindigkeitsbestimmung zu erhalten. Dabei erhöht ein hoher Überdeckungsgrad nicht nur das Nutz/Stör-Verhältnis von Reflexionen sondern auch die Genauigkeit der Geschwindigkeitsbestimmungen. Hier müssen zum Beispiel bei der Auswertung der ersten Einsätze bei hohen Überdeckungsgraden komplizierte Mittelungen der Einsatzreihen vorgenommen werden, bevor nach dem Wiechert-Herglotz-Verfahren Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen berechnet werden können.

Als Ergebnis der Berechnung von horizontalen oder vertikalen Geschwindigkeiten lassen sich längs der Profile Isotachen (=Linien gleicher Geschwindigkeiten) zeichnen. Sind diese in einem homogenen Schichtpaket glatt und nur mäßig gekrümmt, so sind mit großer Wahrscheinlichkeit Temperatureinflüsse dafür verantwortlich, da die Wärmeleitfähigkeit stets für schwache Gradienten sorgt. Starke und abrupte laterale Änderungen der Isotachen legen den Verdacht nahe, daß eine Änderung des Gesteinskörpers oder der Anisotropie, vorzugsweise längs Störzonen, vorliegt. Naturgemäß sind temperaturbedingte Änderungen der Geschwindigkeit besser im kristallinen Grundgebirge zu erfassen als in Sedimenten, zumal ja, wie Figur 3 zeigt, die Empfindlichkeit $\Delta V/V$ mit steigender mittlerer Temperatur und damit auch mit der Tiefe zunimmt. Der Geschwindigkeitseffekt $\Delta V/V$ erreicht kurz unterhalb der Schmelztemperatur Werte von etwa 14%. Kleine Prozente von Partialschmelzen führen zu keiner dramatischen Erniedrigung der Geschwindigkeiten oder der Absorption. Totalschmelzen, z.B. in Magmakammern, ergeben allerdings eine Geschwindigkeitserniedrigung von etwa 44%, eine Partialschmelze von 50% ergibt bei günstiger Geometrie etwa 22% Geschwindigkeitserniedrigung (Meissner, 1974). Diese Zahlen sind deswegen von Bedeutung, weil z.B. Feldmessungen, die ein $\Delta V/V$ von 25% anzeigen, wie z.B. das Zentrum des berühmten Geysir-Clear Lake Feldes in Kalifornien (Iher et al. 1979) notwendigerweise eine Beimengung von Partialschmelzen haben muß.

Solche Zonen partieller oder totaler Schmelzen sind dankbare Objekte für die Reflexionsseismik. Stets muß die obere Grenzfläche einen starken negativen Reflexionskoeffizienten aufweisen. Weite Teile dieser Grenzfläche sollten zudem als Potentialfläche nahezu horizontal liegen, wie zum Beispiel die Horizonte im Rio Grande Rift in etwa 23 km Tiefe (Riecker, 1979). Doch sind auch Aufstiegswege von Magmen bis in die Oberkruste, meist längs tiefgreifender Störungen, bekannt. Solche Störungen müssen erkannt werden. Die niedrigen Geschwindigkeiten in Zonen mit Partialschmelzen oder Magmakammern führen – ähnlich wie beim „Bright Spot Konzept" – zu einer Reihe von charakteristischen Erscheinungen, wie z.B. scheinbares Durchhängen tieferer Horizonte etc. Diese und ähnliche Erscheinungen müßte man natürlich, ähnlich wie bei Gaslagerstätten, auch bei Dampflagerstätten erwarten. Es liegen hierüber keine einschlägigen Erfahrungen vor, doch macht die schnelle Zunahme des Siedepunktes mit der Tiefe (Figur 2) die Existenz solcher Lagerstätten recht unwahrscheinlich. Vielleicht gibt es sie in Ausnahmefällen, was jedoch noch durch gezielte Messungen bewiesen werden müßte. Bekanntlich genügen bereits wenige Prozent Gas (oder Dampf), um die P-Wellengeschwindigkeit drastisch zu reduzieren, und zwischen 5 und 95% Gasgehalt ist eine Diskriminierung durch P-Wellen allein nicht möglich. Hier

gibt es, besonders bei oberflächennahen Lagerstätten, ein weites Feld für S-Wellen-Untersuchungen. S-Wellen zeigen ganz andere Zusammenhänge zwischen Geschwindigkeiten und Gassättigung, und aus dem Verhältnis V_p/V_s ließe sich auf trockene und nasse Zonen schließen. Wasserhaltige Schichten haben hohe V_p/V_s-Verhältnisse. Ähnlich hohe Verhältnisse haben natürlich auch Zonen partieller Schmelzen.

Zum Schluß dieses Abschnitts sei auf den starken Einfluß der Temperatur auf die Kriecheigenschaften von Gesteinen hingewiesen. Etwa bei 60 bis 70% der Schmelztemperatur, entsprechend Viskositäten von etwa 10^{21} bis 10^{23} Poise, fängt das Material der unteren oder mittleren Kruste an, so stark zu kriechen, daß die Spannungen, wie sie zum Aufbau und plötzlichen Abbau von Erdbebenspannungen erforderlich sind, nicht mehr erreicht werden. Dies ist z. B. bei wasserhaltigen granitischen Krusten und mittelstarken Temperaturgradienten schon in etwa 12 km Tiefe der Fall. Theoretisch gibt es enge Zusammenhänge zwischen diesen Kriecheigenschaften, der seismischen Absorption $1/Q$ und den Geschwindigkeiten V_p und V_s. Hohe Temperaturen und entsprechend geringe Viskositäten führen nun zu einer vorzugsweise söhligen Lagerung von Horizonten einer warmen Unterkruste, die sich durch gravitative Differentiation intrudierter Magmen gebildet haben mag. Wenn keine spätere tektonische Bewegung erfolgt ist, behält man quasi-söhlige, oder doch relativ ebene Reflexionshorizonte. Eine solche Schichtung mit nur schwacher Krümmung ist für die Korrelation der Reflexionen um so wichtiger, je tiefer die betreffenden Horizonte liegen. Erfahrungsgemäß haben Krusten mit rezenten Wärmeereignissen – sofern sie nicht noch im Stadium einer intensiven Durchmischung sind – tatsächlich eine höhere Reflektivität der Unterkruste aufzuweisen als Krusten aus kalten und alten Schildgebieten. Gut korrelierbare Horizonte sind aber auch für die Berechnung von Intervallgeschwindigkeiten unabdingbar. Somit ist eine gute Reflektivität der Unterkruste ein Anzeichen warmer Gebiete und gestattet überdies die Berechnung der Intervallgeschwindigkeiten für die Oberkruste.

3. AKTIVE UND PASSIVE SEISMISCHE FELDMESSUNGEN

Da die Auflösegenauigkeit von Zonen abnormer Geschwindigkeiten von der seismischen Wellenlänge abhängt, ist die Reflexionsseismik mit ihren relativ kleinen Wellenlängen allen anderen seismischen Verfahren überlegen, zumal die Struktur des Untergrundes und die Verfolgung der Polarität von Reflexionen gerade für geothermische Untersuchungen wichtige zusätzliche Hinweise liefert. Da jedoch durch reine Reflexionsmessungen nur die (vorwiegend vertikale) Intervallgeschwindigkeit berechnet werden kann, die bei Anisotropie bis zu 20% von der horizontalen Geschwindigkeit abweichen mag, muß man mindestens eine Refraktionsauswertung der ersten Einsätze durchführen. Beide Geschwindigkeiten sind zur Kontrolle der Anisotropie notwendig; die horizontale Geschwindigkeit ist nach verschiedenen Richtungen längs sich kreuzender Profile zusätzlich getrennt zu untersuchen. Beispiele einer solchen Refraktionsauswertung längs eines Profils der Urach-Untersuchungen mit Auslagenlängen von

23 km und 16facher Refraktionsüberdeckung zeigen *Abbildungen 4 und 5* (Meissner et al., 1980). Neben den beiden „aktiven" Verfahren Reflexion und Refraktion sind mit gewissem Erfolg auch eine Reihe von passiven seismischen Verfahren eingesetzt worden, die in der *Tabelle* aufgeführt sind.

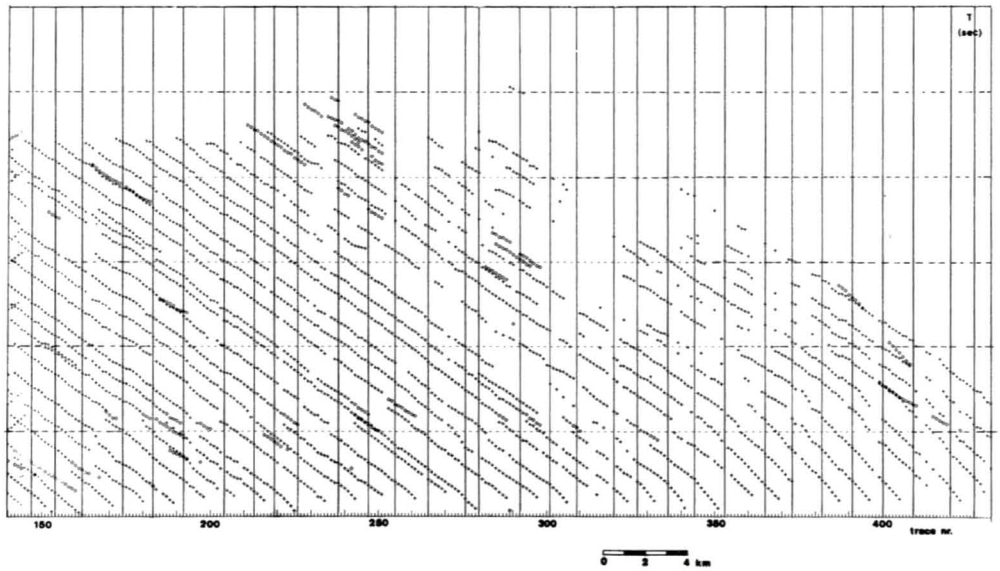

Fig. 4 Erste Einsätze längs eines ca. 50 km langen reflexions-refraktionsseismischen Profils in Urach. 8-fache Reflexionsüberdeckung gibt 16-fache Refraktionsüberdeckung.

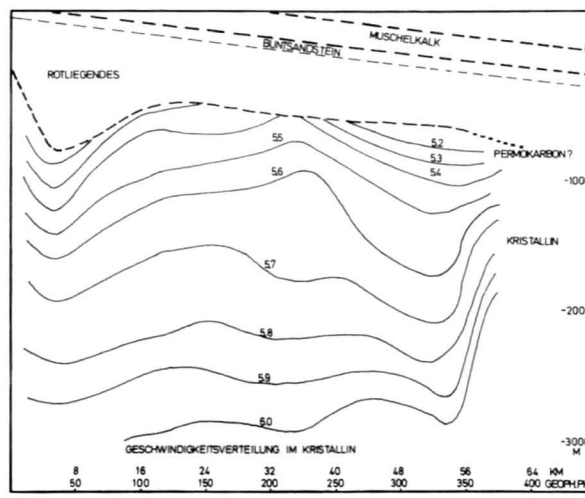

Fig. 5 Interpretation der Laufzeitkurven der ersten Einsätze nach dem Wiechert-Herglotz Verfahren. Isotachen (= Linien gleicher Geschwindigkeit) zeigen einen relativ glatten Verlauf. Minima der Geschwindigkeit sind im Uracher Vulkangebiet (tertiärer basischer Vulkanismus) und im Gebiet von Sulz, wo CO_2-Exhalationen beobachtet werden. (Meissner et al 1980)

Methode	Aktive Seismik		Passive Seismik			
	Reflexion	Refraktion	Residuen	Noise	Oberflächenwellen	Seismizität
Wichtige Meßgrößen	(Vertikale) Intervallgeschwindigkeiten, Polarität von Reflexionen, Struktur, Absorption	(Horizontale) Geschwindigkeiten i. verschiedenen Richtungen, V_p/V_s, Absorption	(etwa) Vertikale Geschwindigkeitsanomalien V_p/V_s Absorption	Noise-Spektren u. Anomalien (Wasser, Dampf)	(etwa) Horizontale V_s-Geschwindigkeit als Funktion der Tiefe	Hypozentrenbestimmung in Profilschnitten
Auflösung	Hoch	Mittel	Gering	Mittel	Sehr gering	Gering - Mittel
Tiefenerstreckung	Erdkruste	Kruste und oberster Mantel	Kruste und oberer Mantel	Obere Kruste	Kruste und oberer Mantel	Obere Erdkruste
Beispiele	Rio Grande Urach	Yellowstone Urach Geysirs Utah Mont Dore	Yellowstone Geysirs Eifel Travale	Grass-Valley Massif-Centrale Urach Torre Alfina	Yellowstone Rheingraben	Yellowstone Rheingraben Rio Grande

Tabelle : Übersicht der seismischen Methoden zur Ortung geothermischer Lagerstätten

Von den *passiven Verfahren* sei die Methode der Laufzeitresiduen hervorgehoben, die mit großen Seismometer-Arrays die Ankunftszeiten teleseismischer Ereignisse verfolgt. Durch Inversionsrechnungen der Laufzeitanomalien längs Strahlen unterschiedlichen Azimuths und unterschiedlicher Einfallswinkel lassen sich die Tiefenerstrekkung und laterale Ausdehnung von Zonen anomaler Geschwindigkeit ermitteln. Ein

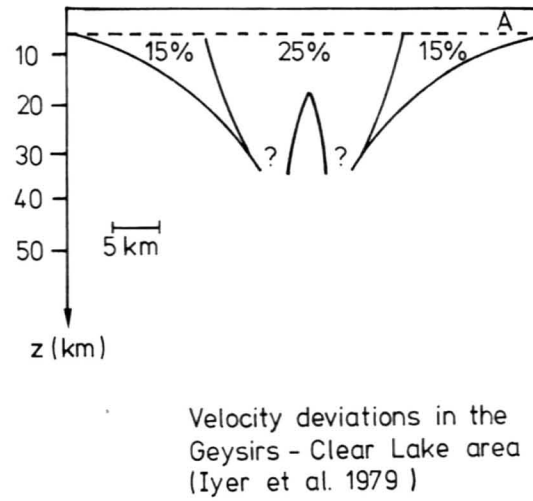

Fig. 6 Geschwindigkeitsabweichungen aufgrund teleseismischer Laufzeitresiduen im Gebiet Geysirs-Clear Lake (Kalifornien), der Welt größten Kraftwerk geothermischer Energie (522 MW). (Nach Iher et al 1979) A = anisotrope Schicht

Beispiel für eine solche (sehr starke) Geschwindigkeitsanomalie zeigt *Figur 6* (Iher et al., 1979). Das Ziel der wenig aufwendigen Noise-Untersuchungen ist es, Wasser- und möglicherweise Dampf-Bewegungen im Untergrund zu orten, wobei das ganze Frequenzspektrum untersucht wird. Interessant ist auch die Registrierung der Seismizität in einem geothermischen, speziell in einem vulkanischen Gebiet. Da Viskosität und maximal mögliche Spannung stark von der Temperatur abhängen, sind sehr heiße Gebiete, wie z. B. eine begrenzte Zone unterhalb der Yellowstone Caldera, frei von Mikro- und Makro-Erdbeben, während diese in der Umgebung verstärkt auftreten (Smith et al., 1977).

4. ZUKÜNFTIGE ENTWICKLUNGEN

Experten schätzen den Anteil geothermischer Energie an der Welt-Energieversorgung des Jahres 2000 zwischen 1 und 10 % ein, wobei die untere Grenze wahrscheinlicher ist. Der Betrag mag global wenig ins Gewicht fallen, doch lassen sich in den Industrienationen zweifellos regional Wärme- und/oder Elektrizitätsbedarf größerer Städte und Industriezweige durch geothermische Energie decken. Das gilt nicht nur

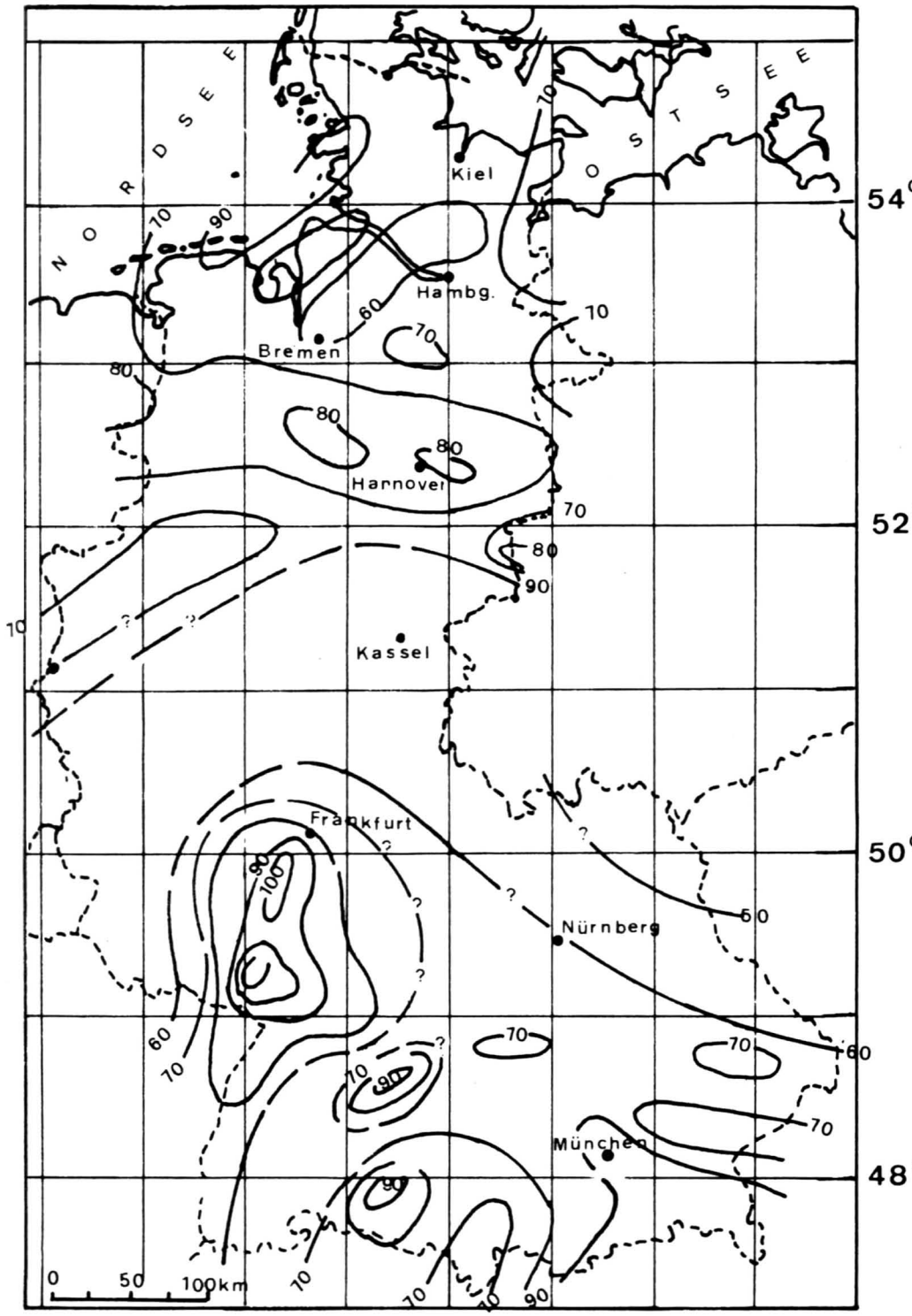

Fig. 7 Mitteltemperaturen in 2000 m Tiefe in der Bundesrepublik (nach Wohlenberg 1979)

für die Hoch-Enthalpie Felder Italiens, sondern auch für die Niedrig-Enthalpie Vorkommen in den großen Sedimentbecken Europas. Wie *Figur 7* nach Wohlenberg (1979) zeigt, haben wir auch in Deutschland weite Gebiete, deren Temperaturen in 1500 bis 3000 m Tiefe Werte von 100 °C und mehr erreichen. Im Pariser Becken gibt es z. B. etwa 60 geplante Doublett-Bohrungen, die einen Teil der französischen Hauptstadt mit Wärme versorgen werden. Ähnliche Projekte erscheinen für die Großstädte im Rheintalgraben, aber auch für einige in Nord- und Süddeutschland sehr sinnvoll. In diesen Sedimentbecken wäre es die Hauptaufgabe der Seismik, ähnlich wie in der Ölprospektion, ein möglichst genaues Bild der Feinstruktur zu erhalten. Zusätzlich sollten über das V_p/V_s- und das Absorptionsverhältnis Aussagen über Wassergehalt, Porenfüllung und evtl. auch unterschiedliche Permeabilität getroffen werden. Aus der Analyse der Geschwindigkeit im Sediment und im kristallinen Grundgebirge und aus der Struktur der mittleren und unteren Kruste lassen sich wichtige Schlüsse auf die vorhandenen Temperaturen und ihre Anomalien ziehen. Alle diese Aufgaben erfordern:

(1) Eine weitere Verbesserung der Methoden der Geschwindigkeitsbestimmung, möglichst für V_p *und* V_s

(2) eine schnelle Entwicklung der Scherwellenseismik, insbesondere der SH-Geber

(3) eine bessere Beherrschung des inelastischen Parameters Absorption.

5. DANKSAGUNG

Es ist mir eine Freude und ein Bedürfnis, meinem verehrten Kollegen, Herrn Prof. Dr. Th. Krey, für die vielen Ratschläge und die gute Zusammenarbeit zu danken, die unser gemeinsames Projekt der geothermischen Urach-Anomalie so sehr gefördert haben.

LITERATUR

Hänel, R., 1979; Die Bestimmung der Temperatur im Untergrund der Bundesrepublik Deutschland aus Wärmestromdichtedaten, Geol. Jahrbuch E 15

Iher, H. M., Oppenheimer, D. U., Hitchcock, T., 1979, Abnormal P-wave delays in the Geysirs-Clear Lake geothermal area, California; Sience 204, 4392

Kern, H., 1978, The effect of high temperature and high confining pressure on compressional wave velocities in quartz-bearing and quartz-free igneous and metamorphic rocks, Tectonophysics 44, 185–203

Krey, Th., 1980a; Mapping non-reflecting velocity interfaces by normal moveout velocities of underlying horizons; Geophys. Prosp. vol. 28, in press

Krey, Th., 1980b; How can seismics, especially active, assist in geothermal energy utilisation; E.G.-Symposium Strasbourg 1980

Meissner, R., Bartelsen, H., Krey, T., Schmoll, J., 1980; Combined reflection and refraction measurement for investigating the geothermal anomaly of Urach; E. G.-Symposium Strasbourg, 1980

Meissner, R., Fakhimi, M., 1977; Seismic anisotropy as measured under high pressure – high temperature conditions, Geophys. Journal Astron. Soc; 49, 133 –143

Meissner, R., 1974; Viscosity-depth structure of different tectonic units and possible consequences for the upper part of converging plates. J. Geophys. 40, 57–73

Riecker, R.E. (editor) 1979; Rio Grande Rifts tectonics and magmatisms; American Geophys. Union, Washington, D. C.

Smith, R.B., Shuey, R.T., Pelton, J.R., Baile, J.P., 1977; Yellowstone Hot Spot: contemporary tectonics and crustal properties from earthquake and aeromagnetic data; J. Geophys Res. 82, 3665–3676

Ungemach, P., 1980, Exploitation des resources géothermiques a haute et basse enthalpies; modèles, stratégies et réalités; Vorzr. Section 14, Sympos 2.01, World Geol. Congr. Paris Juli 1980

White, D.E., Williams, D.L. (editors) 1975, Assessment of geothermal resources in the US; 1975 U.S. Geol. Surv. Circular 126

Wohlenberg, J. 1979; The subsurfaces temperature field of the Federal Republik of Germany; Geol. Jb. E 15, 3–29