

was die weiteren Aussichten eher negativ beeinflusst. Die Frage, ob aufgrund des heutigen Kenntnisstandes überhaupt noch erwartet werden darf, Öl- oder Gaslagerstätten zu finden, muß aber dennoch grundsätzlich positiv beantwortet werden. Positiven Indizien, wie entsprechende Beckengröße und -tiefe, günstiger geothermischer Gradient, Vorhandensein eines möglichen Muttergesteines in den limnischen bitumenreichen Sedimenten des in einer Mächtigkeit von mehreren hundert Metern vorliegenden Ottgangs („Helvet s. str.“), Entwicklung von Speichergesteinen, sowie vor allem Öl- und Gasspuren, stehen jedoch auch eine Reihe von negativen Anzeichen gegenüber. So fehlt z. B. im ganzen Bereich ein regional verbreitetes abdichtendes „cap-rock“; nicht geklärt ist auch ein möglicher negativer Einfluß des miozänen und des jungpliozänen Vulkanismus im Steirischen Becken und schließlich mag es durchaus möglich sein, daß während der Zeit des Badens und vor allem des Sarmats die sich bildenden Kohlenwasserstoffe in östlicher oder südöstlicher Richtung auf das damalige Schelfgebiet des heutigen Pannonischen Beckens migrierten (K. KOLLMANN, 1965 und 1977a).

Im schmalen Randbereich des Pannonischen Beckens in der Südsteiermark und im südlichen Burgenland sowie im Seewinkel ist wohl vor allem das Fehlen geeigneter Deckschichten für das bisherige Ausbleiben von Explorationsserfolgen verantwortlich zu machen.

Sicher wird die stete Verbesserung der reflexionsseismischen Verfahren (Digitalisierung, Vi-

broseis) dazu führen, den Baustil des Beckenuntergrundes und der tieferen jungtertiären Abfolge besser zu erkennen und die für die Entstehung von Lagerstätten notwendige Fallenbildung prinzipiell zu klären, wozu insbesondere die Aufklärung der früh- bis mittelmiozänen, nicht bis an die Oberfläche reichenden Bruchtektonik zählt. Von großer Bedeutung für die Kohlenwasserstoffexploration wird auch die Untergrundkartierung des Grazer Paläozoikums und da vor allem der Karbonatserien und die mögliche Bedeckung mit Äquivalenten der Kainacher Gosau sein. Heute ist ihre Verteilung nur lückenhaft bekannt, aber es kann mit K. KOLLMANN (1965) angenommen werden, daß der größte Teil des Grazer Paläozoikums im Untergrund des Steirischen Beckens liegt.

**Literatur:** ABERER F. 1958; BRAUMÜLLER E. 1961; BRIX F. & GÖTZINGER K. 1964; BRIX F. et al. 1977; BUCHTA H. et al. 1963; DUBAY L. 1962; Erdöl in Österreich 1957; FRIDL K. 1937, 1959; GRILL R. 1947, 1956, 1968; GRILL R. & KAPOUNEK J. 1964; HAWLE H. et al. 1967; HUF W. 1963; JANOSCHEK R. 1958, 1961, 1969; JANOSCHEK R. & GÖTZINGER K. 1969; JENISCH V. 1976; KAPOUNEK J. & HORVATH Sz. 1968; KAPOUNEK J. et al. 1963; KAPOUNEK J. et al. 1964; KAUFMANN A. et al. 1959; KERTAI G. 1961; KÖLBI. L. 1967; KOLLMANN K. 1965, 1966, 1977a, b; KREJCI-GRAF K. 1969; KREJCI-GRAF K. et al. 1966; KREJCI-GRAF K. et al. 1968; KREUZER N. 1971; KRÖLL A. & HELLER R. 1978; KRÖLL A. & WESSELY G. 1967, 1973; KRÖLL A. & WIESENEDER H. 1972; LEMCKE K. & WAGNER R. 1961; LOGIGAN St. & DIEM E. 1964; MUTTENTHALER H. & EDELMANN A. 1956; Das Österreichische Erdöl 1936; PETRASCHECK W. 1930; SCHIPPEK F. 1963; STOWASSER H. 1966; VETTERS H. 1936, 1938; WAAGEN L. 1926, 1927, 1938; WIESENEDER H. 1964, 1968, 1973; WINKLER-HERMADEN A. 1943.

## 5.1.8. Geothermische Energie

Von FELIX RONNER

Mit den Abbildungen 157 und 158

### 5.1.8.1. Einleitung

Geothermische Energie ist Energie aus Erdwärme. Als erste machten A. KIRCHER (1664) und J. HUTTON (1778) die Beobachtung, daß die Temperatur mit zunehmender Erdtiefe ansteigt. Übertragen und gewonnen wird diese Energie durch und aus Wasser, das aus entsprechender Teufe gepumpt wird oder artesisch an der Erdoberfläche (aus als Dampf) austritt. Nach G. FACCA (1973) sind für ein traditionelles Geothermalfeld vier Faktoren nötig:

– Eine Wärmequelle; günstig ist z. B. ein rezenter Vulkanherd oder ein nicht völlig erkalteter Pluton;

- ein Aquifer;
- eine genügend große Wasserführung im Aquifer = gute Permeabilität;
- eine wasserundurchlässige Deckschicht („cap-rock“).

Da in den österreichischen Hoffungsgebieten der geothermische Gradient normal bis mäßig erhöht ist – von Ausnahmen abgesehen 18–33 m für 1° C – und daher für wirtschaftlich interessantes Wasser (>50° C) erst Tiefen von mindestens 750 m in Betracht kommen, ist auch in jedem bekannten Fall ein „cap-rock“ vorhanden. Die Suche nach geothermaler Energie reduziert sich daher primär auf ein einziges Faktum: *eine*

*Gesteinsschicht in entsprechender Tiefe, die eine gute Wasserwegsamkeit besitzt.*

Genauere Kenntnis über den geologischen Aufbau und die Temperaturverhältnisse in den für geothermale Energie in Frage kommenden Tiefen haben wir in Österreich fast ausschließlich durch Bohrungen in Arealen, in denen Erdöl- und Erdgassuche betrieben wird. Es sind dies im wesentlichen die großen Tertiärbecken mit ihrem Untergrund: Wiener Becken, Oststeirisches Becken und Molassezone (einschließlich österreichisches Rheintal). Es soll hier jedoch betont werden, daß auch der Alpenbereich Österreichs durchaus für geothermale Energiegewinnung in Frage kommen könnte, nur haben wir noch zu wenig gesicherte Daten über Wasserführung und Temperaturverhältnisse in größeren Tiefen.

Sind auch die Kohlenwasserstoff-Tiefbohrungen von eminenter Wichtigkeit für unsere Kenntnis über Aquifere und deren Ergiebigkeit, so darf doch nicht übersehen werden, daß sie fast nie die für eine Gewinnung von geothermaler Energie optimalen Verhältnisse widerspiegeln; Kohlenwasserstoff-Bohrungen werden auf tektonische Hochzonen angesetzt, für Geothermal-Bohrungen sind die Mulden mit ihren mächtiger entwickelten Sedimentpaketen günstiger.

In unseren Nachbarländern Italien (Stromerzeugung aus den Trockendampfsonden Larderello bei Pisa seit 1904), Ungarn (Heißwasser um 90° C im Pannonischen Becken seit 1962) und Slowakei wird die geothermale Energie bereits wirtschaftlich genutzt. Larderello – Monte Amiata ist ein Sonderfall, der in Österreich keine Parallele hat (lokale Temperaturzunahme von 1° C pro Meter Tiefe). Jedoch bestehen Analogien bezüglich der Erdwärme zwischen dem Oststeirischen Becken und dem Pannonischen Becken, vor allem zur Großen Ungarischen Tiefebene sowie es auch solche zwischen dem Wiener Becken und der ungarisch-slowakischen Kleinen Donau-Tiefebene gibt.

### 5.1.8.2. Das Oststeirische Becken

Eine von L. STEGENA (1972) entworfene Karte der Geo-Isothermen in der Tiefe von 1000 m (s. z. B. F. RONNER, 1974, Tafel I), die ganz Ost- und Nordeuropa – einschließlich der DDR und der CSSR – sowie den Nahen Osten und Gebiete bis weit über den Ural nach Osten umfaßt, zeigt, daß die höchsten Temperaturen in Ungarn auftreten: 60–70° C, in Einzelfällen sogar 75°. Die Isothermenkurven sind nach Südwesten und Süden zu – nach Österreich und Jugoslawien – offen, d. h., daß sich die günstige geothermische Tiefenstufe durch das Südburgenland in das Oststeirische Becken fortsetzen sollte. Indizien dafür

gab es schon, seit 1949 A. WINKLER-HERMADEN eine geothermische Tiefenstufe von 17 m pro 1° C bei Eisenhüttl im Burgenland aus einem artesischen Brunnen errechnete. Erst in neuester Zeit wurden von H. ZOJER (1977) regionale Temperaturuntersuchungen an Artesern angestellt, die das Übergreifen der pannonischen Tiefentemperaturverhältnisse von Ungarn nach Westen bestätigen. Interessant dabei ist, daß der basaltische Vulkanismus des Pliozäns (Daz) als Wärmequelle keinerlei Rolle spielt; schwerer interpretierbar ist der miozäne (Karpats bis Unterbaden), flächenhaft verbreitete trachyandesitische Vulkanismus (siehe Abb. 157). Der günstige Wärmegradient dürfte von der in Ungarn geophysikalisch ermittelten Aufwölbung des Erdmantels stammen.

Neben diesen Gemeinsamkeiten mit Ungarn gibt es aber sehr gravierende Unterschiede: In der Großen Ungarischen Tiefebene sind Quartär (bis 800 m!) und Pannon zusammen bis über 5500 m mächtig, die wichtigsten Aquifere liegen im unteren Oberpannon zwischen 1800–2200 m (selten auch bis 2400 m), darunter sind im Tertiär nur mehr impermeable Sedimente. Im Oststeirischen Becken, das durch die Südburgenländische Schwelle vom Pannonischen Becken getrennt ist (s. Abb. 133), sind Quartär und Pannon nur geringmächtig (selten über 200 m), jedoch gibt es gut permeable Aquifere bis ins Karpat hinab – im Fürstfelder und Gnaser Becken bis in rund 3500 m Tiefe, was Temperaturen bis 200° C erwarten läßt (siehe Abb. 157). Ungünstig dagegen ist ein Vergleich der regionalen Ausdehnung und der Sedimentationsbeständigkeit: das Steirische Becken weist eine unruhige, stark wechselnde Sedimentation infolge einer Zerteilung in kleine Teilbecken mit zwischengeschalteten Schwellen auf (siehe Abb. 133). Das bringt nicht nur einen stark wechselnden Chemismus der Tiefenwässer, sondern auch die Gefahr einer mangelnden Alimentation mit sich; bei größerer Entnahme könnte sich der (ev. fossile) Wasservorrat bald erschöpfen. Reinjektion des abgekühlten Förderwassers in den Entnahmehorizont kann eine langfristige Nutzung garantieren.

Unter dem Neogen, das meist mit Karpat, seltener bereits mit Ottnang oder erst mit Baden beginnt, liegt im Oststeirischen Becken meist Paläozoikum mit Phylliten oder Karbonatgesteinen. Letztere sind oft verkarstet oder stark zerklüftet und bilden ganz vorzügliche Heißwasserlieferanten. Leider ist über die regionale Verteilung dieser Kalke und Dolomite noch zu wenig bekannt, als daß man derzeit schon Bohrungen gezielt darauf ansetzen könnte.

Das Weststeirische Becken wie auch der bur-



genländische Anteil am Pannonischen Becken an der Südost-Flanke der Südburgenländischen Schwelle scheiden vorläufig wegen der zu geringmächtigen Tertiärfüllungen als Hoffungsgebiete für Geothermalenergie aus.

In zwei oststeirischen Ortschaften soll Geothermalwasser in Kürze für Raumheizung genutzt werden, in Loipersdorf (südlich Fürstenfeld) und in Waltersdorf (am halben Weg zwischen Fürstenfeld und Hartberg im Norden gelegen).

Bei *Loipersdorf* wurde in der Bohrung *Binderberg 1* der RAG (1972) im grobklastischen Oberkarpat in 1516–1551 m Tiefe eine Temperatur von 96° C gemessen, was einer Zunahme von etwa 1° C pro 17,8 m entspricht. Das Wasser ist stark mineralisiert (NaCl-Hydrogencarbonat-Typus) und korrosiv (rund 36 g NaCl/l H<sub>2</sub>O). Entnommen wird jedoch Wasser aus höheren Sarmathorizonten mit rund 54° C Bohrkopftemperatur. 1977 wurde eine zweite Bohrung auf Heißwasser niedergebracht (*Lautenberg 1*), die aus 1098 bis 1172 m Teufe (Sarmat) Wasser von rund 60° C (am Bohrkopf) liefert. Das läßt eine Lagerstättentemperatur von rund 66° C erwarten oder eine geothermische Tiefenstufe von ca. 19 m pro 1° C. Eine Pumpe in 888 m Tiefe fördert bis zu 5 Sekundenliter, doppelt soviel wie die Bohrung *Binderberg 1*. Das Wasser aus beiden Bohrungen soll vornehmlich für balneologische Zwecke verwendet werden.

1975 wurde von der RAG die Bohrung *Waltersdorf 1* niedergebracht, die bis 1094 m Neogen, dann bis 1514,5 m Grazer Paläozoikum durchörterte und bei 1553 m im Raabalpen-Kristallin eingestellt wurde. Ein erster Geothermie-Test fand 1976 in einem 30 m mächtigen Sand-Aquifer des Sarmat an der Basis der mit einer Zementbrücke verschlossenen Verrohrung in 670–696,5 m statt. Dort ergab ein Temperaturlog 44° C, was eine geothermische Tiefenstufe von rund 19 m pro 1° C bedeutet. Obwohl von guter Porosität, erwies sich die Permeabilität des Sandhorizontes als zu gering für eine wirtschaftliche Energiegewinnung (hohe Pumpkosten). 1978 wurde daher bis zum stark zerbrochenen und verkarsteten Devon-Dolomit in 1094 m Teufe, der 145 m mächtig ist, neu aufgebohrt und 5" geschlitzte Rohre eingebaut. Darnach traten 4–5 l/sec. artesisch aus und nach einem halb-jährigen Pumpversuch (1979) pendelte sich die Spiegelhöhe bei Entnahme von ~ 12 l/sec. in 36 m u. T. ein. Die Wassertemperatur am Bohrkopf blieb dabei konstant 61° C, der Wasserchemismus günstig: weniger als 1400 ppm Na-Hydrogencarbonat, nicht aggressiv, leichter *Ichthyolgeruch*, *Argonführung*. Der Isotopengehalt des Wassers blieb über die ganze Versuchszeit

unverändert; das Wasseralter war höher als 55.000 Jahre. Ein Versuchsglashaus brachte gute Ergebnisse, eine Leitung zu Schulen und zum Kindergarten ist im Bau. Das auf ca. 30° abgekühlte Wasser wird das große Schwimmbad füllen.

### 5.1.8.3. Das Wiener Becken

Im „Inneralpinen“ Wiener Becken ziehen unter den sehr verschieden mächtigen Neogensedimenthorizonten die tektonischen Einheiten der Ostalpen in die Karpaten weiter. Hier liegt das dichteste Netz von Tiefbohrungen der Erdölfirmen, die großartige Erkenntnisse über den äußerst komplizierten tektonischen Bau der überdeckten alpinen Decken- und Bruchsysteme brachten (s. Abb. 153). So senkt z. B. der Leopoldsdorfer Verwurf, der von St. Marx in Wien bis südlich Achau etwa N–S verläuft, den Ostteil der Beckenbasis bis rund 5600 m unter die heutige Oberfläche im „Schwechater Loch“ ab, während sie im Westen davon nur mit 400 bis 1000 m Neogen bedeckt ist. Der stratigraphische und lithologische Aufbau der Neogen-Sedimentpakete ist ähnlich dem des Oststeirischen Beckens, jedoch fehlt der Vulkanismus.

In der an das Wiener Becken nach Osten anschließenden und dem Pannonischen Becken zugehörenden slowakischen Donau-Tiefebene (Kleine Ungarische Tiefebene) wird Heißwasser, vorwiegend aus dem Unterpannon, aus Sanden und Sandsteinen erbohrt. Dabei werden Temperaturen von rund 100° C in Tiefen von 2500 m (Pannon) erreicht. Die Sedimentation ist so beständig, daß Geothermie-Karten erarbeitet werden konnten, die Aufschluß geben über

- Lage und Umriß von Hoffungsgebieten,
- zu erwartende Wasser-Maximaltemperaturen,
- den chemischen Wassertypus und den Gehalt an gelösten Feststoffen.

Im Wiener Becken sind die Verhältnisse ungünstiger: große Verwurfsprünge, unruhige Sedimentation und eine ungünstigere geothermische Tiefenstufe, die mit rund 30–33 m/1° C anzusetzen ist, sowie stark wechselnde Salinität.

Wie im oststeirischen Becken sind auch hier gut permeable Karbonatzonen unter der neogenen Beckenfüllung die erfolgversprechendsten Heißwasserlieferanten.

Die zur Gänze verrohrte Aufschlußbohrung *Aspern 1* der ÖMV (1974) durchörterte von 3106 bis 3296 m Tiefe im Liegenden des Neogens den Hauptdolomit der Ötscherdecke mit Wasser von über 100° C und extrem hoher Mineralisierung: NaCl-Typus mit rund 150.000 ppm gelösten Feststoffen. Ein Entnahmetest der ÖMV im November 1976 ergab, daß aus der

Sonde rund 11,6 l/sec Wasser artesisch austritt, mit einem Druck am Bohrkopf von etwa 30 atü. Schwierigkeiten gab es bei der versuchten Reinjektion in einen höheren Sandhorizont des Neogen im selben Bohrloch, die wegen der hohen Mineralisierung von der Wasserrechtsbehörde auferlegt wurde. (Eine Ableitung in die nahe Donau hätte bei mittlerer Wasserführung eine Salzanreicherung des Donauwassers von weniger als 1 ppm ergeben).

Nicht immer jedoch ist mit einem „Normalverhalten“ der Wassertemperaturen in den Karbonatzügen des Beckenuntergrundes zu rechnen. Das scheint vor allem den Bereich der Wiener Thermenlinie zu betreffen. Dort brachte die ÖMV zwei Aufschlußbohrungen nieder, die nach normaler Temperatur-Zunahme in den Neogenschichten auf wesentlich kälteres Süßwasser in Wettersteinkalk und Dolomit der kalkalpinen Decken stießen.

- Die Bohrung Sollenau 1 erbrachte in 2470 m Tiefe Wasser von 32° C statt rund 86° C, wie zu erwarten gewesen wäre (A. KRÖLL, Vortrag 1978).
- In der Bohrung Berndorf 1 traf man in 4750 m Tiefe Wasser von ca. 49° C statt rund 156° C bei normaler T-Zunahme an (A. KRÖLL, Vortrag 1979; beide Messungen fanden nach mehrtägiger Arbeitspause statt.)

Es kann angenommen werden, daß ein lange aktives Karststromsystem die umgebenden Gesteine so tiefgreifend abgekühlt hat, daß keine rasche Aufheizung des absinkenden Wassers mehr stattfindet. Große Wassermengen müssen auch heute noch an der Oberfläche austreten, die Lokalisierung dürfte aber nicht leicht sein.

#### 5.1.8.4. Die Molassezone

Im Norden des Alpen-Karpaten-Bogens und in langer Front von diesem später überschoben, transgredierte ab dem Eozän in einem gegen Süden bis über 3000 m absinkenden Trog Tertiär-Detritussedimente auf das Kristallin der Böhmisches Masse sowie auf aufliegendes Paläozoikum und Mesozoikum. Stark wechselnde Sedimentationsbedingungen und zahlreiche Bruchstaffeln erschweren die Kenntnis des Baues des Untergrundes und der faziellen Verhältnisse. Erst in den letzten Jahren haben Kohlenwasserstoff-Explorationsbohrungen einige Grundzüge klargestellt.

In der niederösterreichischen Molassezone scheint die Tiefenstufe ähnlich der des Wiener Beckens zu sein. Wegen der geringen Anzahl der Tiefbohrungen sind noch wenige Details bekannt.

In Oberösterreich dagegen sind die geothermischen Verhältnisse mit Temperaturzunahmen von 1° C auf ungefähr 27 bis 20 m (bis 1000 m Teufe) günstiger. Im äußersten Nordwesten der oberösterreichischen Molassezone wurde eine positive geothermale Anomalie entdeckt (Abb. 158). Dort beträgt die geothermische Tiefenstufe bis 1000 m Teufe 18,3 m pro 1° C. Der Grund ist eine Verwerfung von über 1000 m zwischen der Tertiärbasis der Hochscholle von Füssing (Bayern, linkes Innufer) im Norden und der Tiefscholle von Geinberg im Süden. Ähnliche Anomalien könnten möglicherweise bei einem dichter werdenden Bohrgewitter aufgefunden werden.

Als Aquifere kommen gutpermeable, grobklastische Tertiärsedimente (Eozän), vorzugsweise in den alpennahen tiefsten Muldenzonen im Süden in Frage, wie auch darunterliegende klüftige Oberkreidesandsteine und vor allem Malmkalke. Letztere bildeten während eines langen Zeitraumes die Landoberfläche (Sedimentationslücke bis zur Oberkreide-Transgression) und wurden während dieser Zeit stark verkarstet.

Die Salinität der Tiefenwässer hält sich nach den bisher vorliegenden Analysen in mäßigen Grenzen, generell sind die tiefstliegenden Wässer die salzreichsten: Das Wasser im Malm von Obernberg 1 z. B. führt rund 2500 mg NaCl pro Liter H<sub>2</sub>O, während es in dem bloß ca. zweieinhalb Kilometer entfernten Füssing nur rund 450 mg NaCl/l H<sub>2</sub>O aufweist.

Obwohl diese Tiefenwässer zumindest teilweise fossiler Natur sind, ist eine Alimentation wahrscheinlich; die Malmkalke bilden in breiter Front südwestlich Passau das Relief unter der quartären Bedeckung und K. LEMCKE (1976) hat Druckniveau-Zusammenhänge des Malmkarstwassers mit der Donau (Regensburger Raum) nachgewiesen.

Die Bohrung *Geinberg 1* fuhr in 2123,5 m einen verkarsteten Malmkalk an und wurde wegen starker Spülungsverluste in 2162,5 m fest. Wasser von über 100° C wurde angetroffen, was anzeigt, daß der geothermische Gradient auch unter dem 1000 m-Niveau nicht gravierend ungünstiger wird. Das Wasser sollte überhydrostatischen Druck aufweisen.

Im Vorarlberger Rheintal wurde 1960 in der gestörten Molasse die Bohrung Dornbirn 1 abgeteuft (bis fast 3000 m), die jedoch den Molasse-Untergrund nicht erreichte. Temperaturmessungen ergaben eine geothermische Tiefenstufe von ungefähr 20 m/l° C bis mindestens 2800 m Tiefe. Nach Festwerden der Bohrung stieg die Temperatur durch fünf Tage von 106° auf 136° an. Auf Grund regionalgeologischer Erwägungen sollten unter der Molasse Karbonatgesteine des

