

**Kleine
Naturwissenschaftliche
Bibliothek**

LEIPZIG



MEINHOLD

**Energie
aus der Tiefe der Erde**

Titelbild:

Schlamm- und Dampfquellen am Swinegel nahe dem großen Geysir (Island).

Die Steine grenzen die Gefahrenzone ab

Energie aus der Tiefe der Erde

R. MEINHOLD

Mit 31 Abbildungen



LEIPZIG

**BSB B. G. Teubner Verlagsgesellschaft
Leipzig 1981**

Autor:

Prof. em. Dr. Rudolf Meinhold,
früher Bergakademie Freiberg



© BSB B. G. Teubner Verlagsgesellschaft, Leipzig, 1981

1. Auflage

VLN 294-375/42/81 · LSV 1449

Lektor: Dipl.-Met. Christine Dietrich

Printed in the German Democratic Republic

Gesamtherstellung: INTERDRUCK Graphischer Großbetrieb

Leipzig – III/18/97

Bestell-Nr. 666 031 1

DDR 6,50 M

Vorwort

Am Anfang war der Mensch Jäger und Sammler. Er sammelte, was sich ihm bot, und dachte wenig daran, daß diese Vorräte einmal aufgebraucht sein könnten. Mit der Zunahme der Bevölkerung, zumal in begrenzten Versorgungsgebieten, wuchs der Zwang, nicht nur auszubeuten, sondern die Güter der Natur zu bewirtschaften. Und damit stieg der Mensch auf zu höheren Kulturstufen.

Aber bei vielen Rohstoffen, besonders bei denen der Energiegewinnung, stehen wir immer noch in der Morgenröte der Menschheitsgeschichte. Wir beuten aus, sammeln, was sich bietet, und beginnen nur sehr zaghaft, daran zu denken, daß die so gewinnbaren Vorräte einmal zu Ende gehen könnten. Die natürlichen Zwänge werden uns aber nicht loslassen und uns veranlassen, die Rohstoffe nicht nur auszubeuten, sondern die natürlichen Ressourcen zu bewirtschaften.

Wichtige Triebkräfte der Naturwissenschaftler sind die Neugier und der Erkenntnisdrang, die alle Grenzen zu überspringen versuchen. Das erzeugt das Gute, daß sie immer neue, unerwartete Erkenntnisse bescheren, die wir auch verwenden können, um eine höhere Stufe der Rohstoffkultur zu erklimmen. Bezüglich der Energierohstoffe stehen wir noch immer sehr tief auf der Treppe.

In der vorliegenden Schrift soll dargelegt werden, was durch die Neugier in bezug auf eines der noch am wenigsten gelösten Probleme der Erde, die Herkunft und Struktur des geothermischen Feldes, erreicht wurde. Es wird darzulegen sein, daß diese innere Heizung der Erde eine der praktisch unerschöpflichen Energieressourcen ist, die noch der Bewirtschaftung durch den fortgeschrittenen Menschen harrt, aber in der Öffentlichkeit noch wenig Beachtung findet, auch wenn das Interesse daran jetzt wächst. Im Vordergrund werden die naturwissenschaftlichen Grundlagen stehen, die Technik kann nur insoweit behandelt werden, als sie dem Verständnis für die Anwendungsmöglichkeiten dient. Außerdem steckt die Technik, die ja für die Entwicklung der geothermischen Industrie noch gar nicht gefordert wurde, in dieser Hinsicht erst in den Kinderschuhen.

Und noch eines möglichen Fortschritts wird zu gedenken sein:

Die geothermische Energie ist sehr umweltfreundlich. Das ist sicherlich kein geringer Vorzug gegenüber anderen Energierohstoffen.

Der vorliegende Abriß soll in allgemeinverständlicher Form die obengenannten Probleme behandeln, und der Autor wäre erfreut, wenn es ihm erfolgreich gelungen sein sollte, auf interessante Erscheinungen und Forschungsergebnisse aufmerksam zu machen und Interesse für ein neues und zukunftsträchtiges Gebiet menschlicher Betätigung zu wecken.

Freiberg, Februar 1980

R. Meinhold

Inhalt

Der heiße Atem der Erde

Geschichtlicher Exkurs

Das Wärmefeld und seine Struktur

Allgemeines 14

Das Temperaturfeld der Erdkruste 14

Der Wärmefluß 19

Die Temperatur im Inneren der Erde

Anfangszustand und Entwicklung der Erde

Die Energiesituation

Die geothermischen Lagerstätten

Einteilung 43

Speichergesteine 44

Hochtemperaturlagerstätten in vulkanischen Gebieten 46

„Trockene“ Lagerstätten 55

Konvektive mittelthermale Lagerstätten ohne Zusammenhang mit Vulkanismus 57

Lagerstätten niederthermaler Wässer in porösen Sedimenten (Aquiferen) 58

Weitere mögliche Vorkommen zur Nutzung der Erdwärme 61

Die Erkundung geothermischer Lagerstätten

Vorbemerkung 62

Erkundungsmethodik 63

Sucharbeiten 67

Abschätzung der Reserven geothermischer Energie

Das Erkundungsprogramm

Förderung geothermischer Fluide

Geochemie der Thermalwässer

Verwendung der Erdwärme

Methoden der Energiegewinnung

Geologische Wirkungen der Erdwärme

Erdwärme als geologisches Erkundungshilfsmittel

Ausblick

Anhang

Geologische Zeittafel 111

Fachwörterklärungen 111

Literatur

Der heiße Atem der Erde

*Neugierig aber wär' ich, nachzuspüren,
Womit sie Höllenqual und -flamme schüren.
(Mephistopheles in Goethe, Faust II)*

Als frischgebackener Student kam der Verfasser eines Nachts mit einigen Freunden nach Neapel, fiel müde in den damals noch einigermaßen sauberen Sand des Strandes und schlief ein. Er erwachte bei Tagesanbruch, saß auf und betrachtete eine Stunde lang ein lang ersehntes, bezauberndes Schauspiel:

Nur unbestimmbar in seinen Konturen reckt sich der Vesuv über die noch dunkle Bucht von Neapel, nur seine Dampfwolke hebt sich rot gefärbt darüber ab. Langsam fließt die rote Farbe hinunter zum Gipfel und noch weiter und geht dabei in ein helles Orange über. Nun stechen die Konturen des Vulkans scharf gegen den sanftblauen Himmel ab, und bald steht der ganze Berg im Licht, und die Sonne erscheint links vom Gipfel. Das Meer ist dunkelblau wie ein großer Topf mit Waschblau, in den Fenstern vieler Häuser blinken gelbe Lichter, und mit nach Westen gerichteter Fahne steht der schöne Berg darüber.

Das war die erste Begegnung des angehenden Geowissenschaftlers mit einer der faszinierendsten Erscheinungen dieser Erde, den Toren zu ihrem heißen Inneren, den Vulkanen.

Schon 2 Tage später erklimmen wir an einem heißen Juliabend den Berg, mühsam in der vulkanischen Asche stolpernd und rutschend, denn die Cooksche Bahn und der daran anschließende kostenpflichtige Fußweg zum Gipfel waren für unseren Geldbeutel unerschwinglich. Wir erreichten den Rand des Außenkraters erst bei Dunkelheit. Die aufdringlichen Führer waren längst verschwunden. Im Windschatten hockten wir uns nieder und blickten auf den Innenkrater und auf ein einzigartiges Schauspiel:

Ab und zu dringt Feuerschein aus der Tiefe, aus dem großen Schlund quillt beständig, bald stärker, bald schwächer, eine dicke Gas- und Dampfwolke. Am unteren Ende ist sie glutrot gefärbt – es ist der Widerschein des glühenden Magmas im Vulkanschlot. Von Zeit zu Zeit grollt es dumpf aus der Tiefe, dann drängt rauschend eine dickere Wolke empor, grellrot gefärbt wie eine riesige Feuersäule.

So hockten und schauten wir die ganze Nacht, an Schlafen zu denken wäre uns gar nicht eingefallen – und außerdem war es auch zu kühl dafür. Nach Sonnenaufgang stiegen wir in den

Außenkrater hinunter. Der warme Boden war gelb und rot und schwarz gefärbt. Hier und dort stiegen Dämpfe aus kleinen Spalten auf. Nichts Lebendiges war zu sehen. Die erstarrte Lava bildete Blöcke, große Fladen und dicke, tauförmige Wülste. Und dann hinauf auf den Rand des Innenkraters! Kaum 10 m unter uns brach der Schlot senkrecht in die Tiefe. Rauschen und Brausen drang herauf wie aus einem siedenden Topf. Von Zeit zu Zeit warf dieser mit Getöse Brocken von glühender Lava aus. Immer wieder mußten wir uns ducken und in Deckung gehen, feuchte Taschentücher vor der Nase sollten vor den ätzenden Gasen schützen; denn obgleich wir an der Luvseite standen, blies uns doch der Wind ab und zu einen Wirbel ins Gesicht. Wir standen so nah wie möglich am Rand des Kraters, eine beträchtliche Hitze strömte heraus. Die Wände waren rot und gelb, braun und grün von verschiedenen Sublimaten. Weiter nach unten verdeckte die rotleuchtende Gas-Dampf-Wolke die Sicht. Jeden Augenblick erwartete man das Überkochen des Topfes, und schließlich nötigte eine Serie von ausgestoßenen heißen Brocken zur Flucht und zum Schutzsuchen.

Weiter außen und tiefer am Hang des Vulkans liegt der Monte Somma, ein Rest des alten Kraterandes, der vor dem großen Ausbruch des Jahres 79 bestand. Damals versanken blühende Städte, unter ihnen Pompeji und Herculaneum samt ihren Bewohnern unter den ausgeblasenen Lockermassen des Vesuvs. Der alte Kraterboden ist immer noch ein trostloses Tal ohne Leben, erfüllt von schwarzer Lava, die sich in riesigen Blöcken auftürmt, in Hügeln aus Steinfetzen von abenteuerlichsten Formen, in Wülsten schwarzer Steingekröse. Gibt es ein besseres Anschauungsmaterial für den heißen Atem der Erde als einen Vulkan?

Pompeji ließ uns erleben, daß die große Katastrophe des Jahres 79 für uns wissenshungrige Nachfahren auch ein archäologischer Glücksfall war. Die meterhohen Schichten von Schlamm und Asche, unter denen die Städte versanken, bewahrten uns einmalige Zeugen antiken Lebens. Ein weiterer Glücksfall ist, daß ein zeitgenössischer Naturforscher, Plinius d. J., den Ausbruch des Jahres 79 beobachtet und beschrieben hat. Deshalb wissen wir, daß der Vulkan damals als solcher nicht erkannt war; der große, weite Krater, dessen Rest der Monte Somma ist, war bis oben bewachsen, und in seinem Inneren weidete Vieh. Die Katastrophe kam plötzlich, eine Explosion sprengte den südwestlichen Teil des Monte Somma weg, und riesige Mengen zerstäubten Gesteinsmaterials, die sich mit den durch den Aus-

bruch erzeugten Regengüssen zu nicht aufzuhaltenden Schlammströmen mischten, und vulkanische „Asche“ bedeckten Fluren und menschliche Behausungen. Pompeji, Stabiae und Herculaneum versanken und wurden vergessen, bis im 18. Jahrhundert Zufallsfunde wieder auf sie aufmerksam machten. Wie groß die damals ausgeworfenen Massen waren, wissen wir nur schätzungsweise, genauer bekannt sind sie uns vom „Rekordhalter“, dem Vulkan Tambora auf der Insel Sumbawa, Indonesien, der 1815 zwischen 150 und 300 km³ Lockermassen auswarf. Bescheidener sind die geförderten Lavamassen je Ausbruch. So lieferte der Hekla auf Island bei einer Eruption 1 km³, und aus der 30 km langen Lakispalte daselbst flossen 1783 12,3 km³ Lava.

Neapel, diese damals so heiße, leuchtende, prächtige wie auch düstere und schmutzige Stadt steht auf vulkanischem Boden. Bis hinaus nach Pozzuoli dampft und gast es aus vielen kleinen Kratern, und das lieferte uns immer neue Studienobjekte zum Vulkanismus: Solfataren, Mofetten, heiße Quellen, damals noch ungenützte Energien, die sich heute freundlichsten Interesses erfreuen. Da gibt es auch noch den Monte Nuovo, eine respektable Erhebung, die erst vor mehr als 400 Jahren als vulkanischer Berg entstand und uns zeigt, wie die Erde lebt und daß der Boden, den wir bewohnen, nicht so festgefügt und so fix und fertig ist, wie wir uns das so oft vorstellen.

Zehn Tage später quälten wir uns durch das Valle de Bove, einen grandiosen Riß in der Flanke des Vulkans, auf den Ätna, während sich der wohlhabende Tourist einen Esel mit Führer mietete und einen bequemer Weg hinauftritt. Dafür sah er aber nicht ganz aus der Nähe die riesigen Lavaströme, von denen Blöcke unter unseren Füßen donnernd zu Tal rollten. Erst nach Mitternacht standen wir an der verschlossenen Schutzhütte im kalten Wind, wärmten uns im Eselsstall und standen nach einem einfachen Frühstück schon vor Tau und Tag auf dem Kraterrand des Ätna. Ein tiefer Schlund, viel gewaltiger als der des Vesuvs, tat sich auf. Auf seiner Sohle stand ein kleiner Kegel, dem Dampf entquoll, auch aus der schwefelgelben Wand des Kraters stiegen Dämpfe auf. Aber sonst war es gar nicht dramatisch, kein Getöse, kein Ausspeien von glühenden Brocken. Uns war kalt. Große Schneefelder bedecken auch noch im heißen Sommer den Gipfel, nur der Dampf läßt das heiße Innere ahnen.

In seiner Größe ist der Vulkan viel imposanter als der Vesuv, viel gewaltigere Pakete von Lavaströmen türmen sich aufeinander, aber die Tätigkeit im Krater selbst ist während der Ruhezeiten nur gering. Dafür sind viele dampfende Nebenkrater bis

hinein in das Valle de Bove in die chaotischen Lavafelder getupft, die auch in den aktiven Zeiten Lava eruptieren und Not und Verderben über die blühende Landschaft am Fuße des Berges bringen. Der Ätna ist der schenkende und nehmende „Gott“ dieses Landes. Die verwiterte Lava gibt dem Boden hohe Fruchtbarkeit. Der Bauer baut sein Haus aus Lavagestein auf dem Grund alter Lavaströme, schafft und erntet, und vielleicht wälzt sich eines Tages ein neuer Lavastrom über das Menschenwerk, und der Zyklus kann von vorn beginnen.

Das war also die Begegnung mit dem heißen Erdinneren, noch manche folgten in Südamerika, in Japan mit dem schönsten aller Vulkane, dem Fuji – aber die erste war die eindrucksvollste.

Wir sahen bereits, wie vielfältig die Erscheinungsformen des Vulkanismus sind. In den allermeisten Fällen sind die großen spektakulären Ereignisse episodisch; kontinuierlich sind die vielen Nebenerscheinungen, die Gasaushauchungen (Solfataren), Mofetten (Kohlensäureexhalationen), Dampfbläser, die heißen Quellen. Die Erscheinungen deuten auf begrenzte Vorratsräume für die Lava, die sich erst bei genügendem Druckanstieg durch die eingeschlossenen Gase und Dämpfe nach oben Luft verschafft. Die Beispiele für Dauertätigkeit beim Lavaausfluß sind ziemlich selten. Dazu gehört der Feuersee Halemaumau des Kilauea auf Hawaii. Daß die Lava nicht erstarrt und sich nicht mit einer Schlackenkruste bedeckt, kann nur durch dauernde Aufheizung durch den Nachschub heißer Lava erklärt werden. Beobachter dieses Feuersees schildern die Erscheinung sehr eindrucksvoll als in dauernder strömender Bewegung befindlich. Es bildet sich eine dünne Erstarrungshaut, die sich unter der ständigen Bewegung runzelt und zerreißt, dazwischen blickt die hellrot glühende Lava. Da und dort züngeln verschieden gefärbte Gasflammen über die Oberfläche empor, ab und zu steigert sich die Tätigkeit zu Gasexplosionen, die hohe Lavafontänen hochwerfen.

Spektakuläre Erscheinungen des heißen Inneren der Erde sind auch die Geysire, periodisch ausbrechende heiße Springquellen, die große Mengen Wasser und Dampf in die Luft schleudern. Sie werden gespeist aus Wasserreservoirien in der Tiefe, die in Richtung Erdoberfläche verschlossen sind. Wenn der Dampfdruck im Reservoir genügend hoch geworden ist, wird der Verschlusswiderstand überwunden, und der Ausbruch erfolgt.

Oftmals sind Mofetten (CO_2 -Austritte) und Solfataren (Bläser mit schwefelhaltigen Gasen), Dampfquellen und Thermen die einzigen Zeugnisse des noch in der Tiefe verborgenen Vulkanis-

mus, vielleicht seine letzten Erscheinungsformen, aber wer kann das schon mit Sicherheit sagen?

Das Studium des Vulkanismus lehrt auch, daß die langen Ruhezeiten und die qualitativ unterschiedliche Förderung benachbarter Vulkane auf begrenzte Magmaherde hindeuten, die oft in Tiefen von nur einigen Kilometern liegen. Die Vulkane stehen also nicht mit einem einheitlichen tiefen Magmareservoir direkt in Verbindung.

Wer schürt das Feuer dieser Vulkane und wer heizt die vielen Nebenerscheinungen, die heißen Wasserquellen, die Gas- und Dampfbläser? Ist es Vulcanus, der römische Feuergott? Oder ist es der Ausfluß des Pyriphlegeton, des unterirdischen Feuerstroms der alten Griechen? War es die Zersetzung von Sulfiden oder waren es in Brand geratene Steinkohlenflöze, wie man im 18. Jh. glaubte und was noch der große Freiburger Geologe A. G. Werner vertrat? Er hatte nie einen Vulkan gesehen, und es ist verzeihlich, daß er die Größenordnung dieses Phänomens verkannte. Einige Jahrzehnte später faßte einer seiner Schüler, A. v. Humboldt, die Ergebnisse der Wissenschaft so zusammen: Vulkane sind die Reaktion des flüssigen Kerns unseres Planeten auf seine äußere Kruste. Die Ursache der inneren Wärme ist die Ballung der Materie, die Frage nach dem, was brennt, daher sinnlos. Wir werden sehen, daß wir in der Erkenntnis auch heute noch nicht viel weiter sind und das Wesen der inneren Heizung noch voller Rätsel ist. Wir wissen darüber mit Sicherheit weniger als über die Oberfläche des Mondes. Keine Frage ist jedoch, daß im Inneren der Erde gewaltige Energien verborgen sind, die sich in vielfältiger Weise auf die Entwicklung der Erde und des Lebens ausgewirkt haben müssen. Sollte es nicht möglich sein, ein klein wenig von dieser Energie für die Bedürfnisse der modernen Zivilisation zu nutzen?

Geschichtlicher Exkurs

Bevor wir uns dem heutigen Forschungsstand der Geothermie zuwenden, sei eine kleine Exkursion in die Geschichte erlaubt. Daß die Erde einen heißen Atem hat, sollte zumindest den Völkern um das Mittelmeer schon lange aufgefallen sein. In der griechischen Mythologie spielt dann auch der Pyriphlegeton, der unterirdische Feuerstrom, eine Rolle, der die Vulkane speist, aber die Vorstellung über ein allgemein heißes Erdinneres war damit nicht verbunden, konnte es auch wegen der unvollständigen Kenntnisse über Bau und Struktur der Erde nicht sein. Für die Spätantike verweist A. v. Humboldt auf Patricius, Bischof von Pertusa, der im 3. Jh. die Ursachen der heißen Quellen von Karthago in der zunehmenden Temperatur mit der Tiefe sah. Aber diese Kenntnis ging wie so vieles andere im Mittelalter verloren. Agricola (1494–1555) wußte nichts von der Erhöhung der Temperatur in der Tiefe, obgleich er sicher viele auch tiefere Bergwerke gesehen hat. Erst bei Boyle (1671) findet sich der Hinweis, daß in einer tiefen ungarischen Grube die Temperatur mit der Tiefe zunimmt, und er stellt auch die Beobachtungen anderer Informanten systematisch zusammen. Ein Beweis für ihn ist auch das Moskauer Bier, das in Kellern von 4 bis 5 m Tiefe nicht gefriert. Messungen hat er leider nicht gemacht; er entschuldigt sich damit, daß die Thermometer zerbrochen.

Im 18. Jh. war, wie bereits bemerkt, unter den Geologen die Meinung verbreitet, daß der Vulkanismus eine lokale Angelegenheit sei und damit auch die Wärmezunahme mit der Tiefe, als Ursache sah man die bereits genannten Heizquellen Sulfide und Steinkohlenflöze an. D'Aubuisson de Voisins, ein Schüler des „Vaters der modernen Geologie“, A. G. Werner in Freiberg, der ein Buch auf der Grundlage der Wernerschen Vorlesungen verfaßte, die dieser ja nie veröffentlicht hat, gibt des Lehrers Deutung; aber da er einige Vulkane sah, hegt er große Zweifel an Werners Ansicht. Er stellt resignierend fest, daß man die Ursache des Vulkanismus nicht kenne. Dagegen schreibt Alexander von Humboldt: „Die primitive Ursache dieser unterirdischen Wärme ist ... der Bildungsprozeß selbst, das Abscheiden der sich ballenden Masse aus einer kosmischen dunstförmigen Flüssigkeit, die Abkühlung der Erdschichten verschiedener Tiefen durch Ausstrahlung. Alle vulkanischen Erscheinungen sind

wahrscheinlich das Resultat einer steten oder vorübergehenden Verbindung zwischen dem Inneren und Äußeren unseres Planeten.“ (A. v. H., Ansichten der Natur.)

Erst Anfang des 19. Jh. hat Arago aus Paris von wirklichen Temperaturmessungen berichtet, die er selbst und zusammen mit A. v. Humboldt angestellt hat. Aus seiner Zusammenfassung geht hervor, daß Gensanne 1740 bei Belfort geothermische Messungen angestellt hat, dann ebenfalls in Frankreich Mairan 1744. Arago hat auch erstmals 1835 die geothermische Tiefenstufe angegeben zu 113 Pariser Fuß für 1 Grad Réaumur, das sind etwa 29 m/K. Die ersten, die in einer Bohrung Temperaturen gemessen haben, waren 1831 Erman und Magius bei Berlin. A. v. Humboldt und Arago haben die Kenntnisse der damaligen Zeit zusammengefaßt.

Da die Bedürfnisse von Wissenschaft und Praxis immer dringender nach Kenntnis des Wärmefeldes verlangten, wurde 1868 eine britische Kommission zur Feststellung der Temperaturgradienten gegründet, die in zahlreichen Berichten viele Messungen der Wärmeleitfähigkeit veröffentlichte und auch den mittleren Wärmefluß zu 1,3 HFU (Erklärung nächstes Kapitel) bestimmte. In der Zukunft wurden aber Wärmeflußmessungen stark vernachlässigt, und genaue Wärmeflußmessungen gibt es erst seit etwa 1939, als man begann, Temperaturgradienten und Wärmeleitfähigkeiten an Proben von gleichen Orten in der Bohrung zu messen. Eine intensive Beschäftigung mit der Geothermie begann weltweit sogar erst um 1950, besonders in der UdSSR und den USA durch Einsatz beträchtlicher Mittel. Aber auch die Wissenschaftler der Bergakademie Freiberg haben auf dem Gebiet der Wärmeflußmessung und ihrer Instrumente sowie der geologischen Prospektion mit Wärmemessungen einen wertvollen Beitrag geleistet, und auch Forscher des Zentralinstituts für Physik der Erde der Akademie der Wissenschaften der DDR in Potsdam waren an vielen wichtigen und grundlegenden Arbeiten beteiligt.

Das Wärmefeld und seine Struktur

Allgemeines

Wir wollen nun versuchen, dem naturwissenschaftlichen Problem des Wärmefeldes und seinen Ursachen etwas näherzukommen. Dabei darf man einen Wesenszug der Naturwissenschaften niemals vergessen, den Modellcharakter aller Aussagen über Zustände, die unserer unmittelbaren Beobachtung entzogen sind. Das gilt ganz besonders für die Geologie, wo ja schon das Beobachtbare oftmals eine mehrfache Deutung erfährt, je nachdem, was der Beobachter entsprechend seinen Modellvorstellungen für wesentlich oder unwesentlich hält.

Die geologische Wissenschaft ist auf induktive Schlüsse angewiesen, sie ist deshalb nicht weniger wissenschaftlich als die Mathematik, die, streng auf Axiomen aufgebaut, deduktive Schlüsse zuläßt. In der Geologie ist das nicht möglich. Der Geologe kann mittels seiner Kenntnisse und seines Urteilsvermögens Schlüsse ziehen und sie je nach seinen Fähigkeiten zu Modellen verarbeiten. Er ist dann in der Lage, alle nachfolgenden Schlüsse an den Modellen zu erproben, diese weiter zu entwickeln oder zu verwerfen, was noch nicht besagt, daß das verworfene Modell nicht doch einmal wieder hervorgeholt wird, wenn neue Erkenntnisse ihm mehr Wahrscheinlichkeit verleihen. Jeder Geologe hat eine große Zahl von Modellen in seinem Kopf, die er an der Wirklichkeit oder dem, was er dafür hält, prüft. Jeder andere Weg zur Wahrheitsgewinnung ist spekulativ, wobei aber keinesfalls geleugnet werden soll, daß die schöpferische Phantasie fähiger Köpfe oftmals entscheidend mithilft, überhaupt plausible Modelle zu finden, und daß dieses Eintauchen ins Unbekannte und Geheimnisvolle für viele ihrer Jünger den Reiz der Geologie ausmacht.

Mit diesen Vorbemerkungen als Hintergrund muß auch die Geothermie betrachtet werden.

Das Temperaturfeld der Erdkruste

Was wir bestimmt wissen, ist, daß in der Erdkruste die Temperatur mit der Tiefe zunimmt. Das Maß dafür ist die geothermische Tiefenstufe, das ist die Tiefenzunahme in Metern, bei der

die Temperatur um 1 K zunimmt. Der reziproke Wert, also die Temperaturzunahme je Tiefeneinheit, wird geothermischer Grä-dient genannt. Zu beachten ist, daß die geothermische Tiefen-stufe erst unterhalb der „neutralen Zone“ (etwa 15 m) ermittelt werden kann, das ist die Tiefe, bis zu der sich die jährlichen Temperaturschwankungen bemerkbar machen.

Diese geothermische Tiefenstufe ist nun sehr variabel und hängt stark von den geologischen Bedingungen ab; sie schwankt zwi-schen 7 m (und weniger) und 140 m. In Mitteleuropa liegen die Normalwerte bei 30 bis 45 m, in der Ungarischen Tiefebene bei 14 bis 25 m, in der Vorsenke des Kaukasus bei 15 bis 21 m. All-gemein findet man kleine Werte in den jungen Senkungsgebieten der Erde. Dagegen haben wir auf den seit langer Zeit stabilen Tafeln und Kristallinen Schilden im Inneren der Kontinente recht hohe Werte, z.B. im Gebiet von Kriwoi Rog auf dem Ukrainischen Schild 121 m als geothermische Tiefenstufe, in der Provinz Ontario auf dem Kanadischen Schild 85 m. In den Gebie-ten des quartären Vulkanismus auf Island sind die geothermischen Tiefenstufen mit 6 bis 10 m sehr klein. Eine Mittelung vieler veröffentlichter Werte ergibt bei großer Streuung:

Kristalline Schilde	122 m/K
Tafeln	59 m/K
Tafelrand- und Übergangsgebiete	30 m/K
Geosynklinalen, junge Senken	28 m/K

Das gewogene Mittel über alle Kontinente dürfte etwa zwi-schen 30 und 35 m liegen. Die Unterschiede beruhen auf einem variablen Wärmestrom aus der Tiefe, der durch die Wärmeleit-fähigkeit der Gesteine modifiziert wird.

Die Wärmeleitfähigkeit λ ist die Wärmemenge, die je Sekunde durch 1 m² einer 1 m dicken Platte hindurchgeht, wenn auf bei-den Seiten der Platte ein Temperaturunterschied von 1 K herrscht. Die Maßeinheit ist W/(m · K). Die bisherige Einheit war kcal/cm · s · °K; eine alte entspricht 0,419 neuen Einheiten. Einige Werte von λ zeigt Tab. 1.

Die Wärmeleitfähigkeitswerte streuen allgemein stark. Die Mittelwerte sind aus zahlreichen Werten errechnet, die Werte parallel zur Schichtung mittels eines gemittelten Anisotropie-koeffizienten. Die Tabelle zeigt, daß der Verfestigungsgrad und die Porosität einen großen Einfluß auf die Wärmeleitfähigkeit haben. Auch der Poreninhalt ist von großem Einfluß, Wasser in den Poren erhöht gegenüber Luft darin die Wärmeleitfähigkeit.

Tabelle 1. Wärmeleitfähigkeiten

(Werte nach Clark, Hurtig, Diment, Weiner, Schuster u.a.)

Gestein, Stoff	Wärmeleitfähigkeit in $W/(m \cdot K)$	
	senkrecht zur Schichtung	parallel zur Schichtung
Wasser	0,08	
trockener Sand	0,34	
feuchter Sand	0,55	
Mittel Tongesteine	1,60	
Lockerboden	0,39	
Mittel Granit	2,56	
Mittel Salze	5,80	
Mittel Phyllit	1,31	3,43
Mittel Gneis und Glimmerschiefer	2,82	3,72
Mittel Tonschiefer	1,95	3,26
Sandstein, Thüringen	1,48	2,47
Dolomit, Thüringen	3,84	3,90

Erkennbar ist auch die beträchtliche Anisotropie, d.h., λ ist i. allg. bei plattigen Gesteinen senkrecht zur Schichtung kleiner als parallel dazu, sie ist wenig merkbar bei massigen Gesteinen wie Granit, Dolomit, Basalt. Bei Bohrkernen streuen die Werte manchmal im Zentimeterbereich, was große Sorgfalt bei der Bestimmung erfordert. In geologischen Dimensionen gesprochen, haben die dichten metamorphen und kristallinen Gesteine der Schilde und die verfestigten Decksedimente der Tafeln eine gute Leitfähigkeit, die Flächen gleicher Temperatur liegen in der Vertikalen weit auseinander. Dazu kommt ein verminderter Wärmestrom aus der Tiefe, und somit erhalten wir eine große geothermische Tiefenstufe. Dagegen sind die Vorsenken der Gebirge und die jungen Senkungswannen mit ihren wenig verfestigten Sedimenten von großer Mächtigkeit und hohem Wärme fluß durch kleine geothermische Tiefenstufen, also große geothermische Gradienten ausgezeichnet. Die Abb. 1 zeigt die unterschiedlichen geothermischen Gradienten in den einzelnen Gesteinen.

Für die Beurteilung der Wärmeleitung in der Erde ist es ferner interessant, daß die Wärmeleitfähigkeit vom Temperaturniveau abhängt (Abb. 2). Allgemein gilt, daß mit wachsender Temperatur die Wärmeleitfähigkeit abnimmt.

Dieses in der Nähe unserer Erdoberfläche so erzeugte Wärme feld wird jedoch noch durch einige andere äußere und innere

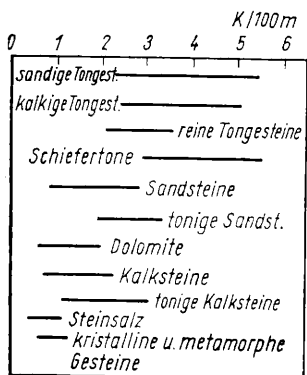


Abb. 1. Geothermische Gradienten in K je 100 m in verschiedenen Gesteinen

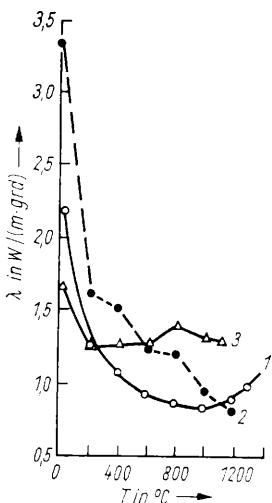


Abb. 2. Wärmeleitfähigkeit von Granit (1), Eklogit (2) und Dolerit (3) in Abhängigkeit von der Temperatur (nach Moisejenko in [2])

Einflüsse gestört. Zu den äußeren Einflüssen gehören die Topographie der Erdoberfläche, die Wärmeabstrahlung in die Atmosphäre und die jahreszeitlichen und säkularen Klimaschwankungen. Diese führen ja bekanntermaßen in arktischen und antarktischen Gebieten zur Ausbildung der „ewigen Frostböden“, in denen die Gefrornis bis 1500 m tief reichen kann. Als innere Einflüsse kommen infrage: zusätzliche Wärmequellen aus isolierten Magmaherden, konzentrierte radioaktive Einlagerungen, chemische Reaktionswärme, tektonische Reibungswärme und vor allen Dingen die Bewegung unterirdischer Wässer (Konvek-

tion). Wasser hat infolge seiner hohen Wärmekapazität die Fähigkeit, positive oder negative Anomalien durch Bewegung im Wärmefeld zu erzeugen. Von der Oberfläche einfließendes Wasser kann bis in größere Tiefen abkühlend wirken, umgekehrt bewirkt aus der Tiefe aufsteigendes warmes Wasser Erwärmung oberflächennäherer Schichten. Nach einer von einem amerikanischen Geologen aufgestellten Rechnung kann eine als nicht ungewöhnlich zu betrachtende Zirkularströmung im Gestein mit einem Volumenfluß von $2 \cdot 10^{-7} \text{ cm}^3/(\text{cm}^2 \cdot \text{s})$ dazu führen, daß die Wärmeströmung an der Oberfläche zwischen den Gebieten des Ab- und Aufstiegs der Wässer um den Faktor 9 differieren kann. In Gebieten aufsteigender Thermalwässer kann, wie Beispiele aus Bulgarien zeigen, die geothermische Tiefenstufe unter 1 m sinken.

Besonders große Anomalien des oberflächennahen Wärmefeldes erzeugen auch tiefe Wasserbecken. Wir finden hier sogar eine umgekehrte Temperaturschichtung: die Temperatur nimmt mit der Tiefe ab. In 1000 m Tiefe mißt man 3 bis 10°C , in etwa 7000 m nur noch $1,5^\circ \text{C}$. Die kalten Wassermassen kühlen nun auch die umgebenden Schelfe. Als Beispiel mögen die Beobachtungen auf der Pazifikinsel Bikini dienen. Man fand hier eine negative geothermische Tiefenstufe, die Temperatur fällt mit der Tiefe ab und erreicht bei einer Tiefe von 1000 m das Minimum von $6,4^\circ \text{C}$.

Eine andere Bohrung an der Küste des Schwarzen Meeres registrierte bis 225 m Tiefe eine ganz normale geothermische Tiefenstufe von 18 bis 27 m, darunter aber fand man bis zu einer Tiefe von 2165 m Werte zwischen 75 und 95 m, erklärbar durch die auskühlende Wirkung des Meerwassers.

Leider kennen wir nicht die Veränderungen des geothermischen

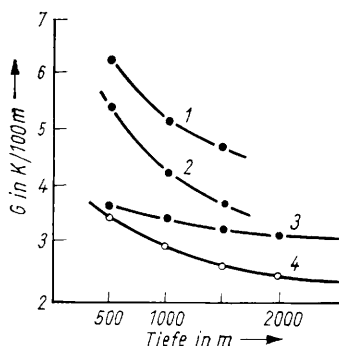


Abb. 3. Geothermische Gradienten in K/100 m in Abhängigkeit von der Tiefe im zentralen Vorkaukasus (1), bei Machatschkala (2), auf der Halbinsel Apsheron, (3) und im Gebiet von Astrachan (4) (nach Djakonow, 1958)

Gradienten in größerer Tiefe. Offensichtlich muß er viel kleiner werden (und die Tiefenstufe viel größer). Untersuchungen in Tiefbohrungen bestätigen das (Abb. 3). Nehmen wir das aber nicht an, dann kommen wir für das Erdzentrum zu ganz absurden Temperaturen von etwa 190000 °C, was offenbar in Anbetracht der Stabilität der Erdkugel nicht möglich ist.

Der Wärmefluß

Während für die unmittelbar praktischen Bedürfnisse der Menschheit die Kenntnis des geothermischen Gradienten am wichtigsten ist, ist diese Kenngröße für die Erforschung des allgemeinen Wärmeregimes der Erde wegen deren Vielschichtigkeit nicht praktisch, sie ändert sich ja von Schicht zu Schicht mit den Wärmeleitfähigkeiten. Wenn der vertikale Temperaturgradient $dT/dz = \text{grad } T$ und die Wärmeleitfähigkeit λ der Gesteine am Ort des gemessenen Gradienten bekannt sind, dann ergibt sich der Wärmefluß (oder die Wärmestromdichte) q :

$$q = -\lambda \text{ grad } T.$$

Das Minuszeichen steht, weil q und $\text{grad } T$ entgegengesetzt gerichtet sind. q ist unabhängig von der Wärmeleitfähigkeit der Gesteine und ist die Wärmemenge, die je Sekunde durch eine Fläche von 1 m², parallel zur Erdoberfläche, transportiert wird. Die Einheit des Wärmeflusses ist 1 mW/m² [bisher 10⁻⁶ cal/(cm² · s), genannt HFU – heat flow unit –, 100 mW/m² = 2,4 HFU].

Der Wärmefluß geht von Punkten höherer zu solchen niedrigerer Temperatur durch Wärmeleitung, Konvektion und Strahlung. Der Hauptprozeß ist die Wärmeleitung, aber auch Konvektion durch Wärmetransport mittels fließenden Wassers kann eine große Rolle spielen.

Der Wärmefluß kann in Bohrungen und Bergwerken bestimmt werden. Mit einem Meßpunktabstand von 2 bis 25 m werden die Temperaturen punktweise gemessen, der Gradient ausgerechnet und Proben zur Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit genommen. Als Meßgeräte werden speziell in Bohrungen Platinwiderstandsthermometer oder Halbleiterthermistoren benutzt, die eine Genauigkeit von $\pm 0,01$ K ermöglichen. Zu beachten ist, daß in den Bohrungen das thermische Gleichgewicht, das durch den Bohrvorgang stark gestört wurde, wieder hergestellt ist. Aus ökonomischen Gründen wird oft schon nach wenigen Tagen

Stillstand gemessen, besser sind Standzeiten von einigen Wochen. Wirkliches Gleichgewicht braucht zu seiner Herstellung lange Zeit, aber da sich die Temperaturkurve anfangs ziemlich schnell dem erwünschten Zustand annähert, sind dann die verbleibenden Fehler nur noch gering. In Bergwerken ist auf die auskühlende Wirkung des Wetterstroms zu achten.

Im Laboratorium werden dann die entnommenen Proben auf Wärmeleitfähigkeit gemessen. Es gibt dafür viele Methoden; prinzipiell legt man an die Probe eine Wärmequelle und registriert die Geschwindigkeit der Wärmeausbreitung. Eine genaue Messung ist von entscheidender Bedeutung für die Güte der Wärmestromdichtemessung; die Streuung der Wärmeleitfähigkeitswerte und ihre Variabilität wurden bereits erwähnt, so daß die Wahl eines zutreffenden Mittelwertes die Qualität bestimmt. Außerdem unterscheiden sich die im Laboratorium gemessenen Werte oft merklich von denen an Ort und Stelle im Gesteinsverband gemessenen. Deshalb hat man neuerdings Geräte konstruiert, die Temperaturmeßgeräte und eine Wärmequelle enthalten. Wärmequelle und Temperaturfühler werden an die Bohrlochwand angedrückt. Zuerst bestimmt man den natürlichen Temperaturgradienten, dann wird die Wärmequelle eingeschaltet und die dadurch erzeugte zeitabhängige Temperaturdifferenz zur Berechnung der Wärmeleitfähigkeit benutzt. Wegen der offensichtlichen Schwierigkeiten bei der Herstellung reproduzierbarer Bedingungen im Bohrloch erhält man nur eine Genauigkeit von $\pm 10\%$. Wenn man mit geringer Präzision zufrieden ist, kann man auch rechnerisch die Wärmeleitfähigkeit ermitteln, wenn durch geophysikalische Bohrlochmessungen die Art des Gesteins, seine Porosität und die Porenfüllung bekannt ist. Das geht natürlich nur bei Gesteinen mit wenigen Komponenten, z.B. reinen Kalksteinen und Sandsteinen. Bei einem Sandstein kann man durch diese Bohrlochmessungen Tongehalt, Porosität und Porenfüllung bestimmen, und als Differenz erhält man den Quarzanteil. Die Wärmeleitfähigkeiten dieser reinen Substanzen sind bekannt. Somit erhält man die Wärmeleitfähigkeit des Gesteins zu

$$\lambda = \lambda_1 \cdot m_1 + \lambda_2 \cdot m_2 + \lambda_3 \cdot m_3,$$

worin λ_1 , λ_2 , λ_3 die Wärmeleitfähigkeiten von Quarz, Ton bzw. Porenfüllung sind und m_1 , m_2 und m_3 deren Anteile im Gestein. Mehr als ein Notbehelf bei Fehlen anderer Bestimmungen kann das aber nicht sein.

Leichter als auf dem Lande ist die Bestimmung von λ am Meeres-

boden. Ausreichend tiefes Wasser vorausgesetzt, ist die Bodentemperatur ziemlich konstant, Wasser zirkuliert kaum im Sediment, das ziemlich einförmig ist. Man kann leicht eine Hohlsonde von einigen Metern Länge eindrücken, die außen die Temperaturfühler trägt und innen den Sedimentkern enthält, der gezogen und im Labor auf Wärmeleitfähigkeit untersucht werden kann.

Bei richtiger Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit sollte der gemessene Wärmefluß nur noch eine Funktion der Wärmequellen und des Mechanismus der Wärmeübertragung sein.

Der Mittelwert des Wärmeflusses über die ganze Erde einschließlich der Ozeane beträgt etwa 63 mW/m^2 ($1,5 \pm 10\%$ HFU). Jedoch ist die Streuung ziemlich groß, die Werte erreichen 340 mW/m^2 (etwa 8 HFU) und mehr; sie sind stark von der geologischen Struktur abhängig (Tab. 2).

Tabelle 2. Wärmeflußwerte in Abhängigkeit von der Geologie (nach Lee und Uyeda, 1965)

geologische Struktur	Probenzahl	Mittelwerte		geolog. Alter in Mill. Jahren
		in HFU	in mW/m^2	
präkambrische Schilde	26	0,92	38,4	600...3000
präkambrische Tafeln	23	1,54	65,0	235...570
nachpräkambrische Gebirgszonen	68	1,48	62,4	260...500
mesozoische Gebirgszonen	19	1,92	80,4	65...225
alpidische Gebirgszonen	10	2,09	87,6	1,5...100
känozoische Vulkanzonen	11	2,16	89,8	0...60
ozeanische Becken	273	1,28	54,0	
ozeanische Rücken	338	1,82	76,2	
ozeanische Gräben	21	0,99	41,6	

Es ist zu ersehen, daß die stabilen alten Schilde der Erde (Beispiele: Fennoskandischer Schild in Finnland und Karelien, der Ukrainische Schild, der Kanadische Schild) Werte um 40 mW/m^2 (1 HFU) aufweisen. In diesen alten Schilden, die bereits vor Milliarden Jahren gefaltet und kristallin wurden und durch andauernde Hebung stark abgetragen werden konnten, liegen jetzt sehr alte Gesteine an der Erdoberfläche. Werte um 80 mW/m^2 (etwa 2 HFU) finden wir in den Gebieten junger Gebirge, noch höher können sie in tiefen Senken der Erde (z. B. Pannonisches Ungarisches Becken bis mehr als 100 mW/m^2) und

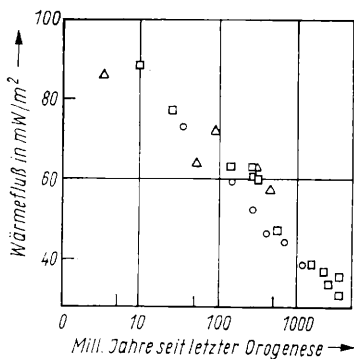


Abb. 4. Wärme flu ßwerte für verschiedene Gebiete in Abhängigkeit von der letzten Gebirgsbildung. $\triangle$ ČSSR; $\square$ UdSSR; $\circ$ sonstige kontinentale Werte (nach Čermak und Hurtig, 1979)

tiefen Grabenbrüchen (Rheintalgraben 70 bis 125 mW/m²) sein. Besonders hohe Werte finden sich in einigen Zonen der Ozeane, über den Mittelozeanischen Rücken wie z.B. dem Mittelatlantischen Rücken, wo über 300 mW/m² gemessen wurden; in der Achse des Roten Meeres fand man 467 mW/m². In diesen Fällen spielt nicht nur der Wärme flu ß durch Wärmeleitung, sondern auch durch Konvektion, also durch Wärmetransport mittels aufsteigender Massenströme, eine Rolle, über die noch zu reden sein wird.

Der Unterschied im Wärme flu ß für die verschiedenen geologischen Einheiten, die ja eine Beziehung zum Alter der anstehenden Gesteine zeigen, sind vermutlich eine Funktion des geologischen Alters der radioaktiven Wärmequellen, die also leicht müde geworden sind. Die alten Schilde haben z.B. ein Alter von z.T. mehr als 3 Milliarden Jahren; seit dieser Zeit hat die radioaktive Wärmeproduktion laufend abgenommen, und sie nimmt weiter ab, besonders die strahlenden Elemente mit kurzer Halbwertszeit sind nahezu „aufgebraucht“. In den jungen Gebirgen wanderten und wandern im Laufe der Gebirgsbildung neue radioaktive Wärmequellen in höhere Stockwerke und erhöhen den Wärme flu ß. Deshalb also finden wir eine Abhängigkeit der Wärmestromdichte vom Alter der letzten Gebirgsbildung (Abb. 4). Wenn diese Deutung mindestens ein Teil der Erklärung ist, dann haben die geologischen Strukturen, die wir beobachten und deren geringen Tiefgang wir erkennen können, ihre auslösenden Ursachen in wesentlich größeren Tiefen.

Die Abb. 5 zeigt eine vereinfachte Wärme flu ßkarte von Mitteleuropa. Ins Auge fällt eine Nord-Süd-gerichtete Zone hoher Werte. Sie liegt über einer bekannten großen Grabenzone, dem Oberrhein-Oslo-Graben. Hohe Werte finden sich auch im Be-

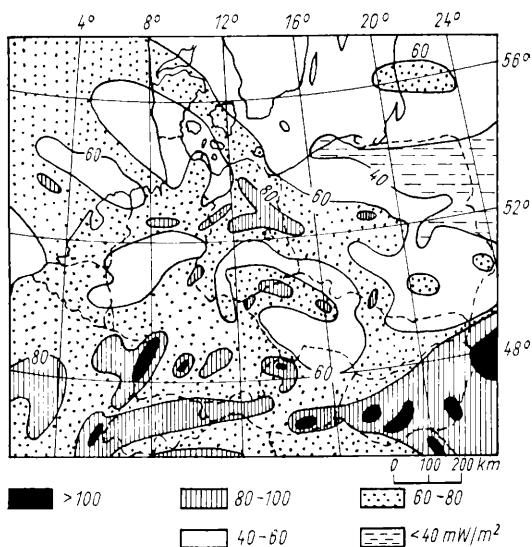


Abb. 5. Wärmeflußkarte von Mitteleuropa (nach Čermak und Hurlig, 1979; vereinfacht)

reich des jungen Alpengebirges und in der Pannonischen Ungarischen Senke. Die geologische Ursache für den Gürtel hoher Werte, der sich quer durch das nördliche Mitteleuropa zieht, ist noch nicht bekannt. Möglich wäre die Mitwirkung aufsteigender Tiefenwässer. Gegen Osten kommen wir in den Bereich der alten Osteuropäischen Tafel, und die Wärmeflußwerte werden immer kleiner, und schließlich erreichen sie auf dem Ukrainischen Schild (auf der Karte Abb. 6 dargestellt) ein Minimum von 30 mW/m^2 . Die Gebirge im Bereich des Kaukasus haben dann wieder die gewohnten hohen Werte.

Ein unaufhörlicher Strom von Energie, stärker oder schwächer, fließt aus dem Inneren der Erde nach der Oberfläche. Es sind $8,4 \cdot 10^{20} \text{ J/Jahr}$ oder $2 \cdot 10^{20} \text{ cal/Jahr}$. Auf die Temperatur an der Erdoberfläche hat diese Wärmemenge nur einen geringen Einfluß, nur $1/4000$ der Oberflächentemperatur der Erde entstammt dem Wärme flu ß, der gerade ausreichen würde, um eine Eisschicht von 0,5 cm Dicke zu schmelzen. Für die Länge der Zeit ist aber der Wärmeverlust doch erheblich, er gibt uns aber keinen Aufschluß über das Wärmeregime der Erde. Wir könnten daraus eine dauernde Abkühlung der Erde folgern, was man früher fast ausschließlich annahm; es kann sich aber auch um

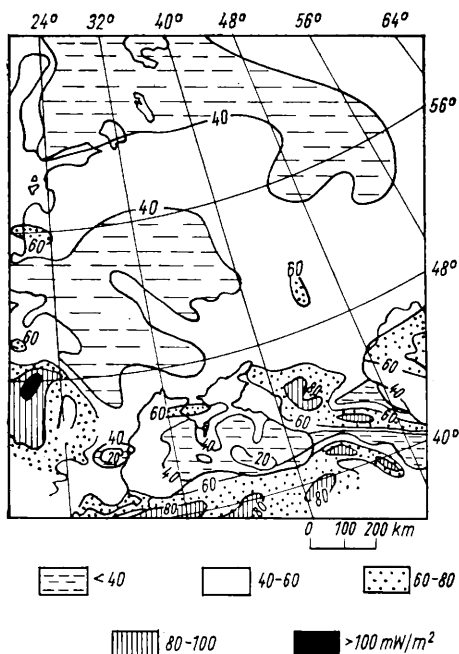


Abb. 6. Wärmeflußkarte von Osteuropa (Quelle wie Abb. 5)

eine durch Wärmequellen erhitze Erde handeln, in der der Wärmeverlust mehr als ausgeglichen wird. Denn leider hat die ankommende Wärme kein Etikett, das über ihre Herkunft etwas aussagen könnte.

Was ist nun die Ursache des Wärmeflusses? Eine leichtfertige Antwort wäre: das heiße Innere der Erde. Das ist zwar nicht falsch, aber nicht genug für unsere wissenschaftliche Neugier. Die große Schwierigkeit besteht darin, daß wir nicht den thermischen Anfangszustand der Erde kennen, daß wir nicht wissen, ob sich die Erde im Zustand der Abkühlung oder Aufheizung befindet, ob wir ein quellenfreies Potentialfeld etwa in der Art des Schwerfeldes vor uns haben oder ob sich in gewissen Zonen der Erde Wärmequellen befinden. Letzteres ist sehr wahrscheinlich, die Erde hat kein quellenfreies thermisches Feld, weil uns wohl bekannt ist, daß in den uns zugänglichen Teilen der Erdkruste und wahrscheinlich auch in tieferen Zonen die Gesteine radioaktive Minerale enthalten, und diese geben nun einmal beim Zerfall Wärme ab (Tab. 3).

Tabelle 3. Wärmeerzeugung durch radioaktive Gesteinskomplexe
(Werte vorwiegend nach Hyndman)

Gestein	Gehalt in ppm		in % ⁴⁰ K	Wärmeerzeugung	
	Uran	Thorium		in 10 ⁻⁶ J/ (m ³ · s)	in 10 ⁻¹³ cal/ (cm ³ · s)
Mittel Sedimente	1,0	8,0	2,0	1,0	2,37
Mittel Granite	4,0	18,0	2,0	2,48	5,93
tiefe Granitschicht der Erdkruste	2,3	9,0	2,0	1,47	3,50
tiefe Basaltschicht der Erdkruste	0,8	5,0	1,0	0,67	1,60

1 g Radium erzeugt Wärme von $29,4 \cdot 10^{-2}$ J/s = $7,0 \cdot 10^{-2}$ cal/s

1 g Thorium erzeugt Wärme von $26,4 \cdot 10^{-9}$ J/s = $6,3 \cdot 10^{-9}$ cal/s

Aus der Tabelle ist zu ersehen, daß die Radioaktivität besonders an die sauren Gesteine (also die Granite und granitähnlichen) gebunden ist, gering sind die Gehalte der basischen (Basalte und basaltähnliche). Auch hier streuen die Einzelwerte stark.

Man weiß nun auch schon seit langer Zeit, daß allein aus der Abkühlung der Erde der Wärmefluß nicht abzuleiten ist. Bereits 1906 haben Rayleigh und auch Strutt errechnet, daß die Radioaktivität der Gesteine zur Erklärung des Wärmeflusses ausreicht. Damals kam man auf eine Schicht von minimal 16 km Dicke normaler Radioaktivität, die dafür ausreichen sollte. Andere Forscher haben mit verbesserten Mittelwerten der Gesteinszusammensetzung 25 km errechnet; und wenn man zugesteht, daß die Radiumgehalte in der Erdkruste mit der Tiefe abnehmen, dann könnten es auch 50 km sein, auf jeden Fall aber ist es eine im Vergleich zum Erdradius sehr dünne Schicht. Alles, was in größerer Tiefe der Erde zur Radioaktivität beiträgt, muß zur Aufheizung der Erde führen.

Die Wärmeproduktion der radioaktiven Minerale ist nicht zu bezweifeln. Aber wir kennen leider ihre Verteilung in den Gesteinsschichten nur für die obersten Zonen der Erdkruste, für die tieferen sind wir auf indirekte Messungen angewiesen. Empirisch ergibt sich eine Abhängigkeit der Gehalte an radioaktiven Mineralen von der Gesteinsdichte: Die leichten, sauren Gesteine haben die höchsten Gehalte, die schweren, basischen die geringsten. Die Dichten beeinflussen nun aber maßgeblich die seismischen Geschwindigkeiten, also die der Erdbebenwellen, die ja tief in die Erde eindringen können. Bis zu welchen Tiefen aber diese Abhängigkeit zutrifft, ist nicht bekannt.

Es ist aber ziemlich sicher, daß die wirksamen Wärmeproduzenten, die sauren granitischen Gesteine, hauptsächlich an die kontinentale Erdkruste gebunden sind. Das führt zu einem weiteren, schwer lösbaren Problem. Die Messungen des Wärmeflusses haben ergeben, daß er auf den Kontinenten wie auf den ozeanischen Böden etwa gleich hoch ist. Das aber dürfte nach unseren bisherigen Überlegungen gar nicht so sein. Die geologischen Erkenntnisse sagen uns, daß unter den Ozeanen die Erdkruste mit den sauren Gesteinen nur sehr dünn ist (etwa 7 km) und zudem dort basische Gesteine (basaltische) mit nur geringen Gehalten an radioaktiven Substanzen anstehen. Moderne Tiefbohrungen in den Ozeanen haben den Befund erhärtet, den bereits die Seismologie vorausgesagt hatte. Aus der bekannten Zusammensetzung ist errechenbar, daß 70% des Wärmeflusses der Kontinente aus der Kruste kommen, nur 30% müßten aus dem Erdmantel zufließen. In den Ozeanen aber müßte fast der ganze Strom aus den Zonen unter der Kruste aufsteigen, oder, anders ausgedrückt, der Wärmefluß aus dem Mantel müßte unter den Ozeanen viel größer sein als unter den Kontinenten. Liegt das an der unterschiedlichen Zusammensetzung des Erdmantels? Oder gibt es verschiedenartige Wärmequellen? Liegt vielleicht die geschmolzene Magmaschicht unter den Ozeanen höher? Wir wissen es nicht. Wir stehen dem Problem gegenüber, daß wir einen relativ geringen Wärmefluß messen, daß aber allein die radioaktiven Elemente, wenn sie noch im Erdmantel auftreten sollten, einen viel größeren verlangen, ganz abgesehen vom heißen Inneren der Erde mit seiner riesigen Wärmequelle – falls unsere allgemein angenommenen Vorstellungen zutreffen. Unsere Modelle ergeben einen Überschuß an Wärme, der abgeführt werden muß, soll die Erde nicht instabil werden. Die Wärmeleitung schafft das wegen der geringen Wärmeleitfähigkeit der Gesteine nicht, ohne Annahme von Konvektionsströmen kommen alle Interpretationen in arge Bedrängnis. Wir werden später sehen, daß wir sie auch noch in anderer Hinsicht brauchen.

Die Temperatur im Inneren der Erde

Der Wärmefluß gibt uns eindeutige Auskünfte nur über eine relativ oberflächennahe Zone, für die tieferen hat er nur mehrdeutige zur Verfügung. Um Informationen aus der Tiefe zu erlangen, könnte man theoretisch bei Vernachlässigung der Konvektion die Temperaturverteilung in der Erde mit Hilfe der Wärmeleitgleichung errechnen. Es gilt:

$$\rho c \cdot \frac{\partial T}{\partial t} = \lambda \Delta T.$$

Darin ist c die spezifische Wärme, ρ die Dichte, T die Temperatur, t die Zeit;

$$\Delta T = \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

mit den 3 Ortskoordinaten x, y, z ; Δ ist der Laplace-Operator. Die spezifische Wärme c eines Stoffes ist diejenige Wärmemenge Q , die erforderlich ist, um die Temperatur von 1 g dieses Stoffes um 1 K zu erhöhen. c ist vom Temperaturniveau abhängig. Die Einheit der Wärmemenge Q ist diejenige, die nötig ist, um die Temperatur von 1 g Wasser von 14,5 auf 15,5 °C zu bringen, sie wird Kalorie (cal) genannt. Ihr mechanischer Arbeitswert wird in Joule (J) gemessen, es entspricht 1 cal = 4,187 J. Diese Einheit wird jetzt statt der Kalorie benutzt.

Die Verwendung der Wärmeleitgleichung zur Ermittlung der Temperaturverteilung ist bis zu etwa 10 km Tiefe nicht zu beanstanden, bis dahin ist die Wärmeleitfähigkeit λ noch einigermaßen bekannt. Die Wärmeleitgleichung beruht ja nur auf der Wärmeleitung durch feste Körper, ohne Berücksichtigung sekundärer eingelagerter Wärmequellen. Daneben gibt es noch die Wärmestrahlung, die allerdings nur bei hohen Temperaturen eine Rolle spielt, und die Konvektion, d.h. der Wärmetransport mit Hilfe eines bewegten Mediums. In der Erdkruste steht dafür das Porenwasser zur Verfügung, in tieferen Erdzonen auch Ströme geschmolzener Gesteine. Die Konvektion kann wesentlich größere Wärmemengen transportieren als die Wärmeleitung. Die Gleichung für den Wärmefluß muß daher im Be-

darfsfalle noch einen Term für die Konvektion erhalten (Hurtig, 1975):

$$q_k = -\lambda \operatorname{grad} T - v \cdot \varrho \cdot c \cdot T_w.$$

v ist die Strömungsgeschwindigkeit des transportierenden Mediums, ϱ seine Dichte, c seine spezifische Wärme, T_w die Temperatur des Wassers oder sonstiger Konvektionsmedien. Das größte Hindernis für die Errechnung des Temperaturfeldes im Erdinnern ist die mangelnde Kenntnis der Verteilung radioaktiver Elemente in größerer Tiefe, der dort vor sich gehenden physikochemischen Reaktionen, der stofflichen Zusammensetzung. Nur für die Tiefen, für die noch die Verteilung der sekundären Wärmeproduzenten und auch die Konvektion bekannt ist, ist eine einfache Beziehung für die Errechnung der Temperatur in der Tiefe gültig:

$$T_z = T_0 + \frac{q_k \cdot z}{\lambda} - \frac{A \cdot z^2}{\lambda};$$

darin ist T_z die Temperatur in der Tiefe z , T_0 die an der Erdoberfläche, q_k ist der konvektionsberichtigte Wärmefluß, A die Wärmeproduktion in der Schicht, errechenbar aus dem Gehalt an radioaktiven Elementen in ihr.

Wenn sich in der Tiefe z_1 λ zu λ_1 und A zu A_1 ändern, dann gilt für $z > z_1$:

$$T_z = T_0 + q_k \cdot z_1 / \lambda - (A z_1^2 / z \lambda) + (q_k - A z_1) (z - z_1) / \lambda_1 - A_1 (z - z_1)^2 / 2 \lambda_1.$$

Wenn eine einigermaßen gesicherte Bestimmung der Temperatur in größerer Tiefe nicht direkt möglich ist, dann bleibt noch der Ausweg, diese Größe wegen der funktionalen Beziehungen zwischen den verschiedenen physikalischen Zustandsgrößen untereinander indirekt zu erschließen. Dann wäre z.B. eine Mindesttemperatur für die Obergrenze der geschmolzenen Zone angebbar, falls es uns gelungen sein sollte, eine solche geschmolzene Zone im Inneren der Erde nachzuweisen. Dazu müßte die Art des Materials im Inneren der Erde bekannt sein.

Was aber ist meßbar, das Aufschlüsse über Material und Zustände im Erdinneren geben könnte?

Die Erforschung der Erdbebenwellen hat uns ein Modell geliefert, das als Schalenbau der Erde bezeichnet wird (Abb. 7). An physikalischen Unstetigkeitsflächen werden die Erdbebenwellen gebrochen oder zur Oberfläche reflektiert, sie ermöglichen so die Tiefenbestimmung der Unstetigkeit. Das Modell

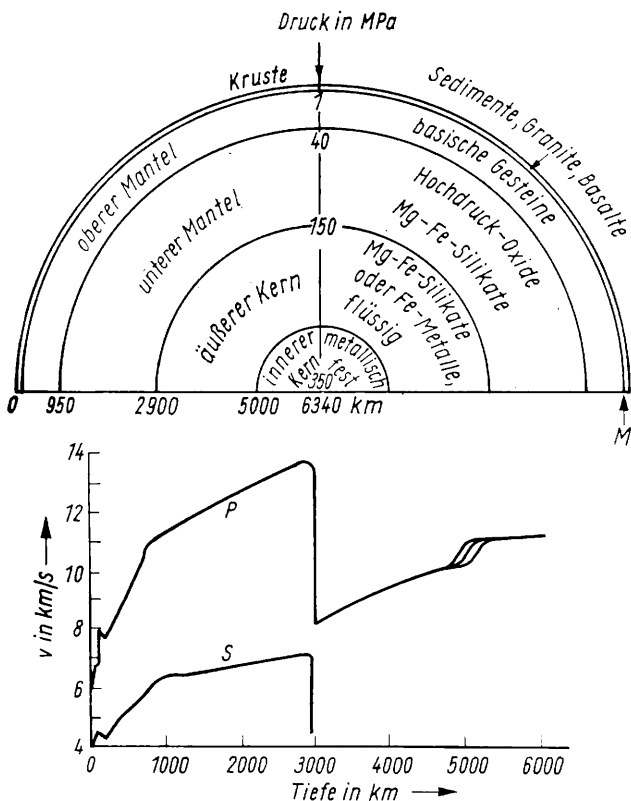


Abb. 7. Schalenmodell der Erde, rechts mit Eintrag hypothetischer Materialzusammensetzung. Darunter die Geschwindigkeiten der seismischen Longitudinalwellen (P) und Transversalwellen (S) in Abhängigkeit von der Tiefe als Basis für das Schalenmodell. M Moho

zeigt zuoberst die dünne Erdkruste (30 bis 80 km), die aus einer oberen Sedimenthaut, darunter einer granitischen und zuunterst aus einer basaltischen Schicht besteht. Die Basis der Kruste ist die Mohorovičić-Schicht, kurz „Moho“ genannt. Bis dahin ist der Aufbau durch Beobachtungen einigermaßen gesichert. Bis zu einer Tiefe von 2900 km folgt dann der Erdmantel, es schließt sich der Kern an, der in einen äußeren (bis 5100 km Tiefe) und einen inneren geteilt wird. Weitere Unterteilungen lassen Unstetigkeitsflächen in 413 und 984 km vermuten.

Die Mantelmaterialien werden nach der berechneten Dichte und

Hochdruckexperimenten mit Stoßwellen und Explosionen bis zu Drücken von 400 GPa (4 Mill. at) als besondere Hochdruckstrukturen von Oxiden des Fe, Mg, Al, Si angesehen, die durch starke Deformationen der normalen Gitterstrukturen entstehen, also stark verdichtet sind. Die Materialien im Erdinnern werden später betrachtet.

Auf welche Weise kann man nun zu Materialaussagen kommen? Durch geodätische Messungen wurden Figur und Volumen der Erde bestimmt. Kombiniert mit Schweremessungen, ergibt sich daraus die Masse der Erde und daraus wieder ihre mittlere Dichte ($5,52 \text{ g/cm}^3$). Aus sehr vielen Messungen an Gesteinen der obersten 10 km und dem ausgeworfenen Material der Vulkane ist die Dichte der Erdkruste bekannt. Da Vulkane auch Material aus dem Oberen Mantel fördern, ist auch hierüber etwas bekannt. Die seismologischen Informationen über den Schalenbau gestatten dann, wenn man das aus der Präzession der Äquinoktien ermittelte Trägheitsmoment zu Hilfe nimmt, Modelle der Dichteverteilung in der Erde zu errechnen, die alle Vorgaben befriedigen. Man kommt damit zu Dichten im Erdkern von 10,5 bis 11,1. Ein Unsicherheitsbereich muß dabei zugelassen werden. Rechnerisch ergibt sich, daß die Dichteverteilung in einer Zone der Erde mit homogener Ausbildung in Abhängigkeit vom Radius r

$$\frac{d\rho}{dr} = \frac{Gm\rho}{r^2(v_p^2 - \frac{4}{3}v_s^2)}$$

ist. Darin ist ρ die Dichte im Abstand r , r die radiale Entfernung vom Erdmittelpunkt, G die Gravitationskonstante, v_p die Geschwindigkeit der seismischen Longitudinalwellen, v_s desgl. der Transversalwellen, beides im Niveau r , m die Masse der Kugel mit dem Radius r .

Man braucht also, wie aus der obigen Gleichung zu sehen ist, noch seismische Geschwindigkeiten aus Erdbebenbeobachtungen. Von der Kruste angefangen, wird nun die Dichte Schale für Schale in einer nicht unkomplizierten und auch mehrdeutigen Rechnung ermittelt. Die Unsicherheit ergibt sich insbesondere daraus, daß nicht bekannt ist, ob die Schalen eine homogene Dichte oder einen Dichtegradienten haben.

Noch unsicherer sind die Aussagen über das Material im Erdinneren. Bestimmungsparameter könnten wieder die seismischen Wellengeschwindigkeiten sein, die in den verschiedenen Schalen unterschiedlich sind. Aus ihnen können die elastischen Eigenschaften der Gesteine erschlossen werden, wie der Rig-

heitsmodul μ (Widerstand gegen Formänderung), der Inkompressibilitätsfaktor k (Widerstand gegen Volumenänderung) und die Durchlässigkeit für Transversalwellen, von denen bekannt ist, daß sie den äußeren Erdkern nicht durchdringen. Deswegen wird ein flüssiger äußerer Erdkern angenommen, der innere wird als „fest“ betrachtet. Transversalwellen können sich in Flüssigkeiten nicht ausbreiten. Was aber „fest“ oder „flüssig“ ist, ist nur in mehr oder weniger willkürlichen Grenzen zu verstehen. Für das Erdinnere stellen die seismischen Wellen das Kriterium dar; was sie uns entsprechend ihrer Wellenlänge als „fest“ melden, kann doch für langzeitige Beanspruchung noch durchaus „flüssig“ sein oder nach dem allgemeinen Sprachgebrauch „zähplastisch“.

Unterstützt wird die Bestimmung der elastischen Eigenschaften in der vorgegebenen Weise durch die Messung der Perioden und Amplituden der Gezeiten der festen Erde, die elastische Parameter für die Erde als Ganzes liefern.

Die elastischen Parameter zusammengenommen sind für die verschiedenen Stoffe unterschiedlich, sie könnten also zur Identifizierung beitragen. Nehmen wir noch die Beobachtungen der tellurischen Ströme hinzu (s. Kap. Erkundung), dann erhalten wir noch zusätzlich die elektrischen Leitfähigkeiten der Erdschalen, die eine Beziehung zur Temperatur ergeben. Denn die elektrische Leitfähigkeit eines Stoffes hängt neben der Aktivie-

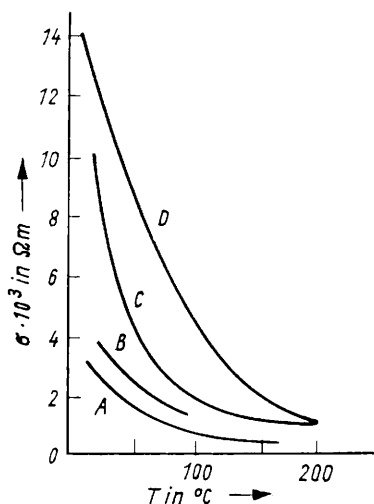


Abb. 8. Elektrische Leitfähigkeit verschiedener Gesteine in Abhängigkeit von der Temperatur. A Gabbro; B, C Granit; D Syenit (nach Volaróvič und Parchomenko in [1])

ungsenergie E und der Boltzmann-Konstante k von der Temperatur T ab. Die Abhängigkeit ist exponentiell, weil die normale Leitfähigkeit von trockenen Gesteinen von der vorwiegend elektronischen Leitfähigkeit bei niedriger Temperatur in die vorwiegend ionische bei hoher übergeht (Abb. 8). Theoretisch ist

$$\sigma = \sigma_0 \exp\left(-\frac{A}{kT}\right),$$

wobei σ die elektrische Leitfähigkeit, σ_0 eine Konstante, E die Aktivierungsenergie, $A = 2E$ für die ionische Leitfähigkeit, $A = E$ für die elektronische ist. Leider kann man mit dieser Gleichung die Temperatur nur sehr unvollkommen berechnen, weil sie nur für homogenes Material gilt.

Wenn die Dichte der Schalen bekannt ist, dann ist auch die Druckverteilung dp/dr in der Erde bestimmbar, denn es ist $dp/dr = -Gm\rho/r^2$. Daraus ergibt sich der Druck an der Grenze des Erdkerns zu 150 GPa (1,5 Mill. at) und im Erdmittelpunkt zu 350 GPa (3,5 Mill. at).

Wenn wir nun daran gehen, die durch direkte Messung oder durch Modellrechnung erhaltenen physikalischen Werte einer bestimmten Materialverteilung in der Erde zuzuordnen, treffen wir auf große Schwierigkeiten, weil uns der Zustand der Materie unter den Bedingungen des Erdinneren nicht genau bekannt ist. Experimentell ist er nur annähernd rekonstruierbar, weil bei den bisherigen Hochdruckversuchen die Temperatur nicht kontrollierbar ist, aber die Temperaturabhängigkeit interessiert uns ja gerade. So ist es also nur mit großen Unsicherheiten möglich, über die Art der Materie im Erdinneren einige Annahmen zu machen, und damit können wir auch nur in mehr oder weniger weiten Grenzen die Schmelztemperatur unter den angenommenen physikalischen Bedingungen angeben, die uns zur Temperaturbestimmung in der Erde führen könnte. Nach der Theorie setzt Druckzunahme die Schmelztemperatur herauf nach dem Clausius-Clapeyronschen Gesetz $dT_m/dp = \Delta V/\Delta S$, worin ΔV die Volumendifferenz zwischen flüssiger und fester Phase und ΔS die Entropiedifferenz ist; der Gradient dT_m/dp ist z.B. für Olivin 3,5 K/1000 bar. T_m ist der Schmelzpunkt, p der Druck. Der Schmelzpunkt T_m ist außerdem abhängig von den seismischen Geschwindigkeiten v_p (longitudinal) und v_s (transversal):

$$T_m = C \left(\frac{1}{v_p^3} + \frac{1}{v_s^3} \right)^{1/3}$$

(Gleichung von Uffen). C ist darin eine materialtypische Konstante, abhängig von den Molekülmassen, die aber nicht genau bekannt sind. Weil die Schalen nicht in sich homogen sind, geben derartige Beziehungen nur Abschätzungen. Die Gleichung ist auch nicht jenseits der Übergangszone Mantel – Kern zu verwenden, weil C dort völlig unbekannt ist. Aber bis zur Grenze des Kerns ist zumindest eine genäherte Temperatur für eine geschmolzene Zone anzugeben. Wenn wir Eisen als Material des Kerns ansehen, dann ergibt sich in 5100 km Tiefe an der Grenze des äußeren Kerns eine Temperatur von 3000 K, an der inneren Kerngrenze in 5100 km Tiefe 3900 ± 200 K.

Zusammengefaßt beschränken sich also die Temperaturbestimmungen für das Erdinnere auf die Ermittlung der Grenze der geschmolzenen Zone mittels Seismologie, den Versuch, das Material an dieser Grenze aus Dichte, elastischen Parametern, elektrischer Leitfähigkeit unter Zuhilfenahme des errechneten Drucks zu identifizieren und für dieses Material die Schmelztemperatur zu bestimmen.

Die durch die Seismologie beobachteten Unstetigkeitsflächen werden allgemein als Materialgrenzen gedeutet, aber das ist durchaus nicht sicher, ebenso gut könnten es Phasenübergänge sein, was mit manchen Beobachtungen besser übereinstimmt.

Hinsichtlich der Zusammensetzung des Erdkerns gibt es verschiedene Hypothesen. Die bekannteste ist die Nickel-Eisen-Hypothese, abgeleitet aus der Zusammensetzung von Eisenmeteoriten, die man als Bruchstücke aus dem Inneren von unserem Planeten ähnlichen Himmelskörpern ansah. Durch die bereits erwähnten Hochdruckexperimente mit Explosionen und Stoßwellen mit Drücken bis 400 GPa (≈ 4 Mill. at) wurden verschiedene Stoffe und Stoffzusammensetzungen untersucht und die Veränderungen registriert. Danach würden sich an der Grenze Mantel – Kern für Eisen Dichten von $11,8 \text{ g/cm}^3$ ergeben, aber nach den vorher genannten Messungen müßten es nur 9,7 sein. Deshalb versuchte man es mit anderen Zusammensetzungen. Nickel-Eisen kann es auch nicht sein, die Dichte von Nickel ist noch größer als die von Eisen. Als Mischkomponente ist Silizium angenommen worden, auch Magnesium und andere Elemente der Eisengruppe, die auch sonst im Sonnensystem vorkommen, könnten es sein. Es gibt also folgende Möglichkeiten:

1. Schmelze von Magnesium- und Eisensilikaten;
2. Schmelze von verschiedenen Metallen der Eisengruppe.

Eine Entscheidung ist noch nicht möglich. Andere Forscher neh-

men dichte Packungen von Elementen in atomarem Zustand durch Komprimierung der äußeren Elektronenschalen an (sog. Solarmaterie), was aber nur bei „heißer“ Erdentstehung möglich wäre.

Es sind noch mehr Modelle aufgestellt worden. Bei allen ergeben sich Schwierigkeiten mit den Meßdaten. Bisher am besten mit den bekannten Daten in Einklang zu bringen ist die Mg-Fe-Silikat-Schmelze. Für diese kommt man an der Obergrenze des Kerns zu Temperaturen von 3000 bis 5000 °C, im Erdzentrum werden sie noch etwas höher sein. Um die ganze Breite der Möglichkeiten anzudeuten, sei hier angefügt, daß die Modelle der verschiedenen Forscher auf Werte zwischen 1000 und 12000 °C kommen, aber die Extreme an beiden Seiten müssen als unwahrscheinlich betrachtet werden.

Wenn wir die bisher genannten Möglichkeiten überschauen, dann liefert die Seismologie, die Erforschung der Erdbeben, die allermeisten der quantitativen Angaben über die Materie im Erdinneren, sie leiten sich also vorwiegend von einer Methode mit geringer Kontrollmöglichkeit ab, was die Gefahr von Zirkelschlüssen nicht ausschließt. Es stehen zwar sehr große Datenmengen für die Analyse zur Verfügung, aber die komplizierten Zusammenhänge der physikalischen Parameter untereinander lassen sich nur verschiedenen Modellen zuordnen, die möglichst widerspruchsfrei sein sollen. Dabei ist die Prüfung der Modelle durch Experimente sehr beschränkt. Wir müssen daher feststellen, daß auch durch indirekte Messungen nichts Sicheres über die Temperatur tief im Erdinneren auszusagen ist.

Anfangszustand und Entwicklung der Erde

Es wäre nun zu überlegen, ob wir dem Temperaturproblem näherkommen, wenn wir vom Anfangszustand an das thermische „Schicksal“ der Erdkugel verfolgen und den heutigen Zustand des Erdinneren daraus ableiten. Leider kommen wir hier in nicht geringere Schwierigkeiten, denn der Anfangszustand der Erde ist völlig hypothetisch. Die Hypothesen gliedern sich in zwei Gruppen, die man mit „heißer“ und „kalter“ Erdentstehung bezeichnen könnte. Lange war die „heiße“ Entstehungshypothese vorherrschend, nach der unser Planet aus abgetrennter Sonnenmaterie gebildet wurde. Die Erde hatte danach ein Sternzeitalter, ging dann durch den glutflüssigen Zustand, und dann bildeten sich durch gravitative Seigerung Kern, Mantel und Kruste, die im Verlauf der Abkühlung z.T. fest wurden. Wäre diese Hypothese richtig, dann hätte sich nach der Wärmeleitgleichung (ohne Berücksichtigung der Konvektion) bei festgewordener äußerer Kruste erst nach etwa 100 Mrd. Jahren das Innere der Erde auf die Hälfte der Ursprungstemperatur abgekühlt. Da die Erde nach heutiger Ansicht wesentlich jünger ist (die Erdkruste ist etwa 5 Mrd. Jahre alt), wäre somit die Abkühlung minimal, und wir könnten für das Innere die Anfangstemperatur einsetzen, etwa die an der Sonne beobachtete (10^7 K).

Es gab verschiedene Hypothesen, wie man sich nach dieser Vorstellung die Abspaltung der Sonnenmaterie aus dem enormen Schwerfeld der Sonne zu denken habe; sie sollen hier nicht dargestellt werden; festzustellen ist aber, daß sie alle einer genaueren Prüfung nicht standhielten. Der schwerste Einwand ist, daß ein solches abgespaltenes Material nicht kondensieren kann, es müßte als Wolke expandieren und abkühlen.

Alle neueren Hypothesen beginnen deshalb die Geschichte unseres Planeten mit einem Gas-Staub-Nebel, dessen Herkunft verschieden erklärt wird, möglicherweise entstanden aus einer abgekühlten Wolke der vorgenannten Art oder durch Explosion einer Supernova, auch an im Sonnensystem eingefangene interstellare Staubwolken hat man gedacht. Schon Kant hatte in seiner Hypothese die Planetenbildung aus zerstreutem, diffusem Material behauptet, das den ganzen Planetenraum erfüllt haben sollte.

Die Hypothese wurde später von verschiedenen Forschern modifiziert und ausgebaut, der sowjetische Forscher O. J. Schmidt hat sie dann (1944–1950) weiter verbessert und auf eine tragfähige wissenschaftliche Grundlage gestellt. Nach dieser Vorstellung war der Vorgänger unseres Planeten ein um die Sonne rotierender Schwarm von Körpern. Gravitation und chemische Koagulation ließen immer größere Körper entstehen, die ein genügend großes Schwerfeld für die Anziehung anderer Körper hatten, so daß sie durch Einschlag kleinerer Körper kontinuierlich wuchsen und individuelle Umlaufbahnen um die Sonne einnehmen konnten. Durch den Einschlag der Körper erhöhte sich auch die Oberflächentemperatur.

Diese Hypothese und eine Anzahl weiterer Variationen dieser Vorstellungen gehen also von der „kalten“ Entstehung der Erde aus. Diese „Urerde“ mußte sich jedoch erwärmen durch die Ballungswärme, die im Inneren unter wachsender Bedeckung entstand, durch den Zerfall radioaktiver Elemente und durch den bereits genannten Effekt beim Aufschlag kleinerer Massen, die ja bei planetarischer Größe des entstandenen Himmelskörpers mit Geschwindigkeiten von einigen Kilometern je Sekunde auftreffen, solange noch keine Atmosphäre bremst. Insgesamt muß sich der Körper mit der Zeit auf Schmelzpunkttemperatur und darüber erhitzen.

Die Ballungswärme liefert einen erheblichen Teil der inneren Energie einer auf kaltem Wege entstandenen Erde. Theoretisch ergibt sich, wenn wir eine Kontraktion der Masse aus unendlicher Verdünnung auf die Dichte der Gesamterde, also $5,52 \text{ g/cm}^3$, annehmen, daß Energie im Betrage von etwa 38000 J/g ($\approx 9000 \text{ cal}$) freigesetzt wird. Das ist so ungeheuer viel, daß man damit die Erde auf eine Temperatur von etwa 35000°C bringen, sie also glatt verdampfen könnte. Es muß also ein sehr großer Teil dieser Energie durch Abstrahlung und Konvektion verlorengehen, rechnerische Grundlagen dafür gibt es noch nicht. Nach der von Chamberlin & Moulton aufgestellten Hypothese der kalten Erdentstehung wurde stets so viel Ballungswärme abgeführt, daß die Erde immer fest bleiben konnte. Aber auch eine feste Erde wird weiter im Inneren komprimiert, und da nach der Potentialtheorie die Energiefreisetzung auf den letzten Bruchteilen des Weges am größten ist, müßte also auch dann noch so viel Ballungswärme erzeugt werden, daß Aufschmelzung erfolgen würde. Theoretisch bewirkt eine Kontraktion des Erdradius von 1 mm einen Gewinn an potentieller Energie von $35 \cdot 10^{21} \text{ J}$.

Dazu kommt nun noch die Energie aus den radioaktiven Prozessen, die wir bereits betrachtet haben, sie ist ebenfalls recht erheblich. Dabei ist außerdem noch zu berücksichtigen, daß in früherer Zeit die Menge des spaltbaren Materials höher war, besonders an den Elementen mit geologisch kurzer Halbwertszeit wie ^{40}K ($1,2 \cdot 10^9$ Jahre). Die Schlußfolgerung ist, daß die Erde auf jeden Fall von innen erhitzt wurde. Weil die Gesteine schlechte Wärmeleiter sind, tragen die tiefen Quellen nur wenig zum Wärmefluß bei.

Wiederum stehen wir vor dem Problem, wie die großen Mengen theoretisch anfallender Wärme zu bewältigen sind. Die Wärmeleitung durch den vermutlich im Übergangszustand fest/flüssig befindlichen Erdmantel und die feste Erdkruste ist so gering, daß ohne Abführung durch Konvektion eine ungehemmte Erhitzung des Erdinneren unabwendbar erscheint. Bei einer flüssigen Kugel ist das leicht, sehr kompliziert wird das beim Schalenmodell der Erde bei „kalter“ Erdentstehung. Dazu kommt noch das Problem, was wir unter den Schalen verstehen sollen. Die bei kalter Erdentstehung anzunehmende säkulare Heizung ist kaum in der Lage, eine Seigerung der Stoffe mit scharfen Materialgrenzen zu bewirken. In diesem Falle bleibt nur die Erklärung, daß es sich bei den seismologisch festgestellten Unstetigkeiten nicht um scharfe Materialgrenzen handelt, sondern daß hier physikalische Phasenübergänge registriert werden. Aber wie diese beschaffen sind, ist noch umstritten. Solche Phasenübergänge würden sich jedoch den Konvektionsströmen nicht hinderlich in den Weg stellen, und damit wäre auch das Problem der Wärmeabfuhr gelöst. Noch viel Forschungsarbeit ist hier zu bewältigen. Eine wirkliche und nachweisbare Materialgrenze ist jedoch die Moho-Schicht an der Grenze Mantel – Kruste. Ihre Entstehung ist ein weiteres Problem.

Die innere Energie der Erde steuert die geologische Entwicklung und damit auch unser Dasein. Wie groß wir auch die Temperatur in den Tiefen der Erde annehmen, es schlummern hier für unsere menschlichen Begriffe unerschöpfliche Energien. Ist es sinnvoll, auch nur ein klein wenig von diesen Energien für den menschlichen Bedarf zu erschließen? Sind nicht genügend andere, leichter zu nutzende Energiequellen vorhanden? Diese Frage soll nun untersucht werden.

Die Energiesituation

Gegenwärtig (1979) verbraucht man auf der Erde je Jahr ein Energieäquivalent von $9 \cdot 10^9$ t SKE (Steinkohleneinheiten, ein internationaler Vergleichsmaßstab; 1 t Erdöl $\triangleq$ 1000 m³ reines Erdgas $\triangleq$ 1,3 t Steinkohle; 1000 kWh Strom $\triangleq$ 0,4 t Steinkohle). Global decken heute Erdöl und Erdgas mehr als die Hälfte des Verbrauchs (59%), Kohle etwa 30%, in den relativ kleinen Rest teilen sich Kernkraft, Wasserkraft sowie land- und forstwirtschaftliche Produkte.

Demgegenüber stehen an sicheren, wahrscheinlichen und möglichen Vorräten an fossilen Brennstoffen mindestens 12 bis $14 \cdot 10^{12}$ t SKE zur Verfügung, davon sind als sicher und greifbar $0,9 \cdot 10^{12}$ t SKE anzunehmen, 80% dieser Reserven sind Kohlen. Dazu kommen sichere Uranreserven von $0,1 \cdot 10^{12}$ t SKE und eine wesentlich größere, noch nicht genügend quantifizierte Menge an Uran in geringhaltigen Erzen.

Wenn man diese Zahlen betrachtet, dann scheint die Sorge um die Energieversorgung der Zukunft unnötig. Aber die alte Regel, daß man mit Statistiken alles beweisen kann, gilt auch hier, wenn man sich nicht klar macht, was diese Zahlen wirklich bedeuten. Die am wenigsten Nachdenkenden nehmen die veröffentlichten Vorratszahlen für die verschiedenen Rohstoffe, teilen durch den Jahresbedarf, und schon ist das Jahr errechnet, in dem der Vorrat aufgebraucht ist. Dieses Krämerverfahren findet sich sogar in renommierten Veröffentlichungen und wird von übelwollenden Kritikern gern gebraucht, um die Geologen und die ganze Vorratsberechnung zu diskreditieren. Dabei hat man nicht bedacht, daß die veröffentlichten Bergbaustatistiken seit jeher nur die aufgeschlossenen, sicheren und gewinnbaren Vorräte angeben, die den für einen ökonomischen Betrieb notwendigen Vorlauf gewährleisten. Im Verlaufe des Abbaus muß dann dieser Vorrat durch Neuaufschlüsse ergänzt werden. Unterschlägt man diese Tatsache, dann läßt sich leicht Krisenstimmung erzeugen. Auf der anderen Seite sind die standhaften Optimisten. Sie weisen mit ebensowenig Kenntnis darauf hin, daß man den Fachleuten und ihren Vorratszahlen nicht trauen dürfe, da ja immer neue Lagerstätten gefunden worden seien, und daß das immer so weiter gehen werde. Diese Schlußfolgerung ist so falsch wie die erste. Alle fossilen Brennstoffe sind erschöpflich.

Betrachten wir als Beispiel die Vorräte an Erdöl. Die sicheren Vorräte betragen gegenwärtig etwa 90 Mrd., das reicht bei der heutigen Förderung 30 Jahre, bei steigender Förderung weniger lange. Aber es werden ja laufend neue Lagerstätten gesucht und gefunden, die die nach geologischen Überlegungen geschätzten möglichen Vorräte von etwa 300 Mrd. t gewinnbaren Erdöls (600 Mrd. t in situ) verfügbar machen. Diese Angaben über Vorräte werden von den Welterdölkongressen immer wieder neu erarbeitet, wobei sich in den letzten 20 Jahren wenig bedeutende Änderungen ergeben haben. Ist es nun erlaubt, diese mehr oder weniger hypothetischen Ressourcen durch die mögliche Jahresförderung zu teilen, um das Erschöpfungsdatum zu errechnen? Mitnichten. Als Kriterium für die Situation können allein die Vorrats-Vorlauf-Jahre dienen, und die sinken jetzt in besorgniserregender Weise. Um die Mitte der fünfziger Jahre hatte man noch mehr als 40 Jahre Vorlauf der aufgeschlossenen Vorräte, jetzt sind es noch nicht einmal 30. Das ist zwar immer noch ein ansehnlicher Vorlauf, die Sorge entsteht aber aus der Tatsache, daß die Erkundung neuer Lagerstätten immer schwieriger wird. Sie geht hinaus auf ungemein raue, stürmische Meere, in eisige arktische Einöden und in große Erdtiefen von 10 km. Nicht die Vorratslage, die Erkundung weist uns unsere Grenzen. In den letzten 15 Jahren wurden mit einem ganz erheblichen Aufwand drei große Lagerstättenprovinzen erschlossen: Alaska, Sibirien, die Nordsee. Alaska und die Nordsee enthalten je etwa 3 Mrd. t, vielleicht auch 1 bis 2 Mrd. t mehr. Das ist nicht mehr als der Bedarf von maximal 2 bis 3 Jahren. Im Augenblick ist nur eine neue Provinz dieser Größenordnung in Sicht; um den Vorlauf zu halten, müßten es aber mehr sein. Nur sehr selten werden Funde dieser Größenordnung gemacht, und die vielen kleinen füllen das Manko nicht auf.

Kohlen sind noch reichlich vorhanden. Aber auch hier werden die geologischen Bedingungen für Erschließung und Abbau immer schwieriger, trotzdem bestehen Sorgen für die Versorgung global nicht. Aber bezüglich der Braunkohlen ist absehbar, wann der Stand erreicht ist, wo man mehr Energie in Form von Material und Kraftverbrauch hineinstecken muß, als man mit der Kohle gewinnt. Bald wird das Verhältnis Deckgebirge zu Kohle 5:1 sein, das erfordert erhebliche Energien für die Kohlegewinnung. Oft wird nämlich vergessen, daß alle die Großgeräte für Abraum und Förderung mit großem Energieaufwand hergestellt werden müssen. Dieser meist vernachlässigte Aspekt gilt auch für andere Rohstoffe. Je abgelegener und schwieriger

gewinnbar eine Lagerstätte ist, desto mehr sinkt der Wert des Energierohstoffs in der volkswirtschaftlichen Bilanz, bis der Aufwand sogar den energetischen Nutzen übersteigt. Schon jetzt sind bei der Erdölförderung 50% der gewonnenen Energie für deren Aufsuchung, Förderung und Transport aufzuwenden; in den neuerschlossenen Revieren Alaska und Nordsee ist dieser Anteil schon überschritten. Außerdem bleiben auch bei modernen Förderverfahren im Mittel 50% der Rohstoffe in der Erde, oftmals 70 bis 80%. Bei der Umwandlung der Primärenergie ist der Wirkungsgrad moderner Kraftwerke mit höchstens 40% anzusetzen. Mit der Elektroenergie können andere Energieformen (mechanische Arbeit, Wärme, Licht) mit einem wiederum hohen Verlust von 50% erzeugt werden. Das heißt, daß unter den heutigen Verhältnissen die in der Erde vorhandenen Vorräte an Primärenergie nur zu etwa 5% genutzt werden, bei manchen Verwendungen sind es vielleicht auch 10%; aber bei Verwendung veralteter Anlagen und beim Verbrauch für den Kraftverkehr wird der Prozentsatz noch geringer sein. Insgesamt ist das eine recht geringe Ausnutzung unserer natürlichen und erschöpflichen Reserven, außerdem wird auch noch der effektive Energiewert der geförderten Energierohstoffe immer geringer. Ist das nicht ein vorgeschichtlicher Raubbau?

Sicherlich werden energiesparende Förderverfahren entwickelt werden – z. B. die Untertagevergasung der Kohlen –, auch verbesserte Maschinen und Prozesse, aber grundsätzlich bleibt die Aussage. Wir müssen sie auch im Lichte eines immer noch stark ansteigenden Energiebedarfs betrachten. Wenn sich die Menschheit in rund 50 Jahren verdoppelt, dann wird sich der Energiebedarf weit mehr als verdoppeln, weil die vorhandene und die noch zu erwartende Bevölkerung besser wohnen sowie besser ernährt, gekleidet und transportiert sein will, was aber nur unter erschwerten ökologischen Bedingungen möglich ist.

Zwar gibt es noch riesige Vorräte an fossilen Brennstoffen in Totölsanden und Ölschiefern, von denen wir noch gar nicht gesprochen haben und die vorerst nur in geringem Maße genutzt werden. Der Ölinhalt der bekannten Totöllagerstätten beträgt rund 400 Mrd. t, etwa ebensoviel ist gesichert in den Ölschieferlagerstätten zu erwarten, die perspektivischen Vorräte gehen in die Billionen Tonnen. Eine effektive Technologie für die Gewinnung und Verarbeitung fehlt aber noch weitgehend; mit den heutigen Methoden können von den Vorräten nur wenige Prozent gewonnen werden, trotz der Versuche, mittels Kernexplosionen das Öl bereits unter Tage zu mobilisieren und förderbar

zu machen. Andernfalls verschlingt der Förder- und Verarbeitungsprozeß so viel Energie, daß die Ausbeute nicht sehr effektiv ist. Dazu kommen beträchtliche Umweltprobleme, nämlich mächtige Halden aus den anfallenden Sanden und Schiefern.

Mit der wachsenden Nutzung fossiler Brennstoffe auf konventionelle Weise wachsen auch noch andere Umweltgefahren. Die Verbrennung und Verarbeitung der Rohstoffe erzeugt eine hohe Belastung für die Atmosphäre, z.B. durch Anreicherung von CO_2 . Wenn wir die bisherige Art der Energieumwandlung beibehalten, dann wird sich der CO_2 -Gehalt der Luft von gegenwärtig 0,04% auf 0,06% in etwa 50 Jahren erhöhen, was wiederum eine Temperaturerhöhung auf der Erde um 3 °C bewirken würde – wenn nicht der gleichzeitig in die Luft geblasene Staub diese Wirkung erniedrigte, was noch nicht einschätzbar ist. Was aber eine Temperaturerhöhung der genannten Größenordnung z.B. hinsichtlich des Abschmelzens großer Eismassen und des Anstiegs des Meeresspiegels bedeuten würde, kann man sich lebhaft vorstellen. Ist obige Annahme richtig, dann sind von den großen perspektivischen Vorräten organischer Energierohstoffe nur noch kleine Anteile nutzbar. Von der Wirkung der schädlichen Abgase wollen wir hier gar nicht sprechen.

Es gibt außerdem viele Gebiete auf der Erde, die mit organischen Brennstoffen oder Uranlagerstätten überhaupt nicht versehen sind. Es sind also praktisch unerschöpfliche, umweltfreundliche, allgemein verbreitete Energiequellen für die Zukunft stark erwünscht. Wind und Sonne sind für viele Gebiete zu unstatig für eine stetige Versorgung, eine solche läßt sich aber mit Erdwärme aufbauen. Unter den Regionen der Erde, die einen geothermischen Gradienten von mehr als 30 K/km haben, ist die gespeicherte thermische Energie bis 7,5 km Tiefe äquivalent rund 26 Mill. t Öl oder 7500 MW je Jahr und km² Erdoberfläche. Solche Gebiete nehmen in der DDR und der BRD etwa 30% ein, in der VR Polen etwa 25%, in der VR Ungarn 100%, in Österreich 70% und in Rumänien etwa 30%.

Es lohnt sich also schon heute, die Suche nach geothermischen Lagerstätten aufzunehmen, diese zu erschließen und auszubeuten. Genaugenommen ist die Nutzung warmer Wässer ja schon Jahrtausende alt, aber nur in der recht einseitigen Form warmer Bäder.

Die geothermische Energie hat allerdings vorerst noch einen Nachteil: ihre geringe Dichte. Ihre Umwandlung in Elektrizität ist nur unter günstigen Bedingungen möglich, und für viele hochthermische Prozesse kommt sie nicht infrage. Aber welche

große Hilfe wäre es schon, wenn sie nur die Heizwärme für Städte, Landwirtschaft, Gartenbau und Schwimmbäder liefern würde!

Diese Einschränkungen werden jedoch nicht ewig gelten. Sollte es einmal möglich sein, Tiefbohrungen effektiver, billiger und energiesparender niederzubringen, könnten Tiefenwässer mit hoher Temperatur für die Elektrizitätsgewinnung und andere hochthermische Prozesse gewonnen werden.

Es lohnt sich also, geothermische Lagerstätten zu erschließen. In den USA wurde deshalb ein Langzeitprogramm zur Erkundung und zum Aufschluß von geothermischen Lagerstätten mit allen modernen Hilfsmitteln gestartet. Es sind folgende Energiekapazitäten auf geothermischer Basis vorgesehen.

Jahr	1985	2000	2020
Gesamt- energie in MW	3750 ... 6250	50000 ... 100000	200000 ... 350000
davon Elektroenergie	3000 ... 4000	20000 ... 40000	70000 ... 140000

In Georgien (UdSSR) sind im nächsten Fünfjahrplan 10 bis 12 Tiefbohrungen bis 3500 m vorgesehen, die thermische Energie erschließen sollen. Weitere Pläne bestehen in anderen Unionsrepubliken.

Die geothermischen Lagerstätten

Einteilung

In Analogie zu den festen, flüssigen und gasförmigen Rohstoffen, bei denen der Begriff Lagerstätte definiert ist als eine Konzentration von Nutzstoffen, aus der mit volkswirtschaftlichem Gewinn die betreffenden Nutzstoffe gewonnen werden können, ist es erlaubt, auch in der Geothermie von Lagerstätten zu sprechen. Der Begriff Lagerstätte hat neben einem geologischen hauptsächlich einen bergwirtschaftlichen Inhalt. Das trifft ganz besonders auf geothermische Lagerstätten zu, denn die gesamte Erde ist ja geologisch ein Wärmespeicher, der für unsere Begriffe unerschöpflich ist; aber davon ist nur derjenige Wärmeanteil nutzbar, der mit vertretbaren Kosten zu gewinnen ist. Die Größe dieses Anteils und damit der Begriff geothermische Lagerstätte wechselt daher rasch mit den Energiekosten und der Entwicklung der Technik und könnte schließlich die Erde als Ganzes umfassen.

Im folgenden werden daher nicht nur die Wärmekonzentrationen betrachtet, die schon heute dem Begriff Lagerstätte entsprechen, sondern auch solche, die in absehbarer Zukunft der Definition entsprechen werden.

Ein Unterschied zu den Lagerstätten der konventionellen Rohstoffe ist jedoch entscheidend: Nicht der Poreninhalt stellt das wichtigste Kriterium der Lagerstätte dar, sondern der Wärmeinhalt eines Gesteinskomplexes, und es ist wichtig, den Wärmeübergang von einer örtlichen Wärmequelle auf das Wärmetransportmittel zu untersuchen, denn davon hängt die Menge der förderbaren Energie ab. Es leuchtet ein, daß ein Kluftsystem mit vielleicht 2% Porenraum, aber hoher Durchflußgeschwindigkeit, einen wesentlich schlechteren Wärmeübergang gewährleistet als ein intergranular-poröses Gestein (s. u.) hoher Porosität, das nur kleine Strömungsgeschwindigkeiten erlaubt.

Für geothermische Lagerstätten gibt es verschiedene Einteilungsmöglichkeiten, und zwar nach Temperaturniveau, Verwendungsmöglichkeit, Entstehung usw. Wir werden hier eine geologische Einteilung bevorzugen, die mit dem Temperaturniveau gekoppelt ist.

Die Voraussetzung für alle Lagerstätten, in denen Fluide eine Rolle spielen, sind Speichergesteine. Sie sollen zunächst betrachtet werden.

Speichergesteine

Alle nutzbaren Fluide, seien es Gas, Wasser, Erdöl oder Dampf, brauchen zu ihrer Ansammlung Speichergesteine. Unausrottbar scheint die Vorstellung von den „unterirdischen Meeren“, „Hohlräumen“ oder „Seen“ als Speicherstätten zu sein, die in journalistischen Berichten immer wiederkehren („Heißes Meer unter ewigem Frostboden!“), aber nichtsdestoweniger falsch und nur im übertragenen Sinne annehmbar sind. Wichtig allein sind 2 Typen: die porösen und die geklüfteten Speichergesteine. Die Sedimentgesteine (Absatzgesteine), wie Sandsteine, Konglomerate, Tonsteine, Kalksteine, Dolomite, vulkanische Tuffgesteine, erfüllen den Raum durchaus nicht vollständig; die einzelnen Körner und Partikel, aus denen die Gesteine bestehen, lassen Zwischenräume (Poren) offen (intergranulare Porosität), die miteinander in Verbindung stehen. Sie gestatten die Aufnahme von Fluiden und, wenn die Poren und die Zwischenkanäle weit genug sind, auch die Bewegung von Flüssigkeiten und Gasen, d.h., sie sind permeabel (durchlässig). Solche Speicher sind Aquifere (Wasserleiter). Bei sehr kleinen Poren und Verbindungskanälen hört jedoch die Strömungsmöglichkeit auf, die Gesteine sind impermeabel. Gesteine dieser Art wie Tone und Mergel können sehr viel Wasser in Poren enthalten, aber es ist normalerweise unbeweglich. Solche Sedimente können Lagerstätten abdecken und schützen, sie lassen Fluide nicht hindurch. In der Geologie bezeichnet man sie insgesamt mit „cap-rock“ (Hutgestein). Unter gewissen Bedingungen können auch z.B. sehr dichte Kalksteine, Salze oder Anhydrite gute Hutgesteine sein; während Salze immer einen vorzüglichen Schutz darstellen, neigen die anderen zur Kluftbildung.

Der gesamte Porenraum der Aquifere ist nun keinesfalls als Speicherraum nutzbar. Die Porenwände sind besetzt von einem Film von Haftwasser, der mit starken elektrostatischen und elektrochemischen Kräften an die Gesteinskörner gebunden ist und ein bis mehrere Moleküle dick ist. Darauf liegt eine Schicht halbgebundenen Wassers, beide Schichten zusammen ergeben die Helmholtzsche Doppelschicht. Wegen der in ihr vorhandenen Ionenseparation treten zusätzlich elektrokinetische Potentiale auf, die den Fluß der frei beweglichen Porenflüssigkeiten hemmen. Besonders dick sind die gebundenen Schichten bei Tonmineralen. So kommt es, daß z.B. in Sandsteinen nur die Poren größer als etwa $0,2 \mu\text{m}$ die Bewegung von Flüssigkeiten zulassen, in Tongesteinen müssen sie noch wesentlich größer sein.

Als Porosität wird der Anteil des Porenraums am Gesamtvolumen des Gesteins angegeben, er kann bei Sandsteinen 30% und mehr betragen, bei guten Speichergesteinen 15 bis 25%. Bei Kalksteinen und Dolomiten ist die Porosität meistens geringer, 5 bis 10% sind hier gute Werte. Allerdings können bei dieser Art von Gesteinen mit karbonatischer Zusammensetzung wegen der Löslichkeit ihrer Komponenten sekundäre Porositäten mit z.T. großen Poren und sogar Hohlräumen entstehen. Sehr hohe Porositäten haben auch oft die Tone (z.T. mehr als 40%); sie sind aber, wie bereits ausgeführt, nicht durchlässig. Die kristallinen Gesteine wie Granite, Basalte, Porphyre und die metamorphen wie Glimmerschiefer, Quarzite, Marmore u.a. haben nur noch ein minimales intergranulares Porenvolumen. Diese Gesteine gehören jedoch als typische Vertreter zur zweiten Gruppe der Speicher, zu den klüftigen, denn sie haben oft ein ausgeprägtes System von Rissen und Klüften, das auch eine Speicherung von Fluiden ermöglicht. Allerdings beträgt dieser sehr permeable „Porenraum“ maximal nur einige Prozent, aber die große Durchlässigkeit dieser Gesteine macht alle Fluide darin leicht förderbar.

Der Normalfall ist, daß alle Gesteine der Erdkruste mit Wasser gefüllt sind, die Öl- und Gasfüllung hat nur einen verschwindend kleinen Anteil. Noch seltener sind sog. trockene, d.h. luftgefüllte Gesteine. Das „unterirdische Meer“ ist also überall da, aber aufgeteilt in Myriaden von kleinen und kleinsten Tröpfchen. Nach den Berechnungen des sowjetischen Geologen Derpholz enthält die Kruste der Erde 1070 Mill. km³ Wasser, die Ozeane der Erde 1370 Mill. km³. Weil aber auch der darunterliegende Erdmantel Wasser enthält, muß die Menge des unterirdischen Wassers der des oberirdischen mindestens gleich sein. Der weit- aus größte Teil dieser Wassermassen ist heiß und hat nach den Berechnungen des genannten Geologen einen Wärmehalt von $12,5 \cdot 10^{27} \text{ J}$ ($= 3 \cdot 10^{27} \text{ cal}$). Das ist eine unvorstellbar hohe Energiemenge. Das Problem besteht darin, wie Teile dieser Wassermassen als Trinkwasser, Brauchwasser, Energieträger und Rohstoffquelle verwendbar gemacht werden können. Viele dieser Wässer sind nämlich hoch salzhaltig, so daß sie als Trink- und Brauchwasser ungeeignet sind, jedoch z.T. recht wertvolle Elemente enthalten, die gewinnbar sind.

Es leuchtet ein, daß in vulkanischen Gebieten mit ihren stark erhitzten Wässern wegen der Art der Gesteine die Kluftspeicher die größte Rolle spielen, in den anderen Gebieten mit warmen Tiefenwässern die Porenspeicher oder Aquifere. Deshalb finden

wir auch viele der geothermischen Lagerstätten in oder nahe von großen Verwerfungen der Erdkruste, die ja eigentlich Zonen stark zerklüfteten Gesteins darstellen und auch eine tiefe Zirkulation ermöglichen. Das hindert natürlich nicht, daß diese aus der Tiefe aufsteigenden Wässer sich in über dem Verwerfungssystem liegenden intergranular-porösen Speichern ausbreiten und sammeln können und hier die Lagerstätten heißer Fluide bilden.

Im übrigen sind die Strukturen der Lagerstätten sehr verschiedenartig. Man könnte sie grob einteilen in hochthermische Lagerstätten in vulkanischen Gebieten, in mittelthermale Lagerstätten in konvektiven Systemen ohne Vulkanismus und in Lagerstätten niederthermaler Wässer in Aquiferen. Auch wenn gewinnbare Ansammlungen geothermischer Energie nicht überall vorhanden sind, so sind sie doch immer noch so groß, daß ihre Vorräte die aller anderen natürlichen Energieträger weit übertreffen, wenn wir von den atomaren Kräften einmal absehen.

Hochtemperaturlagerstätten in vulkanischen Gebieten

Wegen der hohen Temperatur von meist über 150 °C sind diese Lagerstätten die energetisch wertvollsten, aber auch die seltensten. Die Wärmekonzentration wird durch aus der Tiefe aufgestiegene Magmakörper verursacht. Heißwasser und Dampf finden sich in geeigneten Speichern über den, in den und um die magmatischen Gesteinskörper (Abb. 9, 10). Der Speicherraum kann ein Kluftsystem in nichtpermeablen Gesteinen sein; in porösen Tufflagen, Brekzien, Sedimentfüllungen von Calderas (eingestürzte Kraterkessel alter Vulkane) oder auch normalen Sandablagerungen oder Abtragungsschutt in der Nähe der Vulkane ist er ebenso möglich, die Speisung erfolgt aus der Tiefe. Besonders die Lagerstätten in Kluftsystemen, die bis zur Oberfläche reichen, machen sich durch Fumarolen, Dampfquellen und Heißwasser an der Oberfläche bemerkbar.

Wegen der Abkühlung der magmatischen Intrusionen im Laufe der geologischen Geschichte sind Gesteinskörper mit genügend hoher verbliebener Temperatur an den jungen Vulkanismus, d.h. an tertiären und quartären, gebunden. Man findet ihn in den jungen Gebirgsketten der Erde, in dem langen Faltenzug der Rocky Mountains und Anden von Alaska bis Feuerland, in Island,

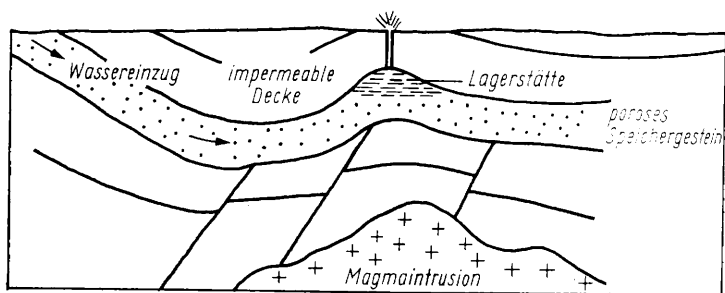
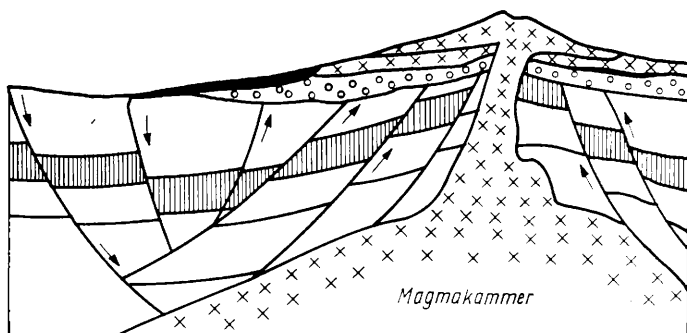


Abb. 9. Typ einer geothermischen Lagerstätte in einem Aquifer über einer tieferen, heißen Magmaintrusion (Typ Larderello)



× × vulkanische Lava

○ ○ ○ vulkanische
Ablagerungen
mit Heißwasser

▨ Sedimente

→ Wasserbewegung

Abb. 10. Schema einer Lagerstätte an einem jungen Vulkan mit tiefreichem Konvektionssystem.

Schwarz: toniges Hutgestein

in den Gebirgen um das Mittelmeer, dem Alpen-Karpaten-Kaukasus-Himalaja-Zug, der bis nach Indonesien reicht, auch in den westpazifischen Gebirgen von Kamtschatka über die Aleuten, Japan, die Philippinen bis Neuguinea und Neuseeland. In Mitteleuropa gibt es nur einen schwachen tertiären Vulkanismus, bei dem Hochtemperaturlagerstätten schon nicht mehr vorkommen, obgleich auch hier Quellen warmer Wässer, aber unter 100 °C, in Verbindung mit älterem Vulkanismus bekannt sind. Alle bisher betriebenen Erdwärmekraftwerke für die Gewinnung elektrischer Energie finden sich in den vorgenannten hochthermischen Gebieten.

In bezug auf eine effektive Ausbeute über lange Zeiträume sind die Kluftsysteme mit tiefreichender Wasserzirkulation (s. Abb. 10) bei guter Wasserversorgung günstig. Das Wasser zieht von der Erdoberfläche ein, wird in der Tiefe erwärmt und, z. T. in Dampf verwandelt, wiedergewonnen. Diese Gesteinssysteme haben meist eine hohe Durchlässigkeit, so daß auch Dampf- und Flüssigkeitsabgabe hoch sind.

Über den Inhalt einer Lagerstätte informiert schematisch Abb. 11, die die Phasenbedingungen Dampf – Wasser im Druck-Temperatur-Feld darstellt. Nur oberhalb der Siedekurve können die reinen Trockendampflagerstätten (z. B. Geysers, Kalifornien) liegen, darunter befinden sich die Heißwasserlagerstätten. Mit Annäherung an die Siede- oder Sättigungsdruckkurve nimmt die Dampfspannung und die Dampfsättigung des Wassers zu, und bei Überschreiten der Kurve bildet sich die freie Dampfphase. Dabei fällt die Temperatur längs der Siedepunktkurve ab, bis alles Wasser verdampft ist. Mit der nunmehr erreichten gleichbleibenden Temperatur fällt der Druck dann weiter ab, und es bildet sich trockener Dampf.

Die augenblicklich ausgebeuteten Lagerstätten befinden sich innerhalb der gestrichelten Linie, wobei die weitaus meisten unterhalb der Kurve liegen (Heißwasserbereich B), nur wenige über der Kurve (Dampfbereich A). Man sieht daraus, daß bei Druckfall während der Förderung Phasenübergang möglich ist, falls der Porenraum das zuläßt.

Schon in den Poren und Klüften kann sich Dampf neben Wasser bilden; der Dampf kann sich in den höheren Teilen des Systems

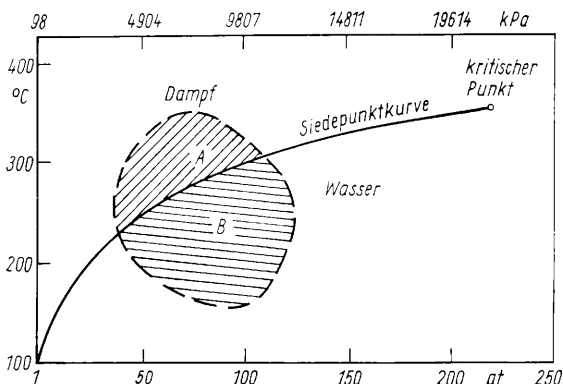


Abb. 11. Siedepunktkurve des Wassers. In dem mit gestrichelter Linie umgrenzten Bereich befinden sich die heute genutzten Lagerstätten

sammeln, aber auch in größeren Poren, während Wasser in die kleinen Poren abgedrängt wird. Damit wird die Durchlässigkeit des Gesteins für Dampf höher als für Wasser, so daß auch bei noch hohem Wassergehalt die Dampfförderung weit überwiegt. Die Verdampfung kann in den meisten Porensystemen wegen des fehlenden Raums für die Dampfbildung nicht vollständig sein, auch im Bereich A der Abb. 11 wird noch Wasser auftreten und bei der Förderung mitgerissen werden.

An vielen Beispielen hat sich gezeigt, daß die Förderung der Thermen von der Wasserzufuhr von der Erdoberfläche her abhängig ist; so gibt es Quellen, die nach starken Regenfällen stärker schütten (Abb. 12). Auch Isotopenuntersuchungen zeigen bei vielen Quellen, daß das Wasser der Erdoberfläche entstammt. In den USA haben alle untersuchten Thermen Deuteriumgehalte ähnlich denen der Oberflächenwässer, nur ein geringer Sauerstoffisotopenaustausch ist bei den tief zirkulierenden Wässern zu beobachten, der auf Tiefeneinwirkung hinweist. Danach sind 95% der Thermalwässer meteorisch, Kohlenstoffisotopenbestimmungen ergaben Verweilzeiten von 30000 bis 300000 Jahren.

Der Typ der hier behandelten Gruppe von Lagerstätten ist Larderello in der Toscana; es ist auch die erste Lagerstätte, die für die Elektrizitätsgewinnung ausgenutzt wird, und zwar schon seit 1906. Es ist eine Dampflagerstätte, der Speicher besteht aus Kalksteinen, Anhydriten und Dolomiten der Oberen Trias, vermutlich über einem Magmakörper in einem jungvulkanischen Gebiet. Die Lagerstätten des Reviers liegen in einem mehr als 1500 m tiefen Becken auf einer lokalen Erhebung und liefern nur Dampf. Im ausgebeuteten Teil gehen Förderung und Druck

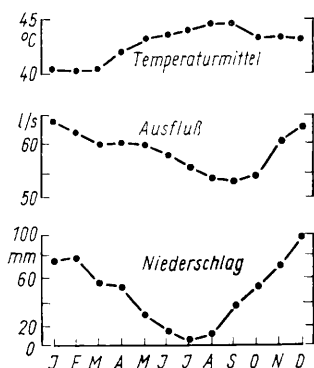


Abb. 12. Schüttung und Temperatur der Therme Gardia Piemontese (Italien) in Abhängigkeit von Niederschlägen (nach Yuhara, 1963)

laufend zurück, auch wenn einige Bohrungen schon seit 40 Jahren in Betrieb sind. Dabei ist jedoch die Leistung auf $\frac{1}{10}$ des ursprünglichen Wertes trotz gleichbleibender Temperatur abgesunken. Immer neue Sonden müssen niedergebracht werden, um die Förderung zu halten.

Die gleichbleibende Temperatur ist typisch für diese Lagerstätten. Beobachtungen zeigen, daß der Wasserspiegel in etwa 2000 m Tiefe anzutreffen ist, darüber steht Dampf. Diese Situation bewirkt auch, daß im Laufe der Jahrzehnte die Förderung von Sattdampf in die von trockenem Dampf übergegangen ist. Die Förderzone (400 bis 700 m tief) steht also mit dem Wasser nicht mehr in Verbindung, die Mitteltemperatur in der Lagerstätte beträgt 245°C bei einem Druck von $5 \cdot 10^5 \text{ Pa}$ ($\approx 5 \text{ at}$). Die Wasserversorgung reicht für stabile Förderung nicht aus. Ob die hohen Borsäuregehalte im Dampf von Larderello, die vor Aufnahme der Energiegewinnung Gegenstand der Ausbeute waren, den Schluß zulassen, daß vulkanische Wässer aus der Tiefe zuströmen – als Zuschuß zur normalen Wasserversorgung –, das ist noch strittig.

Lagerstätten ähnlicher Art finden sich auch an anderen Orten der Toscana, sie sind aber auch in den Phlegräischen Feldern und auf der Insel Ischia erschlossen worden. Ähnlich wie Larderello ist auch die Lagerstätte The Geysers (Abb. 13) nahe San Francisco. Ihr Speicher besteht aus bis in 3 km Tiefe reichende Schichten von mesozoischen Sandsteinen. Die Lagerstätte selbst liegt in wenigen hundert Metern Tiefe und wird von einem Bruchsystem aus größerer Tiefe gespeist. Dort wird ein magmatischer Körper vermutet, der die Wärme liefert. Auf einigen Klüften findet sich Quecksilber, was auf Verbindung zu vulkanischen Herden deuten könnte.

The Geysers ist eine der wenigen Trockendampflagerstätten, die

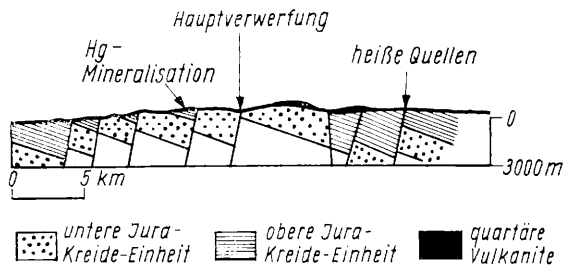


Abb. 13. Profil durch die Lagerstätte The Geysers in Kalifornien (nach McNitt in [34])

Förderung kommt aus 160 bis 600 m Tiefe. Interessant ist, daß sich dieses Feld an der Oberfläche nicht bemerkbar macht, und sogar die erste Erdölbohrung im Gebiet fand sie wegen des geringen Lagerstättendrucks nicht. Bisher wurden 200 Sonden gebohrt. Die mittlere Lagerstättentemperatur beträgt 240°C , der Druck bis $26 \cdot 10^5 \text{ Pa}$ ($\approx 26 \text{ at}$).

Die günstigsten Lagerstätten hinsichtlich Beständigkeit und Effektivität der Ausbeute sind die Sattdampfagerstätten mit Dampf- oder Wasserförderung, sie zeigen konstante Förderleistung und kaum Temperaturabfall. Bei ungünstigem Förderregime kann natürlich in der Sonde bei starker Entspannung überhitzter Dampf entstehen, aber bei Änderung des Gegen drucks in der Sonde durch Einbau kleinerer Düsen kann bald erkannt werden, daß es sich um eine Sattdampfagerstätte handelt.

Wenn trotz dieser Maßnahme der Ausstoß an Trockendampf zunimmt, dann reicht offensichtlich die Wasserversorgung in der Lagerstätte nicht aus, und eine Wasserinjektion über spezielle Injektionssonden ist vorzusehen. Wegen der hohen Wärmekapazität der Gesteine erwärmt sich das eingepreßte Wasser rasch. Der Wärmeentzug ist dabei so mäßig, daß auch eine solche Lagerstätte über lange Zeit Wärme abgeben kann.

In Abb. 13 und 14 werden einige Lagerstättentypen vorgestellt. Für die Ansammlung der heißen Wässer und des Dampfs gelten ähnliche Gesetzmäßigkeiten wie bei Erdöl- und Erdgaslagerstätten. Wir finden sie in Aquiferen in den Scheiteln der Aufwölbungen und in den höchsten Blöcken von Bruchschollengebieten. Den Abschluß der Lagerstätten nach oben oder unten übernehmen die vorher beschriebenen Hutgesteine.

Eine typische Sattdampfagerstätte ist Wairakei auf Neuseeland, die mit 51 Sonden bis zu einer Tiefe von 1200 m ausgebeutet wird; 1953 kg Wasser und 306 kg Dampf von 250°C werden je

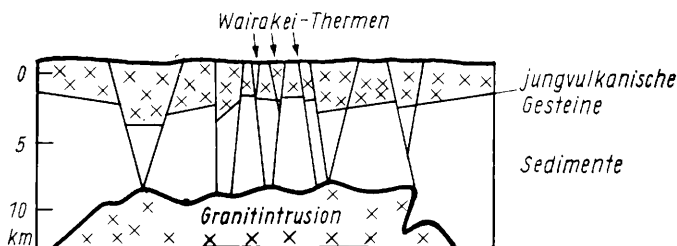


Abb. 14. Profil durch die Lagerstätte Wairakei, Neuseeland (nach Grindley in [34])

Sekunde gefördert. Der Dampf erscheint schon in 30 bis 60 m Tiefe und reicht bis in große Tiefen. Bereits in 1 m Tiefe werden 25°C erreicht, der Wärmefluß beträgt $1680 \text{ mW/m}^2 \triangleq 40 \text{ HFU}$. Die Abgabe von Sattedampf zeigt, daß der Dampf in stetem Kontakt mit Wasser in der Tiefe steht.

Die Lagerstätte liegt in einem abgesenkten und stark zerbrochenen Blocksystem, der Speicher setzt sich aus Sedimenten unter vulkanischen Gesteinen und Tonschichten zusammen. Die Hauptgesteine für die Speicherung sind Tuffe und Konglomerate (s. Abb. 14), darunter liegen geklüftete Grauwacken. Der Dampf füllt die höheren Teile des Blocksystems, die Heraushebung beträgt im Lagerstättenbereich mehr als 1000 m. Steile Verwerfungen fördern Wasser aus den tiefen Zonen, die Kontakt zu dem vulkanischen Intrusivkörper und dem möglicherweise noch vorhandenen Magmaherd haben. Die Vulkanzone ist bis 40 km breit und 300 km lang und enthält noch mehr Lagerstätten, die in Entwicklung sind. Augenblicklich ist die tiefere, heißere, geklüftete Grauwackenzone in Erkundung, und zwar mit guter Aussicht auf Erfolg. Wairakei ist der Typ einer Lagerstätte mit tiefreichendem Konvektionssystem (s. Abb. 14). Die Wärmequelle sitzt etwa 5 km tief. Die Bohrungen reichen bis 1500 m Tiefe und haben das in Abb. 15 gezeigte merkwürdige Temperaturprofil erschlossen. Das durch Konvektion aufsteigende heiße Wasser verbreitet sich nahe der Oberfläche in Pilzform, und das abgekühlte Wasser fließt dann vermutlich in der Außenzone nach unten ab. Dieser Lagerstättentyp erzeugt einen hohen Wärmefluß, der in den hochthermischen Zonen ein Maximum von $420000 \text{ mW/m}^2 \triangleq 10000 \text{ HFU}$ erreicht, der Mittelwert wurde oben genannt. Die Kapazität der hochthermischen Gebiete wird auf 2000 MW geschätzt mit einer Lebensdauer von mindestens 25 Jahren.

Eine Lagerstätte mit gesättigtem Dampf ist auch Long Valley in

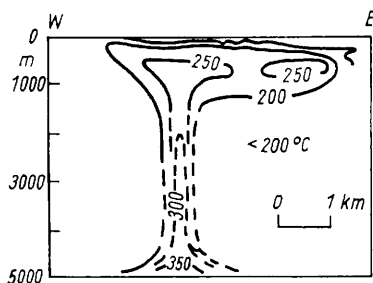


Abb. 15. Temperaturprofil durch die Lagerstätte Wairakei. Linien gleicher Temperatur in $^{\circ}\text{C}$ (nach Elder in [34])

Kalifornien; sie liegt in einer Caldera, einem vor rund 700 000 Jahren eingestürzten und dann mit 2,4 km dicken Sedimenten, vorwiegend Tuff, ausgefüllten Vulkankrater an der Ostflanke der Sierra Nevada. Das Wasser zieht längs des Randes ein und erhitzt sich auf 210 bis 280 °C, die Abgabe ist 200 bis 300 kg Heißwasser je Sekunde, die vulkanische Wärmequelle liegt 6 bis 8 km tief. Beobachtungen der Wasserströmung lehren, daß für einen Umlauf rund 30 000 Jahre nötig sind.

Cerro Prieto (Baja California, Mexiko) liegt 20 km südlich von Mexicali. Geologisch befindet sich die Lagerstätte in einer Deltaablagerung des Alluviums um den Vulkan Cerro Prieto, der seit dem Pleistozän tätig war. Die Speichergesteine überlagern jedoch ältere Granitintrusionen, die von dem System der Andreas-Verwerfung geschnitten werden. Das ist ein sehr aktives Bruchsystem mit starken Erdbeben, das auch ganz Kalifornien durchzieht und u.a. für die Zerstörung von San Francisco (1906) verantwortlich war. Auf diesem System steigen Thermalwässer und Dampf nach oben und werden unter hohem Druck in die oben genannten Ablagerungen gepreßt und dort gespeichert. Die Entwicklung dieses Feldes begann 1961.

Eine andere Lagerstätte dieser Gruppe ist Paushetka auf Kamtschatka (seit 1965 ausgebeutet) mit 5 MW Leistung. Es gibt diesen Typ auch an verschiedenen Orten Japans, in Island, in Healdsburg in Kalifornien, in Kamjong (Westjava), in Tatio (Chile), auf Taiwan, in Nicaragua und auf den Philippinen. Die genannten Lagerstätten werden bereits genutzt, eine Reihe anderer in Kalifornien (Imperial Valley, Paso Diablo), auf Hawaii und an anderen Orten sind in Entwicklung. In der UdSSR gibt es vulkanische geothermische Lagerstätten auf den Kurilen, im Kaukasus und Vorkaukasus, die im Aufschluß sind.

Auch die Lagerstätten dieser Gruppe werden vom Oberflächenwasser gespeist. Die Wirkung des eindringenden Wassers auf die thermalen Lagerstätten ist im übrigen sehr verschieden. Wenn es ein Spaltensystem mit tiefreichender Zirkulationsmöglichkeit und hoher Durchlässigkeit füllt, und wenn kein Wasser aus der Tiefe, also z.B. aus vulkanischen Quellen (was selten ist), Zutritt, dann ist der „Ofen“, der das Wasser in den Klüften aufheizt, allein das heiße Gestein, und die Abgabe der Quelle und ihre Temperatur hängt von der Versorgung mit Niederschlagswasser ab. Wenn das Wasser in einer ausgedehnten porösen Schicht (Aquifer) erhitzt wird, dann wird wegen der unvergleichlich größeren Wassermasse im Speicher das von den Rändern eindringende Wasser nur von geringem Einfluß auf

Temperatur und Abgabe der Quellen sein. Es hat genügend Zeit zum Erwärmen, und der Druck im Speicher wird stets aufrechterhalten werden, die Temperatur wird sich wenig ändern. Einschlägige Rechnungen zeigen, daß das Wasser Tausende bis Hunderttausende von Jahren im Speicher verweilen kann. Systeme, bei denen ein oberflächennaher Speicher von einem Zirkulationssystem aus der Tiefe gespeist wird, nehmen eine Zwischenstellung ein, je nach dem Verhältnis der Wasservolumina im Spaltensystem und in intergranular-porösen Speichern. Merkbar wird der Einfluß der Niederschläge auf das Verhalten geothermischer Lagerstätten dann sein, wenn die Lagerstätte in einem zu Tage offenen hydrodynamisch aktiven Aquifer von verhältnismäßig geringer Ausdehnung liegt. Ein solches Beispiel zeigt Abb. 16. Nach starken Niederschlägen erhöht sich mit einem gewissen Phasenverzug der Ausstoß der Quelle mit Abnahme seiner Temperatur. Das ist möglich in einem hochpermeablen Aquifer, in dem die Anhebung des Wasserspiegels im Einzugsgebiet eine Druckerhöhung bewirkt.

Wenn diese Bedingungen nicht vorliegen, kann der Chemismus das Thermalwasser und seine Isotopenzusammensetzung die Herkunft von der Oberfläche belegen.

Aus der Aufzählung der genutzten Lagerstätten geht der Umfang der Anwendung geothermischer Wärme hervor. Das ist natürlich noch sehr wenig, verglichen mit den großen Wärmereserven dieser Lagerstätten. Allein für die USA wurde der Energieinhalt der mit Vulkanismus verbundenen und bekannten Lagerstätten bis 10 km Tiefe mit $101 \cdot 10^{21}$ J beziffert (Smith u. Shaw, 1978), die noch nicht bekannten Lagerstätten sollen eine noch um eine Größenordnung höhere Kapazität haben.

Solange es sich nicht um die seltenen Trockendampflagerstätten handelt, ist ein besonderes Problem dieser Lagerstätten mit

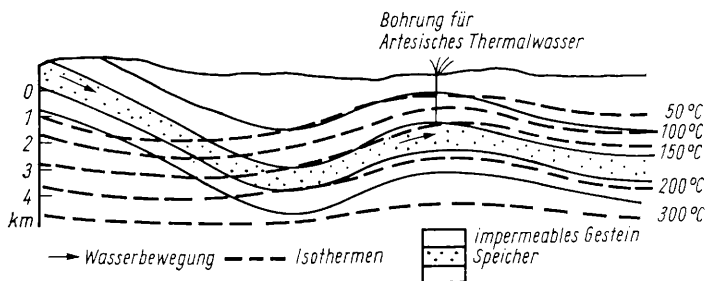


Abb. 16. Heißwasservorkommen in einem Aquifer (mit Isothermen)

ihren oft aggressiven sauren Wässern die Abwasserbeseitigung; oberflächliche Ableitung ist selten möglich. In den meisten Fällen ist es jedoch nötig, den bei der Förderung eintretenden Abfall des Lagerstättendrucks durch Wiedereinpressen des Abwassers in die Lagerstätte aufzuhalten. Diese Technik ist bei der Förderung von Erdöllagerstätten lange bekannt und wird weltweit angewandt. Gelegentlich wird es dabei nötig sein, das Wasser vorher aufzubereiten, um unerwünschte Ablagerungen des nunmehr abgekühlten Wassers im Speicher zu vermeiden. Unangenehm sind besonders Silikate, die bei hohen Temperaturen leichter löslich sind und im kälteren Wasser aber als amorphes Siliziumgel ausfallen. Manche Thermalwässer sind jedoch so aggressiv, daß die Korrosion in den Sonden nicht mehr beherrschbar ist und so die Lagerstätten nicht nutzbar sind.

Weil sich das eingepreßte Wasser schließlich auch auf Lagerstättentemperatur erwärmt und dabei dem Gestein nur verhältnismäßig wenig Wärme entzogen wird, kann über längere Zeit durch immer neue Aufladung des Speichers Energie gewonnen werden. Da nun aber auch der Speicher währenddessen durch Niederschlagswasser von der Oberfläche genährt wird, können Abwasserüberschüsse auftreten, die, wenn nicht abführbar, eine Lagerstätte ebenfalls nutzlos machen können. Der Vorteil von Trockendampflagerstätten ist, daß solche Probleme kaum ins Gewicht fallen.

Es kommen natürlich in Vulkangebieten auch Lagerstätten mit geringerer Temperatur vor, die Heißwasser, aber keinen Dampf liefern. Sie sind sehr zahlreich, besonders Island ist ein typisches Gebiet für solche Lagerstätten. Hier beliefern sie seit 1930 Fernheizwerke für die Raumheizung, Schwimmbäder, Gewächshäuser usw. Die Thermalwässer Islands zirkulieren in den porösen und durchlässigen Kontaktzonen zwischen den Basaltströmen und auch auf Klüften in Tiefen zwischen 1000 und 2000 m.

„Trockene“ Lagerstätten

Ein besonderer Typ geothermischer Lagerstätten vorwiegend in vulkanischen Zonen sind die sog. Lager von „trockener“ Wärme. Das sind sehr heiße Gesteinskörper (bis 1000 °C bei noch aktiven Vulkanen), evtl. sogar Magmakammern. Sie können nutzbar gemacht werden, wenn man Bohrungen niederbringt, Wasser in eine Sonde eindrückt und das erhitzte Wasser aus einer anderen wiedergewinnt. Daß das möglich ist, wurde be-

reits nachgewiesen. Nötig ist ein Gestein mit Kluftpermeabilität, das einen ausreichenden Raum für die Erwärmung des Wassers zur Verfügung stellt; u.U. muß durch künstliche Rißbildung dieser Raum künstlich erzeugt werden. Auch diese Verfahren, Hydro-Frac genannt, sind aus der Erdöl- und Erdgasförderung bekannt. Durch hohe hydraulische Drücke versucht man das Gestein aufzubrechen und in die Risse z.B. Sandkörner einzudrücken, die auch nach Nachlassen des Druckes die entstandenen Fließwege offenhalten. Ein guter Bohrlochabschluß ist dazu natürlich nötig, denn nur so kann der notwendige hohe Druck erhalten werden. Nicht alle Gesteine eignen sich für Frac; in diesen Fällen hilft auch nicht die alte Methode, mit Sprengungen in der Bohrung die nötigen Risse zu erzeugen.

Ein interessantes Experiment zu diesem Gewinnungsverfahren war eine Bohrung auf dem Vulkan Kilauea (Hawaii) bis 1262 m unter dem Gipfel. Unerwarteterweise traf man auf keine besonderen Schwierigkeiten, die Temperatur lag zwischen 60 und 90 °C und erreichte an der Sohle 137 °C, allerdings stieg in dieser Tiefe der geothermische Gradient auf etwa 400 K/km. Ein anderes Experiment im gleichen Vulkangebiet betraf den Lavasee Iki, der beim Gipfelausbruch des Kilauea 1959 entstanden war. Unterdessen hatte sich über der Lava eine feste Kruste von 10 m Dicke gebildet, sie konnte durchbohrt und eine maximale Temperatur von 1106 °C gemessen werden. Das zeigt, daß auch unter solch „höllischen“ Bedingungen Bohrungen niedergebracht werden können. Man muß ja nicht gerade in die flüssige Lava bohren, um genügend erhitztes Gestein anzutreffen.

Das größte Problem bei diesen Lagerstätten ist eine permeable Verbindung zwischen der Einpreß- und Entnahmesonde. Sitzen beide auf einer Kluftzone, dann ist das ein Glücksfall. Andernfalls muß man die Verbindung durch Frac-Arbeiten künstlich schaffen, was nicht ganz einfach ist, weil man die Richtung der Klüfte kaum vorherbestimmen kann.

Ein Test zur Erschließung „trockener“ Energie gelang bereits in Fenton Hill, New Mexico; weitere Tests sind in Kamtschatka, in den USA, auf Hawaii und auf den Aleuten am Vulkan Adagdak in Vorbereitung. Besonders wichtig ist für diese Methode die Forschung nach hochtemperaturbeständigen Werkstoffen für die Bohrungen und Sondenausrüstungen.

In Lagerstätten der behandelten Art können sehr große Energiemengen gewonnen werden. Das „Magma Energy Project“ schätzt für die USA die Ressourcen bis 10 km Tiefe auf einen Betrag, der 700mal größer ist als der gesamte jährliche Energie-

bedarf der USA. Für den Vulkan Awatschinskaja Sopka auf Kamtschatka veranschlagen sowjetische Forscher Vorräte an thermischer Energie, die für ein Kraftwerk mit 5000 MW Leistung 500 Jahre reichen würden.

Ein großer Vorteil dieser Art Energie wäre ihre absolute Sauberkeit, schädliche Abprodukte gibt es hier nicht. Eine weitere Möglichkeit ist, die Hitze des Magmas zur Crackung von Wasser auszunutzen und damit Wasserstoff zu gewinnen. Untersuchungen ergaben, daß aus 1 km^3 Basalt hoher Temperatur $2 \cdot 10^{12} \text{ g}$ Wasserstoff gewinnbar wären, zusätzlich könnten aus zugefügten organischen Lösungen Kohlenoxid und Methan gewonnen werden.

Konvektive mittelthermale Lagerstätten ohne Zusammenhang mit Vulkanismus

Diese Lagerstätten sind durchweg Heißwasserlagerstätten im Bereich von 100 bis 150 °C, nur wenige erreichen höhere Temperaturen. Sie beziehen ihre Wärmeenergie aus tieferen Erdzonen. Durch tiefreichende Konvektionssysteme, d.h. Kluftsysteme oder permeable Zonen, auf denen Thermalwässer aufsteigen können, gelangen letztere in oberflächennahe Speichergesteine und sammeln sich. Wärmequellen können tiefe, heiße Schichten sein. Die Konvektion von Wasser wird in Gang gesetzt durch die Wärmeausdehnung des Wassers mit gleichzeitiger Verminderung der kinematischen Viskosität, die temperaturabhängig ist. Sie verringert sich zwischen 0 und 100 °C im Verhältnis 100:1. Dazu kommt die Dichteabnahme durch die Verdampfungsvorgänge.

Derartige Lagerstätten sind an Gebiete mit relativ hohem Wärmefluß geknüpft. Obgleich prinzipiell der Poreninhalt flüssig ist, kann natürlich bei entsprechendem Druckabfall in der Sonde und in Sondennähe durch Phasenübergang auch Dampf gefördert werden. Der Wassereinzug in das Konvektionssystem muß der Entnahme entsprechen, andernfalls erschöpft sich der Vorrat schnell. Auch hier ist es möglich, durch das Einpressen von Wasser das Defizit auszugleichen. Der Gedanke ist jedoch leicht gefaßt, seine Realisierung aber schwer. Da es sich um tiefreichende Systeme handelt, ist die Ausbildung, die Geometrie und die Richtung der permeablen Zone nur wenig bekannt, besonders wenn es sich um Kluftspeicher handelt. Eventuell können

geophysikalische Untersuchungen (s. Kap. Erkundung) einige Hinweise geben.

Viel wichtiger als für andere fließfähige Rohstoffe sind bei geothermischen Lagerstätten die Eigenschaften der Speicher. Besonders wenn der Wärmeinhalt nicht sehr hoch ist, werden hohe Förderraten je Sonde verlangt, diese sind wiederum abhängig von der Permeabilität der Speicher. Ist diese nicht ausreichend und auch mit künstlichen Mitteln nicht herstellbar, dann ist ein solches Heißwasservorkommen nicht ökonomisch ausbeutbar. Bei dieser Entscheidung spielt auch noch eine Rolle, ob das Wasser an der Sonde frei ausfließt oder gepumpt werden muß.

Die Nutzung von Lagerstätten dieser Gruppe ist bisher nur minimal, obgleich hier riesige Energiemengen schlummern. Ein Grund dafür ist, daß die Speichersysteme viel weniger abgegrenzt und erfaßbar sind, verglichen mit denen der Erdöl- und Erdgaslagerstätten, daher sind auch die Erkundungskosten höher bei einer geringeren Energiedichte des geförderten Stoffes.

Eine neue Untersuchung allein für die USA hat ergeben, daß in Lagerstätten dieses Typs gewinnbare Energiereserven von 95000 bis 150000 MW Elektroenergie für mindestens 30 Jahre und 230 bis $350 \cdot 10^{18}$ J sonstige Nutzwärme liegen. (Zum Vergleich: Die Summe aller Kraftwerke der BRD lieferte 1979 86000 MW.)

Lagerstätten niederthermaler Wässer in porösen Sedimenten (Aquiferen)

In dieser Gruppe werden Vorkommen von Wässern unter 100 °C zusammengefaßt, die die weitaus größten Energiereserven bergen, allerdings auch in größerer Verdünnung. Noch werden sie nicht zu den Lagerstätten gezählt, das wird sich jedoch sehr bald ändern. Als Speicher kommen Sandsteine, Dolomite, Konglomerate, hochporöse Kalksteine infrage, die in den großen artesischen Becken vorkommen. In ihnen sind die Aufwölbungen (s. Abb. 16) leicht zugänglich. Das in diesen fließende Wasser kommt aus den tieferen Zonen und hat noch fast deren hohe Temperatur konserviert. Man kommt daher mit geringen Bohrtiefen aus, und bei genügender Permeabilität des Speichers drängt bei Entnahme stets Wasser nach; wir haben somit ein aktives hydrodynamisches System, das sich bei richtiger Balance nicht erschöpft. Die Erkundungskosten sind verhältnismäßig niedrig, die Methodik ist aus der Erkundung von Erdöl und Erd-

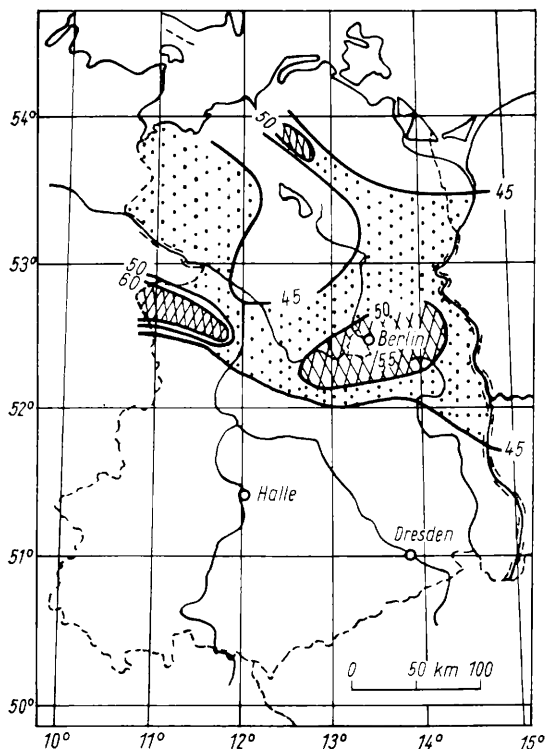


Abb. 17. Temperatur in °C in 1000 m Tiefe in der DDR (nach Schlosser, 1968), in [2])

gas bekannt und kann im wesentlichen mit Seismik, Wärmeflußmessungen, elektrischen Sondierungen, Bohrungen und Bohrlochmessungen bestritten werden.

Dieser Typ der geothermischen Wärmequellen dürfte für Mitteleuropa, aber auch viele andere Gebiete der Erde ohne Lagerstätten der vorher behandelten Typen, in Zukunft größere Bedeutung erlangen. Wir haben in Mitteleuropa ausgedehnte Gebiete, in denen in 1000 bis 2000 m Tiefe Temperaturen zwischen 50 und 100 °C auftreten. Die Wässer dieser Schichten sind für Heizzwecke und über Wärmepumpen sogar für die Elektrizitätsgewinnung brauchbar. Als Beispiel zeigt Abb. 17, daß in der DDR unter mehr als einem Viertel des Areals in 1000 m Tiefe Temperaturen von 45 bis 60 °C auftreten, lokale positive Anomalien über Salzstöcken sind dabei weggelassen. Die Karte

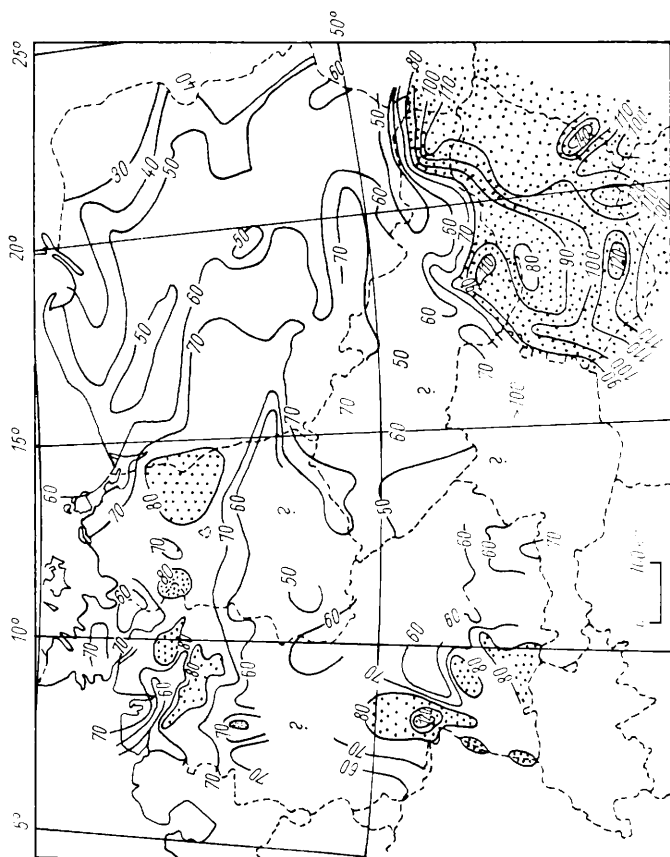


Abb. 18. Temperatur in °C in 2000 m Tiefe in Mitteleuropa

Abb. 18 zeigt die Temperaturen in 2000 m Tiefe für Mitteleuropa. Man sieht daraus, daß Temperaturen über 70 °C ziemlich weit verbreitet sind, im ungarischen Teil des Pannonischen Beckens steigen sie sogar bis auf 140 °C. In Osteuropa treten hohe Temperaturen beiderseits des Vorlandes des Kaukasus auf. Die Erschließung dieser Tiefen ist beim heutigen Stand der Bohrtechnik weder schwierig noch teuer. In den angegebenen Tiefen finden sich in Mitteleuropa auch Speichergesteine mit guten Eigenschaften. In 1000 m Tiefe sind das Schichten von Rhät (Trias) bis Tertiär, in 2000 m solche von Trias bis Kreide, die in Mitteleuropa vor allem gut poröse und permeable Sandsteine

enthalten. Erhöht man die Bohrtiefen noch mehr, dann kommt man in vielen Gebieten Mitteleuropas leicht an 100 °C heran. Bei Projektierung entsprechender Anlagen muß jedoch berücksichtigt werden, daß das meist ziemlich salzige Abwasser wieder eingepreßt werden muß.

Vorkommen niederthermaler Wässer in Aquiferen von artesischen Becken sind auf der Erde weit verbreitet; sie finden sich, um nur einige zu nennen, in Kanada (Regina und British Columbia), in den USA (die großen innerkontinentalen Becken), im Amazonasbecken. In der Sowjetunion kommen die warmen artesischen Becken in Mittelasien, auf der Krim, in den Vorkarpaten, am Amur und Ussuri und in Mittelturkmenien vor, hier mit erschließbaren Wässern bis 300 °C. Interessant sind die artesischen Vorkommen der Westsibirischen Ebene, die in 2500 bis 3000 m Tiefe 120 °C erreichen können, und die heißen Wässer unter dem ewigen Frostboden Nordsibiriens, wo z.B. in Talaja (Magadan) heiße Quellen mit 90 bis 100 °C austreten; andere solche Vorkommen gibt es im Petschoragebiet und auf der Tschuktschenhalbinsel.

Weitere mögliche Vorkommen zur Nutzung der Erdwärme

Interessante Objekte für die Nutzung geothermischer Wärme sind die Überdruckzonen, die in manchen tiefen Senken der Erde auftreten. Es handelt sich hierbei um Sandschichten, die in Tone eingebettet sind. Solange die Tone noch kein festes Gerüst bilden, was erst in großen Tiefen der Fall sein kann, deformieren sich die Poren unter der Auflast des Gebirges, genannt petrostatischer Druck, der mehr als 2mal so hoch ist als der hydrostatische. Die Tone wirken also in diesem Zustand immer noch plastisch. Die Sande hingegen sind bereits verfestigt und haben ein starres Gerüst mit Poren, in die das aus den Tonporen eingepreßte Wasser nun unter petrostatischem Druck steht und auch noch eine relativ hohe Temperatur hat. Aus solchen Speichern erhält man neben thermischer auch mechanische Energie (hoher Druck!) und gelöste Gase, denn in derartigen Speichern findet man oft beachtliche Mengen Methan im Wasser gelöst. Gebiete mit derartigen Vorkommen sind das Golfküstenbecken in Nordamerika, Vorsenken der großen Faltengebirge u.a.

Berechnungen der Vorräte existieren für das Golfküstenbecken.

Unter 145000 km² liegen solche Speicher mit hohem Überdruck. In den Sandsteinspeichern vermutet man 160 Billionen m³ gelöstes Methan in situ, von dem ein großer Teil gewinnbar ist, dazu kommen $11 \cdot 10^{21}$ J Nutzwärme.

Ausnutzbar ist auch die Wärme von Erdöl und Erdgas, wenn man die Förderung einen Wärmeaustauscher passieren läßt. Diese Wärme wird noch kaum genutzt.

Die Erkundung geothermischer Lagerstätten

Vorbemerkung

Die Aufsuchung von Bodenschätzen begann mit den leicht zugänglichen, die sich direkt an der Oberfläche bemerkbar machten. Im 11. Jh. genügte es noch, Erze durch Kratzen und Schürfen an der Erdoberfläche freizulegen und dann abzubauen. Wenige Jahrhunderte danach mußte man schon empirische und wissenschaftliche Erkenntnisse anwenden, um verdeckte Lagerstätten zu finden, und immer raffiniertere Methoden mußten im Laufe der Zeit entwickelt werden. Im 18. Jh. durchlief die Kohle diese Entwicklung. Im 19. Jh. wurde das Erdöl ein wichtiger Bodenschatz, und auch hier suchte man natürliche Austritte und bohrte dann die Umgebung ab, um die Lagerstätte zu finden, die jene Austritte speiste. Auch hier wurden immer bessere Methoden entwickelt, um Lagerstätten in vielen tausend Metern Tiefe zu finden. Nun bemüht man sich um die Erdwärme, den jüngsten Bodenschatz bezüglich des ökonomischen Interesses, noch ist die Haupterkundungsmethode das Aufsuchen von Solfataren, Geysern, heißen Quellen und von Ablagerungen, die anzeigen, daß hier vor noch nicht langer Zeit eine Therme austrat. Damit ist man bisher ausgekommen, und die Kraftwerke, die die geothermische Energiequelle nutzen, beruhen auf Funden natürlicher Dampf- und Heißwasseraustritte.

Schon sehr bald wird diese Methode nicht mehr ausreichen, und die Geologen bemühen sich schon um verdeckte Lagerstätten. Die Erfahrung hat uns gelehrt, daß diese viel größer sein werden als die, die sich oberflächlich bemerkbar machen. Dabei haben diese Suchmethoden eine sehr günstige Basis: Das sind die vielen

Techniken, die für die Erdöl- und Erdgaserkundung und auch die Suche nach anderen Mineralen entwickelt wurden, die nur an die speziellen Bedingungen dieses neuen Rohstoffs angepaßt werden müssen.

Erkundungsmethodik

Die Erkundungsmethodik wird immer bestimmt von der Lagerstätte, ihrem Inhalt, ihrer geologischen Umwelt, ihrer Geometrie und den Gesetzmäßigkeiten ihrer Entstehung und Verbreitung. Diese Aufzählung gibt auch die historischen Erkenntnis-schritte von der speziellen Beobachtung zum Allgemeinen wider. Wenn wir aber eine Suchstrategie entwickeln wollen, dann müssen wir den Weg umgekehrt gehen und für die *Vorerkundung* folgende Fragen beantworten:

1.1. Welche Gebiete haben die größte Aussicht auf das Vorkommen von Lagerstätten, wenn wir deren Entstehungsbedingungen berücksichtigen?

1.2. Welche regionalen geologischen Bedingungen waren günstig für die Ansammlung von thermisch nutzbaren Fluiden und deren Erhaltung?

1.3. Welche lokalen geologischen Bedingungen sind zu erkunden?

1.4. Welche geochemischen und physikalischen Eigenschaften hat der Lagerstätteninhalt, wie wirken sie auf die Umgebung, und wie können sie durch Fernmessung erfaßt werden?

Haben wir diese Fragen befriedigend beantwortet, dann können wir zur zweiten Etappe übergehen, es treten nun folgende Aufgaben der *Lagerstätten-suche* an uns heran:

2.1. Auswahl der richtigen Methoden zur Lokalisierung einer Lagerstätte (Geophysik, Geochemie, Geologie).

2.2. Auswahl geeigneter Bohrpunkte. Niederbringung der Bohrungen.

2.3. Sorgfältige Auswertung der Bohrungen im Sinne der Lagerstättenkunde, Registrierung aller notwendigen Gesteinseigenschaften (Dichte, Porosität, Durchlässigkeit, Klüftigkeit, Poreneigenschaften, Wärmeleitfähigkeit, Wärmekapazität, elektrische Eigenschaften, Art des Poren- und Kluftinhaltes), der Strömungs-

bedingungen in den Poren und Klüften, des Zuflusses nach Art und Menge der radioaktiven Strahlung und der Temperatur. Wenn wir nach diesen Arbeiten eine Lagerstätte glauben gefunden zu haben, müssen wir diese *aufschließen*, und wir haben in der dritten Etappe folgende Aufgaben zu erledigen:

3.1. Abgrenzung der Lagerstätte durch Bohrungen und geophysikalische Messungen, Feststellung des Verlaufs von Kluftsystemen.

3.2. Feststellung des Zulaufs aus dem Gebirge nach Menge und Art, Druck, Temperatur, Phasenänderungen durch Langzeitversuche.

3.3. Ermittlung des optimalen Förderregimes.

3.4. Ermittlung der Kapazität und Vorräte.

Nach jedem dieser Erkundungsschritte ist ein Projekt mit wirtschaftlicher Einschätzung aufzustellen.

Die Fragen 1.1. und 1.2. hängen stark von den jeweiligen ökonomischen Anforderungen ab. Bei niedrigen Energiekosten und großem Angebot an anderen Energierohstoffen wird man nach den leicht zugänglichen Lagerstätten mit hoher Temperatur suchen, deren Dampf unmittelbar nutzbar ist. Das wäre also vergleichbar mit den Reicherzen, die den Bergbau bis vor rund 100 Jahren bestimmten. Solche Lagerstätten sind eng begrenzt und an ganz spezielle geologische Bedingungen geknüpft. Bei diesem Typ geothermischer Lagerstätten heißt das, daß die oberflächennahen Wärmeanomalien jungen Vulkanismus voraussetzen, dazu Spaltensysteme, auf denen Wasser zirkulieren kann, oder meist eng begrenzte Ablagerungsgesteine als Speicher. Geologische Oberflächenaufnahmen am Boden oder aus der Luft sind hierbei die Hauptmethode, unterstützt durch Flachbohrungen und Wärmeflußmessungen. Aus letzteren Werten läßt sich mit der Wärmeleitgleichung die Temperaturverteilung in größerer Tiefe berechnen, und damit kann man die Orte für Sonden festlegen.

Die Frage 1.3. soll die detaillierten geologischen Fragen klären, die mit dem gewählten Lagerstättentyp zusammenhängen, wobei es sich bei den reichen (hochthermischen) Lagerstätten um spezielle vulkanische Erscheinungen handeln wird (z. B. tiefe Magmakörper, tiefreichende Spaltensysteme).

In Analogie zu anderen Rohstoffen wird man danach die weniger reichen Lagerstätten aufsuchen, die dafür aber große Massen liefern. Das sind die dicken Sandsteinpakete oder andere

Speichergesteine in Gebieten mit hohem Wärmefluß und kleiner geothermischer Tiefenstufe. Solche Bedingungen findet man oft in tiefen Sedimentbecken meist geologisch jugendlichen Alters mit einer sehr effektiven Wasserzirkulation, möglichst unter artesischen Bedingungen. Mit geologischer Oberflächenkartierung ist hier nichts mehr auszurichten, die geologischen Bedingungen müssen mit tieferen Bohrungen geklärt werden, die auf den Ergebnissen geophysikalischer Voruntersuchungen angesetzt werden und die auch geochemisch, physikalisch und hydrodynamisch umfassend auszuwerten sind.

Für Frage 1.4. werden Antworten zu suchen sein, wie sich speziell unter höheren Temperaturen die elektrischen und mechanischen Eigenschaften der Gesteine gegenüber der normalen Umgebung verändern, so daß sie sich als Anomalien bei den geophysikalischen Messungen bemerkbar machen. Änderungen werden auch die Porenflüssigkeiten in der Richtung erleiden, daß sich ihre elektrische Leitfähigkeit ändert.

In der Erkundungsetappe 2. müssen dann die gewonnenen Erkenntnisse angewendet werden, um die relevanten Anomalien festzustellen, sie zu interpretieren und danach durch Kombination aller Kenntnisse die günstigsten Bohrpunkte festzulegen.

Zur Festlegung eines Bohrpunktes an einer geologisch möglichst günstigen Stelle dienen geophysikalische Feldmethoden, zu denen als wichtigste die *Reflexionsseismik* gehört. Dieses Verfahren benutzt künstliche Erderschütterungen, verursacht durch Explosionen, Vibratoren, Fallgewicht u.ä. Die so erzeugten elastischen Wellen werden an Unstetigkeitsflächen der Erdkruste (z.B. ausgeprägten Schichtgrenzen) zurückgeworfen, und ihre Ankunftszeiten, die bei Kenntnis der Wellengeschwindigkeit die Errechnung der Tiefe der reflektierenden Schicht zulassen, werden registriert. Eine große Zahl solcher Grenzschichten bis 10 oder 15 km Tiefe und mehr können so punktweise nach ihrer Tiefenlage bestimmt und auf benachbarten Registrierungen wiedererkannt werden, was die Lagerungsform der verschiedenen Schichten zu bestimmen gestattet. Mit Hilfe einer Bohrung lassen sich dann auch die angetroffenen Schichten geologisch einordnen. Moderne Verfahren mit hoher Auflösungsfähigkeit gestatten auch, die für viele Lagerstätten so wichtigen Verwerfungs- und Kluftzonen aufzufinden. Die Wellengeschwindigkeiten sind abhängig von der Gesteinsart und der Porosität, die Amplituden der empfangenen Wellen u.a. vom Reflexionsvermögen, das von Dichte und Elastizitätsmodul abhängt. Mit den modernen Aufnahme- und Interpretationsverfahren bekommt

man somit durch die Seismik auch Gesteinsparameter, die für die Identifizierung wichtig sind.

Schwerkraftmessungen und *magnetische Feldmessungen* eignen sich dazu, vulkanische Komplexe in der Tiefe auszusondern, denn sie haben eine hohe Dichte und meist auch einen höheren Gehalt an magnetischen Mineralen, was besonders für die basaltischen Gesteine zutrifft. Hohe Temperaturen über dem Curiepunkt (Magnetit 525 °C) führen zur Entmagnetisierung und ergeben negative magnetische Anomalien.

Weiterhin wären noch nach der Vorerkundung, die einen allgemeinen Überblick über die geologischen Möglichkeiten gibt, die eigentlichen *Sucharbeiten* nach Lagerstätten zu begründen. Nach geophysikalischen Untersuchungen und ersten Bohrungen sind die Gebiete zu bezeichnen, in denen heiße Wässer und Dampf am ehesten zugänglich und förderbar sind. Dazu muß man wissen, welche Eigenschaften eine solche Lagerstätte auszeichnen. Das ist fast immer eine geochemische Anomalie im Vergleich zur Umgebung. Da heiße Wässer eine höhere Lösungs-fähigkeit für Salze haben, ergibt sich eine höhere elektrische Leitfähigkeit in geothermisch anomalen Zonen. Heiße Wässer verändern auch das Nebengestein, Verbindungen von Uran, Thorium und Kalium werden gelegentlich aus Thermen abgelagert, Poren werden zugesetzt, und die Gesteine bekommen so eine höhere Dichte und seismische Geschwindigkeit, Minerale werden umgewandelt, z. B. das Glimmermineral Biotit zu Chlorit mit Abgabe von Kalium; Chlorit hat eine höhere Dichte als Biotit. Verwerfungszonen, an die oft Lagerstätten gebunden sind, haben eine höhere seismische Aktivität als die Umgebung. Zusätzlich hat die Erfahrung ein weiteres merkwürdiges Phänomen ergeben. In einigen geothermisch anomalen Hochdruck-zonen treten Mikroerdbeben, die mit empfindlichen Geräten registrierbar sind, häufiger als in der Umgebung auf. Eine gene-relle Erscheinung ist das jedoch nicht. Wie bei verschiedenen Lagerstätten beschrieben, nehmen diese oft die höchsten Stellen in der Schichtlagerung ein; das ist eine typische Aufgabe für die Reflexionsseismik und von dieser leicht zu lösen.

Sucharbeiten

Um eine verdeckte Lagerstätte zu finden, brauchen wir noch weitere Eigenschaften, die durch Fernwirkung an der Erdoberfläche nachweisbar sind. In erster Linie ist es das *Wärmefeld*, das auf die bereits beschriebene Weise gemessen werden kann. Die Messungen sind nicht ganz billig, denn man braucht dazu viele Flachbohrungen von mindestens 20 bis 40 m Tiefe je nach Klimazone. Es lassen sich aber auch, mit gewissen Grenzbedingungen, Wärmeanomalien an der Erdoberfläche berührungslos messen, da sie sich hier strahlend bemerkbar machen. Nachteilig ist, daß die auf dem Wärmefluß beruhenden Anomalien von der direkten Sonnenstrahlung und atmosphärischen Strahlungen neben einigen anderen Einflüssen überdeckt werden. Die störenden Einflüsse verschwinden jedoch nachts und sind außerdem kurzweiliger, so daß sie vernachlässigt werden können. Als Meßverfahren dienen Infrarotregistrierungen, d.h. die Aufnahme des Wellenbandes, das sich an das Spektrum des sichtbaren Lichtes anschließt und von der Wellenlänge $0,76\text{ }\mu\text{m}$ bis $0,5\text{ mm}$ reicht. Die Infrarotstrahlung wird durch thermisch bedingte molekulare Vibrationen erzeugt, die temperatur- und stoffabhängig sind. Für die geologisch wichtigen Informationen in der Fernerkundung ist besonders das „ferne Ultrarot“, in diesem wieder das „atmosphärische Fenster“ von 7 bis $18\text{ }\mu\text{m}$ Wellenlänge geeignet. In letzterem ist die Absorption durch Wolken und Nebel minimal, es ist daher für Aufnahmen vom Flugzeug geeignet. Auf der Erdoberfläche können solche Messungen nach einer Methode der Bergakademie Freiberg mit an Fahrzeugen montierten Empfängern gemacht werden. Die Thermometer dieser Empfänger (Vakuumthermoelemente) sind von hoher Empfindlichkeit, sie können noch strahlende Körper mit Temperaturunterschieden von 10^{-3} K unterscheiden. Für das Auffinden geothermischer Lagerstätten ist diese Methode nur sicher, wenn es sich um oberflächennahe Wärmequellen handelt. Tiefliegende Lagerstätten geben meist nur ein diffuses, schwer deutbares Strahlungsbild, das zudem noch von vielen Umweltfaktoren (Vegetationskontraste, wechselnde Grundwasserströmung, Bodenheterogenitäten) modifiziert wird. Nur eine sehr gründliche Analyse kann hier manchmal zum Erfolg führen.

Weitere Suchmethoden sind daher erwünscht. Durch eine unerwartete Beobachtung fand Clacy (1968) in Neuseeland, daß im Bereich geothermischer Lagerstätten erhöhte Amplituden der *seismischen Bodenunruhe* auftraten. Letztere ist als Störer seismo-

logischer Untersuchungen (Erdbebenbeobachtungen) schon lange bekannt; man wußte, daß atmosphärische Druckschwankungen, Stürme, Brandung, fließendes Wasser, Bäume, aber auch menschliche Tätigkeiten und Einrichtungen wie Verkehr, Wasserpumpen, Fabriken solche Bodenunruhen erzeugen, die in einem Frequenzbereich von etwa 0,1 bis 100 Hz liegen. Die niedrigen Frequenzen werden von Küstenstürmen und Brandung erzeugt, die von geothermischen Lagerstätten, aber auch von anderen natürlichen und anthropogenen Quellen, liegen zwischen 1 und 50 Hz, was in Hinsicht auf die Erkundung recht unangenehm ist. Man kann also immer nur qualitative Aussagen machen, relativ zum umgebenden Rauschpegel. Für die Messung werden tragbare seismische Stationen mit starker Vergrößerung ($10 \cdot 10^6$) und Auflösungsfähigkeit benutzt, die in einem Gitter mit einer Maschenweite von Bruchteilen von 1 km bis zu einigen Kilometern aufgestellt werden. Die Amplituden der dominie-

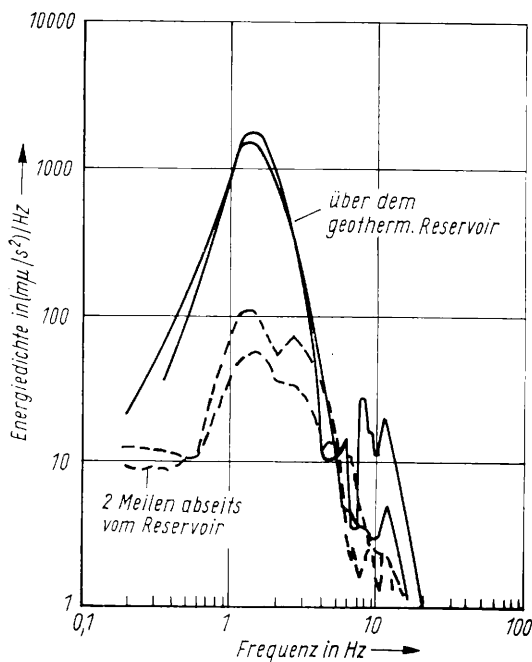


Abb. 19. Energiespektrum der seismischen Bodenunruhe über und abseits der geothermischen Lagerstätte Salton Sea, Kalifornien (nach Douze und Sorrells, 1972)

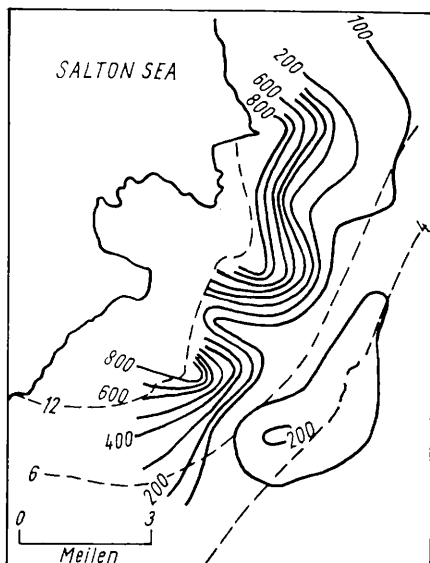


Abb. 20. Energie der Bodenunruhe im 1- bis 3-Hz-Band (—) und geothermischer Gradient in $^{\circ}\text{F}/100$ Fuß (---), Lagerstätte Salton Sea (nach Douze und Sorrells, 1972)

renden Frequenz (erhalten durch Fourier-Analyse) werden über eine gewisse Zeitspanne integriert und das Ergebnis kartiert. Ein Beispiel zeigen die Abb. 19 und 20. Eine andere Methode verwendet neben der Energie der Wellen eines bestimmten Typs noch ihre Geschwindigkeit und Ausbreitungsrichtung (gemessen mit im Dreieck aufgestellten seismischen Empfängern) und bestimmt daraus die Tiefe der Unruhequelle, falls eine solche lokalisierbar vorhanden ist.

Daß seismische Bodenunruhe und Thermentätigkeit zusammenhängen, zeigen einwandfrei Messungen u.a. im Gebiet der Geysire des Yellowstone-Parks und der Thermen von Gras Valley, Nevada, USA, wie auch in Neuseeland und anderen Gebieten. Beim berühmten Geysir Old Faithful im Yellowstone-Park trat eine starke Amplitudenerhöhung jedesmal dann ein, wenn einige Minuten nach einem Ausbruch vergangen waren. Was die Ursache für diese merkwürdige Erscheinung ist, wurde noch nicht klar erkannt. Vielleicht sind es Druckschwankungen, die bei den Phasenübergängen Flüssigkeit-Dampf im Porensystem auftreten. Wenn das stimmt, dann ist auch die Beobachtung erklärt, daß sich solche Amplitudenerhöhungen, wenn sie überhaupt auftreten, in manchen Gebieten erst mit der Ausbeute der Lagerstätte bemerkbar machen.

A geological map of the Salton River delta region. The map features contour lines with values 3, 4, 5, 7, 10, 11, 14, 17, 23, and 25. A dashed line represents a fault. Several locations are marked: 'Salton Sea' (two areas), 'North Brawly', 'Brawly', 'El Centro', and 'Heber'. A legend indicates 'Niland' with a hatched pattern. A scale bar at the bottom shows distances of 0, 2.5, 2.5, and 3 km. The border between the USA and Mexico is shown at the bottom right.

— — — Verwerfungen

○ Herde leichter Erdbeben, Magnitude 2,5-4,5

Widerstandsmessung: Eindringtiefe 4 km. Zahlreiche Herde von Mikroerdbeben $<$ Magnitude 2,5 sind nicht dargestellt, sie sind ebenfalls an die Verwerfungen gebunden (nach Harthill, 1978; Weaver u. Hill, 1979).

70

Die bereits genannten *Mikroerdbeben* (Abb. 21) treten im Gegensatz zur Bodenunruhe nur episodisch auf. Sie steigern sich nur selten bis zur Fühlbarkeit. Es gibt jedoch Fälle, wo durch menschliche Tätigkeit solche lokalen Beben mit sogar beachtenswerter Zerstörungskraft ausgelöst worden sind. Das geschah z. B. durch Einpressen von Abwässern in unterirdische Speicher oder nach Füllung von Talsperren. Das erlaubt gewisse Schlüsse auf die Ursachen, nämlich die Reibungsverminderung in Klüften, verursacht durch unter Druck eingedrungene Flüssigkeiten, wodurch sich Spannungen im Gebirge durch Bewegungen des Gebirges lösen konnten. Das ist auch in geothermischen Lagerstätten mit hohem Druck möglich. Die Mikroerdbeben sind jedoch weltweit verbreitet; sie sind bedeutend häufiger als die fühlbaren Beben und besonders in Gegenden mit noch lebendiger Tektonik konzentriert. Da nun die heißen Quellen bevorzugt in solchen Gebieten vorkommen, ist auch hier ein Zusammenhang gegeben, aber er ist nicht eindeutig, so daß eine solche Beobachtung nur als Hilfsmethode dienen kann.

Eine weitere Eigenschaft von Thermalzonen ist ihre hohe elektrische Leitfähigkeit bzw. ihr geringer spezifischer Widerstand. Es gibt eine ganze Reihe von Anordnungen für *Widerstandsmessungen*. Im Prinzip wird über einen Dipol der Erde Strom zugeführt und mit zwei anderen Elektroden das Spannungsfeld abgegriffen, das durch die Beschaffenheit des Untergrundes modifiziert wird (Abb. 22). In der Abbildung ist dargestellt, wie sich der Spannungsabfall an der Erdoberfläche ändert, wenn im Untergrund eine Schicht höherer Leitfähigkeit auftritt. Weil für

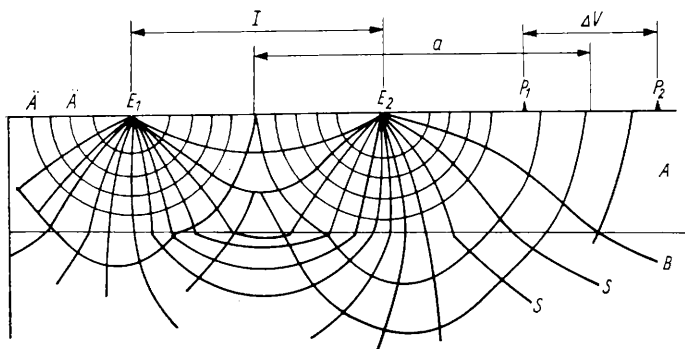


Abb. 22. Verlauf der Stromlinien und Linien gleichen Potentials bei 2 Schichten (schematisch), B hat höhere Leitfähigkeit als A.

S Stromlinien; Ä Äquipotentiallinien; E_1 , E_2 Stromelektroden; P_1 , P_2 Potentialelektroden; a Dipolabstand

tiefe Lagerstätten eine geeignete Methode besonders erwünscht ist, wählt man oft die von Alpin in der UdSSR entwickelte Dipolmethode. Sie wird unterdessen in mehreren Varianten angewandt und gestattet die Untersuchung der Erde bis zu Zehnern von Kilometern. Über einen Dipol aus 2 Elektroden, die in wenigen Kilometern Abstand eingeschlagen werden, wird der Erde ein kräftiger Gleichstrom zugeführt, geliefert durch fahrbare Kraftstationen. Um diesen Dipol herum wird in verschiedenen Abständen bis zu vielen Zehnern von Kilometern mit geeigneten Einzelelektroden oder Dipolen die elektrische Feldintensität an der Erdoberfläche untersucht. Diese Feldintensität ist ein Maß für die Berechnung des „scheinbaren“ elektrischen Erdwiderstandes, falls die anliegende Spannung den Störpegel der tellurischen Ströme ausreichend überragt. Es ist dann

$$V = \frac{I \varrho}{K_{\mu}};$$

dabei ist V die empfangene Signalspannung, I die eingespeiste Stromstärke, ϱ der spezifische Erdwiderstand, K_{μ} ein geometrischer Faktor, der von Meßanordnung und Entfernungen darin abhängt. Abb. 21 zeigt das Beispiel einer Feldmessung.

Die Rechnung setzt eine homogene Erde voraus. Der Bereich, der als „Eindringtiefe“ des elektrischen Stromes angesehen werden kann, hängt von der Entfernung der Stromelektroden voneinander ab. In einer normalen geschichteten Erde ändert sich nun der Widerstand der Schichten mit der Tiefe in Abhängigkeit von den geologischen Bedingungen.

Die Abb. 22 zeigt, daß sich der Spannungsabfall an der Erdoberfläche bei einer Schicht abweichender Leitfähigkeit ziemlich plötzlich ändert, wenn man an möglichst vielen Punkten mit wachsender Entfernung von den Speiseelektroden mißt. Tiefenlage der zweiten Schicht und das Verhältnis der spezifischen Widerstände beider Schichten lassen sich aus der Kurve *Spannungsabfall* zu Entfernung ermitteln. Mit der Zahl der Schichten wird die Rechnung sehr kompliziert, und die Kurven verschleifen mehr und mehr. Es gibt dafür Kompendien von errechneten Modellkurven für die verschiedensten geologisch vorkommenden Fälle, und man vergleicht die gemessene Kurve mit dem Satz von Modellkurven.

Wie aus dem Prinzip der Methode zu ersehen, gibt sie die vertikalen Veränderungen der Leitfähigkeit besser wieder als die lateralen, die aber für die Abgrenzung von Lagerstätten wichtig sind. Zwar lassen die Widerstandsmethoden auch Anordnungen

zu, die laterale Änderungen sichtbar machen, beispielsweise wenn man mit einer gleichbleibenden Elektrodenanordnung über die Erdoberfläche wandert und die Spannungen mißt. Aber mit wachsender Tiefenlage wird die Interpretation immer unsicherer. Für laterale Änderungen werden daher Anordnungen bevorzugt, die auf der Ausnutzung tellurischer Ströme beruhen.

Diese *tellurischen Ströme* sind natürliche Erdströme, überwiegend Induktionsströme, erzeugt durch die Bewegung der Erde in einem elektrischen Feld ionisierter Atmosphärenschichten wie auch durch deren Höhenänderung im Tageszyklus. Dazu kommen vagabundierende Ströme aus menschlicher Tätigkeit, Blitzen, solaren Elektronenströmen. Insgesamt beträgt der erzeugte Potentialgradient im Mittel 10 mV/km. Sie fließen als Wechselströme in den leitfähigen Schichten der Erde, also vorwiegend in den Sedimentgesteinen der Kruste, und haben allgemein eine kleine vertikale Komponente, es sind somit teilpolarisierte Ringströme mit einem großen Spektrum von Frequenzen, und sie haben eine hohe Geschwindigkeit. Ihre Eindringtiefe hängt von der Wellenlänge ab nach der Beziehung

$$d = 503,8 \sqrt{\frac{\rho}{\nu}}.$$

Darin ist d die Tiefe in m, ρ der spezifische Widerstand in $\Omega \cdot \text{m}$, ν die Frequenz. Die Eindringtiefe d ist definiert als die Tiefe, bei der die Stromdichte auf $1/e$ abgefallen ist. Dadurch ergibt sich die Möglichkeit, die Tiefenreichweite nach dem geologischen Problem passend auszusuchen. Mit dem Querschnitt des Leiters, d.h. in unserem Falle mit der Mächtigkeit der leitfähigen Sedimentschicht und deren Leitfähigkeit ändert sich die Stromdichte und damit auch der Potentialgradient. Die Stromdichte ist

$$j = \sigma dV/dx$$

(σ ist die Leitfähigkeit, dV/dx der Potentialgradient in der x -Richtung). Der Potentialgradient an der Erdoberfläche ist somit ein Maß für die Leitfähigkeit.

Diese Messungen sind verhältnismäßig einfach. Man registriert automatisch das gesamte Frequenzband der Potentialvariationen oder im Falle lokaler geologischer Untersuchungen einige ausgewählte Frequenzen aus dem Audiofrequenz- oder Hörfrequenzbereich (10 Hz bis 10 kHz), der hauptsächlich auf Blitze zurückgeht. Für diese Methode braucht man außerdem Mikrovoltmeter mit fotografischer Registrierung, hoher Eingangsimpedanz und

Durchlaß für ein oder mehrere schmale Frequenzbänder und einen Integrator. An jeder Station wird die Potentialdifferenz zwischen 2 Elektroden jeweils in zwei aufeinander senkrechten Richtungen (Ost- und Nordkomponente, x und y) gemessen, gleichzeitig werden die Komponenten x_0 und y_0 an der Basisstation registriert. Nach Integration über beispielsweise 30 s werden die Amplituden von Feld- und Basisstation verglichen, sie ergeben ein Maß für die Veränderung der Leitfähigkeit zwischen den beiden Stationen.

Eine andere Methode verwendet ausgewählte Perioden des breitbandig registrierten tellurischen Wechselstroms, wieder in Ost- und Nordrichtung, die als umlaufende Vektoren dargestellt werden. Die Spur der Spitze eines solchen Vektors wird an der Basisstation zu einem Kreis normiert. Werden die hier verwendeten Normierungsbeträge auch an den umlaufenden Vektoren einer gleichzeitigen Periode der Feldstation angebracht, dann beschreibt dieser Vektor bei abweichender Leitfähigkeit im Untergrund gegenüber der Basisstation eine Ellipse, deren Fläche und Achsenverhältnis ein Maß für die gesuchte Leitfähigkeitsänderung ist. Das ermöglicht eine hohe laterale Auflösungs-fähigkeit.

Da die Induktionsströme der eben genannten Art auch ein Magnetfeld haben, wurde eine andere Suchmethode entwickelt, die *magneto-tellurische Methode* oder, wenn sie sich auf den Audiofrequenz- (Hörfrequenz-) Bereich bezieht, die weiterentwickelte Audiofrequenzmagnetotellurische Methode. Das Verhältnis der Amplituden des an der Oberfläche gemessenen elektrischen und magnetischen Feldes steht in gesetzmäßiger Beziehung zum gemessenen scheinbaren Widerstand der Erde (scheinbar, sprachlich besser anscheinend, deswegen, weil der wahre Widerstand wegen verschiedener Einflüsse nicht direkt bestimmbar ist). Es ist nach Cagniard:

$$\varrho_a = \frac{T}{\mu} \left(\frac{E}{H} \right)^2.$$

ϱ_a ist der scheinbare Widerstand in $\Omega \cdot m$, T die Periode der gewählten Schwingung in s, E die Amplitude des elektrischen Feldes in mV/km, H die Amplitude des zu E senkrechten magnetischen Feldes in Γ , μ die magnetische Permeabilität ($= 5$). Dabei ist zu beachten, daß die Perioden von E und H um $\pi/4$ verschoben sind, H hinkt hinter E nach. Zur Messung des elektrischen Feldes wird ein geerdeter elektrischer Dipol verwendet, für das magnetische Feld eine drehbare Induktionsspule. Auch

diese Methode ist empfindlich auf laterale Leitfähigkeitsänderungen und damit für Lagerstättenabgrenzung geeignet.

Es sind noch weitere geophysikalische Erkundungsmethoden mit stark wechselndem Erfolg versucht worden. Zusätzlich sind *geochemische Untersuchungen* an Quellwässern in manchen Fällen hilfreich, weil die thermalen Tiefenwässer eine besondere Lösungsfähigkeit haben. Ein spezielles Kapitel unterrichtet über die Eigenschaften der Thermalwässer.

Das wichtigste Erkundungshilfsmittel ist wie auch bei anderen Nutzkstoffen die *Bohrung*. Die *Erkundungsbohrungen* für die Lagerstättenuche ähneln stark den bei der Suche nach Erdöl und Erdgas angewandten. Die verbreitetste Methode ist ein Drehbohrverfahren, die Rotary-Methode, bei der eine geeignete Bohrkronen an einem Hohlgestänge im Bohrloch durch ein Antriebswerk über Tage gedreht wird. Durch das Hohlgestänge fließt, durch eine Pumpe bewegt, die Spülung aus einer Aufschlämme von Ton mit Zusatz von verschiedenen Chemikalien. Die Spülung fließt durch Düsen des Meißels (oder der Bohrkronen) aus und steigt im Bohrloch nach oben, wobei sie das Bohrklein mitnimmt, an den Bohrlochwänden einen schützenden Tonbelag hinterläßt und durch ihre hohe Dichte Ausbrüche von unter höherem Druck stehenden Flüssigkeiten, Gasen und Dämpfen verhindert. Durch Variation der Dichte der Spülung kann wechselnden Drücken in den Schichten entgegengewirkt werden. Auf dieser Dickspülung beruht die Wirtschaftlichkeit des Bohrverfahrens. Die Spülung kann durch chemische Zusätze den geologisch-geochemischen Bedingungen (Löslichkeit, Aufquellen durchbohrter Tonschichten durch Wasser, ausreichend geringe Viskosität für den Pumpvorgang u.a.) angepaßt werden, sie kann gegen hohe Temperaturen (heute bis 200 °C) stabil gehalten werden und ist beschwerbar (z.B. durch Schwerspat) für einen hohen Druck auf das Gebirge. Große Strecken können ohne Verrohrung und ohne Gefahr des Einsturzes der Bohrlochwände gebohrt werden, man kommt also mit einem Minimum an teuren Verrohrungen aus. Denn bei jeder notwendig werdenden Rohrtour muß diese durch die bereits vorhandenen wieder bis zu Tage eingebracht werden, das führt zu einer teleskopartigen Verrohrung, sie ist teuer und jedes Mal mit einem Verlust an Bohrlochweite verbunden.

Statt der fest mit dem Gestänge verbundenen Bohrkronen gibt es auch solche Verfahren, bei denen sie sich unabhängig vom Gestänge an der Bohrlochsohle drehen kann, angetrieben durch eine Turbine, die von der durch das Gestänge niederfließenden

Spülung (Turbinenbohrverfahren, vorwiegend in der UdSSR entwickelt) oder durch einen Elektromotor über dem Bohrmeißel bewegt wird. Für heiße Bohrungen ist das letztere Verfahren begrifflicherweise nicht anwendbar. Die Verfahren mit Turbine oder Sohlenmotor sind energetisch wesentlich günstiger, es muß ja nicht das ganze Gestänge mitbewegt werden, aber die hohen und wenig anpassungsfähigen Drehgeschwindigkeiten setzen gutartige Gesteinseigenschaften voraus.

Für Bohrungen in heiße Lagerstätten sind noch folgende Bedingungen zu beachten: Hohe Temperaturen erfordern hohe Leistungen der Spülpumpen und Zwischenkühlung der Spülung. Die meist chemisch aggressiven Wässer verlangen korrosionsbeständige und temperaturresistente Zemente für die Befestigung der Verrohrung und entsprechendes Rohrmaterial wie auch geeignete Filter in der Lagerstätte.

Für die Auswertung der Bohrung stehen zur Verfügung: das Bohrklein, das auf einem Schüttelsieb aus der Spülung abgeschieden wird, und die von besonders interessanten Strecken mit speziellen Kernrohren gewonnenen Bohrkerne, die ziemlich teuer sind. Die Informationen, die man aus einer Bohrung haben muß, sind die geologische Schichtfolge, die Arten der Gesteine, ihre Dichte, mechanischen Eigenschaften, Wärmeleitfähigkeit, Radioaktivität, die Porosität und Permeabilität möglicher Speichergesteine, Poreninhalt, Dynamik der Fluide in den Poren, Temperatur und Druck. Diese Daten lassen sich an den verhältnismäßig kurzen Kernen und aus dem Bohrklein (den sog. Spülproben) nicht in ausreichendem Maße ermitteln. Eine völlig gekerkerte Bohrung wäre ökonomisch untragbar, langwierig und in Einsturzgefahr. Deshalb wurden zur Erlangung der geforderten Informationen geophysikalische Bohrlochmessungen und spezielle Tests entwickelt.

Es gibt eine große Zahl solcher *Bohrlochmessungen*, die den Zusammenhang von physikalischen Eigenschaften der Gesteine und ihrer Zusammensetzung, Struktur und dem Poreninhalt benutzen. Solche Meßgrößen sind der spezifische Widerstand der Gesteine oder ihre Leitfähigkeit als typische Materialeigenschaften, das Eigenpotential, das als Kontaktpotential zwischen Spülungsflüssigkeit und Porenflüssigkeit nur in durchlässigen Gesteinen entstehen kann, die natürliche und künstliche Radioaktivität als Kennzeichen für Materialzusammensetzung und Porosität, die Geschwindigkeit elastischer Wellen als beste Bestimmungsgröße für die Porosität, die Temperatur, der Gesteinsmagnetismus als Kennwert zur Unterscheidung von Gesteinen.

Sehr wichtig sind die „Teste“ während des Bohrvorganges. Dazu werden in den interessierenden Zonen, also in möglichen Speichergesteinen, am Bohrgestänge (daher der Name Gestängetest) Geräte eingebracht, die Druck, Temperatur und Menge des Zulaufs aus dem Gebirge registrieren. Letzterer kann auch zutage gefördert und dort untersucht werden. Die Testgeräte werden von den nichtinteressierenden Bohrlochteilen durch Packer (Gummistopfen) isoliert. Durch den oberen Packer geht das Hohlgestänge und stellt die Verbindung mit der Oberfläche her. Diese Geräte geben den ersten Hinweis für eine Lagerstätte. Die Bohrlochmeßgeräte sind für die Erkundung von Erdöl und Erdgas entwickelt worden und sind nur bis etwa 180 °C, höchstens bis 200 °C stabil. Aber die Anpassung an die Erkundung geothermischer Lagerstätten ist noch nicht abgeschlossen. Auch die Interpretation ist speziell auf die porösen und permeablen Speicher für Erdöl und Erdgas zugeschnitten, weniger auf die verschiedensten klüftigen Speicher geothermischer Lagerstätten.

Ist eine mögliche Lagerstätte gefunden worden, dann muß sie durch weitere Bohrungen abgegrenzt und weiter untersucht werden, das ist die 3. Etappe unserer anfangs gegebenen Aufstellung. Zur Feststellung der Kontinuität eines Speichers und zur Verfolgung von Klüftzonen werden *Interferenzteste* benutzt. Im Prinzip werden dabei in einer Bohrung durch Veränderung des Förderregimes Druckschwankungen erzeugt. Hat die Durchlässigkeit des Speichers lateral eine Grenze, dann werden die Stöße reflektiert und registriert, die Entfernung dieser Permeabilitätsgrenze ist errechenbar. Besonders günstig für die Untersuchung von Klüftzonen ist der Interferenztest mit 2 Bohrungen, wobei die eine als Sender, die andere als Beobachtungssonde dient.

Zur Bestimmung der Dynamik der Flüssigkeiten und Dämpfe dienen *Spezialteste*. Wieder wird ein Teil der Bohrung durch Packer abgegrenzt und mit Testgeräten, nach Druckentlastung der Bohrung, über längere Zeit der Zulauf nach Art und Menge bestimmt. Unter den verschiedensten Förderbedingungen werden die Fließdrücke registriert. Mit diesen Messungen erhält man verschiedene wichtige Größen. Aus dem Abfall des Druckes mit der Fördermenge bekommt man den Produktivitätsindex, d.h. die Menge der Fluide, die bei Druckabfall um eine Einheit gefördert werden können; das ist ein Maß für die Förderkapazität. Beobachtet man nach Druckentlastung der Bohrung durch Abpumpen das Wiederansteigen des Druckes je Zeiteinheit,

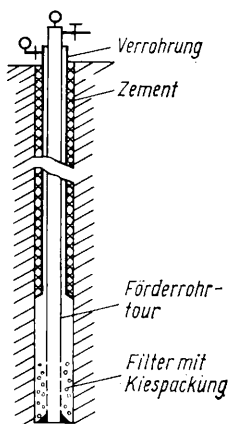


Abb. 23. Schema einer Fördersonde

dann bekommt man ein Maß für die Permeabilität des Speichers, weil ja die Geschwindigkeit des Zulaufs die Geschwindigkeit des Druckanstiegs bewirkt, und das ist eine Funktion der Durchlässigkeit des Speichers. Durch diese Tests erlangt man Gewißheit über eine vorhandene Lagerstätte.

Die nun niederzubringenden Fördersonden werden je nach Bedarf durch eine oder mehrere Rohrtouren ausgekleidet, die mit dem Gebirge durch volle oder streckenweise Zementierung verbunden sind. Die Förderung geht durch ein Leitrohr (Abb. 23). In der Speicherzone muß meist ein geschlitztes Filterrohr, evtl. auch eine Kiespackung oder andere Filtermittel zur Rückhaltung von Gesteinspartikeln eingebaut werden. Am Sondenmund werden die Ringräume zwischen den Verrohrungen und zwischen dieser und dem Leitrohr und das Leitrohr selbst mit Druckmeßgeräten, das Leitrohr mit Preventer (Absperrschieber) versehen. Förderdüsen regeln den Gegendruck auf die Sonde.

Das Ende der Erkundungstätigkeit stellt der *Produktionsversuch* dar. Durch diesen Langzeitversuch wird festgestellt, welches Energiesystem in der Lagerstätte herrscht und wie sie gefördert werden muß, damit ein möglichst effektives Ergebnis herauskommt. Ein Hauptkriterium ist dabei der Produktivitätsindex, das ist die geförderte Menge in Abhängigkeit vom Druckabfall.

Abschätzung der Reserven geothermischer Energie

Die Errechnung der gewinnbaren Wärmemengen aus einer Lagerstätte ist kompliziert, weil die Geometrie des Speicherraumes der gewinnbaren Fluide oft nur ungenau bekannt ist. Die aber braucht man für eine volumetrische Vorratsberechnung. Ein geothermischer Speicher kann ein sehr kompliziertes Gebilde sein, die Temperaturen, die Volumina der Fluide im Verhältnis zu denen des Gesteins, die Durchlässigkeiten können sich von Ort zu Ort ändern, man kann also nur mehr oder weniger gute Mittelwerte einsetzen.

Für ideale Verhältnisse gilt folgende Gleichung:

$$q_s = c \cdot V(T - T_0);$$

q_s ist die thermische Speicherenergie in J, V das Speichervolumen in m^3 , c die spezifische Wärme von Gestein – Wasser je Einheitsvolumen, im Mittel $2,7 \text{ J}/(\text{cm}^3 \cdot \text{K})$, T die Temperatur in der Lagerstätte, T_0 die Bezugstemperatur an Erdoberfläche, die mittlere Jahrestemperatur der Gegend. Der Wert von $2,7 \text{ J}/(\text{cm}^3 \cdot \text{K})$ für c gilt für eine Porosität des Gesteins von 15% bei mittlerer Gesteinszusammensetzung und ist bei stark abweichenden Verhältnissen zu ändern. Das Speichervolumen V ist aus geophysikalischen Messungen und Bohrungen zu bestimmen; T kann bei vorhandenen Sonden direkt gemessen werden, stehen nicht genügend zur Verfügung, dann kann man aus der chemischen Zusammensetzung austretender Wässer u. U. auf die Lagerstätten-temperatur schließen. Benutzbar sind für diesen Zweck temperaturabhängige Reaktionen zwischen Wasser und Gestein. Es eignen sich die Ionen von Silizium, Natrium – Kalium – Kalzium sowie die Sauerstoffisotopenzusammensetzung der Sulfate. Die Verwendung dieser *geochemischen Thermometer* ist jedoch an die Voraussetzung gebunden, daß genügend Reaktanten vorhanden sind, die das Gleichgewicht Wasser – Gestein ermöglichen, und daß keine Verdünnung auf dem Wege des Wassers eintritt.

Das Siliziumthermometer beruht auf der Lösung der natürlichen Silikate wie Quarz, Chaledon, Christobalit u. a. im Wasser als Kieselsäure H_4SiO_4 . Quarz ist das bei weitem häufigste Mineral, es kann als Typ für die Löslichkeit genommen werden, die bei Temperaturen über 180°C einsetzt; für basaltische Gesteine

kann auch Chalzedon dienen, der noch bei niedrigeren Temperaturen (unter 180 °C) löslich ist. Die Si-Sättigung eines Wassers ist direkt abhängig von der Temperatur im Speichergestein. Es gibt aber eine Reihe von Komponenten, die das Löslichkeitsverhalten stören und die Ergebnisse verfälschen, hauptsächlich sind es CO₂ und Alkalien. Während die nichtflüchtigen Alkalien in Korrekturfaktoren berücksichtigt werden können, ist das für CO₂ sehr schwierig, weil sich die Gehalte nicht erfaßbar verändern können. CO₂-Wässer sind für dieses Thermometer nicht brauchbar.

Das Na : K + Ca-Thermometer basiert auf einer empirischen Beziehung zwischen den Ionenanteilen von Na zu K sowie der Quadratwurzel aus Ca zu Na im Verhältnis zur Speichertemperatur. Auch dieses Thermometer ist nicht störungsfrei, z. B. wenn dem System durch Kalkfällung Ca entzogen wird oder größere Mengen Magnesium vorkommen.

Ein drittes geochemisches Thermometer, das in der Geologie viel verwendet wird, ist das Sauerstoff-Isotopen-Thermometer. Das Gleichgewicht des Isotopenverhältnisses ¹⁶O/¹⁸O zwischen Wasser und den gelösten Sulfaten ist temperaturabhängig. Die Skala dieses Thermometers mußte durch viele Messungen empirisch aufgestellt werden. Hierbei liegen die Möglichkeiten für falsche Ergebnisse bei langandauerndem Dampfverlust aus dem System, weil das leichte Isotop bevorzugt mit dem Dampf entweicht.

Nach der angegebenen Gleichung erhält man den Wärmeinhalt des Speichers. Man muß nun noch den Ausbeutefaktor A berücksichtigen, der den gewinnbaren Anteil der in der Erde gespeicherten Energie angibt. In einem aktiven hydrodynamischen System, wo also das gewonnene Wasser durch nachdrängendes ersetzt und immer wieder vom Gestein erwärmt wird, kann man je nach Porosität und Permeabilität des Speichers A mit 15 bis 30% des Energieinhaltes ansetzen, bei ganz idealen Verhältnissen etwas mehr. In einem stagnierenden, nichtaktiven Wassersystem ist der Ausbeutefaktor viel geringer. Da der weitest große Teil der Lagerstättenwärme im Gestein gespeichert ist, kommt es also sehr darauf an, ob überhaupt und in welchem Maße die Poren und Klüfte immer wieder von neu einziehendem Wasser eingenommen werden.

Bei reinen Dampfsystemen berechnet man die gewinnbare Energie aus Messungen des Wärmeinhaltes (Enthalpie) des Dampfes am Sondenkopf und seiner Masse. Es ist

$$q_B = M_B (h_B - h_0).$$

q_B ist die thermische Energie in J am Sondenkopf, h_B die Enthalpie je Einheitsmasse des Dampfes am Sondenkopf, h_0 die Enthalpie des gesättigten Wassers bei T_0 , M_B ist die am Sondenkopf gewonnene Dampfmasse. Die Lagerstättenreserven ergeben sich dann aus

$$M_B = V \cdot R \cdot \Phi_e \cdot r \cdot \rho;$$

V ist das Speichervolumen in m^3 , R der Anteil des porösen und permeablen Speicheranteils (im Mittel 0,5 oder mehr), Φ_e ist die effektive Porosität, r der Anteil der wassergefüllten Poren, ρ die Dichte der Flüssigkeit. $r \cdot \Phi_e$ kann in Dampfspeichern mit einigen Prozent angenommen werden.

Diese Formel berücksichtigt also nur die Menge des in der Lagerstätte vorhandenen Dampfes, ohne Berücksichtigung von Flutungsvorgängen. Auch dieser Wert ist mit dem Ausbeutefaktor zu multiplizieren. Für die Planung von Energieanlagen ist dann noch der thermische Wirkungsgrad des gewählten Prozesses in Rechnung zu stellen.

Ohne Kenntnis der Geometrie und Ausbildung des Speichers, was besonders bei den unregelmäßig geklüfteten Gesteinen zutreffen wird, lassen sich auch Vorratsberechnungen anstellen. Man nimmt nach einem längeren Produktionsversuch bei optimalen Bedingungen den Abfall der Förderung mit der Zeit in einer Kurve auf, die gewöhnlich eine Exponentialkurve ist, sofern nicht ein aktives hydrodynamisches System vorliegt. Man extrapoliert diese Kurve bis zu einem Punkt, an dem die Ausbeute nicht mehr effektiv ist, und integriert die bis dahin möglicherweise gewinnbaren Mengen. Bei einem aktiven hydrodynamischen System, in dem der entnommene Lagerstätteninhalt sofort von nachdrängendem Wasser ersetzt wird, ist diese Methode nicht anwendbar.

Vorratsschätzungen sind erst aus wenigen Gegenden der Erde veröffentlicht worden und sind notwendigerweise stark zeitbedingt. Für Kamtschatka, wo mehr als 1000 natürliche Heißwasseraustritte bekannt sind, hat man den Wärmeinhalt der täglichen Schüttung aller Quellen als äquivalent dem Heizwert von 200000 t Steinkohlen errechnet. In Neuseeland wurde die Kapazität der hochthermischen vulkanischen Gebiete mit 2500 MW für mindestens 25 Jahre angegeben. Für die USA liegen großräumige systematische Berechnungen vor, die für die hochthermalen, mit Vulkanismus verbundenen Vorkommen über $150^\circ C$ eine ausbeutbare Wärmemenge von $101 \cdot 10^{21}$ J ergeben, eine Rechnung, die jedoch mit vielen Unsicherheitsfaktoren ver-

sehen ist. Die Umwandlung in elektrische Energie würde jedoch bei den verhältnismäßig geringen Temperaturen nur einen thermischen Wirkungsgrad von etwa 7% zulassen, nichtsdestoweniger sind diese Energiereserven als enorm zu betrachten. Für die zweite Kategorie der Lagerstätten in den USA, denjenigen mit konvektiven Wassersystemen von 90 °C und mehr und Tiefen bis zu 3 km wurde ein Vorrat an gewinnbarer Energie von $2,4 \cdot 10^{21}$ J errechnet, umwandelbar in 95 000 bis 150 000 MW Elektroenergie für 30 Jahre und zusätzlich 230 bis $350 \cdot 10^{18}$ J Nutzwärme. In den Überdruckzonen nur der Golfzone in den USA wurden gesondert $11 \cdot 10^{21}$ J gewinnbare Wärme errechnet, zusätzlich aus dem gelösten Methan $1,6 \cdot 10^{21}$ J entsprechend einer elektrischen Leistung von 23 000 bis 240 000 MW für 30 Jahre. (Zum Vergleich: Die gesamte Kraftwerksleistung der BRD betrug 1979 86 000 MW.)

Das Erkundungsprogramm

Ein Erkundungsprogramm könnte zusammengefaßt etwa so ablaufen:

I. Vorerkundung. Studium der geologischen Literatur und der Ergebnisse vorhandener Bohrungen sowie geophysikalischer Karten. Auswahl günstiger Gebiete, deren Vorerkundung durch seismische, magnetische und Schweremessungen, unterstützt durch Fotografie und Ultrarotfotografie aus der Luft erfolgte. Danach Auswahl günstiger lokaler Zonen, darin Wärmeflußmessungen, Studium der Hydrologie der Oberflächenwässer, der Geochemie der Wässer zur Temperaturbestimmung. Projekt für Sucharbeiten.

II. Lagerstättensuche. Detaillierte geologische Kartierung des höffigen Gebietes, Kartierungsbohrungen, elektrische Widerstandsmessungen, tellurische und magnetotellurische Messungen, Amplituden der Bodenunruhe. Entscheidung und Projekt für Erkundungsbohrungen, deren Niederbringung, umfangreiche geophysikalische Bohrlochmessungen mit Interpretation,

Messung der Temperaturgradienten, Teste. Nach Auffinden einer Lagerstätte Projekt für Aufschluß.

III. Aufschluß der Lagerstätte. Bohrungen für Geometrie, Physik, Chemie und Dynamik der Lagerstätte, Abteufen von Förder-sonden, Bohrlochmessungen, Produktions- und Interferenzteste, Festlegung des Förderregimes, Errechnung der Vorräte, ökonomische Einschätzung, Projekte für Abwasserbeseitigung und Druckerhaltung, Leitungen usw.

Dieses Programm wird je nach dem gesuchten Lagerstättentyp anzupassen sein; z.B. werden bei der Erkundung von Aquiferen in größerer Tiefe die Aerofotografie, die detaillierte geologische Kartierung, die magnetischen Messungen und eine Reihe elektrischer Methoden und die Bestimmung der Bodenunruhe entfallen können.

Nicht zu vergessen ist auch, daß für eine Reihe von Verfahren hinsichtlich der speziellen Anforderungen bei der Erkundung geothermischer Lagerstätten noch Erfahrungen fehlen. Das trifft besonders für die Kluftlagerstätten zu, für deren Erkundung noch eine Menge Forschungsarbeit zu leisten ist.

Förderung geothermischer Fluide

Im Kapitel „Lagerstätten“ wurde dargestellt, daß der Inhalt der Lagerstätten je nach den physikalischen Bedingungen Wasser, Dampf oder beides sein kann. Dazu treten zuweilen gewisse Anteile an Gasen (CO_2 , CH_4 , N_2 u.a.). Der Siedepunkt des Wassers und damit die Möglichkeit der Dampfbildung ist stark vom Druck abhängig. Je höher dieser ist, desto höher liegt der Siedepunkt (s. Abb. 11). Hydrostatischen Druck vorausgesetzt, haben wir in 500 m Tiefe bei 50fachem Atmosphärendruck eine Siedetemperatur von etwa 260°C , in 1000 m Tiefe bei 100fachem Atmosphärendruck schon 310°C . Da außerdem die Poren Speicher meist vollständig wassergesättigt sind, wird vorwiegend das heiße Wasser das Fördergut sein. Dampf kann sich nur bilden, falls die Temperatur ausreichend ist, wenn das Speichersystem offen und ein Druckausgleich möglich ist oder wenn der Porenraum nicht vollständig wassergesättigt ist, was bei Kluftspeichern häufiger als bei Porenspeichern vorkommen kann. Auch wenn aus einem Speicher heißes Wasser abgezogen wird und dieses aus dem System nicht sofort ersetzt wird, dann kann sich Sattedampf in den Poren, zuerst nahe an der Sonde und dann im System fortschreitend, bilden, und die Dampfförderung steigt an. Wir haben dann einen Zweiphasenfluß, dessen Zusammensetzung von der unterschiedlichen Durchlässigkeit des Gesteins für die beiden Phasen abhängt.

Damit ist auch die Frage beantwortet, wie der Lagerstätteninhalt zur Sonde gelangt. Wenn sich Dampf bilden kann, dann ist es der Druck des Dampfes in den Poren und in der Dampfkappe. Kann sich Dampf nicht bilden, liegt aber ein aktives artesisches Wassersystem über den Ausbeutezeitraum vor, dann ist es bei richtiger Einstellung der Förderung der Wassertrieb, der immer gleichbleibenden Druck garantiert. Diese Drücke werden ausreichen, um die Fluide zur Sonde und in dieser zutage zu fördern. Bei hochthermischen Wässern tritt außerdem noch der Fall ein, daß bei Entspannung in der Sonde sich Dampf bildet, der die Säule in der Leitrohrtour spezifisch leichter macht und die Förderung erleichtert. Das ist auch künstlich möglich, wenn man durch den Ringraum von außen Dampf oder Warmluft unten in das Leitrohr eindrückt und damit freifließende Förde-

rung ermöglicht. Bei niederthermalen Wässern ohne Dampfbildung kann auch noch der Fall eintreten, daß der Lagerstätten-
druck für die Förderung nicht ausreicht und der Druck während
der Ausbeute noch weiter abfällt, so daß auch künstlicher Lift
nicht reicht, dann müssen Pumpen installiert werden.

Nur in den seltenen Fällen, wo der Dampf nicht mehr im Kontakt zum Wasser steht, kann reiner Trockendampf gefördert werden, der sich physikalisch mit wachsender Überhitzung immer mehr dem Gaszustand nähert.

Wird Sattedampf abgekühlt, z.B. beim Aufstieg in der Sonde, dann steigt die Dichte des Dampfes über das Maß, das er normalerweise bei dieser Temperatur hätte, und es entsteht übersättigter Dampf, der bei Vorhandensein von Kondensationskernen, also bei Eintritt in die Luft, kondensiert und weiße Nebel bildet.

Der Dampf oder das Heißwasser mit Dampf und Wasser werden im Separator getrennt. Das ist ein zylindrisches Gefäß, ein Zyklon, in das der Dampf radial eintritt und in dem sich unten das Kondensat, oben der Dampf sammelt, der abgeleitet wird. Oftmals ist der Separator zweistufig ausgebildet, d.h., er enthält noch ein Gefäß mit niedrigerem Druck, das gestattet, aus dem völlig entspannten Wasser bei Temperaturen um 100 °C noch Dampf zu gewinnen.

Wenn die Sonde nicht selbsttätig eruptiert, d.h. frei ausfließt, weil die Durchlässigkeit des Speichers zu klein oder die Dichte des Fluids wegen Abkühlung zu niedrig ist, kann nachgeholfen werden. Erwähnt wurde schon das Eindringen von erwärmter Luft oder Dampf. Wenn der erste Fall vorliegt, müssen die ebenfalls bereits genannten Frac-Verfahren angewendet werden, um durch Erhöhung der Durchlässigkeit in der Sondenumgebung den Zufluß zu vergrößern. Außerdem gehört zu einer stabilen Förderung eine automatische Druck- und Mengenregelung.

Bevor eine Kraftwerksplanung möglich ist, muß ein Produktivitätstest über die Kapazität der Lagerstätte Auskunft geben. Man vergleicht nach genügender Wartezeit zur Herstellung des Temperaturgleichgewichtes die Abgabe bei offener Sonde und mit Düsen verschiedenen Querschnitts, wodurch der Kopfdruck der Sonde wegen des auf diese ausgeübten Gegendrucks variiert wird. Der Kopfdruck wird zusammen mit der Fördermenge und der Temperatur während eines längeren Zeitraums registriert. Daraus ermittelt man die Förderrate, bei der die Druckabnahme am optimalsten ist. Man erhält auch die Daten, die Aussagen über das Energiesystem der Lagerstätte zulassen.

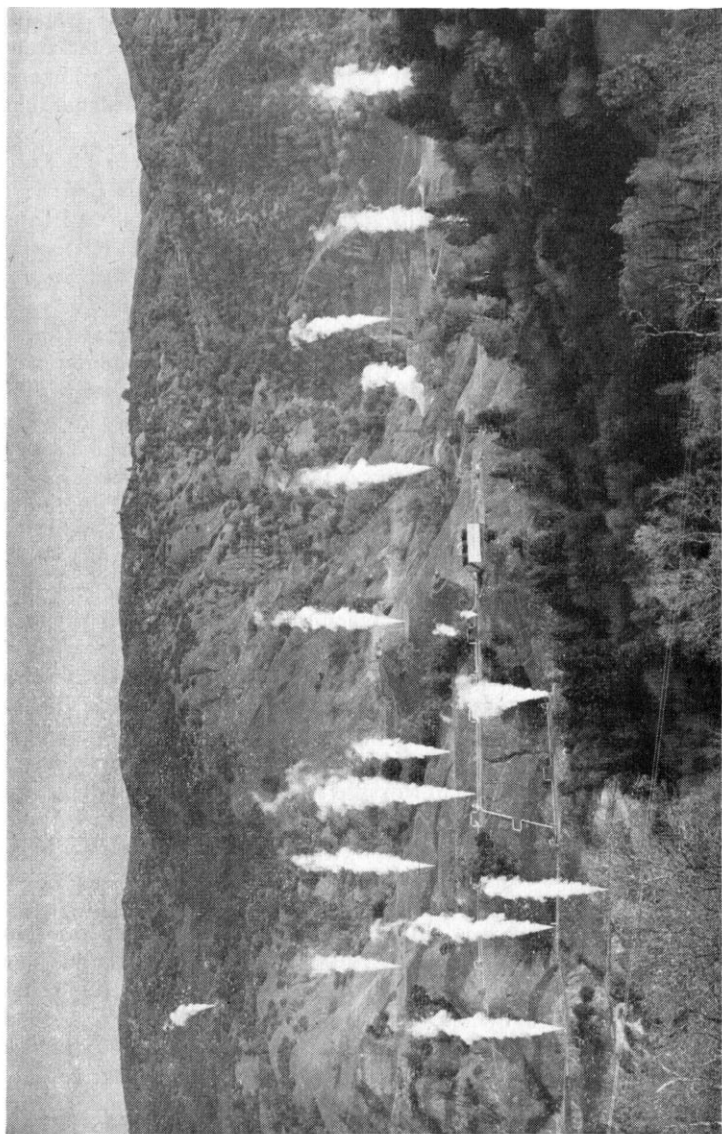


Abb. 24. Dampfsonden in The Geysers, Kalifornien, während eines Drucktestes. Die Sonden gehören zum geothermischen Kraftwerk, das in der Mitte des Bildes zu sehen ist

Die Mengenmessung ist bei Trockendampf mit Gasmeßgeräten möglich, bei Sattedampf eignen sich Kalorimeter, das sind Gefäße mit Wasser, in die der Dampf eingeleitet wird und kondensiert. Masse und Temperatur werden vorher und nachher bestimmt, daraus ergibt sich die Dampfmenge.

Aus den Versuchsergebnissen, der Abfallkurve für Druck und Förderrate und Temperatur sowie der Veränderung der Zusammensetzung der Phasen erhält man auch Grundlagen für die Planung neuer Sonden und deren Niederbringung während der Ausbeutephase.

Die Lagerstätten von Dampf und Heißwasser nehmen oft ein kompliziertes Kluftsystem ein, dessen Zusammenhänge für alle Fragen der Förderung und Wiedereinpressung von Abwasser möglichst gut bekannt sein müssen. Die Förderversuche sind daher durch die bereits genannten Interferenzteste zu ergänzen. Eine Sonde dient als Erregersonde, in der mit Unterbrechungen jeweils mit konstantem Volumenfluß gefördert wird. Dadurch entstehen Druckschwankungen im hydraulischen System, die in umliegenden Beobachtungssonden erkannt und registriert werden können, falls eine hydraulische Verbindung zwischen den Sonden besteht. Diese Untersuchungen gestatten außerdem, die Hydro- und Druckleitfähigkeit des Speichers in verschiedenen Richtungen zu berechnen.

Geochemie der Thermalwässer

Die hohe Temperatur der Thermalwässer bewirkt eine hohe Lösungsfähigkeit, was sie auch als Rohstofflieferanten interessant machen kann. Das herausragende Beispiel ist die Lagerstätte Larderello in der Toscana, die uns bereits als Energielieferant bekannt geworden ist. Bereits 1777 fand dort ein deutscher Chemiker namens Höfer Borsäure in den heißen Quellen und Dämpfen. Der Vater der industriellen Nutzung ist aber ein französischer Ingenieur, F. Larderelle, der der Lagerstätte den Namen gab. Er hatte 1818 den Einfall, in mit Wasser gefüllte gemauerte Behälter den borsäurehaltigen Dampf einzuleiten und aus dieser Lösung durch das Eindampfen Borsäure zu gewinnen.

Diese Methode machte die Toscana zum ersten Borsäurelieferanten der Welt, denn es wurden je Jahr 1600 t Borsäure gewonnen. 1854 wurde die Ausbeute durch 20 bis 30 m tiefe Bohrungen stabilisiert und Pläne zur Energiegewinnung erwogen, die aber erst 1904 Realität wurden, als man eine Dampfmaschine mit dem Dampf aus der Lagerstätte betrieb und damit Elektroenergie für die Borsäurefabrik gewann. Mit Beginn dieses Jahrhunderts verlor die Toscana ihre Vormachtstellung in der Erzeugung von Borsäure; es wurden aber daneben noch andere chemische Produkte gewonnen.

4,5% des Dampfes von Larderello sind nichtkondensierbare Gase, und zwar 96% CO_2 , 1,8% H_2S , der Rest von 2,2% besteht aus Borsäure, Ammonium, Methan, Stickstoff und Argon. Der Gehalt an Borsäure ist wie in anderen Gegenden der Erde begleitet von Ammonium. Heute liefert Larderello neben 7000 bis 8000 t Borsäure jährlich auch 620 t Ammoniumverbindungen und Kohlensäure. Eine weitere Produktion ist die Gewinnung von Schwefel aus H_2S , bis 8600 t Schwefel je Jahr werden gewonnen.

Die Borsäure wird von manchen Forschern aus vulkanischen Exhalationen abgeleitet. Aber schon der berühmte Geochemiker Goldschmidt hat darauf hingewiesen, daß Bor im Meerwasser, in Sedimenten und Lebewesen viel charakteristischer ist als in vulkanischen Gesteinen; es ist somit nicht zu entscheiden, welchem Milieu die Borsäure angehört.

Die Fumarolen im Tal der 10000 Dämpfe in Alaska hauchen je Sekunde 23 Mill. kg Dampf mit Temperaturen bis zu 600°C aus, je Jahr schicken sie bis zu 1250000 t Salzsäure und bis zu 200000 t Fluorwasserstoff in die Atmosphäre. Diese Stoffe sind Hochtemperaturerzeugnisse, die schon vulkanische Temperaturen benötigen, also den vulkanischen Exhalationen angehören.

Die Quellen von Karlovy Vary (Karlsbad) liefern je Jahr etwa 6 t Kalziumfluorid, 800 t Natriumkarbonat, 13000 t Glaubersalz und andere Stoffe.

Die oft merkbaren Gehalte von Schwefel- und Salzsäure bewirken auch die Lösung von Schwermetallen. So gibt es eine Quelle in Neuseeland, die Zink enthält. Auch so seltene Elemente wie Cäsium, Aktinium, Thorium, Radium sind in Thermen enthalten. Aus der Lagerstättenkunde ist uns bekannt, daß viele Vorkommen von Erzen solchen Thermen der geologischen Vorzeit entstammen.

Hochaggressive Quellen wie z.B. die oben genannten in Alaska gibt es glücklicherweise selten. Sie haben einen hohen Anteil an

vulkanischen gasförmigen Exhalationen wie Cl, F, As, CO_2 , CO, H_2 , SO_2 , HCl, H_2S . Die meisten Quellen werden von meteorischen Wässern gespeist, also den Niederschlägen. Das wurde bereits dargelegt. In vielen anderen und komplizierteren Fällen ist der Zusammenhang zwischen Förderung, Temperatur und Druck nicht so deutlich oder gar nicht vorhanden; hier zeigt der Chemismus des Thermalwassers seine Herkunft an.

Die auf die Erde fallenden Niederschläge sind süß und arm an Salzen, sie fließen als Grundwasser in der Nähe der Erdoberfläche und sind unser wichtigstes Trinkwasserreservoir. Auch dieses Wasser ist noch süß, d. h., der Salzgehalt liegt unter 1‰ . Er besteht vorwiegend aus Kochsalz, Karbonaten und Sulfaten. Die Niederschlagwässer speisen auch die Seen und Ozeane, ihr Salzgehalt entstammt den Verwitterungslösungen aus der Zerstörung der Gesteine, er beträgt je nach Klima und Zuflußbedingungen bis 70‰ . Auch hier überwiegt weitaus das Kochsalz, dazu kommen Magnesium- und Kaliumchlorid, Kalziumsulfat, Ammoniumverbindungen in Ionenform und eine ganze Liste von Elementen aller Art mit z. T. sehr geringen Gehalten. Ozeanwässer enthalten im Mittel Na 30,6%; Cl 55,3%; Mg 3,7%; K 1,1%; SO_4 7,7%; Ca 1,2%; CO_3 0,2%. Ganz ähnliche Zusammensetzung findet man auch in vielen Thermen.

Wenn das Wasser in größere Tiefen eindringt, reagiert es mit dem Nebengestein durch Ionenaustausch, Lösung, Diffusionsverluste, Verdünnung u. a. und ändert dabei seine Zusammen-

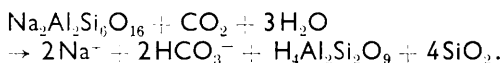
setzung. Aus den Natriumsulfatwässern $\left(\frac{r \text{ Na}}{r \text{ Cl}} > 1\right)$ entstehen

unter Mitwirkung von Mikroben Natriumchlorid-Bikarbonat-Wässer. Als Schema diene $\text{Na}_2\text{SO}_4 + 2\text{C} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{H}_2\text{S} + \text{CO}_2$. Der Kohlenstoff aus organischen Substanzen dient dabei als Nahrung der Bakterien, Sulfate werden durch diese zu H_2S reduziert. Bikarbonate werden auch Hydrogencarbonate genannt.

Mit der Zunahme der Austauschmöglichkeiten mit den Ionen des Gesteins bei geringer Bewegung im Porensystem und tieferer Versenkung wird bevorzugt Na gegen Ca und gegen Mg ausgetauscht, dabei steigt die Salzkonzentration bis zur Sättigung. Dieser Vorgang bewirkt, daß sich die Wässer bei nahezu stagnierenden Verhältnissen mit Kalzium und Magnesium anreichern, $r\text{Na}/r\text{Cl}$ wird ungefähr 0,5 und weniger. Sulfat ist in diesen Wässern fast nicht mehr anzutreffen. Organische Verbindungen werden zersetzt und liefern CO_2 , NH_3 und H_2S . Ein interessantes Beispiel sind die Thermen von Niland (Kalifornien) mit folgenden

Masseprozenten des Salzgehaltes: Ca 3,4%; Na 7%; K 2,4%; Cl 20%; Fe 0,4%. Zahlreiche Thermen liefern weitere Beispiele.

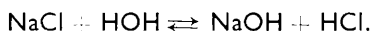
Zusätzlich zu den Hauptkomponenten enthalten die Tiefenwässer noch vielfach Br, J und eine ganze Liste anderer Elemente in sehr kleinen Mengen. Wegen der hohen Temperatur wird die Lösungsfähigkeit erhöht, das trifft besonders für SiO_2 und Schwermetalle zu, oft haben die Thermalwässer sauren Charakter. Die CO_2 -Bildung aus Karbonaten ab 200°C wächst stark mit der Temperatur. Das befördert auch die Lösung der Kieselsäure z.B. aus Feldspäten:



(Das ist eine schematische Gleichung, SiO_2 existiert als Lösungskomponente nicht in der Natur, sondern Si kommt vor als H_4SiO_4 ; auch die folgenden Gleichungen sind als Modelle zu verstehen.) Auch alkalische Metalle gehen in Lösung. H_2S entsteht bei hohen Temperaturen aus der Sulfidzersetzung, z.B.



Ebenfalls bei hohen Temperaturen (über 500°C) entsteht aus der Zersetzung von Kochsalz Salzsäure:



Ähnlich entsteht auch Fluorwasserstoff. Diese Reaktionen sind verantwortlich für den sauren Charakter mancher Thermen und die Lösung von Metallen.

Auch die Atomenergie profitiert vom geothermischen Dampf. Die Kommission für Atomenergie Großbritanniens und die Regierung von Neuseeland haben eine Aktiengesellschaft für die Gewinnung von schwerem Wasser aus neuseeländischem Naturdampf gegründet. Eine Gewinnungsanlage mit zugehörigem Verarbeitungsbetrieb wurde bereits gebaut.

Die Gaskomponenten der Thermen sind hauptsächlich CO_2 und H_2S sowie die bereits genannten Komponenten. Dazu kommen noch einige Dämpfe. In den Ablagerungen des Trockendampfes von Larderello wie auch von Geysiren in Kalifornien findet sich Quecksilber, das bis zur Abbauwürdigkeit angereichert sein kann (The Geysers). In den Thermen von Niland (am Salton Sea, Kalifornien) finden sich anomal hohe Gehalte von Cu und Ag als Ablagerungen.

Verwendung der Erdwärme

Heiße Quellen werden seit Jahrtausenden von der Menschheit genutzt. Besonders waren es aber die Römer, die mit Leidenschaft heiße Bäder genossen, ja die daraus einen regelrechten Kult machten. Soweit das Römische Reich reichte, sind die Reste der Bäderkultur noch heute zu sehen, viele dieser Stätten entwickelten sich zu einflußreichen Städten, die noch heute bestehen. Wenn wir einmal von der Gegend von Neapel mit ihren vielen Zeugnissen absehen, so verdanken Aachen, Baden-Baden, Baden bei Wien, Badenweiler, Ems, Sofia, Teplice, Vichy, Wiesbaden und manche andere ihre Gründung bzw. Entwicklung den heißen Quellen. So wurde Aachen als Aquae Grani (Aquae $\triangleq$ Bad, Granus $\triangleq$ keltischer Heilgott) zwischen 89 und 120 gegründet, der Name bezeichnet also unmittelbar das heilkräftige Wasser. Es findet sich auch im Namen von Aurelia Aquensis (heute Baden-Baden), Aquae Mattiacae (Wiesbaden). Das heutige Budapest wurde nach der römischen Eroberung unter Septimus Severus (193–211) zu Aquincum, entwickelte sich prächtig und ist mit seinen etwa 50 Thermen auch heute die größte Bäderstadt der Erde. Sofia ist das unter Trajan (98–117) bei den Thermen gegründete Serdica. Auch das heutige Teplice ist seit frühgeschichtlicher Zeit als Badeort bekannt. Aus jüngerer Zeit stammen so weltberühmte Badeorte wie Karlovy Vary (Karlsbad), Piešťany (Pistyan), Badgastein, Nauheim, wenn wir uns auf Mitteleuropa beschränken. Und wenn wir einen Blick über Europa hinauswerfen, dann ist vermutlich auch Tbilissi in Georgien, was ja übersetzt Warmbad heißt, um Thermen herum entstanden. Wenn auch nicht weltbekannt, so doch für die engere Heimat wichtig sind Warmbad-Wolkenstein und Wiesenbad im Erzgebirge. Die Temperatur der austretenden Heilwässer an den oben genannten Orten liegt zwischen 25 und 75 °C, die wärmsten (102 °C) finden sich in Saparewa Banja (Bulgarien), in Aachen, Budapest, Karlovy Vary, Baden-Baden, Wiesbaden. Aus der Neuzeit stammt die Nutzung heißer Wässer und Dampf für die *Heizung und Gewinnung elektrischer Energie*. Sie ging von den vulkanischen Gebieten in Italien, Neuseeland und Island aus. Island ist ein Eldorado der Vulkanologen, und isländische Namen wie Geysir sind in die Sprache der Wissenschaft eingegangen. Seine Hauptstadt Reykjavik (Rauchbucht) ist ja nach den dampfenden Quellen benannt. Die Insel ist ein windumraustes, rau-

hes Land fast ohne fossile Energiequellen, mit ganz wenig Holz, aber mit einer großen Zahl heißer Quellen, die heute 100% der Haushalte von Reykjavik und Umgebung (rund 100000 Einwohner) höchst umweltfreundlich beheizen und mit Warmwasser versorgen. Schon 1930 wurde das erste Fernheizwerk gebaut. Dazu kommen 80 Schwimmbecken, 95000 m² beheizte Kulturen unter Glas, die sogar die Zucht von Bananen zulassen, und das in einem Land, in dem im Freien, von einigen Beerenarten abgesehen, keine Früchte wachsen.

Das eigentliche Fernheizsystem von Reykjavik beruht auf heißen Quellen mit Temperaturen von 87 °C und 145 °C, es erfordert 15 Mt Heißwasser je Jahr mit 115 °C. Nur die Bedarfsspitzen werden mit Ölheizung abgedeckt.

Auch Japan ist ein Land auf vulkanischem Boden. Ungefähr 200000 heiße Quellen gibt es im Lande, die insgesamt 1490 m³ Wasser je Minute liefern. Eine Touristensehenswürdigkeit ist z.B. das „Tal der tausend Dämpfe“ bei Hakone im Gebiet des Fuji. Seit alters werden sie genutzt für heiße Bäder, die heute in Japan wie bei den alten Römern höchst beliebt sind. In neuerer Zeit werden sie für die Heizung von Gewächshäusern, Wohn- und Arbeitsräumen, von Landstraßen und für die Zucht von Warmwasserfischen verwendet. Das erste elektrische Kraftwerk ging auf der Grundlage von Heißwasser 1966 in Betrieb, 1977 waren es bereits 5 und 2 im Bau. Sie liefern zwar nur 118 MW Energie, sind aber im Ausbau auf 1500 MW begriffen.

Pionier in der Gewinnung elektrischer Kraft aus Dampfquellen ist das schon mehrfach genannte Larderello in der Toscana (Italien). Es liefert jetzt 320 MW und ist aus kleinen Anfängen von 1906 an in Betrieb. Das Werk nutzt Trockendampf. In seiner Nachfolge sind in der Toscana noch weitere Kraftwerke gebaut worden, das größte davon ist Castel Nuovo. In den Phlegräischen Feldern und auf Ischia wird Sattedampf genutzt.

Weitere Kraftwerke auf Trockendampfbasis gibt es in The Geysers (Kalifornien) mit einer Kapazität von 522 MW und mit Erweiterungsfähigkeit auf 2000 MW (Abb. 25). Hier wurde das erste Werk bereits 1922 errichtet. Auch Salton Sea, ebenfalls in Kalifornien, erzeugt Strom seit 1927.

Sehr bekannt ist das Kraftwerk Wairakei auf Neuseeland mit 192 MW Leistung und im Ausbau auf 250 MW begriffen. Es beutet eine Sattedampflagerstätte aus und liefert 6% des neuseeländischen Strombedarfs; ein neues Werk ist in Broadland mit 150 MW im Bau, und weitere Projekte sind in Arbeit, z.B. das Kraftwerk Ngawha, 200 km nördlich von Auckland, mit 100 bis

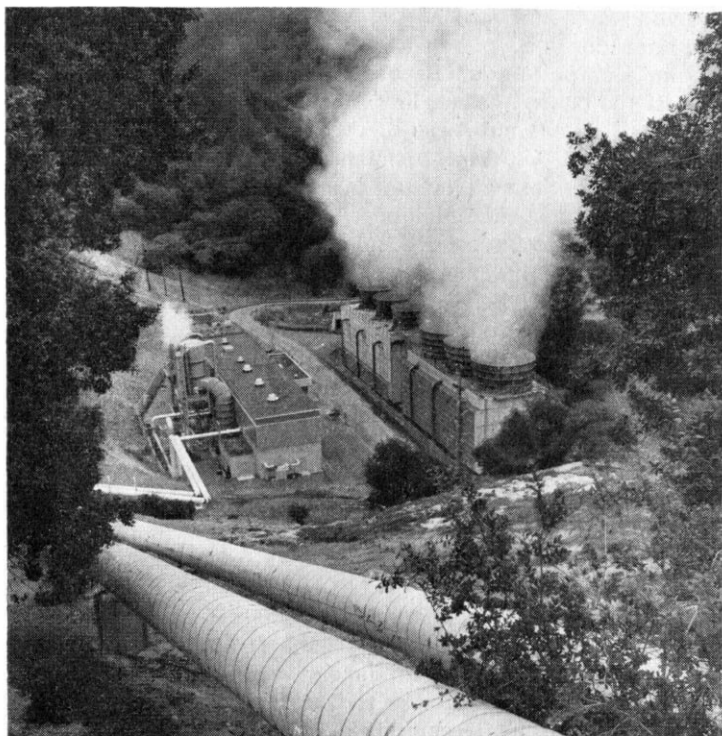


Abb. 25. Das geothermische Kraftwerk in The Geysers, Kalifornien

400 MW geplanter Leistung. Die hochthermischen Gebiete Neuseelands bringen 2000 MW für wenigstens 25 Jahre.

Aus neuerer Zeit, meist aus den siebziger Jahren, stammen das Heißwasserwerk Cerro Prieto auf Baja California in Mexiko (150 MW), in Betrieb ab 1973 und im Ausbau auf 800 MW, ferner Werke auf den Philippinen (3 Werke, 168 MW), in Japan, bei Peking, in Taiwan, auf den Aleuten, in Nicaragua, auf Hawaii, in Indonesien. In der UdSSR gibt es vulkanische Gebiete mit geothermischen Lagerstätten auf Kamtschatka und auf den Kurilen. Auf Kamtschatka ist bereits das Kraftwerk Paushetka (5 MW) in Betrieb. Hier werden mit Thermalwasser auch Gewächshäuser beheizt, die jährlich 1200 t Gemüse erzeugen, dazu Wohnhäuser und öffentliche Gebäude. In Georgien wurden im letzten Jahrzehnt etwa 40 Mill. m³ Heißwasser gefördert und genutzt, was 1 Mill. t Brennstoff einzusparen erlaubte. Auch die Lagerstätten

der vulkanischen Zone des Kaukasus und seines Vorlandes werden für Bäder und Heizwärme genutzt, das gleiche gilt für Quellen im Gebiet Kul'dur (Gebiet Chabarowsk), bei Taschkent, Tbilissi und Machatschkala. Im Gebiet des Baikals gibt es 60 Gruppen von Thermen mit Ausfluß von 80000 m³ täglich, bei Temperaturen bis 85 °C. Weitere warme Quellen begleiten die Gebirgszüge Mittelasiens und werden teilweise genutzt. Eine Verwendung für Heilbäder finden auch die heißen Wässer unter dem ewigen Frostboden, z.B. im Gebiet des Kurortes Talaja im Gebiet Magadan, die mit 90 bis 100 °C austreten.

Die Ausnutzung geothermischer Energie hat einige beachtenswerte Besonderheiten. Die geothermischen Fluide sind keine Rohstoffe, die einen längeren Transport zulassen, sie müssen also möglichst an Ort und Stelle verwendet werden. Das macht bei hochthermischen Lagerstätten, die ja eine sehr lokale Erscheinung sind, die Umwandlung in elektrische Energie an Ort und Stelle notwendig. In dieser Beziehung ist die geothermische Energie in ausgedehnten Aquiferen günstiger. Im Bereich ihres Vorkommens können sie an vielen Orten angezapft werden; es ist dann möglich, die heißen Wässer am Ort der Nutzung zu fördern.

In den bisher betriebenen geothermischen Kraftwerken waren Anlage- und Betriebskosten niedriger als für andere Systeme. Es gibt eine Reihe von Rechnungen, die nachweisen, daß geothermische Energie billiger ist als Wasserkraft oder Energie aus fossilen Brennstoffen, und mit der Verteuerung der fossilen Brennstoffe wird das Ergebnis noch besser werden. Es hat aber keinen Zweck, irgendwelche Zahlen anzugeben. Die Verhältnisse in den Lagerstätten, das Temperaturniveau, die Entfernung zum Verbraucher, die Größe der Anlage und noch einige andere Faktoren sind so variabel, daß eine zutreffende Rechnung nur für den Einzelfall angestellt werden kann. Erfahrungswerte ergeben, daß für die Erzeugung von 1 kWh etwa 8 kg Dampf von 250 °C benötigt werden. Der Dampfverbrauch steigt schnell an, wenn die Dampftemperatur sinkt, bei 200 °C beträgt er schon mehr als das Doppelte. Bei den angenommenen 250 °C braucht man bei einem Kraftwerkwirkungsgrad von 80% rund 10 kg Dampf/kWh, für ein Kraftwerk mit 100 MW installierter Leistung somit 1000 t Dampf/h, bei einer mittleren Sondenleistung von 25 t/h braucht man also 40 Sonden. Dazu kommen noch die Injektionssonden für Abwasser. Die Investitionskosten hängen also stark von den Bohrkosten und von der Sondenleistung ab, diese Posten bestimmen weitgehend die Wirtschaftlichkeit.

Methoden der Energiegewinnung

Bekanntermaßen kann mechanische Energie in einer Maschine erzeugt werden, die eine Energieumwandlung durch Temperaturgefälle ermöglicht. Die obere Temperaturgrenze bestimmt den thermodynamischen Effekt der Maschine. Nach dem Carnot'schen Prinzip ist der thermische Wirkungsgrad einer idealen Maschine

$$\eta = \frac{T_1 - T_2}{T_1} \cdot 100 [\%] \quad \text{oder} \quad \eta = 1 - \frac{T_2}{T_1} \cdot 100 [\%].$$

Dabei sind T_1 und T_2 die obere und die untere Temperaturgrenze (in K) der Maschine. Daraus ergibt sich, daß der Prozeß um so günstiger verläuft, je höher die Temperatur der zugeführten und je niedriger diejenige der abgeführten Wärme ist. Das gilt auch für den Betrieb von Turbinen, bei denen die kinetische Energie des Dampfes in Arbeit umgewandelt wird, der Dampfdruck ist ja eine Funktion der Temperatur. Danach sind die Lagerstätten mit hohen Temperaturen energetisch die wertvollsten.

Eine Energieumwandlung ist nur möglich aus der Differenz der Wärmehalte $Q_1 - Q_2$ eines Körpers bei den entsprechenden Temperaturniveaus T_1 und T_2 . Diese Differenz muß also möglichst groß sein. Bei den geothermischen Lagerstätten ist das obere Niveau T_1 festgelegt; es ist die Aufgabe der Technik, das Niveau T_2 möglichst niedrig zu legen. Da das natürliche und ökonomisch verfügbare Kühlmittel Wasser aus Flüssen und Seen stammt, setzt die mittlere Jahrestemperatur ungefähr die untere Grenze fest.

Die Wärme hochthormaler Quellen kann im einstufigen oder zweistufigen Verfahren genutzt werden. Im *einstufigen Verfahren* durchläuft der abgetrennte Dampf den offenen Kreis Quelle – Turbine – Kondensator – Abwasserleitung. Besser ist in vielen Fällen das *zweistufige System*. Das Thermalwasser – Dampf gibt seine Wärme im Wärmeaustauscher an ein geschlossenes System ab und geht dann in die Abwasserbehandlung. Das geschlossene System besteht aus dem Kreislauf Wärmeaustauscher – Turbine – Kondensator – Wärmeaustauscher. Ein Beispiel dieser Art zeigt Abb. 26. Das aus der Sonde kommende Wasser-Dampf-Gemisch

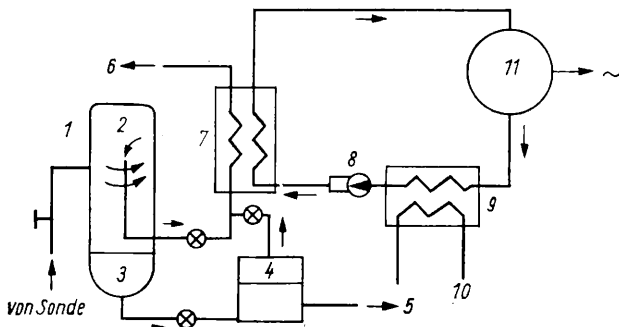


Abb. 26. Prinzipskizze eines geothermischen Kraftwerkes.

1 Separator; 2 Dampfzyklon; 3 Heißwasser; 4 Nachverdampfer; 5, 6 zur Abwärmeverwertung; 7 Wärmeaustauscher; 8 Kondensatpumpe; 9 Kondensator; 10 Kühlwassersystem; 11 Turbine + Generator

tritt in den Separator, wo Dampf und Heißwasser getrennt werden. Das abgezogene Heißwasser mit einer Temperatur über 100°C wird in einen Nachverdampfer geführt mit geringerem Druck, der gesammelte Dampf geht in einen Wärmeaustauscher und kondensiert. Der Weg über den Wärmeaustauscher ist unerlässlich bei sauren, aggressiven Wässern und Dämpfen. Hier gibt der Dampf seine Wärme an ein im geschlossenen Kreis fließendes Medium ab, das verdampft und die Turbine antreibt, die die kinetische Energie des Dampfes in elektrische Energie wandelt. Nachgeschaltet ist der Kondensator, und eine Kondensatpumpe befördert das Kondensat wieder in den Wärmeaustauscher zur Wiederverdampfung. Der Wärmeaustauscher ist eine Verlustquelle, es sinken Temperatur und Druck, deshalb ist die bessere Gestaltung dieser Apparate eine wichtige Forschungsaufgabe. Ein solches zweistufiges System hat aber den großen Vorteil, daß auch Thermalwässer mit Temperaturen unter 100°C für den Turbinenbetrieb verwendet werden können, wenn im sekundären Kreislauf ein leichtverdampfliches Medium wie Freon mit einem Siedepunkt von 70°C und einem Kondensationspunkt von 28°C umläuft. In diesem Falle strömt das heiße Wasser direkt in den Wärmeaustauscher, ein Separator ist dann nicht nötig. Der Freondampf kann in Niederdruckturbinen sogar noch günstiger als Wasserdampf verwendet werden.

Neben Freon können auch andere niedrigsiedende Flüssigkeiten genutzt werden, z.B. Chlorethyl mit einem Siedepunkt von $12,5^{\circ}\text{C}$. Es wurde erstmalig auf Ischia im Golf von Neapel erprobt und damit eine kleine Turbine betrieben.

Möglich ist auch die Verwendung von niedrigthermale Wasser zur Elektrizitätsgewinnung in einem direkten, einstufigen System. Man leitet Wasser von 80 bis 90 °C in einen Niederdruckverdampfer, wo z.B. Dampf von 60 °C und 0,02 MPa ($\approx 0,2$ at) entsteht, der der Niederdruckturbine zugeleitet wird. Er passiert dann den Kondensator mit einem Druck von etwa 0,004 MPa ($\approx 0,04$ at). Natürlich ist ein solches System nicht sehr effektiv.

Wichtig ist für alle Systeme eine automatische Druckregelung, denn eine Sonde arbeitet nicht immer mit konstantem Druck. Aus Quellen von noch geringerer Temperatur (< 40 °C) ist Energiegewinnung mittels der *Wärmepumpe* möglich; sie ist aber auch wichtig, um z.B. für Heizzwecke das geförderte Wasser auf ein höheres Temperaturniveau zu heben. Diese Möglichkeit erweitert die Energieressourcen der Erde außerordentlich bis zur praktischen Unausschöpfbarkeit im Sinne der heutigen ökonomischen Vorstellungen, denn wenn wir tiefere Erdzonen einschließen, ist ja die Unausschöpfbarkeit für alle Anwendungssysteme gegeben. Die von der Wärmepumpe gelieferte Energie ist geeignet für Heizung, Kühlhäuser, Gartenbau, Fischzucht, die Beheizung von biochemischen Anlagen zur Erzeugung von Methan aus Klärschlämmen mittels Methanbakterien bei 50 °C und andere wärmebedürftige Prozesse. Für die Kälteerzeugung werden *Absorptionsmaschinen* verwendet, deren Prinzip aus den Haushaltskühlschränken bekannt ist. Es beruht auf dem physikalischen Gesetz, nach dem die Absorptionsfähigkeit verschiedener Stoffe für Gase, z.B. NH_3 , mit steigender Temperatur stark abnimmt, diese Stoffe bei Zimmertemperatur aber Gas begierig aufsaugen. Damit läßt sich ein Zyklus aufbauen, bestehend aus Absorption, Erhitzung, Gasabgabe und Gasexpansion mit Kühlwirkung. Umgekehrt gelingt es mit Absorptionsmaschinen auch, Wärme auf ein höheres Temperaturniveau zu heben, also eine Wärmepumpenwirkung zu erzielen, mit einer Effektivität von 30 bis 40%. Abb. 27 zeigt eine Absorptionspumpe als Beispiel. Sie besteht aus einem Ammoniakkreislauf 2–3–4–5, einem Heizwasserkreislauf 3–5–6 und dem Thermalwasserzulauf in 2 und 4. Mittels der Wärme des aus dem Boiler 1 kommenden Wassers verdampft im Austreiber 2 Ammoniak aus Lösung und geht in den Kondensator 3, wo es verflüssigt wird. Das flüssige Ammoniak fließt durch das Reduzierventil 8, entspannt sich und verdampft im Verdampfer 4 mit Druckerhöhung und Kompression des Ammoniakgases (physikochemischer Kompressor!). Der kühle Ammoniakdampf wird im Absorber bei niedrigem Druck

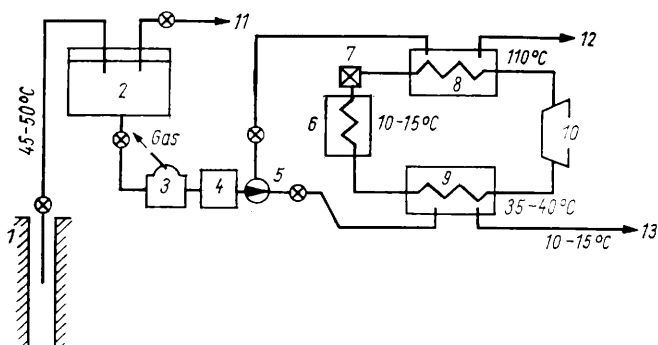


Abb. 28. Prinzip einer Wärmepumpe.

1 Sonde; 2 Sammel-tank; 3 Entgaser; 4 Wasserreinigung; 5 Pumpe; 6 Freon-Verdampfer; 7 Reduzierventil; 8 Freon-Kondensator; 9 Freon-Erhitzer; 10 Kompressor; 11 direkte Wasserverwendung; 12 Heizungsnetz; 13 Abwasserleitung

Andere mögliche Systeme bestehen aus Vakuumverdampfern und Kompressoren für die Verdichtung des erhaltenen Dampfes mit Temperaturerhöhung und Abgabe von Wärme an das Heizungsnetz. Bekanntermaßen verdampft Wasser auch bei geringerer Temperatur als 100 °C, wenn der Druck nur niedrig genug ist.

Eine noch weitgehend unbeachtete Wärmequelle sind die warmen Wässer, die bei der Erdölförderung anfallen. Die Einzelmengen sind zwar nicht spektakulär, aber sie fallen fast kostenlos an und sind für lokale Zwecke sehr wohl nutzbar. Rechnungen von Sucharew zeigen, daß z. B. im östlichen Vorkaukasus je Tag 600 m³ Wasser von rund 90 °C anfallen, im Jahr 550 000 m³ entsprechend einem Heizwert von 2200 t Steinkohle. In Dagestan bringen die Erdölsonden 70 000 m³ je Tag mit etwa 57 °C, in Baku sind es 450 m³/Tag mit 71 °C. Für die Lagerstätte Alt Grozny im Vorkaukasus hat man seit Beginn der Förderung einen Anfall von 230 Mill. t Wasser von 81 °C ermittelt, das entspricht im Heizwert über 2 Mill. t Steinkohle. Das Wasser ist zwar fast immer salzig, aber über Wärmeaustauscher ist es gut verwendbar. Leider fehlt noch weitgehend die Technologie, das Problem ist die große Variabilität der Verhältnisse, so daß Serienfertigung entfällt und jede Anlage einzeln konzipiert werden muß. Das erschwert die Nutzung sehr.

Die Erdöl erkundung hat häufig warme hydrodynamische Wässer erschlossen, die nur selten ausgenutzt wurden. Ausnahmen sind

das Bad Hajduszoboslo in Ungarn und Bad Wiesee in Oberbayern, die der Kohlenwasserstofferkundung ihre Entstehung verdanken.

Geologische Wirkungen der Erdwärme

Die riesigen in der Erde gespeicherten Energiemengen müssen einen großen Einfluß auf die geologische Entwicklung unseres Planeten haben, auf die Konzentration und Umwandlung seiner Stoffe und den Bau und die Struktur der Erdkruste. Dem Menschen am augenfälligsten ist der Vulkanismus, der schon behandelt wurde.

Die Vulkane werden aus wenig tiefen und erschöpflichen Magmakammern in der Erdkruste gespeist. Das jahrhundertealte Problem ist, wie diese lokalen Magmaansammlungen dahin kamen. Daß sie aus Verbrennung von Steinkohlen oder chemischer Zersetzung von Schwefelkiesen die nötige Wärme bezogen, wie man lange glaubte, erschien schon Alexander von Humboldt unwahrscheinlich, und er legte die Ursachen in große und heiße Erdtiefen. Wir können heute mit Sicherheit sagen, daß die Magmen aus großer Tiefe, aus Zonen unter der Erdkruste kommen. Dort finden sich Gesteine im geschmolzenen Zustand, aber die Schmelzen haben wegen des dort herrschenden Druckes eine so hohe Viskosität (mehr als 13 Poise oder $1,3 \text{ Pa} \cdot \text{s}$), daß sie für die seismischen Wellen wie feste Körper erscheinen. Tritt jedoch Druckentlastung ein, dann vermindert sich die Viskosität, eingeschlossene Gase werden frei, was zur Mobilisierung mit Dichteabnahme der magmatischen Masse führt; sie ist nun fähig, in druckentlasteten Zonen aufzusteigen und magmatische Tiefenkörper, vulkanische Gesteinsgänge und auch langlebige Magmaherde in der oberen Kruste mit vulkanischen Eruptionen zu bilden.

Das Problem ist nunmehr zurückgeführt auf den Mechanismus, wie sich solche Entlastungszonen bilden. Eine gute Erklärung gibt die Plattentektonik, die ihre Grundlage in der Kontinent-Verschiebungs-Hypothese des Geophysikers und bekannten

Grönlandforschers Alfred Wegener hat. Er hat bereits im Jahre 1912 seine Hypothese entwickelt, sie fand viele Anhänger und hat wie kaum eine andere anregend auf die Geologie gewirkt, ja sogar eine Wende im geologischen Denken bewirkt. Aber weil der von Wegener vorgeschlagene Antriebsmechanismus für die Bewegung der kontinentalen Großschollen, die Polfluchtkraft, bei genauer Nachprüfung als nicht ausreichend erkannt wurde, wurde die Hypothese von vielen Geologen wieder beiseite gelegt. Dabei gab es schon frühzeitig Vorstellungen über andere Antriebsmöglichkeiten, z. B. von O. Ampferer und R. Schwiner, die Konvektionsströmungen im magmatischen Material, also möglicherweise im Mantel annahmen. Sie verwiesen auf die beträchtlichen lateralen Temperaturdifferenzen unter der Erdkruste wegen ungleichmäßiger Verteilung der Wärmequellen. Joly hat das durchgerechnet und den Mechanismus für ausreichend befunden, ganze Kontinente zu verschieben, und schließlich hat 1928, zwei Jahre vor Wegeners Tod in Grönland, Holmes mit einem Modell der radioaktiven Wärmeerzeugung die vertikale Geschwindigkeit magmatischer Konvektionsströme zu maximal 5 cm/Jahr errechnet. Die Basis bietet die unterschiedliche radioaktive Erwärmung im Mantel unter Kontinenten und Ozeanen, die an der Grenze zum oberen Mantel viele hundert Kelvin betragen kann (Abb. 29).

Es hat noch zwei Jahrzehnte gedauert, bis alle Vorstellungen und Beobachtungen synthetisiert waren und die Plattentektonik geboren wurde. Nach dieser Hypothese besteht die Erde aus einem Mosaik großer beweglicher Schollen auf einem zähflüssigen Untergrund, die auseinanderdriften und auch zusammen-

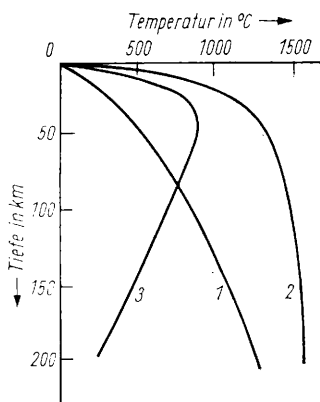


Abb. 29. Temperaturverlauf in der Tiefe im europäischen Teil der UdSSR.

1 unter Schilden; 2 unter Geosynklinalen. Kurve 3 gibt die Temperaturdifferenz zwischen 1 und 2 in Abhängigkeit von der Tiefe an (nach Kutas u. a., 1979 in [41])

stoßen, dabei Gebirge aufstauend, und die sich auch an den Rändern untereinander schieben können. Interessant für unser Problem sind die auseinanderdriftenden Schollen, denn hier sind die gezerzten und druckentlasteten Zonen, in denen heiße magmatische Konvektionsströme aus dem Mantel aufsteigen und die Schollen weiter auseinander treiben können. Sie äußern sich als lange Bänder mit vulkanischer Aktivität. Dazu gehören die Mittelozeanischen Rücken, das sind hohe, ziemlich schmale Gebirgszüge unter rund 2000 m Wasserbedeckung, nur selten ragen einige Spitzen als Inseln über die Wasseroberfläche. Sie haben zentrale Längsgräben mit starken Lavaergüssen. Auf dem Mittelatlantischen Rücken liegt z.B. die Vulkaninsel Island. Der genannte Rücken ist durch O-W-streichende Querverwerfungen in Abschnitte gegliedert. Eine ähnliche Gliederung zeigt auch der Pazifische Rücken, ebenfalls ausgestattet mit zahlreichen untermeerischen Vulkanen (sog. Guyots).

Ausgeprägte Schollenränder liegen längs der Westküste von Süd- und Nordamerika, andere durchschneiden in O-W-Richtung das Mittelmeer und setzen sich weiter nach Osten fort; sie ziehen sich auch in großen Bögen von Kamtschatka bis nach Neuseeland. 50% der vulkanischen Förderung kommt aus dieser Zone. Alle Schollenränder sind mit Vulkanen besetzt, und riesige Lavaflüsse decken große Land- und Seegebiete. Die aufsteigenden Konvektionsströme bewirken Hebungen, die absteigenden Massenentzug und Senkungen, tangentialer Schub Faltungen.

Auch die Plattentektonik ist ein Modell, aber eins, das heute als das wahrscheinlichste unter vielen anderen angesehen wird. Eine Stütze sind die hohen Wärmestromdichten über den Orten der angenommenen Konvektionsströme. So findet sich über dem Mittelatlantischen Rücken ein Wärme fluß bis 220 mW/m^2 (im Mittel 76 mW/m^2) in einem Streifen von nur wenigen hundert Kilometern Breite, abseits des Rückens findet man ganz normale Werte um 50 mW/m^2 . Durch geophysikalische Messungen und Bohrungen ist ferner bekannt, daß sich z.B. beiderseits des Mittelgrabens des Mittelatlantischen Rückens dachziegelartig Lavaströme übereinanderschieben, die eine langdauernde vulkanische Tätigkeit anzeigen.

Wenn die Vorstellungen richtig sind, dann ist die innere Wärme der Erde verantwortlich für die Gestalt der Erdoberfläche, auch wenn außerterrestrische Kräfte an der Instabilität der Erdkugel mitwirken mögen. Das schwierigste Problem ist dabei das der Gebirgsbildung. Eine große Zahl von Hypothesen hat eine Er-

klärung versucht. Nachdem die früher weit verbreitete Ansicht, die Gebirge seien sozusagen die Runzeln, die bei der Abkühlung und Schrumpfung der Erde entstehen, als stark widersprüchlich zu den Beobachtungen und den physikalischen Gesetzen erkannt wurde, muß eine neue Lösung gefunden werden. Diese Hypothese erklärt nicht die auffällige Zusammenziehung dieser Runzeln auf schmale Gürtel der Erdoberfläche, die unter diesen Bedingungen nur verständlich wären, wenn die Kruste über lange Zeit Spannungen speichern könnte. Dann wäre auch verständlich, daß die Gebirgsbildung episodisch abläuft. Aber die Gesteinsfestigkeit der Kruste läßt eine solche Spannungsspeicherung überhaupt nicht zu. Es ist außerdem zweifelhaft geworden, ob überhaupt eine Kontraktion stattfindet. Aber auch Hypothesen, die mit einer Ausdehnung der Erde rechnen, haben starke Erklärungsschwierigkeiten.

So bleiben auch hier wieder als wahrscheinlichste Vorstellungen diejenigen, die sich auf den Mobilismus der Erdschollen gründen und auf eine starke Mitwirkung der Erdwärme als eigentlichem Motor für die Veränderung der Krustenstrukturen, wobei, wie erwähnt, außerterrestrische Einflüsse nicht ausgeschlossen sind.

Der Vulkanismus ist der augenfälligste Ausdruck der geologischen Wirksamkeit der Erdwärme. Er ist dem Menschen nicht ganz ungefährlich; seit den ersten geschichtlichen Aufzeichnungen, also seit rund 2000 Jahren, hat er etwa 150 000 Menschen vernichtet, eine gewiß große Zahl, aber klein im Verhältnis zu den unzähligen Toten, die die Ausbrüche menschlicher Unvernunft zu verantworten haben. Es ist anzunehmen, daß manche der lokalen Magmakammern durch heiße Gase aus der Tiefe am Schmelzen gehalten werden.

Der Vulkanismus ist aber auch die Ursache für die Konzentration nutzbarer Minerale in der Erdkruste. Die aufsteigenden Magmen differenzieren sich, wobei die Nutzminerale in den verschiedenen Differentiaten spezifisch angereichert werden, z.B. Chrom, Platin, Titan, Nickel in den schweren, tiefen und basischen intrusiven Magmateilen, Blei, Zink, Zinn u.a. in den höheren, späteren und sauren Graniten und Granodioriten. Vom Magma abgegebene dampfförmige Differentiate führen Zinn, Wolfram, Molybdän, Kupfer und lagern die Erze in Spalten als Erzgänge ab, andere Erzgänge sind Ablagerungen heißer Lösungen aus dem Magma mit Kupfer, Blei, Zink, Silber, Gold, Uran, Antimon, Quecksilber u.a.

Auch die Entstehung unserer Energierohstoffe Kohle, Erdöl und

Erdgas ist ein Resultat der Erdwärme. Die Inkohlung der organischen pflanzlichen Substanz, die Bildung der Kohlenwasserstoffe aus den verschiedensten organischen Stoffen ist ohne Erhitzung unmöglich.

Eine weitere Wirkung der Erdwärme ist die Metamorphose der Gesteine in der Erdkruste. Die aus der Verwitterung primärer Gesteine entstandenen Sedimente werden durch diesen Vorgang wieder in kristalline Gesteine umgewandelt. Solche metamorphen Gesteine sind Glimmerschiefer und Phyllite (aus Tongesteinen), Quarzite (aus Sandsteinen), Marmore (aus Kalksteinen). Weil auch der Verwitterungsvorgang mit Konzentration von Nutzmineralen verbunden sein kann, z.B. mit der Anreicherung von Eisen, bringt auch die Metamorphose Lagerstätten nutzbarer Stoffe hervor. Viele der großen Eisenlagerstätten gehören dazu.

Es ist fernerhin anzunehmen, daß auch die Erdbeben, die ja durch die Bewegungen großer Blöcke gegeneinander entstehen, in Beziehung zur Erdwärme stehen. Wenn wir z.B. bedenken, daß zwischen Schollen verschiedener geologischer Struktur in größerer Tiefe laterale Temperaturdifferenzen von mehr als 1000 K auftreten können, dann wundert es uns nicht, wenn durch solche Unterschiede starke Spannungen entstehen können, die sich als Erdbeben lösen. Ein Beispiel aus Europa: Unter den Osteuropäischen Schilden haben wir an der Untergrenze der Kruste (50 km) etwa 400 °C, unter dem Rheintalgraben oder dem Pannonischen Becken (25 km) aber bereits rund 1000 °C. Wegen der großen Entfernungen entstehen daraus keine Erdbeben. Es gibt aber solche Unterschiede auf der Erde auf ziemlich kurze Entfernung. Im Bereiche des Mantels können noch größere Temperaturdifferenzen auftreten, die beträchtliche Spannungen erzeugen können.

Erdwärme als geologisches Erkundungshilfsmittel

Es gibt eine Reihe von Reaktionen in der Erde, die mit Wärmeabgabe verbunden, also exotherm sind und im Zusammenhang mit nutzbaren Lagerstätten stehen. Solche Prozesse sind z. B. die Zersetzung sulfidischer Minerale (z. B. Schwefelkies, Kupferkies), der Zerfall radioaktiver Stoffe (Uranerze) und allgemein Oxydationsreaktionen. Wärmeanomalien entstehen auch in der Umgebung von Verwerfungen, auf denen warme Wässer aus der Tiefe aufsteigen, in den Kuppen von Antiklinalen (aufgewölbten Schichten), die von dynamischen Wässern aus größeren Tiefen durchflossen werden, über Salzstöcken mit ihrer hohen Wärmeleitfähigkeit, über tiefen oder wenig tiefen Magmakörpern mit Restwärme und im Bereich von Thermalquellen. Die Oxydation kann in alten Grubenbauen so stark erhöht sein, daß man sie mit Wärmemessungen nachweisen kann. Oxydationsvorgänge in Erzkörpern sind jedoch als Wärmeanomalien nur erkennbar, wenn die Erze in wenigen Zehnern Metern Tiefe liegen. Das gilt für Sulfiderze. Konzentrationen von Uranerzen mit Gehalten $>0,1\%$ lassen sich ebenfalls bis zu Tiefen dieser Größenordnung nachweisen.

Schwierigkeiten machen bei Temperaturmessungen an der Oberfläche die Temperaturschwankungen wegen der Einstrahlung der Sonne, deren Tageszyklus bis etwa 75 cm Tiefe merkbar ist. Die jährlichen Schwankungen sind noch in Tiefen bis 15 m und mehr fühlbar. Weitere Störungen schaffen die Änderungen des Mikroklimas an der Erdoberfläche, verursacht durch kleinräumige morphologische Strukturen und Verschiedenheit der Vegetation; auch diese Schwankungen sind erst in einigen Metern Tiefe ausgeschaltet. In Oberflächennähe zirkulierende Grundwässer können jede Deutung illusorisch machen. Wenn es gelingt, diese Störungen nach Möglichkeit auszuschalten, dann sind z. B. die Lagerstätten von Uranerzen durch Temperaturmessungen auch noch bis in größere Tiefen nachzuweisen, als es durch Registrierung von Gammastrahlen möglich ist, weil ja die Gammastrahlen schon durch eine Gesteinsschicht von einigen Dezimetern Dicke absorbiert werden.

Die Auffindung von Verwerfungszonen (Abb. 30) ist für viele geologische Probleme sehr wichtig. Ihre Bedeutung für geother-

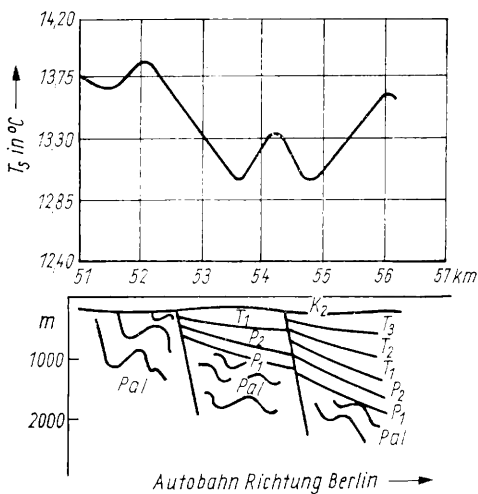


Abb. 30. Temperaturverlauf beim Überqueren von 2 Verwerfungen. Profil gemittelt und mit Tiefpfaß gefiltert (nach Oelsner, geologisches Profil unten nach Bein).

PaI Paläozoikum; P Perm; T Trias; K Kreide

mische Lagerstätten wurde bereits abgehandelt. Aber auch normales Trinkwasser ist in Gebieten mit kristallinen Gesteinen an Brüche und Klüfte gebunden, Erzgänge sind ja Ablagerungen in klaffenden Spalten in Verwerfungszonen. Zu erwähnen ist auch noch die große Bedeutung dieser geologischen Strukturen bei der Beurteilung des Baugrundes, insbesondere für Großbauten.

Die Bildung von Erdöl- und Erdgaslagerstätten geschieht normalerweise durch Mithilfe des in durchlässigen Schichten strömenden Wassers, das die aus anliegenden Tonsteinen, Mergeln und anderen Gesteinen mit organischem Inhalt ausgepreßten Öl- und Gaspartikel mitnimmt und in gewissen Schattenzonen der Strömung, z. B. den Scheiteln von Antiklinalen (s. Abb. 16), abgibt, wo sie sich zu Lagerstätten sammeln. Das hier fließende Wasser wird in tieferen Schichten erwärmt und transportiert seine Wärme in die Scheitel der Antiklinalen, die nun gegenüber der Umgebung eine positive Wärmeanomalie erhalten. Nicht alle Lagerstätten sind auf diese Weise gebildet, aber positive Anomalien zeigen auf jeden Fall ein dynamisches Wassersystem an, das zur Lagerstättenbildung geführt haben könnte.

Mit geringsten Störungen lassen sich Temperaturmessungen in kleinen Bohrungen von einigen Metern Tiefe ausführen. Das ist

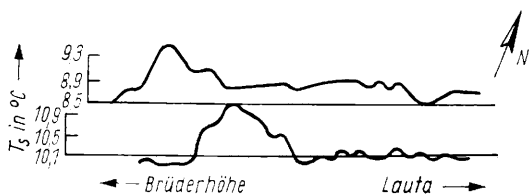


Abb. 31. Temperaturprofil beim Überqueren eines Sulfiderzganges im Kreis Marienberg (nach Oelsner)

jedoch umständlich und teuer. Eine einfachere Möglichkeit bieten Infrarotmessungen dicht über der Erdoberfläche. Durch die bereits allgemein verwendete Ultra- oder Infrarotfotografie ist bekannt geworden, daß die Erde als Wärmestrahler zu betrachten ist, die elektromagnetische Strahlung mit einer Wellenlänge größer als die des sichtbaren Lichtes, eben die sog. Ultrarotstrahlung, aussendet. Allerdings ist die Emissionsfähigkeit vom Material an der Erdoberfläche abhängig, was bei der Bestimmung der wahren Temperatur zu berücksichtigen ist. Es kommen dazu noch Störungen aus atmosphärischen Strahlungen, die durch Messungen in der Nacht weitgehend auszuschalten sind. Das ermöglicht auch, da es sich um Relativmessungen handelt, den starken Einfluß der täglichen Temperaturschwankungen zu minimieren.

Die in der DDR entwickelte Meßmethodik (Oelsner, 1976) benutzt einen Vakuumthermoempfänger, der an einem Kraftwagen aufgehängt ist und die Strahlungsschwankungen auf ein Magnetband registriert. Mittels eines Computerprogramms wird aus den gespeicherten Daten nach Ausschaltung von Störgrößen die Temperatur errechnet. Ein Beispiel zeigt Abb. 31.

Auch Temperaturmessungen aus Flugzeugen sind möglich, wenn hochempfindliche Fotodetektoren verwendet werden. Es ist allgemein bekannt, daß man damit auch durch Wolken und in finsterner Nacht fotografieren kann, d.h., man registriert die unterschiedliche Strahlungsintensität der verschiedenen Bodenobjekte (Bäume, Ackerflächen, Gewässer, Gebäude, Maschinen usw.). Auch damit kann man geologische Objekte ausmachen, die sich durch unterschiedliche Strahlung unterscheiden. Beispiele sind feuchte und trockene Gesteinsschichten, Lockerschichten und kristalline Gesteine, Verwerfungen, Quellhorizonte u.a.

Informationen über den Tiefenbau der Kontinente lassen sich auch bei verdeckten Strukturen aus den Karten der Wärme-

flußwerte gewinnen. Tiefreichende Bruchsysteme treten auch im Wärmeflußbild als positive Anomalien hervor. Ferner machen sich Strukturen mit aktivem hydrologischem System in oben beschriebener Weise auch im Wärmefluß bemerkbar, negative Anomalien finden sich über kristallinen Schichten und alten Tafeln. Eine genaue Analyse gibt dem Geologen manchen Aufschluß über tiefliegende Strukturen, was als wichtige Hilfe für die Deutung anderer geophysikalischer Meßwerte sehr willkommen ist. Alle diese Ergebnisse, meist aus jüngster Zeit, haben für die Deutung geologischer Zustände große Bedeutung, und die diesbezüglichen Forschungen finden weltweit steigendes Interesse, ganz abgesehen von dem großen auch ökonomischen Wert.

Abb. 5 zeigt eine Wärmeflußkarte von Mitteleuropa. Die rechte obere Ecke zeigt die niedrigen Werte der Osteuropäischen Tafel, rechts unten die sehr hohen des Pannonischen Beckens. Hohe positive Anomalien zeigt auch der tiefe Rheintalgraben, und auch der junge Alpenzug kommt mit relativ hohen Werten heraus.

Ausblick

Hat die Erdwärme eine Zukunft in der Energieversorgung? Die Antwort kann nur „Ja“ sein. Sie ist eine für menschliche Maßstäbe unerschöpfliche Quelle der Energie, sie ist äußerst umweltfreundlich, verbreitet weder Staub noch Abgase, auch wenn einige unerwünschte Stoffe gelegentlich mit gefördert werden, deren Beseitigung Schwierigkeiten machen kann, aber Schwierigkeiten, die in keinem Vergleich zu denen stehen, die bei der Verarbeitung von Kohle, Erdöl und Erdgas entstehen. Sie hat auch kein Sicherheitsrisiko, das bei der Kernenergie nicht auszuschalten ist. Ein Nachteil ist, daß die Energiedichte der meisten unter heutigen ökonomischen Verhältnissen vorkommenden geothermischen Medien nicht sehr hoch ist; das ist aber ein wirtschaftliches Problem, das sich bei der Verteuerung der fossilen Brennstoffe, die unaufhaltsam ist, von selbst lösen wird. Allerdings werden einige Energieanwendungsgebiete von der geothermischen Energie in naher Zukunft noch nicht direkt bedient werden können; das ist z. B. der Antrieb von Kraftwagen,

jedoch durch den Umweg über die elektrische Kraft gibt es auch hier Lösungsmöglichkeiten (Elektrolyse von Wasser zur Gewinnung von Wasserstoff).

Die Ausnutzung der Erdwärme steht erst am Anfang, bisher wurden zur Elektrizitätsgewinnung nur die Lagerstätten mit überhitztem oder Sattedampf ausgebeutet. Aber in ihnen liegt nicht die ganze Zukunft. Die Verwendung niederthermaler Wärme für die Heizung hat schon vor geraumer Zeit begonnen, sie wird auch für die Gewinnung von Elektrizität in nächster Zukunft eine Rolle spielen. Denn die hochthermischen Quellen heutiger Zeit können zwar große Energiemengen bergen, sind aber eine Ausnahmeerscheinung und auf engbegrenzte Zonen der Erde konzentriert. Die daraus gewonnene Energie in Form von Elektrizität ist nur schwer und auf Umwegen speicherbar. Kraftwerke sollten also möglichst nahe am Verbraucher liegen, wenn man nicht in Kontinente umspannende Ringleitungen einspeisen kann, die es zulassen, daß sich wegen der unterschiedlichen Zeitzonen der Verbrauch mehr oder weniger ausgleicht.

Die geothermischen Quellen gestatten die Anlage kleiner, auf den örtlichen Verbrauch abgestimmter Einheiten. Eine solche Strategie ist aber nur bei der Förderung der warmen Tiefenwässer möglich, die weitausgedehnte Speicherschichten mit guter Permeabilität füllen und mittels Tiefbohrungen erschlossen werden können. Wenn solche Wässer in artesischen Becken unter Überdruck am Bohrlochmund austreten, liefern sie zusätzlich hydraulische Energie und erfordern keine Zufuhr von Fremdenergie für die Wasserhebung. Im Randbecken vor dem Kaukasus treten z.B. am Bohrlochmund Überdrücke von mehr als dem Zehnfachen des Atmosphärendrucks auf. Solche artesischen Becken sind auf der Erde weit verbreitet. Der sowjetische Geologe Makarenko hat für die durchschnittlichen artesischen Becken der Sowjetunion angegeben, daß schon 2 bis 3 Tiefbohrungen mit hoher Förderrate ausreichen würden, eine Stadt mit 100000 Einwohnern zu beheizen. Für die Gebiete dieser artesischen Becken, die einen beträchtlichen Teil des Flächeninhalts der UdSSR ausmachen, fielen dann die Transporte für Energierohstoffe fort, ein nicht unbeträchtlicher Vorteil für abgelegene Gebiete.

Ein weiterer Vorteil dieser Art von Wärmequellen ist, daß mit dem Fortschritt der Technik und dem Bedarf an Energie immer tiefere und heißere Schichten angezapft werden können.

Während die kapitalistische Privatwirtschaft trotz staatlicher

Ermunterung noch mit Investitionen zögert, weil die herkömmlichen Rohstoffe auch noch in absehbarer Zukunft ein gesichertes Auskommen versprechen, sollte eine auf die fernere Zukunft ausgerichtete sozialistische Wirtschaft schon jetzt mit großzügiger Planung und Investitionen beginnen. Die Projektierung sollte sich vorerst weniger auf große Werke orientieren, sondern auf kleinere verbrauchernahe, die den Lagerstätten und dem spezifischen Bedarf angepaßt sind. Damit könnten auch die nötigen Erfahrungen gewonnen werden, die für den Bau größerer Anlagen notwendig sind.

Wenn man auch nicht erwarten kann, daß die geothermische Energie schon alle Energienöte beheben kann, so könnte sie doch vielerorts auch heute schon einen merkbaren Beitrag zur Energieversorgung liefern und das volkswirtschaftliche Wachstum fördern. Aber mit Nachdruck muß auf die Sammlung von Erfahrungen bei der Aufsuchung, Ausbeute und Nutzung geothermischer Lagerstätten hingewiesen werden, bei dem geringen Umfang der bisherigen Aktivitäten sind die Erfahrungen nur verhältnismäßig gering. Die Praxis lehrt, daß zur Aufholung dieses Rückstandes viele Jahre notwendig sind.

Auch die Ausrüstungen gehören zu diesem Erfahrungsschatz. Thermostabile Apparaturen für mehr als 200 °C gehören dazu, Bohrlochmeßgeräte, Sondenausrüstungen und Leitungen. Korrosionsbeständige Materialien sind bei den hohen Temperaturen und den oft aggressiven Thermalwässern unabdingbar und zu erproben; Stabilität unter diesen Bedingungen ist auch zu fordern für Isolationsmaterialien, Elastomere, elektronische Bauteile. Für die Nutzung niederthermaler Wässer ist die Verbesserung der Wärmepumpen und Wärmeaustauscher nötig, auch Niederdruckturbinen und dazugehörige Aggregate harren noch der Verbesserung.

Die Lösung aller dieser Aufgaben ist absehbar bzw. steht schon bevor. Trotzdem sind Aktivitäten sehr notwendig. Einige große Industriestaaten haben bereits entsprechende Entwicklungsprogramme gestartet, andere zögern noch.

Für die fernere Zukunft ist die Gewinnung hochthermischer Energie aus größeren Tiefen eine wichtige Aufgabe. Dafür die Voraussetzungen durch sehr effektive Bohrverfahren zu schaffen ist die Aufgabe von Wissenschaft und Technik.

Anhang

Geologische Zeittafel

Ära	System	Mill. Jahre
Känozoikum	Quartär	1,5
	Tertiär	66
Mesozoikum	Kreide	137
	Jura	195
	Trias	235
	Perm	285
	Karbon	350
Paläozoikum	Devon	405
	Silur	440
	Ordovizium	500
	Kambrium	570
Präkambrium	Proterozoikum	2000
	Archaikum	2800
	Katarchaikum	4500

Fachwörterklärungen

alpidische Gebirgsbildung: reicht etwa vom Jura bis Pleistozän (Quartär), Auffaltung der Alpen, Karpaten, Kaukasus, Himalaja u.a.

Aquifere: wasserleitende und -speichernde Gesteinsschichten

Artesische Becken: geologische Strukturen, die Aquifere enthalten, in denen das Wasser durch natürlichen Überdruck von den Rändern her gespannt ist und selbsttätig ausfließen kann

Basalt: vulkanisches Ergußgestein aus Plagioklas (Feldspat), Augit, Olivin, Eisenerz u.a.

Brekzie: Ablagerungsgestein aus eckigen Bruckstücken, verkittet durch toniges, kalkiges oder kieseliges Bindemittel

Cracking: thermische Spaltung großer organischer Moleküle, z. B. zur Gewinnung von Benzin aus schwerem Rohöl

Curiepunkt: Temperatur, oberhalb der bei magnetisierten Stoffen der Magnetismus verschwindet (z. B. bei Eisen 769 °C)

Differentiate: Ergebnis der Teilung von Magmen in Teilschmelzen durch chemische und gravitative Trennung

Diskordanz: ungleichsinnige Lagerung von Gesteinsschichten, verursacht durch tektonische oder Ablagerungsvorgänge (z. B. horizontale Sedimentschichten über gefalteten Schichten)

Dolerit: mittel- bis grobkörniger Basalt

Eklogit: metamorphes Gestein von hoher Dichte (3,4 bis 3,6), entstanden unter hohem Druck und hoher Temperatur (Erdmantel)

Fluide: strömungsfähige Substanzen wie Wasser, Öl, Solen, Gase usw.

Gabbro: grobkörniges Tiefengestein aus Plagioklas-Feldspat und Augit

Geosynklinale: tiefe Einmuldung der Erdkruste mit langer Absenkungstendenz und sehr mächtigen Sedimenten, vielfach Vorstufe der Gebirgsbildung

Glimmerschiefer: kristalliner Schiefer, hauptsächlich aus Quarz und Glimmer

Gneis: kristalliner Schiefer aus Feldspat, Quarz und Glimmer sowie anderen Mineralen

Granit: kristallines Tiefengestein aus Feldspat, Quarz und Glimmer

in situ: an Ort und Stelle in der Erde

intrusiv: ist eine Lagerung, die durch Eindringen vulkanischer Gesteine in ein vorhandenes Schichtsystem entstand

kristalline Schilde: Blöcke mit sehr alten Gesteinen an der Erdoberfläche und sehr langer Hebungstendenz

Longitudinalwellen: elastische Wellen, in denen die Teilchen in Richtung der Wellenfortpflanzung schwingen

Magnitude: logarithmisches Maß für Erdbebenenergie, journalistisch als „Richter-Skala“ bezeichnet

metamorphe Gesteine: Ablagerungsgesteine, die unter hohem Druck und hoher Temperatur (Metamorphose) einen kristallinen Zustand erreicht haben

meteorisch: aus der Atmosphäre stammend

Ölschiefer: stark bituminöse, feinkörnige Sedimente, die bei starker Erhitzung Öl und Gas abgeben

Phyllit: grünlicher, seidig glänzender kristalliner Schiefer aus Quarz und dem Glimmermineral Serizit, aus Tonschiefer entstanden

Porphyr: vulkanisches Ergußgestein mit großen Kristallen in feinkörniger Grundmasse

Präzession der Äquinoktien: Vorrücken der Tag- und Nachtgleichen auf der Ekliptik

Sattdampf: gesättigter Dampf

Sedimente: als Ablagerungen der Zerstörungsprodukte primärer Gesteine entstandene Gesteine (Sandstein, Ton, Mergel, Kalkstein)

Seigerung: Trennung von geschmolzenen Stoffen (z. B. Magmen) nach der Schwere

Sublimate: feste Ausscheidungen aus der dampfförmigen Phase

Tafel: ruhig gelagertes Stockwerk des sedimentären Deckgebirges über meist altem, gefaltetem und kristallinem Grundgebirge

tellurische Ströme: natürliche Erdströme

Totöllagerstätten: Lagerstätten von sehr schwerem Öl in Sanden und Sandsteinen, wegen völliger Entgasung unbeweglich und durch Sonden nicht gewinnbar (amerikanisch „tar sands“ genannt)

Transversalwellen: elastische Wellen, bei denen die Teilchen senkrecht zur Wellenfortpflanzung schwingen

Vorsenke oder Vortiefe: Außensenke am Rand von Faltengebirgen, in denen sich Abtragungsschutt der Gebirge sammelt

Verwerfung: Bruch der Erdkruste, an dem die Schoilen gegeneinander verschoben sind

Literatur

- [1] Ádám, A. (Hrsg.): Geoelectric and geothermal studies. (KAPG Geophysical Monograph). Budapest: Akad. Kiadó 1976.
- [2] Autorenkollektiv: Methoden und Ergebnisse geothermischer Untersuchungen. Freibg. Forsch.-H. Nr. C 238. Leipzig 1968.
- [3] Autorenkollektiv: Geotermiteskie issledovanija i izpol'zovanie tepla zemli. Moskau: Nauka 1966.
- [4] Ball, L., u.a.: The National Geothermal Exploration Technology Program. Geophysics, Tulsa 44 (1979) S. 1721–1737.
- [5] Bodvarsson, G.: Some considerations on the optimum production and use of geothermal energy. Jökull, Reykjavik 16 (1966) S. 199–206.

- [6] Čermak, V.; Hurtig, E.: The preliminary heat flow map of Europe and some of its tectonic and geophysical implications. In [42], S. 92–103.
- [7] Circumpacific Energy and Mineral Resources Conference, 30.7.–4.8. 1978. Referate AAPG Bull. 62 (1978) S. 1207–1241.
- [8] Corwin, R. F.; Hoover, D. B.: The self potential method in geothermal exploration. *Geophysics* 44 (1979) S. 226–245.
- [9] Delisle, G.; Kappelmeyer, O.; Haenel, R.: Prospects for geothermal energy for space heating in low enthalpy areas. Proc. 2. UN-Sympos. on the development and use of geothermal energy resources. San Francisco 1976, S. 2283–2289.
- [10] Dergunov, I. D.: Sovremennoe predstavlenie o termičeskom režime zemnoj kory. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geofiz.*, Moskau 1958, Nr. 1, S. 65–74.
- [11] Djakonov, D.: Geotermija v neftjannoi geologii. Moskau: Gostop-technisdat 1958.
- [12] Dmowska, R.; Hanyga, A.: Physics of high pressures and temperatures-geophysical application. *Gerl. Beitr. Geophys.* 83 (1974) S. 363–388.
- [13] Donaldson, I. G.: Temperature gradients in the upper layers of the earth crust due to convective water flow. *J. Geophys. Res.* 67 (1962) S. 3449f.
- [14] Douze, E. J.; Sorrells, G. G.: Geothermal ground noise surveys. *Geophysics* 37 (1972) S. 813–824.
- [15] Elder, J. W.: Magma traps. In [42], S. 3–14.
- [16] Elder, J. W.: Physical processes in geothermal areas. In [34], S. 211–237.
- [17] Goforth, T. T.; Douze, E. J.; Sorrells, G. G.: Seismic noise measurements in a geothermal area. *Geophys. Prosp. Den Haag* 20 (1972) S. 76–82.
- [18] Goguel, J.: La Géothermie. Paris: Ed. Doin 1975.
- [19] Gould, Th. L.: Vertical two phase flow in geothermal wells. *J. Petr. Techn.* (1974) H. 8, S. 833–842.
- [20] Haalck, H.: Gegenwärtige Probleme und Aufgaben der Physik des festen Erdkörpers. Berlin (West): Bornträger 1952.
- [21] Haenel, R.: Eine neue Methode zur Bestimmung der terrestrischen Wärmestromdichte in Binnenseen. *Z. Geophys.* 36 (1970) S. 725–742.
- [22] Haenel, R.: Heat flow measurements and first heat flow map of Germany. *Z. Geophys.* 37 (1971) S. 975–992.
- [23] Harthill, N.: A quadripole resistivity survey of the Imperial Valley, Calif. *Geophysics* 43 (1978) S. 1485–1500.
- [24] Hoover, D. B.; Long, C. L.; Senterfit, R. M.: Some results from audio-magnetotelluric investigations in geothermal areas. *Geophysics* 43 (1978) S. 1501–1514.
- [25] Hurtig, E.; Schlosser, P.: Untersuchung des terrestrischen Wärme-flusses in der DDR. *Gerl. Beitr. Geophys.* 84 (1975) S. 235–246.
- [26] Kappelmeyer, O.; Hänel, R.: Geothermics, with special reference to application. *Geoexplor. Monogr. Ser. Nr. 1, H. 4.* Berlin (West): Born-träger 1974.
- [27] Kappelmeyer, O.: Beiträge zur Erschließung von Thermalwässern und natürlichen Dampfvorkommen. *Geol. Jahrb.* 85 (1968) S. 783–808.
- [28] Keller, G. V., u. a.: The dipole mapping methods. *Geophysics* 40 (1975) S. 451–472.
- [29] Keller, G. V.: Drilling at the summit of Kilauea Volcano. *Geophysics* 40 (1975) S. 173.

- [30] Konferenz-Referate über geothermische Entwicklung: AAPG Bull. 61 (1977) H. 5; 62 (1978) H. 3; 62 (1978) H. 12; 63 (1979) H. 5; Geophysics 38 (1973) H. 1; 40 (1975) H. 1.
- [31] Kutas, R. I.; Lubimova, E. A.; Smirnow, Ya. B.: In [3], S. 104–108.
- [32] Lebedev, T. S.; Korniec, D. V.: Teplo zemli. Izd. Akad. Nauk Ukr. SSR, Kiev 1963.
- [33] Lee, T. Ch.; Cohen, L. H.: Onshore and offshore measurements of temperature gradients in the Salton Sea geotherm. area. Geophysics 44 (1979) S. 206–215.
- [34] Lee, H. K.: Terrestrial Heat Flow. Amer. Geophys. Union. Geophys. Monogr. Ser. Nr. 8, 1965.
- [35] Liaw, A. L.; McEvilly, T. V.: Microseisms in geothermal exploration in Gras Valley, Nevada. Geophysics 44 (1979) S. 1097.
- [36] Majer, E. L.; McEvilly, T. V.: Seismological investigations at the Geysers geothermal field. Geophysics 44 (1979) S. 246–269.
- [37] Martin, J. C.: Analysis of internal steam drive in geothermal reservoirs. J. Petrol. Techn. (1975) H. 12, S. 1493 ff.
- [38] Murr, K.: Geothermische Energie, ihre Erschließung und Nutzung. Naturwiss. Rundsch. 18 (1965) S. 62–64.
- [39] Neuhaus, A.: Über Phasen- und Materialzustände in den tieferen und tiefsten Erdzonen. Geol. Rundsch. 57 (1968) S. 992–1001.
- [40] Oelsner, Ch.: Infrarotoberflächengeothermie, eine neue effektive geophysikalische Erkundungsmethode. Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci. A 3 (1977) Nr. 103.
- [41] Rast, H.: Vulkane und Vulkanismus. Leipzig: Teubner-Verlag 1980.
- [42] Rybach, L.; Stegena, L. (Hrsg.): Geothermics and geothermal energy. Contributions to Current Research in Geophysics 7. Basel-Stuttgart: Verl. Birkhäuser 1979.
- [43] Telford, W. M.: Characteristics of audio and subaudio telluric signals. Geophys. Prosp., Den Haag 25 (1977) S. 321–333.
- [44] Uffen, R. J.: A method of estimating the melting point gradient in the earth mantle. Trans. Amer. Geophys. Union 33 (1952) S. 893–896.
- [45] US-Geol. Survey: Assessment of Geothermal Resources of the U.S.-Geol. Survey Circular 790, 1978.
- [46] Weaver, C. S.; Hill, D. P.: Earthquake swarms and local crustal spreading in California. In [42], S. 51–64.
- [47] Yuhara, K.: Some considerations on flow, heat and chemical composition of Italian hot springs. Annali di Geofisica 16 (1963) S. 139–155.

DDR 6,50 M

In vielen Millionen Jahren wurden unsere wichtigsten Energieträger – Kohle, Erdöl, Erdgas – durch biologische Prozesse gebildet. Da diese in endlicher Zeit verbraucht sein werden, aber von der Natur nicht nachgeliefert werden können, der Energiebedarf sich jedoch aller 15 bis 20 Jahre verdoppelt, müssen neue Energiequellen erschlossen werden. Eine von vielen Möglichkeiten ist, sich das geothermische Feld nutzbar zu machen und Energie aus der Tiefe der Erde zu gewinnen.

Die Broschüre informiert vor allem über die naturwissenschaftlichen Grundlagen der inneren Heizung der Erde sowie über die geothermischen Lagerstätten. Es werden Möglichkeiten aufgezeigt, wie man die Erdwärme für die – übrigens sehr umweltfreundliche – Energiegewinnung nutzen kann. Dabei werden die neuesten Erkenntnisse in Wissenschaft und Technik berücksichtigt.