

2 Geothermische Bedingungen

2.1 Charakterisierung der Temperaturverhältnisse

Peer Hoth

Für viele der angesprochenen Nutzungsmöglichkeiten des tieferen Untergrundes ist die Kenntnis der Temperaturverhältnisse notwendig. Zur Darstellung der Temperaturverteilung im tieferen Untergrund Norddeutschlands kann dabei sowohl auf Temperaturverlaufsmessungen in Tiefbohrungen als auch auf Messungen von Maximaltemperaturen und Temperaturbestimmungen während der Testarbeiten in diesen Bohrungen zurückgegriffen werden. Es existieren verschiedene Zusammenfassungen dieser Daten mit mehreren tausend Messpunkten, die zu meist in Kartenform als Temperaturisolines für verschiedene Tiefenniveaus dargestellt sind [Haenel und Staroste, 1988; Hurtig et al., 1991/1992; Autorenkollektiv, 1984]. Damit lassen sich die thermischen Verhältnisse im Untergrund Norddeutschlands für die einzelnen Beckenteile bis in eine Tiefe von 2 km relativ gut abschätzen; mit zunehmender Tiefe nehmen die Unsicherheiten aufgrund der geringeren Datendichte jedoch deutlich zu. Bei der Abschätzung muß - wie unter Kapitel 2.4 dieses Berichtes dargestellt - berücksichtigt werden, daß ein Großteil der Temperaturmessungen nicht unter Gleichgewichtsbedingungen durchgeführt wurde (zu geringer zeitlicher Unterschied zwischen Ende des Bohrprozesses und Temperaturmessung) und verschiedenen Autoren versucht haben, diese Messungen zu korrigieren.

Im Tiefenniveau von 1 km liegen die Temperaturen in Deutschland zwischen 30°C im äußersten Nordosten an der Grenze zur Osteuropäischen Tafel und ca. 80°C in Teilen des Oberrheingrabens. Die Temperaturen in den Beckenbereiche sind dabei im allgemeinen höher als die der Grundgebirgseinheiten. So werden in Norddeutschland in 1 km Tiefe durchschnittliche Temperaturen von etwa 45°C - 50°C erreicht, während in den angrenzenden Grundgebirgsregionen, mit Ausnahme lokaler Anomalien, Temperaturen zwischen 30°C und 40°C vorliegen. Innerhalb des Norddeutschen Beckens nehmen die Temperaturen generell von den „beckenzentralen Regionen“ in Richtung Norden zur Osteuropäischen Tafel hin ab. Die höchsten Temperaturen mit 60°C in 1 km Tiefe treten nach Hurtig et al. (1991/1992) im Niedersächsischen Becken auf. Diese Temperaturhöchstwerte sind allerdings sehr stark lokal begrenzt.

In 2 km Tiefe werden maximale Temperaturen zwischen 90°C und 100°C erreicht. Diese konzentrieren sich auf den Ostteil des Norddeutschen Beckens und das Niedersächsische Becken. Der nördlichen Randbereich im Raum Rügen und Beckengebiete im nördlichen Niedersachsen sowie im nordwestlichen Schleswig-Holstein weisen mit durchschnittlichen Werten zwischen 60°C und 70°C wesentlich geringere Temperaturen auf. Besonders typisch für die existierenden Temperaturkarten des 2 km - Tiefenniveaus ist ein das Norddeutsche Becken an der Grenze zu den variszisch stabilisierten südlichen Regionen umgebender Gürtel mit erhöhten Temperaturen (80-100°C). Er ist Teil einer von der zentralen Nordsee-Senke über Groningen bis in das Niedersächsische Becken ziehenden und von dort über die Altmark, den Raum Berlin bis nach Poznan zu verfolgenden thermischen Anomalie, die auch in den entsprechenden Wärmestromdichte-Darstellungen zum Ausdruck kommt. Besonders im westlichen Teil dieser Anomalie ist eine Konzentration von Erdgaslagerstätten zu beobachten. Im Ostteil des Beckens deutet sich eine von Berlin in die Region Rostock streichende und die beckenzentralen Regionen nördlich umgebende Anomalie mit ähnlich hohen Temperaturen an.

Auch bei den Temperaturdarstellungen des 3 km bzw. 5 km Tiefenniveaus ergibt sich von der generellen Strukturierung der Temperaturfeldes ein ähnliches Bild, wobei der Ostteil des Beckens und Teile des Niedersächsischen Beckens jeweils die wärmsten Regionen darstellen. Die höchsten Temperaturen liegen bei 3 km zwischen 120°C und 130°C und bei einer Tiefe von 5 km zwischen 170°C und 190°C.

Obwohl die Ursachen der regionalen Anomalien des Temperaturfeldes im Norddeutschen Becken noch nicht geklärt sind, ist zu vermuten, daß diese vor allem durch unterschiedlichen Krustenaufbau (z. B. Mächtigkeit, radioaktive Wärmeproduktion), störungsgebundenen konvektivem Wärmetransport und Salinarstrukturen bedingt sind. Eine Aufklärung der Ursachen dieser thermischen Anomalien kann nur mittels komplexer wissenschaftlicher Analysen erfolgen, die Aussagen zum generellen Krustenaufbau, Untersuchungen von Wärmeleitfähigkeit und radioaktiver Wärmeproduktion der Kruste sowie Betrachtungen zum Fluidfluß einschließen. Für die hydrogeothermale Erdwärmennutzung in Norddeutschland sind im allgemeinen Bohrtiefen von mehr als 1000 m erforderlich, um ein wirtschaftlich interessantes Temperaturniveau zu erreichen.

2.2 Messung der Wärmeleitfähigkeit an Bohrklein

Bernd Troschke und Hans Burkhardt

Das Temperaturfeld der Erde wird von der Eigenschaft der Gesteine, Wärme zu leiten, kontrolliert. Die Wärmeleitfähigkeit entlang eines Bohrprofils wird meist an Bohrkernen bestimmt. Sehr oft werden aus Kostengründen nur Kerne aus dem Bereich des geothermischen Nutzhorizontes gewonnen. Aber auch hier kann es vorkommen, daß Bereiche des Zielhorizontes überbohrt werden oder das Kernmaterial nicht für Labormessungen der Wärmeleitfähigkeit (WLF) geeignet ist. Langzeitmodellierungen eines geothermischen Reservoirs benötigen aber sowohl Informationen zur WLF des Speichergesteins als auch des Nebengesteins. Es bietet sich deshalb an, aus dem fast immer vorhandenen Bohrklein die WLF zu ermitteln. Klar ist, daß bei Messungen am Bohrklein Einflüsse, die durch Gefüge (Anisotropie, Kornbindung) und Porenraumeigenschaften (Porosität, Sättigung, Permeabilität) hervorgerufen werden, verloren gehen. Auch ist eine genaue Teufenzuordnung meist nicht mehr möglich.

Die Messungen am Bohrklein erfolgen an einem Zwei-Phasen-System. Die gemessene Wärmeleitfähigkeit ($WLF_{\text{Meß}}$) setzt sich dabei aus der Wärmeleitfähigkeit der Gesteinsmatrix (WLF_{Mat}) und der bekannten Wärmeleitfähigkeit des Füll- bzw. Porenmediums Wasser (WLF_{Por}) zusammen. Durch eine geeignete Modellvorstellung des Zwei-Phasen-Systems Bohrklein/Wasser läßt sich die Wärmeleitfähigkeit der Gesteinsmatrix bestimmen. Die Abbildung 2-1 stellt die untersuchten Modelle dar. Zusätzlich wurde auch noch die WLF auf der Basis des geometrischen Mittels der zwei Phasen berechnet.

Mit der Matrixwärmeleitfähigkeit läßt sich allerdings noch keine Aussage über die WLF des wassergesättigten Festgesteins machen. Bei bekannter Porosität kann aber mit den oben dargestellten Modellen über die Annahme, daß auch das Gestein mit seinem Porenfluid ein Zwei-Phasen-System darstellt, die Gesteinswärmeleitfähigkeit berechnet werden. Um zu untersuchen, welche Kombination von Modellen aus Messungen am Bohrklein auf die richtige Gesteinswärmeleitfähigkeit führen, wurden Kerne bekannter WLF und Porosität zu Bohrklein aufgemahlen. Die Kerne stammen aus drei Geothermiebohrungen des Ostteils des Norddeutschen Beckens. Es handelt es sich bei den Proben hauptsächlich um Sandsteine der Nutzhorizonte, aber auch um Ton- und Tonmergelsteine des Nebengesteins, die sich stratigraphisch dem Rätkeuper und dem unteren Jura zuordnen lassen. Als Meßmethode wurde das instatio-

näre (transiente) Linienquellenverfahren eingesetzt. Die Messung wurde mit der konventionellen TEKASAM V3.20, die auf Basis des Algorithmus von Erbas (1985) rechnet, durchgeführt.

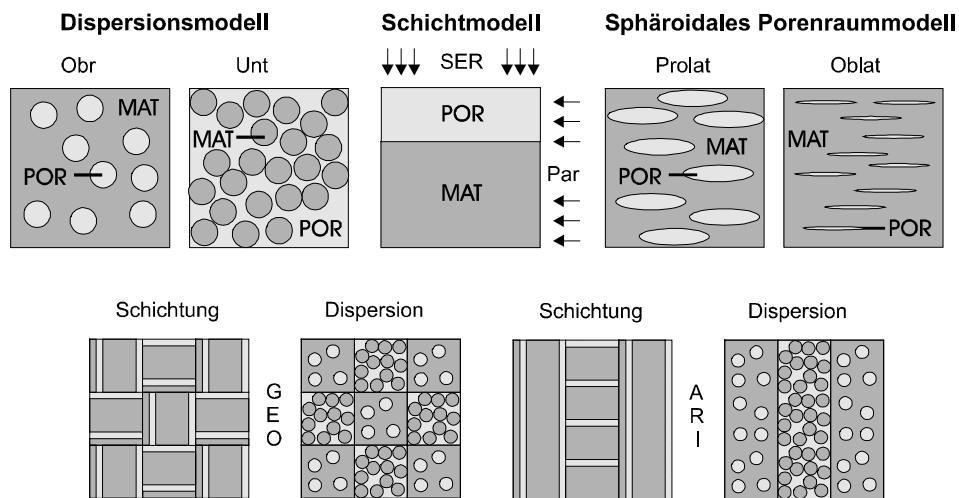


Abbildung 2-1: Modellvorstellungen und daraus resultierenden Grenzwerte (oben) und Mittelwerte (unten); (Obr / Unt: oberer und unterer Grenzwert des Dispersionsmodells; Ser / Par: serielle und parallele Schichtanordnung; GEO: geometrische Mittel; ARI: arithmetr. Mittel)

Nach Beendigung der Messungen an den Kernen wurden diese bis zur Auflösung des Kornverbandes aufgemahlen. Aus den so erzeugten "Bohrklein" wurde unter Zugabe von Wasser ein Zwei-Phasen-System erstellt. Hier zeigte sich, daß bei den untersuchten Sandsteinen erst ab einem Wasseranteil von etwa 28 Vol.-% tatsächlich ein Zwei-Phasen-System vorlag.

Aus den am Zwei-Phasen-System gemessenen Wärmeleitfähigkeiten wurden mit den oberen Modellen Matrixwärmeleitfähigkeiten ermittelt und mit diesen die Gesteinswärmeleitfähigkeit berechnet. Zusätzlich wurden Modellrechnungen zur Abhängigkeit der WLF von der Porosität durchgeführt. Die Ergebnisse können wie folgt zusammengefaßt werden:

- Die unterschiedlichen Strukturen der Systeme Bohrklein-Wasser und Bohrkern-Wasser führen zu verschiedenen Modellansätzen für die Berechnung der Matrixwärmeleitfähigkeit und der Gesteinswärmeleitfähigkeit.
- Für alle fein- bis mittelkörnigen Sandsteine können auf der Basis des Schichtmodells (geometrisches Mittel) als Matrixmodell mit dem geometrischen Mittel des Dispersionsmodells bzw. mit dem geometrischen Mittel aus Matrix- und Fluidwärmeleitfähigkeit ähnlich gute Ergebnisse erzielt werden. Die prozentuale Abweichung der berechneten Gesteinswärmeleitfähigkeiten für diese Modellkombination zu der am Kern gemessenen Wärmeleitfähigkeit ist kleiner $\pm 10\%$.
- Bei Gesteinen mit einer kleinen Wärmeleitfähigkeit und Porosität können wegen des geringen Wärmeleitfähigkeitskontrastes zwischen Porenfluid und Gesteinsmatrix mit fast allen Modellkombinationen Gesteinswärmeleitfähigkeiten berechnet werden, die nur wenig von der am Kern gemessenen abweicht.
- Bei Berechnungen zur Abhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit von der Porosität konnte festgestellt werden, daß eine Schwankung der Porosität von $\pm 20\%$ zu einem Fehler von etwa $\pm 10\%$ in den berechneten Gesteinswärmeleitfähigkeiten führt.

In der Abbildung 2-2 ist neben der besten Modellkombination auch eine weitere Modellkombination (Schicht (ARI) - Dispersion (GEO) bzw. Geometrisches Mittel) aufgetragen, die das

prinzipielle Verhalten der weiteren Kombinationen aufzeigt. Bis zu bestimmten Wärmeleitfähigkeiten (hier bis etwa 3,6 W/mK) lassen sich auch für diese Modellkombinationen gute Übereinstimmungen zwischen am Kern gemessenen und aus Bohrkleinmessungen berechneten Wärmeleitfähigkeiten finden. Mit zunehmender Wärmeleitfähigkeit wird der Fehler zwischen den gemessenen und berechneten Werten allerdings immer größer.

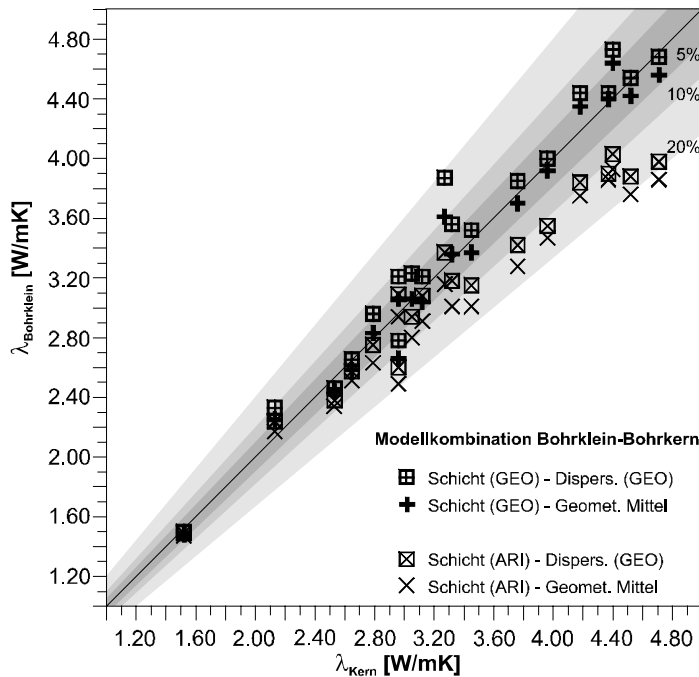


Abbildung 2-2: Vergleich der aus Bohrkleinmessungen berechneten Gesteinswärmeleitfähigkeiten mit den am wasser-gesättigten Kern gemessenen Wärmeleitfähigkeiten.

2.3 Messung der radiogenen Wärmeproduktion (Ostteil des Norddeutschen Beckens)

Hans-Adolf Ullner

Vorbemerkung

Die natürliche radiogene Wärmeproduktion ist die dominierende Wärmequelle in der Kruste. Träger der natürlichen Radioaktivität der Gesteine sind das Kalium-Isotop K-40, das in die stabilen Isotope Ca-40 und Ar-40 zerfällt, und die Uran-Isotope U-235 und U-238 sowie das Thorium-Isotop Th-232, die sich über Zerfallsreihen in die stabilen Blei-Isotope Pb-206, Pb-207 und Pb-208 umwandeln. Die Spektralanalyse der beim radioaktiven Zerfall dieser Isotope auftretenden γ -Strahlung erlaubt eine hochauflösende Bestimmung der Konzentrationen von Kalium, Uran und Thorium in Gesteinsproben.

Arbeitsziel

Während in anderen Sedimentbecken Daten zu Wärmeproduktionsraten vorliegen, fehlen solche für Norddeutschland bisher. Ziel der Arbeiten ist die Schaffung eines Datensatzes zur Darstellung der Wärmeproduktionsrate in verschiedenen Sedimentkörpern des Nordostdeutschen Beckens. Begonnen wurde mit der Bestimmung der radiogenen Wärmeproduktion an vier Bohrkernen der Bohrungen Bonese und Peckensen (Altmark) und an Spülproben der Bohrung Rheinsberg 1. Von letzterer Bohrung stehen Spülproben bis zu einer Teufe von 1510 m und Kernmaterial zur Verfügung. Vorgesehen ist die Messungen von ca. 50 nach der Lithologie ausgewählten Proben und der anschließende Vergleich mit dem vorliegenden Gamma-Ray Log.

Meßmethode

Die Meßkammer besteht aus einem zylindrischen Gefäß. Zur Abschirmung der kosmischen und terrestrischen Untergrundstrahlung bestehen Wand, Boden und Deckel aus 10 cm dicken Wänden aus speziellem strahlungsarmen Blei. Zur Absorption sekundärer Strahlung ist die Innenwand mit 2 mm starkem Kupferblech ausgekleidet. Als Strahlungsdetektor wird ein zylindrischer NaJ(Tl)-Detektor verwendet.

Die zu messenden Gesteinsproben befinden sich in einem luftdicht verschlossenen Meßbecher, dem sogenannten „Marinelli-Becher“. Dieses in seinem Querschnitt U-förmige und in seinen Abmessungen dem Detektor besonders angepaßte Probengefäß gewährleistet die beste Ausnutzung des vom Szintillator erfaßten Raumwinkels.

Die von der Probe ausgehenden γ -Strahlen treten mit den NaJ(Tl)-Szintillator in Wechselwirkung und erzeugen Lichtblitze, die mit einem Photomultiplier erfaßt und verstärkt werden. Die Höhe der vom Sekundärelektronenvervielfacher erzeugten Spannungsimpulse sind proportional der Energie der γ -Strahlen und erlauben somit eine Zuordnung zum Ausgangselement. Diese Impulse werden verstärkt und einem Vielkanalanalysator zugeführt. Somit ist nach vorausgegangener Kalibrierung der Meßanordnung mit Standardproben eine quantitative Bestimmung der Gehalte von K-40, U-238 und Th-232 möglich.

Aus der Konzentration der natürlichen radioaktiven Elemente kann die radiogene Wärmeproduktionsrate A in $\mu\text{W}/\text{m}^3$ nach der Gleichung

$$A = 0,01 * \rho * (9,52 * C_{\text{Uran}} + 2,56 * C_{\text{Thorium}} + 3,48 * C_{\text{Kalium}}) \quad (1)$$

berechnet werden [Rybach, 1976], wobei ρ die Dichte des Gesteins in $10^3 \text{ kg}/\text{m}^3$ ist.

Probenaufbereitung und Versuchsdurchführung

Die oben formulierte Fragestellung erfordert die Bestimmung der radiogenen Wärmeproduktion sowohl an Bohrkernen als auch an Bohrklein. Nach den Erfahrungen bei Arbeiten im KTB-Feldlabor garantiert die Verwendung einer Korngröße zwischen $62 \mu\text{m}$ und 2 mm die Erzielung reproduzierbarer Ergebnisse. Dazu werden die Proben gebrochen und mit Normsieben gesiebt. Zur Vermeidung etwaiger Fraktionierung wird die gesamte ausgewählte Probe aufbereitet.

Die Dichte der aufbereiteten Proben wird nach Archimedes (Sättigungsmethode) ermittelt. Die Meßzeit zur Aufnahme der einzelnen Spektren beträgt in der Regel 45.000 s , in einzelnen Fällen zur Erhöhung der Meßgenauigkeit 67.500 s oder 90.000 s .

Erste Ergebnisse

Die vorgestellte Methodik wurde bisher auf Spülproben der Bohrung Rheinsberg 1 (Teufen: 1060 m , 1140 m , 1330 m , 1500 m) sowie an vier Bohrkernproben von Tiefbohrungen der Altmark angewandt. Die entsprechenden Ergebnisse sind in den Tabellen 2-1 und 2-2 aufgeführt; angegebene Wärmeproduktionsraten sind nach den Gleichungen (1) bzw./und (2) berechnet worden.

$$A[\mu\text{W}/\text{m}^3] = 0,0158 [\text{GR}[\text{API}]-0,8) \quad (2)$$

Bohrung	Proben- teufe [m]	Strati- graphie	Lithologie	K [%]	U [ppm]	Th [ppm]	Th/U	A ¹⁾ [$\mu\text{W}/\text{m}^3$]
Pecken- sen 7	3400	Rot- liegendes	siltiger Ton, überwiegend Illit/Muskovit, < 30 % Quarz, etwas Kalifeld- spat	5,7	5,2	15,5	3,0	2,6
Pecken- sen 7	3420	Rot- liegendes	toniger Siltstein, überwiegend Illit/ Muskovit, > 30 % Quarz, etwas Kalifeld- spat	5,2	4,1	15,2	3,7	2,3
Pecken- sen 7	4600	Karbon	Dunkelgrauer Tonstein – Silt- stein, 50 - 60 % Illit/Muskovit, 35 - 40 % Quarz	2,7	4	17,5	4,4	2,2
Bonese 3	3972	Rot- liegendes	Rotbrauner Silt- stein, ca. 40% Quarz	5,1	3,7	15,9	4,3	2,2

¹⁾ nach (1) berechnet

Tabelle 2-1: Ergebnisse der Untersuchungen an Bohrkernen aus Tiefbohrungen der Altmark

Teufe [m]	Stratigra- phie	Lithologie	Teufe [m]	K [%]	U [ppm]	Th [ppm]	Th/U	A ¹⁾ [$\mu\text{W}/\text{m}^3$]	A ²⁾ [$\mu\text{W}/\text{m}^3$]
1060	Hauterive	Sandstein, schwach tonig	1060	1,5	2,8	8,7	3,1	1,4	1,3
1140	Bathon/- Bajoce	Sandstein, schluffig	1140	1,5	1,2	14,9	16,3	1,4	2,0
1330	Toarce	Siltiger Tonstein	1330	3,1	1,3	16,4	13,2	1,6	1,6
1500	Hettang	Siltiger Tonstein	1500	2,2	2,6	16,1	6,2	1,8	1,8

¹⁾ nach (1) berechnet

²⁾ nach (2) berechnet

Tabelle 2-2: Ergebnisse der Untersuchungen der Spülproben der Bohrung Rheinsberg 1

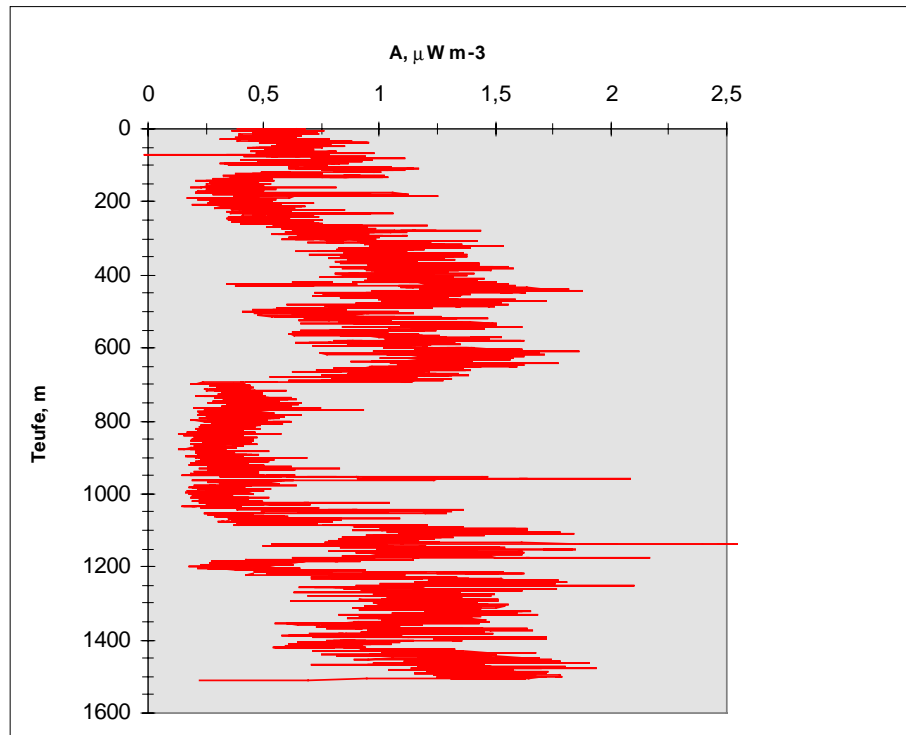


Abbildung 2-3: Aus in der Bohrung Rheinsberg 1 durchgeführten Gamma-Messungen nach Gleichung (2) berechnete Wärmeproduktion (Gamma-Log zur Verfügung gestellt von GTN, grobe Stratigraphie/Lithologie: Tonstein-Sandstein-Wechselfolge des Tertiär bis ca. 700 m, Karbonatmergel und Karbonate der Kreide bis ca. 1000m, Tonstein-Sandstein-Wechselfolge (Kreide bis Keuper) bis Endteufe).

Schlußfolgerung

Die Ergebnisse deuten auf eine beachtenswerte Wärmeproduktion in den Sedimenten des Norddeutschen Beckens hin. Die γ -Strahlung in Gesteinen des Sedimentbeckens verursacht Wärme in der Größenordnung bis zu 10 % der Wärmestromdichte an der Erdoberfläche.

2.4 Bewertung der geothermischen Bedingungen im Ostteil des Norddeutschen Beckens

Andrea Förster

2.4.1 Kenntnisstand zur Methodik vorangegangener Arbeiten

Die Größe und Variation des terrestrischen Wärmeflusses ist von wesentlicher Bedeutung für das geothermische Potential eines Gebietes und damit eine Schlüsselkomponente für die geothermische Ressourcenbewertung. Die Evaluierung geothermischer Bedingungen in Sedimentbecken setzt darüber hinaus auch die Kenntnis der thermischen Struktur im lokalen und regionalen Maßstab voraus. Thermische Anomalien werden durch Änderungen im geologischen Strukturbau, von lithologischen und petrophysikalischen Parametern, hydrogeologischen Bedingungen und anderen Faktoren hervorgerufen. Die Messung und Interpretation von Temperaturprofilen ist eine der Grundvoraussetzungen, um räumliche Temperaturmodelle für

Gesteinseinheiten, die für eine geothermische Nutzung in Frage kommen, erarbeiten zu können.

Die erste Zusammenstellung der im Ostteil des Norddeutschen Becken in Bohrungen gemessenen Temperaturwerte wurde in den sechziger Jahren im Rahmen der Exploration auf Kohlenwasserstoffe durchgeführt [Schuster, 1968; Schlosser, 1968; Becher und Meincke, 1968]. Im Ergebnis dieser Zusammenschau wurden erste Temperaturgradienten aus (1) kontinuierlichen Temperatur-Logs und aus (2) Einzeltemperaturdaten, die in verschiedenen Teufen einer Bohrung während eines Fluidtests gemessen wurden, abgeleitet. Laboruntersuchungen zur Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit an Bohrkernen ausgewählter Kernstrecken erlaubten die Berechnung erster Wärmeflußdichte-Werte für das Gebiet der Altmark-Senke [Becher und Meincke, 1968]. Auf der Grundlage dieses Datenbestands sowie zusätzlicher Untersuchungen konnte eine erste Bewertung der Größe und Verteilung des terrestrischen Wärmeflusses im Norddeutschen Becken vorgelegt werden [Hurtig und Schlosser, 1975]. Später wurden Werte zur Wärmeleitfähigkeit aus nichtgekernten Bohrungsbereichen anhand der Auswertung von Bohrlochmessungen unter Einbeziehung von Modellvorstellungen ermittelt. Damit war die Voraussetzung geschaffen, das vertikale Verhalten der Wärmeflußdichte entlang von Bohrprofilen zu studieren [Hurtig und Schlosser, 1975, 1976a, 1976b]. In welchem Umfang und an welchen Bohrlokationen diese Methode angewandt wurde, ist jedoch nicht nachvollziehbar.

Die Ergebnisse der ersten Kartendarstellungen von terrestrischem Wärmefluß und Temperaturen in unterschiedlichen Teuffenniveaus haben folgende Limitierungen:

1. In der fehlerhaften Annahme, daß Temperaturprofile gemessen nach einer Standzeit der Bohrung von >14 Tagen (Zeit nach letztem Umlauf der Bohrspülung) bereits eine im Fehlerbereich der Temperaturmessungen liegenden Angleich an ungestörte Gebirgstemperaturen erfahren haben, wurden keine Korrekturen an die kontinuierlich gemessenen Temperaturprofile angebracht. Die in die Analyse einbezogenen Bohrungen (zumeist Tiefbohrungen) weisen jedoch sehr unterschiedliche Standzeiten und damit auch unterschiedlich starke Reststörungen im Temperaturfeld auf. Daraus kann, wie später noch gezeigt wird, ein erheblicher Fehler für die in verschiedenen Teufen kartierten Temperaturen als auch für die ermittelten Temperaturgradienten resultieren. Die große Anzahl vorhandener Temperaturprofile erlaubte eine erste statistische Bearbeitung, die das Erkennen von Korrelationen zwischen Temperatur und Standzeit bezogen auf ein Teuffenniveau sowie zwischen Temperatur und Endteufe der Bohrungen zum Ziel hatte. Fricke und Klapötke (1976) wiesen nach, daß die Temperaturen in Teufen von 500 m und 1000 m bei Standzeiten von < 5 Tagen um ca. 5-15°C gegenüber der statischen Gebirgstemperatur erhöht sind. Sie schätzten, daß bei Tiefbohrungen Standzeiten von 100-300 Tagen (2000-7000 Stunden) ausreichen, um in den genannten Teufen statische Gebirgstemperaturen anzutreffen. Für größere Teufen (2000, 3000 und 4000 m) wurden keine derartigen Zusammenhänge beobachtet. Abhängigkeiten von Temperatur und Bohrungsendteufe wurden eindeutig in den flacheren Teufen (500 und 1000 m) von Tiefbohrungen nachgewiesen. Die Temperaturen in diesen, durch Bohrvorgang und Spülungszirkulation erwärmten Bereichen, liegen um so mehr über den ungestörten Gebirgstemperaturen, je tiefer die Bohrung abgeteuft wurde. Dieser Einfluß kann bei übertiefen Bohrungen bis zu 20°C betragen.
2. Es ist nicht erläutert, nach welcher Methodik, z. B. Intervallmethode [z. B. Bodell und Chapman, 1982] oder Thermische-Widerstands-Methode [Bullard, 1939] die Wärmeflußdichtewerte der einzelnen Bohrlokationen bestimmt wurden. Angaben zu den untersuchten Teufenintervallen sowie den dafür ermittelten Temperaturgradienten und Wärmeleitfähigkeiten sind nicht publiziert. Der Großteil der Wärmeflußdichte-Werte bezieht sich offen-

sichtlich auf die stratigraphischen Bereiche Rotliegendes, Zechstein und Buntsandstein [Hurtig, E., pers. Mitteilung, 1993] .

3. Die Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit an Bohrkernen wurden unter Laborbedingungen an trockenen Proben durchgeführt und entsprechen hinsichtlich Druck, Temperatur, Porenfluid und Sättigung nicht den in situ Bedingungen. Es gibt in der Literatur keine Angaben zur Porosität der Proben und damit keine Möglichkeit, die Werte hinsichtlich des Fluidgehalts und der Fluidchemie zu korrigieren. Korrekturen zur Temperaturabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit wurden nicht vorgenommen. Es ist zu prüfen, inwieweit die unter Verwendung dieser Werte ermittelte Wärmeflußdichte von einer, für in situ Bedingungen errechneten, abweicht.

In den 80er Jahren wurden weitere Temperaturkarten für das Gebiet der DDR und damit auch für den Ostteil des Norddeutschen Beckens kompiliert [Gläser, 1983], die die Grundlage für den Geothermie-Atlas der DDR, Maßstab 1:500 000 [Autorenkollektiv, 1984] bildeten. In diese neuen Kartendarstellungen gingen im Gebiet des Norddeutschen Beckens jedoch vorwiegend nur die Daten aus kontinuierlichen Temperaturlogs ein. Die an wenigen Bohrlokalitionen zeitlich versetzt durchgeführten Wiederholungsmessungen erlaubten eine erste Abschätzung des Angleichverhaltens von Temperaturprofilen und die Ableitung einer Korrekturmethode, die dann auch auf die in die Karten eingebundenen Temperaturprofile angewandt wurde. Aus den Darstellungen [Gläser, 1983; Gläser und Hurtig, 1984] und Karten geht jedoch nicht hervor, in welchen Teufen und um welche Beträge die Temperaturkorrekturen vorgenommen worden sind. Die Größe der Korrekturbeträge ist deshalb nur indirekt durch Vergleich von Isolinienwert und primärem Temperaturmeßwert möglich. Es wird beschrieben, daß bei einer Standzeit der Bohrung von weniger als 14 Tagen (336 Stunden) eine Überprüfung bereits publizierter Wärmeflußwerte bzw. eine Neubestimmung mit standzeitkorrigierten Temperaturen (Temperaturgradienten) vorgenommen wurde [Gläser, 1983]. Die Annahme, daß sich Bohrungen mit einer Standzeit von 14 Tagen bereits im thermischen Gleichgewicht befinden, ist jedoch mit einem mehr oder weniger großem Temperaturfehler verbunden. Auch bei diesen Arbeiten wurden keine Angaben zu den in die Berechnungen eingegangenen Wärmeleitfähigkeiten publiziert.

Unterschiede in der Isothermen-Linienführung in den von Gläser (1983) und dem Autorenkollektiv (1984) für verschiedene Teufenbereiche publizierten Karten sind auf die Nichtberücksichtigung bzw. im letzteren Fall auf die Berücksichtigung der geologischen Verhältnisse während der Dateninterpolation zurückzuführen. In beiden Kartensätzen wurde jedoch auf das Plotten der Meßwertlokation und des Meßwertes selbst verzichtet, was eine nachträgliche Bewertung der Primärdaten als auch der Signifikanz der ausgehaltenen Anomalien sehr erschwert. Die ermittelten Temperatur- und Wärmeflußdichtewerte wurden später ohne Neubearbeitung in den Geothermischen Atlas Europas [Hurtig et al., 1992] eingebunden.

Obwohl zur Zeit ein Projekt des NLFB-GGA Hannover und des GFZ Potsdam zur ganzheitlichen Darstellung der Temperaturverhältnisse im Untergrund Deutschlands in Bearbeitung ist, [Schellschmidt et al., 1996] gelten die im Rahmen einer geothermischen Ressourcenbewertung [Autorenkollektiv, 1992; Katzung et al., 1992] erstellten Karten als derzeitige aktuellste Temperaturdarstellungen für den Ostteil des Norddeutschen Beckens. In die im Maßstab von 1 : 200 000 vorliegenden Karten (11 Meßtischblätter) fanden auch die Temperaturwerte aus den zahlreichen seit dem Beginn der achtziger Jahre abgeteuften 'Geothermie'-Bohrungen Eingang. Mit dem Kartenwerk wurde eine Abschätzung der Temperaturen in den jeweiligen geothermischen Speicherhorizonten, bezogen auf das Teufenniveau 1500 m unter Gelände realisiert. Die Darstellungen sind das Ergebnis einer Neubewertung der zum damaligen Zeit-

punkt vorliegenden Temperaturprimärdaten ohne Berücksichtigung vorangegangener Arbeiten [Wormbs, pers. Mitteilung].

Die Methodik, nach der die Speichertemperaturen in 1500 m Tiefe festgelegt worden sind, wurde im Textteil zum Kartenwerk nur sehr unvollkommen beschrieben. Auf der Basis der veröffentlichten Temperatur-Tiefen-Profile kann auf die Anwendung folgender Methodik geschlossen werden:

1. Ermittlung eines mittleren geothermischen Gradienten für den Bereich Rasensohle bis Oberkante Zechsteinsalinar auf der Basis des gestörten Temperaturlogs und der mittleren Oberflächentemperatur von 8°C. Intervallgradientenänderungen infolge von Unterschieden in der Wärmeleitfähigkeit der durchteuften Schichten wurden nicht berücksichtigt.
2. Berechnung der Temperatur in 1500 m Tiefe aus Oberflächentemperatur (8°C) und mittlerem Gradienten. Analog wurde bei der Berechnung der Schichttemperaturen für die einzelnen Aquifere verfahren (Abbildung 2-4).

Die unterschiedlich starken Störeffekte, die durch die verschiedenen Standzeiten der Bohrungen und die Länge des Störeinflusses (tiefenabhängige Dauer des Bohrprozesses) in den Temperaturprofilen vorliegen, wurden nicht quantifiziert. Durch die Mittelung des Temperaturgradienten über einen relativ großen Teufenbereich und die Projektion des gemittelten und "gestörten" Temperaturprofils in Richtung Schnittpunkt mit der Oberflächentemperatur ergeben sich Abweichungen zur wahren Gebirgstemperatur in 1500 m Tiefe. Eine generelle Fehlerbewertung liegt jedoch nicht vor. Unklar ist auch, inwieweit die in Tabellen aufgeführten Gesteinestemperaturen Eingang in die Korrekturen fanden und inwieweit diese Werte von den über den mittleren Gradienten ermittelten Temperaturen bei 1500 m abweichen. Es ist offensichtlich, daß Maximumtemperaturen und deren Korrekturen (z. B. nach dem Horner-Plot-Verfahren) für die Temperaturkartierung nicht berücksichtigt wurden.

Eine Kartierung der Temperaturen im Abstand von 5°C erscheint in Anbetracht der relativ geringen Datendichte und der stark generalisierten Interpretation der Temperaturlogs als nicht angemessen. Der Absolutfehler in der Temperaturabschätzung dürfte jedoch unterhalb 10°C liegen. Der Verlauf der Isothermen wurde in Anlehnung an die geologischen Verhältnisse im sedimentären Untergrund (Oberfläche Zechsteinsalinar, Mächtigkeit des Zechsteinsalinars ohne Werra-Serie, Lage zu regionalen Störungszonen) bestimmt.

Die Ergebnisse sind als eine erste Übersichtsabschätzung der Temperaturbedingungen unter den genannten Fehlermöglichkeiten zu werten. Während für die mesozoischen Aquifere eine generalisierte Verfahrensweise zu geringen Fehlern führt, ist für tieferliegende Horizonte unterhalb des Zechsteinssalinars im Falle der Berechnung eines mittleren geothermischen Gradienten mit größeren Temperaturfehlern zu rechnen. Für die Ermittlung und Interpretation der Wärme flußdichte im regionalen Kontext ist das Verfahren zu generalisiert, und es bedarf einer modifizierten Methodik, die den Gegebenheiten der Temperaturfeldstörung Rechnung trägt (s. Kapitel 2.4.3).

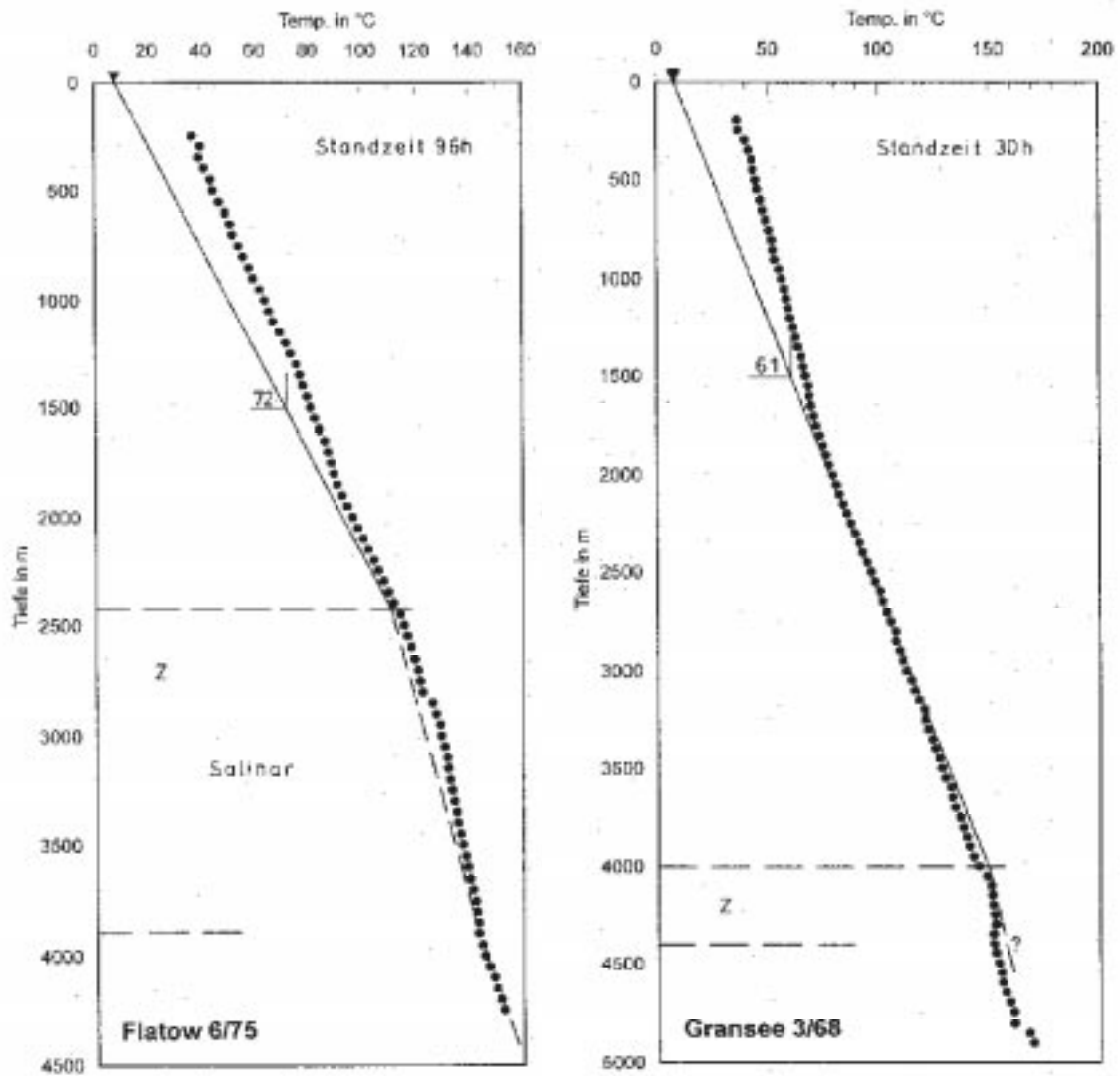


Abbildung 2-5: Temperaturlogs unter gestörten Bedingungen in den Bohrungen Flatow 6/75 und Gransee 3/68. Temperaturkorrektur durch Anpassung eines mittleren Temperaturgradienten an die Oberflächentemperatur von 8°C (nach Autorenkollektiv, 1992)

2.4.2 Zur Qualität vorhandener Temperaturmessungen

Kontinuierliche Temperatur-Profile

Seit Ende der sechziger Jahre sind kommerzielle Temperaturmeßgeräte weltweit im Einsatz, deren Meßdaten durch elektrische Bohrlochmeßkabel zur Oberfläche übertragen werden [Blackwell und Spafford, 1987]. So können Temperaturen mit einer Auflösung von $\pm 0,001^\circ\text{C}$ und Präzision von $\approx 0,1 - 0,01^\circ\text{C}$ bei einer Tiefenzuordnung bis zu 0,1 m gemessen werden [Roy et al., 1968; Sass et al., 1968; Blackwell und Spafford, 1987]. Damit sind die Bedingungen geschaffen, Temperatur-Profile schnell und ohne erhebliche Kosten in beliebigen Zeitabständen zu messen. Allerdings werden durch die ökonomischen Randbedingungen, die mit dem Abteufen und der anschließenden Nutzung einer Bohrung verbunden sind, oftmals Bedingungen angetroffen, die den idealen Anforderung für das Messen eines qualitativ hochwertigen Temperaturlogs entgegenstehen. Ziel der Temperaturmessungen ist die möglichst akkurate Erfassung von in situ Gebirgstemperaturen. Die besten Ergebnisse werden in Bohrungen erzielt, die verrohrt sind und thermisches Gleichgewicht erreicht haben und wo Temperaturlogs mit engen Meßpunktabständen vorliegen.

Die im Ostteil Norddeutschen Becken von der Erdölindustrie gemessenen kontinuierlichen Temperatur-Profile weisen eine Genauigkeit von $\pm 1,5 - 2^\circ\text{C}$ [Schuster, 1968] auf. Schlosser (1968) berichtet über eine Genauigkeit der von ihm kompilierten Temperatur-Daten (Messungen mit Widerstandsthermometern der Typen ETMI, ESO, TEG) im Bereich von $\pm 0,5 - 2^\circ\text{C}$. Die später vom VEB Geophysik Leipzig routinemäßig eingesetzte Meßtechnik (Widerstandsthermometer Sonde TEG-20, TEG-36, TS-50, TS-36) registrierte Temperaturen mit einer Meßgenauigkeit um $\pm 1^\circ\text{C}$ [Fricke und Schlosser, 1980]. Zusätzliche Fehler in der Absoluttemperatur bedingt durch unterschiedliche Kalibration der Meßsonden sind einzubeziehen. Der Trägheit des Meßsystems angepaßt, wurden die Messungen mit einer Einfahrtgeschwindigkeit von max. 15m/min durchgeführt. Die Temperaturwerte, die von der Industrie auf Meßfilmen analog registriert und in 50-Meter-Abständen von den Originalregistrierungen abgegriffen wurden, bilden den Hauptteil einer computergestützten Datenbank, die im GFZ Potsdam und im NLF-B-GGA Hannover erstellt wurde. Der große Meßpunktabstand setzt Grenzen für die Wärme flußbestimmung innerhalb einer Bohrung, indem die Zuordnung der Temperatursignale zu den einzelnen Formationen erschwert ist. Andererseits können jedoch bei der Betrachtung von Intervall- oder Formationsgradienten Instrumentenfehler vernachlässigt werden. Einzelne Temperaturlogs neueren Datums liegen mit einem digitalen Registrierungsintervall von 1 m und mit einer höheren Meßgenauigkeit vor.

Die Hauptprobleme bei der Erfassung von in situ Gebirgstemperaturen liegen neben dem Auflösungsvermögen der Meßinstrumente vor allem in der notwendigen Standzeit, die nach Abschluß aller im Bohrloch durchzuführenden Arbeiten vergehen muß, damit die durch Bohrvorgang, Spülungszirkulation und andere Prozesse induzierten Temperaturstörungen abklingen können. Der Großteil der im Norddeutschen Becken vorhandenen Temperaturlogs wurde unter gestörten Temperaturbedingungen gemessen.

Maximum-Temperaturen an der Bohrlochsohle und Fluidtest-Temperaturen

Noch zu Beginn der sechziger Jahre waren Maximumtemperatur-Messungen die einzige Datenquelle zur Erfassung von Temperaturen in Bohrungen. Noch heute werden sie im Rahmen der Erdöl- und Erdgas-Exploration routinemäßig am Ende des Bohrvorgangs und damit unter

gestörten thermischen Bedingungen an der Bohrlochsohle gemessen. Obwohl eine Fülle solcher Einzelmessungen existiert, ist ihre Genauigkeit und Auflösung in bezug auf Tiefe und Absoluttemperatur eingeschränkt und damit auch ihr wissenschaftlicher Wert im Vergleich zu Temperaturlogs herabgesetzt [Blackwell und Spafford, 1987]. Verschiedene Korrekturverfahren stehen je nach Datenbeschaffenheit zur Verfügung, um die Meßdaten auf Temperaturgleichgewicht und damit auf wahre Gebirgstemperaturen umzurechnen. Auch im Ostteil des Norddeutschen Beckens wurden in einer Vielzahl von Bohrungen Maximumtemperaturen an der Bohrlochsohle während des Bohrfortschritts als auch bei Abschluß der Bohrung gemessen, sie sind allerdings bis jetzt noch nicht systematisch ausgewertet wurden.

2.4.3 Erfordernisse zukünftiger Arbeiten

Qualitativ hochwertige Temperatur-Logs, die für Wärmeflußabschätzungen notwendig sind, erfordern spezielle Meßbedingungen. Ideale Bedingungen werden in Bohrungen angetroffen, die als Forschungsprojekte projektiert sind und wo ein zeitlicher Angleich gestörter Temperaturbedingungen ins thermische Gleichgewicht gewährleistet werden kann. Bedingt durch die zeitlichen Zwängen, denen kommerzielle Projekte unterliegen, werden diese Meßbedingungen jedoch nur selten angetroffen. Es existiert ein genereller Konsens in der geothermischen Forschung, daß für die Bewertung des geothermischen Potentials eines Gebietes gestörte Temperaturlogs und Einzelmessungen (Maximumtemperaturen oder Fluidtest-Temperaturen) einer Korrektur auf Gleichgewichtsbedingungen unterzogen werden sollen [Deming, 1989]. Bereits entwickelte Korrekturmethode sollten bei einer zukünftigen Bearbeitung des Datenbestandes des Ostteils des Norddeutschen Beckens zur Anwendung kommen. Diese Methoden lassen sich zwei großen Gruppen zuordnen:

- (1) numerische und analytische Modelle für den Temperaturangleich an der Bohrlochsohle unter Berücksichtigung einer Linienquelle [Lachenbruch und Brewer, 1959] oder der Zylinderquellen-Lösung [Cooper und Jones, 1959; Leblanc et al., 1982], des Fluidzirkulationsregimes, der Bohrlochgeometrie etc.,
- (2) Entwicklung und Anwendung von empirischen Korrekturen abgeleitet aus dem Vergleich von gestörten und ungestörten Meßdaten in Bohrungen mit ähnlicher struktureller/lithologischer Situation und Bohrregime [z. B. Kehle, 1972, 1973; Lucazeau und Ben Dhia, 1989; Förster et al., 1996].

Die Anwendbarkeit und Zuverlässigkeit der numerischen Korrekturmodelle ist von den jeweils zur Verfügung stehenden technischen Daten (Angaben zum Bohr- bzw. Meßregimes) abhängig. Nach dem Stand der derzeitigen Recherchen, die am GFZ Potsdam durchgeführt wurden, stehen für zahlreiche Bohrlokationen sowohl Temperaturlogs als auch Einzeltemperaturdaten (Maximumtemperaturen und Fluidtest-Temperaturen) zu Verfügung, die eine systematische Korrektur ermöglichen und eine Übertragbarkeit der Ergebnisse auf Bohrungen mit einer weniger guten Datenbasis zulassen. Zumindest für einige Bohrungen kann die Korrektur von Maximumtemperaturen mit Hilfe der Horner-Plot-Methode [Horner, 1951; Dowdle und Cobb, 1975; Fertl und Wichmann, 1977], die auf einer zeitlich versetzten Wiederholungsmessung der Temperatur an der Bohrlochsohle beruht, durchgeführt werden. Bedingt durch die zeitlichen Zwänge, denen kommerzielle Projekte unterliegen, werden diese Meßbedingungen jedoch nur selten angetroffen. Für die Korrektur ganzer Bohrprofile müssen zusätzlich systematische Untersuchungen zur Korrelation von (1) Temperatur und Bohrzeit bzw. Endteufe und von (2) Temperatur und Standzeit einer Bohrung unter Beachtung lithologischer Merkmale und Formationsgradienten durchgeführt werden. Die Rekonstruktion ungestörter Temperaturprofile unter Berücksichtigung der durch die Wärmeleitfähigkeitskontraste hervor-

gerufenen unterschiedlichen Formationsgradienten setzt die Anwendung von Modellierungen voraus [Speece et al., 1985].

2.4.4 Geothermisches Feld im Bereich der Geothermie-Bohrung Gt Rheinsberg 1

Mit dem Abteufen der Thermalwasser-Bohrung Gt Rheinsberg 1 im Frühjahr 1995 waren günstige Rahmenbedingungen geschaffen, an einer Lokation des Norddeutschen Beckens den zeitlichen Angleich der durch den Bohrprozeß gestörten Temperaturen über das gesamte Bohrprofil hinweg zu studieren. Solche Bedingungen, die ein Temperaturmonitoring über einen Zeitraum von Monaten oder Jahren erlauben, sind selten gegeben. Mit den Ergebnissen des Langzeit-Temperatur-Monitorings werden im Zusammenhang mit Wiederholungsmessungen, die bereits für wenige andere Bohrlokationen, wie z. B. in der Bohrung Friedland 1 vorliegen, Aussagen zum zeitlichen Angleich gestörter Temperaturbedingungen und zur Fehlergröße bei der Bewertung von Gebirgstemperaturen möglich. Durch die Möglichkeit, das Bohrloch als Langzeitobservatorium nutzen zu können, ist der Einsatz verschiedener Temperaturmeßapparaturen und damit die qualitative Bewertung verschiedener Typen von Meßdaten möglich. Die Kombination der geothermischen Ergebnisse mit den Ergebnissen eines extensiven Bohrlochmeßprogramms (BLM GmbH Gommern) erlaubt die Korrelation von Temperaturgradienten und lithologischen Parametern.

Ergebnisse der Langzeitbeobachtung der Temperaturbedingungen

(unter Mitarbeit von Dipl.-Ing. J. Schrötter)

Um den Verlauf des zeitlichen Angleichs dynamischer Bohrlochbedingungen an statische Gebirgstemperaturen nachvollziehen zu können, wurden nach Abschluß der technischen Arbeiten (letzte Spülung, Leistungstest im Aquifer und anschließende Bohrlochmessung) Temperaturlogs über einen Zeitraum von sieben Monaten gemessen. Die ursprünglich bis auf eine Endteufe von 1706 m abgeteufte Bohrung war zu diesem Zeitpunkt mit einem Filter im Endteufenbereich (Filterkopfstück ab 1628 m) und mit einer GFK-Verrohrung von 9 5/8" bis 290m unter Gelände und 7" ab 290 m unter Gelände ausgestattet [Rinke, 1995]; das Meßmedium ist mineralisiertes Wasser (statischer Wasserspiegel bei ca. 110 m) (s. Tabelle 2-3).

Die Messungen wurden mit dem Meßsystem des GFZ Potsdam durchgeführt. Es besteht aus einer digital arbeitenden Druck-/Temperatursonde (p/T 20) mit einem Sondendurchmesser von 45 mm für Temperaturmessungen bis max. 150 °C (Temperaturauflösung 0,001 K) und für Druckmessungen bis zu 60 MPa. Die Steuerung und Abfrage der Meßwerte erfolgt mittels der Registriereinheit (LU 44), die über 8 analoge und 40 TTL-kompatible Ein-/Ausgänge verfügt. Die Auflösung des A/D- Wandlers beträgt 16 bit. Ein einadriges Rochester-Meßkabel (Länge 2 km; Bruchlast 16 kN, auf einer mobilen Winde montiert) gewährleistet die Verbindung zwischen Registriereinheit und Sonde

Um möglichst eine genaue absolute Temperaturmessung zu erhalten, wurde vom Eichamt des Landes Brandenburg die Eichkurve der Sonde ermittelt. Die Temperaturmessungen wurden bei Sondeneinfahrt (Meßgeschwindigkeit 5 m/min) in Meßpunktabständen von 0,1 m bis in eine Meßteufe von ca. 1620 m kontinuierlich aufgezeichnet. Die Meßgeschwindigkeit erlaubte eine genügende Anpassungszeit der Sonde an die Temperaturen des Bohrlochmediums. Die im folgenden angegebenen Zeitangaben beziehen sich auf den Zeitraum zwischen Messung und dem Abschluß der bohrtechnischen Arbeiten (Tabelle 2-4).

Aktivität	Datum
Erster Bohrtag	16.02.95
Letzter Bohrtag	29.03.95
Einbau Verrohrung	07.04.-11.04.95
Zementierung	12.04.95
Spülungswechsel Auf Schichtwasser	15.04.95
Einbau Filter in 1647-1668 m	18.04.- 27.04.95
Leistungstest (letzte Zirkulation)	29.04.95
BLM nach Lei- stungstest	30.04.95

Tabelle 2-3: Technische Daten zur Bohrung Gt Rheinsberg 1

Datum	Standzeit
02.05.95	65 h
05.05.95	135 h
12.06.95	1050 h
13.07.95	1795 h
13.11.95	2535 h

Tabelle 2-4: Zeitlicher Ablauf der Temperaturmessungen

In Abbildung 2-5 sind die Ergebnisse der Temperaturwiederholungsmessungen dargestellt. Der Verlauf Temperaturkurven spiegelt die unterschiedliche Intensität der Temperaturstörung in den verschiedenen Teufenbereichen der Bohrung und den differenzierten Angleich an ungestörte, statische Bedingungen wider. Mit zunehmender Standzeit ist eine relative Abkühlung der Schichten im Hangenden (bis 1000 m Tiefe) und eine relative Temperaturzunahme im Bereich unterhalb 1300 m zu verzeichnen.

Vor Einbringen der Verrohrung wurde in verschiedenen Horizonten ein Kabel-Lift-Test durchgeführt und die Temperatur des in die Bohrung einströmenden Fluids gemessen. Die während der Testarbeiten gemessenen Fluidtemperaturen im Hettang und in den Contorta-Schichten entsprechen annähernd Gebirgstemperaturen, was durch die gute Korrelation der Werte mit dem Temperaturlog (t = 2535 h), das sich bereits im Quasi-Gleichgewicht befindet, belegt wird. Die korrigierten Testtemperaturen im Hauterive und Aalen scheinen „überkorrigiert“ zu sein.

Mit den Messungen nach 135 und 2535 Stunden konnte die Temperaturmeßsonde in den Trichterbereich oberhalb des im Contorta-Sandsteins eingebauten Filters eingeführt werden. Peaks in den entsprechenden Temperaturlogs weisen auf lokale Störungen hin, die durch Fließvorgänge im Filterbereich bedingt sein können. Die Daten der nach 65 und 135 Stunden erfolgten Messungen weisen auf starke transiente Temperaturstörungen für die Teufenbereiche 100 m - 300 m und 450 m - 700 m hin. Diese stehen wahrscheinlich mit den hohen Permeabilitäten dieser Bereiche in Zusammenhang und könnten damit auf eine, durch den Bohrprozeß bedingte, erhöhte thermische Störung zurückzuführen sein. Die Störungen korrelieren jedoch auch zum Teil mit Änderungen im Bohrlochkaliber, was einen Einfluß der hinter der Verrohrung eingebrachten Zementierung (Abbindungswärme) vermuten läßt. Diese transienten Störungen lassen sich besonders gut anhand eines Temperaturgradienten-Tiefen-Plots lokalisieren (Abbildung 2-6).

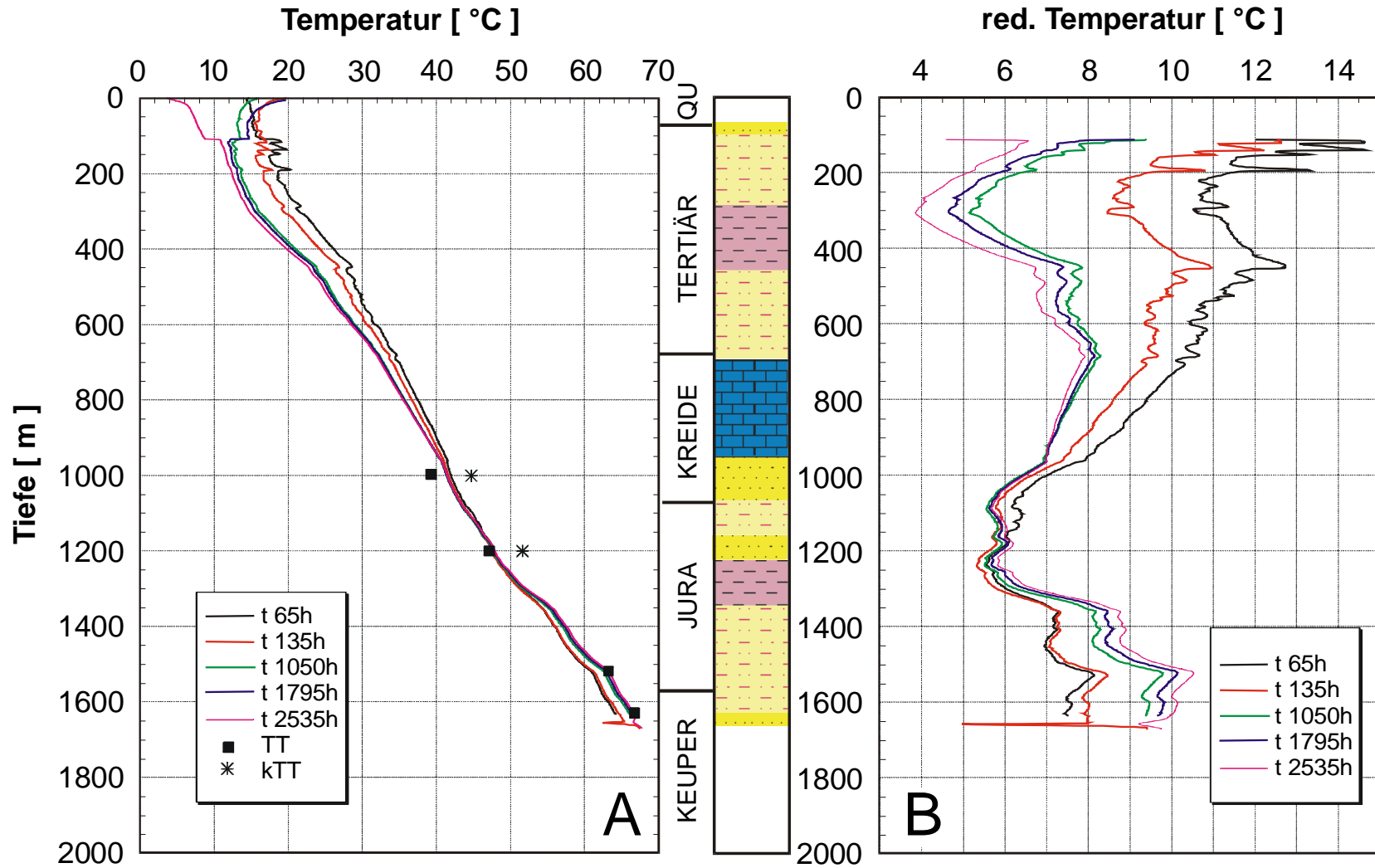


Abbildung 2-5: Der zeitliche Abbau der durch den Bohrprozeß und Spülungs-zirkulation bedingten Temperaturstörung - Geothermiebohrung Gt Rheinsberg 1. A, Temperatur-Tiefen-Profile in Beziehung zur Standzeit der Bohrung (65 bis 2535 Stunden). Einzeltemperatur aus einem Fluidtest (gefülltes Viereck) und korrigierte Test-Temperaturen (Stern) [Lenz und Rockel, 1995]; B, Temperatur-Tiefen-Profile reduziert um den Betrag eines mittleren Temperaturgradienten von 35°C/km. Registrierintervall: 1m.

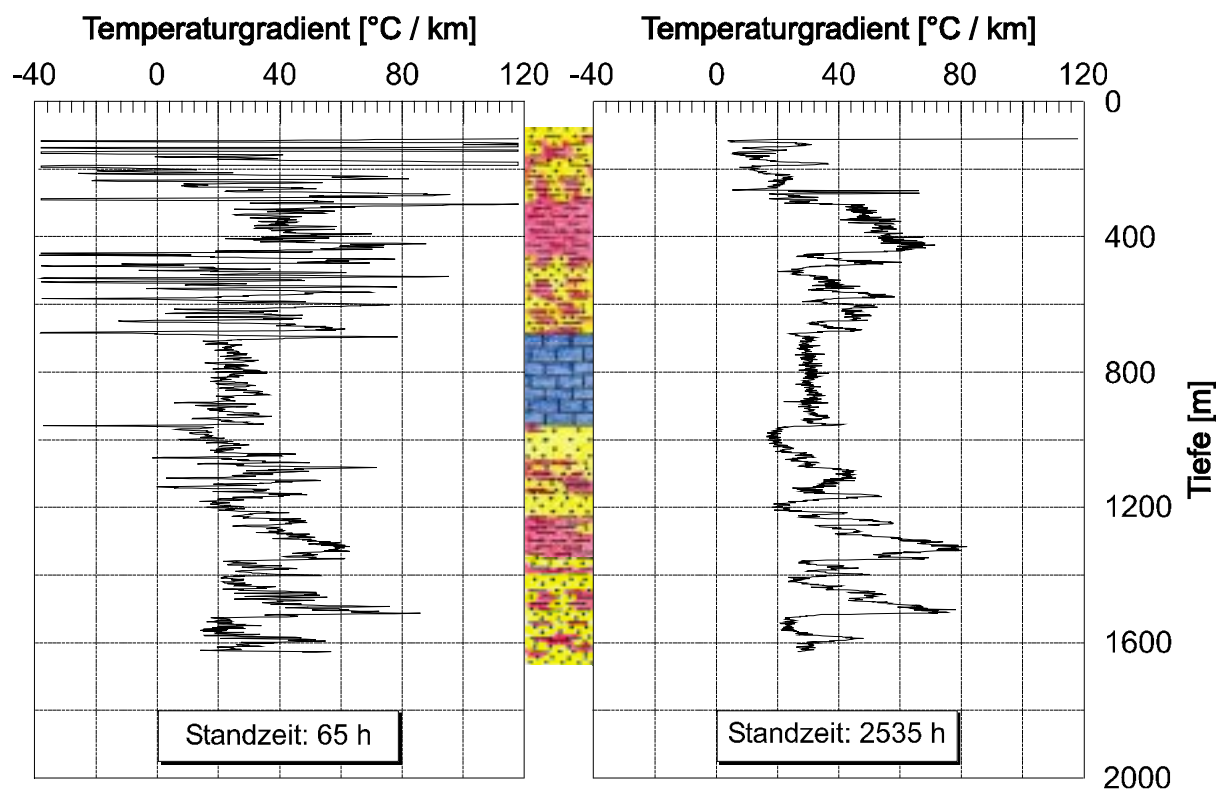


Abbildung 2-6: Temperaturgradienten in Abhängigkeit von Tiefe und Standzeit der Bohrung (Gradienten in Teufenintervallen von 1 m, ungeglättet). Tonstein-Sandstein-Wechselfolge (Tertiär) bis ca. 700 m, Karbonatmergel und Karbonate (Kreide) bis ca. 1000 m und Tonstein-Sandstein-Wechselfolge (Kreide bis Keuper) bis Endteufe.

Die Abbildung 2-6 verdeutlicht ebenfalls, daß der Temperatur-Tiefen-Verlauf mit zunehmender Standzeit einer Bohrung durch die Wärmeleitfähigkeit der durchteuften Schichten dominiert wird. Damit wird eine Feinkorrelation zwischen Temperaturgradienten und Lithologie/Stratigraphie und damit eine Charakterisierung der durchteuften Schichten möglich, wie auch andere Autoren zeigen konnten [Conaway und Beck, 1977; Blackwell und Steele, 1989].

Tabelle 2-5 gibt einen Überblick über die Variation der für verschiedene lithologische Einheiten berechneten Temperaturgradienten unter quasi-stationären Bohrlochbedingungen (Temperaturlog nach 2535 h). In Abhängigkeit vom Wärmeleitvermögen schwanken die Intervallgradienten von 55 bis 72°C/km. Die höchsten Gradienten weisen Profilintervalle in Ton und siltigem Tonstein auf. Generell zeigen alle Intervallgradienten eine lineare Abhängigkeit vom Tongehalt.

Durch Korrelation von Temperaturgradienten-Log und feinauflösende Lithologie können Temperatur-Signaturen, die nicht direkt auf Gesteinseigenschaften zurückzuführen sind, identifiziert werden. Die Absolutgröße dieses Störeinflusses (Rauschen) läßt sich jedoch erst nach dem vollkommenen Erreichen des statischen Zustandes im Bohrloch durch Überdeckung zweier Temperaturgradienten-Logs abschätzen. Der zu erwartende Fehler sollte im Bereich von $< 0,1^{\circ}\text{C}/\text{km}$ liegen.

Stratigraphie	Lithologie	Teufe [m]	Porosität [%]	Tongehalt [%]	Temperaturgradient [°C/km]
Rupel	Ton	306-445			55,4
Campan-Cenoman	Kalkstein	693-954			31,7
Hauterive	Sandstein	961-1023	28	≤10	20,7
Oxford, Callov	Siltstein	1086-1134	16	30	42,2
Bathon –Aalen	Siltstein	1145-1177	16	30	39,9
Aalen	Sandstein	1184-1214	26	≤10	23,7
Toarce	si. Tonstein	1300-1353	17	40	70,0
Pliensbach - Obersinemur	Sandstein	1400-1424	26	±20	31,2
Hettang	si. Tonstein	1493-1512	12	50	72,0
Hettang	Sandstein	1515-1533	22		31,9
Hettang	Sandstein	1538-1569	26	≤10	25,1
Triletes	Siltstein/ Sandstein	1580-1596	20	32	43,2
Contorta	Sandstein	1608-1626	28	±20	31,0

Tabelle 2-5: Generalisierte Lithologie (nach Spülproben, Kernaufnahme und BLM) sowie Mittelwerte für Porosität (BLM), Tongehalt (BLM) und Temperaturgradient für verschiedene Teufenbereiche in der Bohrung Gt Rheinsberg 1. Angaben, außer Temperaturgradient, nach Lenz und Rockel (1995) und Grüning et al. (1995).

Quantifizierung des Temperaturangleichs an ungestörte Gebirgsbedingungen

Aus der Literatur sind verschiedene Angaben zur notwendigen Standzeit von Bohrungen bis zum Erreichen von Temperaturgleichgewichtsbedingungen bekannt. Erste Berechnungen von Bullard (1947) ergaben, daß in einer bestimmten Tiefe die Standzeit der Bohrung um den Faktor 10 bis 20 größer sein muß als die Zirkulationszeit der Bohrspülung, wenn eine Meßgenauigkeit von 0,01 K erreicht werden soll. Mit der klassischen Arbeit von Lachenbruch und Brewer (1959) wurde das Abklingen einer durch den Bohrprozeß induzierten Temperaturfeldstörung in einer Flachbohrung gemessen und die Wärmeleitungsvorgänge des Temperaturangleichs theoretisch unterlegt. Basierend auf diesen Erkenntnissen wurden für die Bohrung Gt Rheinsberg 1 unter Verwendung der Daten über den zeitlichen Bohrfortschritt und der Zeitdauer der Temperaturstörung, Temperaturangleichskurven für verschiedene Teufenberei-

chen erstellt. Bei ihrer Interpretation muß der gesamte Bohr- und Installationsablauf (42-tägige Bohrzeit, Verrohrungs- und Filtereinbau, mehrmaliges Spülen, Fluidleistungstest u. a.) berücksichtigt werden.

Die Abbildungen 2-7 A-D zeigen für vier Teufenbereiche individuelle Temperaturgleichskurven nach Ende der Spülungszirkulation, die eine Extrapolation gestörter Temperaturen zu in situ Formationstemperaturen ermöglichen. Der Einfluß der nach Ende der Spülungszirkulation am 30.06.1995 durchgeführten Bohrlochmessung ist in diesem Zusammenhang nicht relevant, da Turbulenzen bedingt durch Ein- und Ausfahrt der Sonden bereits nach 24 Stunden abklingen. Bedingt durch die Bohrarbeiten und die längerfristige Spülungszirkulation war das Bohrloch insgesamt einer intensiven Temperaturfeldstörung über einen Zeitraum von 73 Tagen (ca. 1750 Stunden) ausgesetzt, wobei die Temperaturen in den oberen Schichten der Bohrung zeitlich länger gestört wurden als die Temperaturen in den unteren Schichten. Folgerichtig gleichen sich die Temperaturen im Bereich der Bohrlochsohle schneller an das thermische Gleichgewicht an (Abweichung von $<1^{\circ}\text{C}$ gegenüber der Gebirgstemperatur nach ca. 1000 Stunden Standzeit), als die Temperaturen im oberen Bereich der Bohrung (Temperaturabweichungen von $>1^{\circ}\text{C}$). Unter Berücksichtigung der für jede Teufe unterschiedlichen Störzeiträume ergeben sich auch für das Temperaturprofil unterschiedliche Standzeiten bis zum Erreichen der Gleichgewichtsbedingungen. Aus einer stärker generalisierenden Betrachtung der Veränderungen in der gesamten Bohrung ist abzuleiten, daß sich das Temperaturfeld bei einem Verhältnis von 1,7:1 von Bohr- zu Standzeit, d.h. nach etwa 1000 Stunden seit Ende der Spülungszirkulation bis zu $\sim 1,5^{\circ}\text{C}$ an die Gebirgstemperaturen angeglichen hat.

Der Angleich der Temperaturprofile auf ungestörte Gebirgsbedingungen ist mit einer generellen Erhöhung des mittleren geothermischen Gradienten verbunden. Für den oberen Bereich der Bohrung (zwischen 110 m und 1200 m Teufe) ergibt sich bei linearer Regression des Temperaturprofils eine Erhöhung des mittleren Gradienten von $28,0^{\circ}\text{C}/\text{km}$ auf $35,6^{\circ}\text{C}/\text{km}$, was einer Änderung um ca. 21 % entspricht. Im unteren Teil des Profils (zwischen 1200 m und 1630 m) erhöht sich der Gradient von $38,9^{\circ}\text{C}/\text{km}$ auf $45,0^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (um ca. 14 %). Der aus den vier Fluidtest-Temperaturen (Abbildung 2-8) ermittelte Temperaturgradient beträgt $43,7^{\circ}\text{C}/\text{km}$ und spiegelt damit sehr gut die thermischen Verhältnisse in den unteren Schichtenfolgen wider. Dieses Beispiel zeigt, daß die in verschiedenen Teufen gemessenen Fluidtest-Temperaturen eine zuverlässige Abschätzung des geothermischen Gradienten im entsprechenden Teufenintervall liefern.

Die Abbildung 2-8 verdeutlicht den vorherrschenden Trend der Gradientenzunahme in verschiedenen Teufenbereichen homogener Lithologie, wobei ein rascher exponentieller Anstieg der Werte im Zeitraum <1000 h Standzeit zu verzeichnen ist. Im störungsneutralen Bereich der Bohrung um 1200 m ist eine Gradientendifferenz von $0,2^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (ca. 0,8 %) zu erkennen (s. auch Tabelle 2-5). Die Abweichungen im linearen Teilabschnitt der Kurven bzw. im störungsneutralen Bereich der Bohrung liegen in der Größenordnung von $0,2$ - $2,0^{\circ}\text{C}/\text{km}$ und geben einen Eindruck vom Auflösungsvermögen von Intervall- und Formationsgradienten.

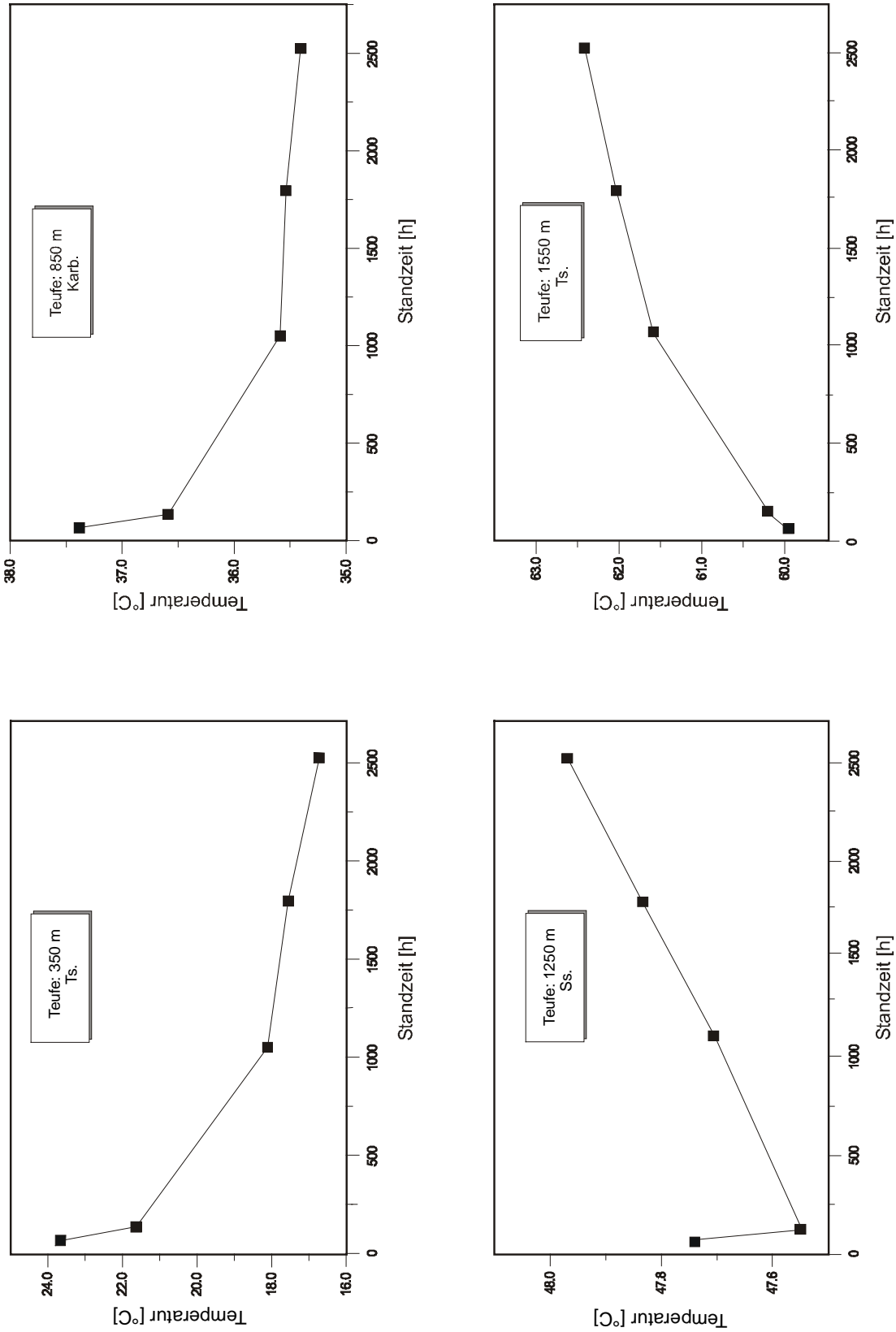


Abbildung 2-7: Verlauf des Temperaturangeichts in verschiedenen Teufen (Bohrung Gt Rheinsberg 1): A: 350 m Teufe; B: 800 m Teufe; C: 1200 m Teufe; D: 1500 m Teufe.

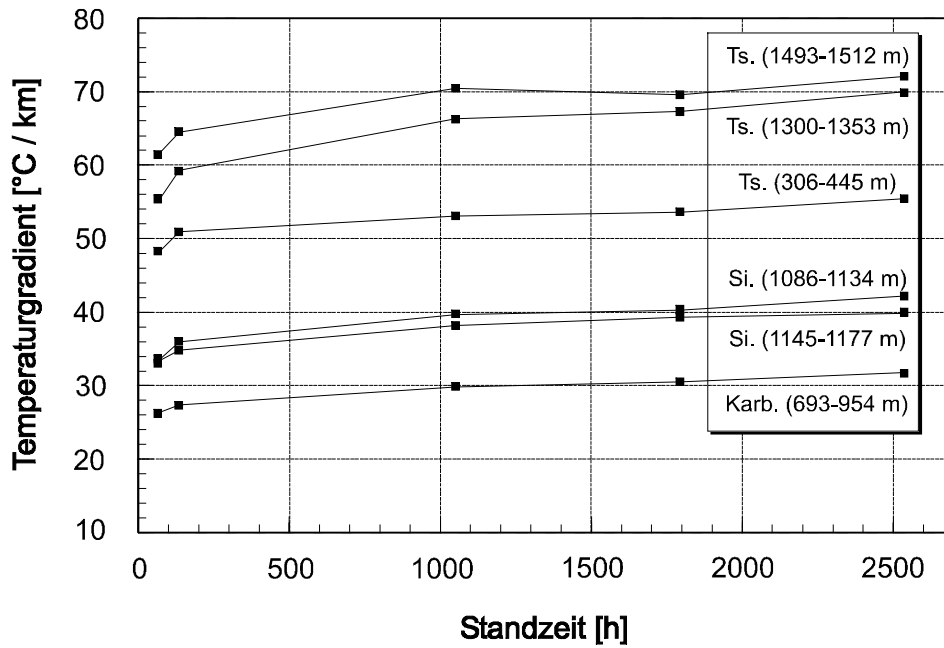


Abbildung 2-8: Das zeitliche Verhalten von Intervallgradienten für verschiedene lithologische Einheiten (Bohrung Gt Rheinsberg 1)

Abbildung 2-9 verdeutlicht die tiefenbezogene Variation von Gradientendifferenzen bezogen auf lithologische Einheiten.

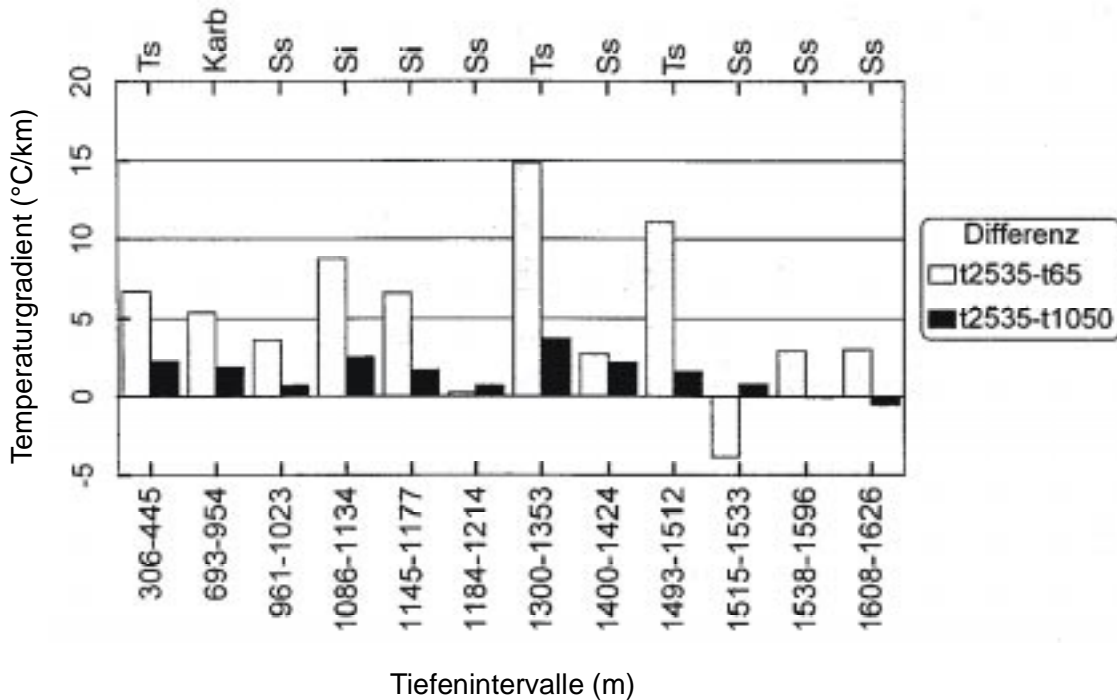


Abbildung 2-9: Temperaturgradientendifferenz in Beziehung zur Tiefe (Bohrung Gt Rheinsberg 1)

Abweichungen vom generellen Trend des Gradientenangleichs (Gradientenzunahme) sind im oberen Bereich des Hettang (1515-1533 m) zu beobachten (s. auch Tabelle 2-3), wo nach anfänglicher Temperaturzunahme (bis 135 Stunden Standzeit) eine Temperaturabnahme um ca. 9°C nach 1795 Stunden Standzeit zu verzeichnen war. Die Temperaturen der Endmessung bei 2535 Stunden Standzeit sind hier noch immer um ca. 2°C gegenüber der Erstmessung reduziert. Die größten Gradientenerhöhungen von 11°C/km (15%) und 15°C/km (21%) sind in zwei Tonsteineinheiten im mittleren Teil der Bohrung zu verzeichnen. Im Durchschnitt liegen die Intervallgradientenänderungen zwischen der ersten und letzten Temperaturmessung jedoch unter 8°C/km. Die aufgezeigten Gradientenänderungen geben Anhaltspunkte zu den Fehlergrößen, die bei der Ermittlung von Wärmeflußdichten unter gestörten Meßbedingungen auftreten.

Die Aussagen, die mit dem Temperaturmonitoring in der Bohrung Rheinsberg 1 erzielt wurden, werden Eingang finden in die Bewertung (Korrektur) des umfangreichen Bestandes an thermischen Logs des Ostteils des Norddeutschen Becken. Damit ist unter anderem auch eine qualitative Neubewertung des geothermischen Potentials und seiner geologisch-geophysikalischen Interpretation verbunden.

Wärmefluß

Im geologischen Kontext wird unter Wärmefluß im allgemeinen die vertikale Komponente der Wärme, die durch die äußere Erdkruste geleitet wird, verstanden. Der Wärmefluß ist definiert als das Produkt von Temperaturgradient und Wärmeleitfähigkeit:

$$q_0 = k \partial T / \partial z$$

q_0	Oberflächenwärmefluß
k	Wärmeleitfähigkeit
$\partial T / \partial z$	positive Zunahme der Temperatur (T) mit der Tiefe (z)

Die Messung der Temperaturbedingungen in der Bohrung Rheinsberg 1 im Meßintervall von 1 m erlaubt eine exakte Korrelation von Temperatur und Lithologie und die Berechnung von Intervall- oder Formationsgradienten für die Wärmeflußbestimmung. Leider wurde die Bohrung nur im Bereich der mesozoischen Aquifer-Horizonte gekernt, was die Wärmeflußbestimmung entlang des gesamten Profils erschwert. Aus diesem Grund werden hier zunächst die Teufenintervalle untersucht, aus denen Bohrkerne zur Verfügung stehen.

In Tabelle 2-6 sind die aus der nach 2535 Stunden durchgeführten Messung (quasi-stationärer Zustand) abgeleiteten Temperaturgradienten für verschiedene Sandsteinaquifere erfaßt. Es wurde Wert darauf gelegt, daß für die Gradientenberechnung möglichst lithologisch homogene Intervalle ausgewählt wurden. An der TU Berlin wurden von B. Troschke zahlreiche Wärmeleitfähigkeitswerte für die mit der Bohrung aufgeschlossenen Sandsteine ermittelt (Tabelle 2-6). Basierend auf diesen Daten lassen sich dem Teufenbereich 1515-1533 m (Hettang) eine Wärmeleitfähigkeit von $3,75 \pm 0,08$ W/mK (wassergesättigt, 20 % effektives Porenvolumen), dem Teufenbereich 1538-1569 m (Hettang) eine Wärmeleitfähigkeit von $3,45 \pm 0,07$ W/mK (wassergesättigt, 21 % effektives Porenvolumen) und dem Teufenbereich 1608-1626m (Contorta) eine Wärmeleitfähigkeit von $3,06 \pm 0,03$ W/mK zuordnen. Der Mittelwert der Hettang-Sandsteinproben (auch aus Bereichen in denen kein Intervallgradient berechnet wurde) liegt bei 3,51 W/mK, für die Sandsteine der Contorta-Schichten beträgt der Mittelwert

Stratigraphie	Lithologie	Durchschn.- Porosität nach BLM [%]	Teufe [m] Mächtigkeit [m]	Test- temperatur [°C] Teufe [m]	Temperatur [°C] t=2535h Teufe [m]	Gradient (Γ) [°C/km] t=2535h	Γ (t2535 - t65), in Klammern Γ in %	Γ (t1050 - t65)
Hauterive	Sandstein, Tongehalt ≤ 10 %	28	961-1023 62	39 (korr. 44,7) 1000	41,46 1000	20,7	3,6 (17,4)	2,9
Aalen	Sandstein, Tongehalt ≤ 10 %	26	1184-1214 30	47 (korr. 51,6) 1200	47,97 1200	23,7	0,2 (0,84)	-0,5
Pliensbach- Obersinemur	Sandstein, Tongehalt ± 20 %	26	1400-1424 24		57,89 1400	31,2	2,7 (8,7)	0,4
Hettang	Sandstein, Tongehalt?	22	1515-1533 18	63 1522,7	63,83 1523	31,9	-3,9 (-12,2)	-4,7
Hettang	Sandstein, Tongehalt ≤ 10 %	26	1538-1569 31		64,21 1538	25	3,0 (12,0)	3,0
Contorta	Sandstein, Tongehalt ± 20 %	28	1608-1626 18	66,6 1631,1	66,80 1631	31	3,1 (10,0)	3,6

Tabelle 2-6: Parameter der durchteuften Aquifere nach Bohrlochmessung. Angaben zur Porosität nach Grüning u. a. (1995), Fluidtesttemperaturen nach Lenz und Rockel (1995).

3,09 W/mK. Alle angegebenen Werte resultieren aus Messungen unter Laborbedingungen bei 18°C. Für die Berechnung der Wärmeflußdichte ist es jedoch erforderlich in situ Wärmeleitfähigkeiten zu berücksichtigen. Die Wärmeleitfähigkeiten der Sandsteine gemessen bei Temperaturen von 65°C sind im Durchschnitt um etwa 0,25 W/mK (Hettang) und 0,22 W/mK (Contorta) reduziert [Troschke, pers. Mitteilung].

Basierend auf den in situ Wärmeleitfähigkeiten und den Intervall-Temperaturgradienten ergeben sich eine Wärmeflußdichte für das Hettang von 92,7 mW/m² und für die Contorta-Schichten von 89,0 mW/m². Der hohe Wärmefluß um 90 mW/m² deutet sich auch für die oberen Bereiche der Bohrung an. Es ist ersichtlich, daß auch die Sandstein-Intervallgradienten im Pliensbach/Obersinemur, Aalen und Hauterive (Tabelle 2-6) ähnliche Werte aufweisen wie im Hettang und in den Contorta-Schichten, allerdings mit Tendenz zur Abnahme im Hangenden Bereich der Bohrung. Dies kann teilweise durch die Temperaturabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit erklärt werden. Die Jura-Tonsteine weisen sehr hohe Temperaturgradienten auf, die bei Berücksichtigung von Wärmeleitfähigkeiten im Wertebereich von 1,0-1,3 W/mK, die für vergleichbare Tonsteine typisch sind [Blackwell und Steele, 1989], den ermittelten Wärmefluß bestätigen. Der Wärmefluß in der Bohrung Rheinsberg 1 liegt weit über dem Mittelwert von 50-60 mW/m², der für tektonisch „ruhige“ Gebiete, wie hier einem alt angelegten Becken, angenommen wird. Es liegt nahe, daß die hier ausgewiesene Wärmeflußdichteanomalie lokaler Natur ist und durch den in unmittelbarer Nähe aufgedrungenen Salzstock hervorgerufen wird. Modellierungen von Jensen (1990) zeigen, daß große Temperaturanomalien über dem Top und an den Flanken eines Salzstocks auftreten, wenn das Verhältnis von Wärmeleitfähigkeit des Salzes zu der des Umgebungsgesteins mindestens 2:1 beträgt.

2.4.5 Schlußfolgerungen für den Ostteil des Norddeutsche Beckens

Für den Osten des Norddeutschen Becken existiert eine im Verhältnis zu anderen Gebieten Deutschlands aber auch im Verhältnis zu den allgemeinen Gegebenheiten in Sedimentbecken einmalige Datenbank von Temperaturlogs aus Tiefbohrungen. Die Mehrzahl der bis in große Tiefen gemessenen Temperaturprofile repräsentieren jedoch Bohrlochbedingungen, die nicht im thermischen Gleichgewicht mit dem Gebirge standen. Für die Interpretation der Temperaturdaten im Rahmen einer integrierten Beckenanalyse ist die Erarbeitung und Anwendung einer Korrekturmethode unbedingt erforderlich.

Die Sichtung der vorhandenen und bereits ausgewerteten Meßdaten zum Temperaturfeld und zur Wärmeleitfähigkeit ergab, daß die vorliegenden Wärmeflußdichtewerte mit Fehlern, die den allgemein akzeptierten Fehlerbereich von 10% überschreiten, behaftet sind. Allein aufgrund dieser Unsicherheiten sind die angegebenen Wärmeflußwerte (Abbildung 2-10) vieldeutig zu interpretieren.

Die geologisch/geophysikalischen Ursachen für die weitflächigen Anomalien sind weitgehend unbekannt. Zukünftige Arbeiten sollte eine Systematisierung der Wärmeflußdaten in bezug auf die durch die Salz-Tektonik geprägte geologische Struktur des Deckgebirges, die Mächtigkeit des Zechsteinsalinars, die Nähe zu regionalen Störungszonen, zur regionalen Hydrogeologie sowie zur Grundgebirgsstruktur beinhalten. Es ist zu klären, ob Anomalien ausschließlich auf konduktiven Wärmetransport- oder auf zusätzliche konvektive Wärmetransportmechanismen, die Einfluß auf die lateralen und vertikalen Temperaturgradienten nehmen, zurückzuführen sind.

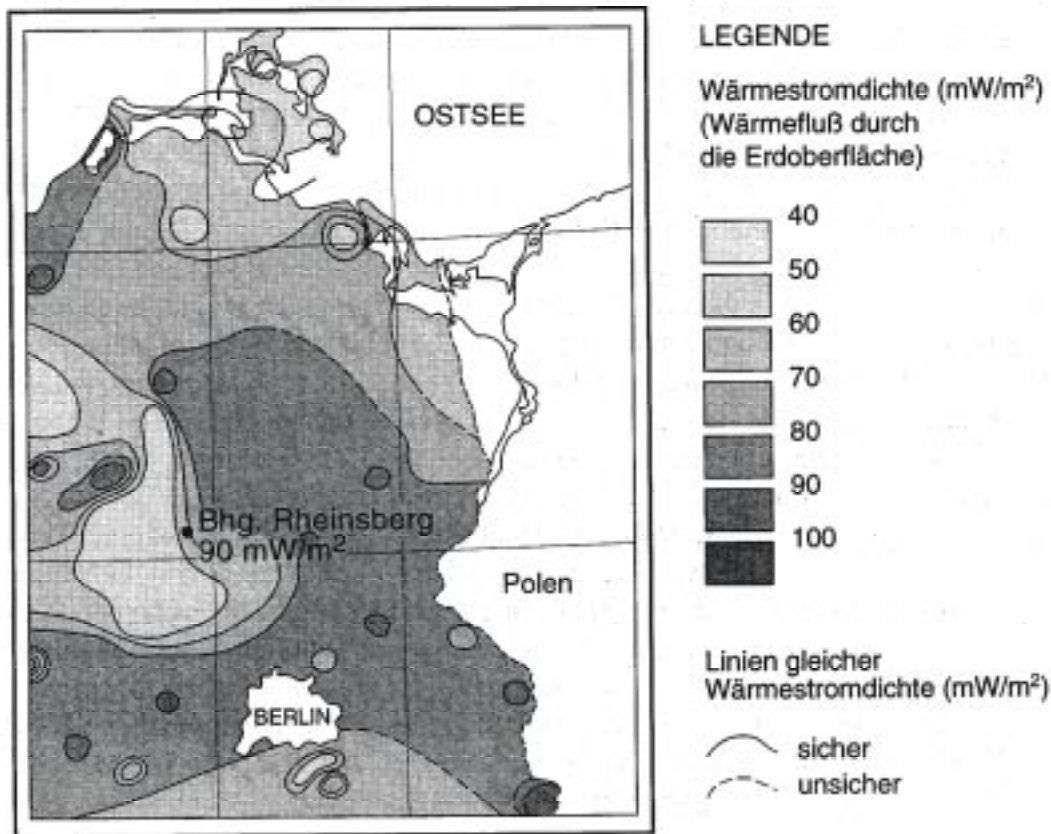


Abbildung 2-10: Terrestrische Wärmeflußdichte-Verteilung im Ostteil des Norddeutschen Beckens im Maßstab 1:1500 000 [nach S. Gläser; publiziert in Katzung et al., 1984].

Literatur

- Autorenkollektiv: Diener, I., G. Katzung, P. Kühn, u. a., Geothermie-Atlas der DDR; Berlin, Zentrales Geologisches Institut, Berlin, 18 S., 27 Anlagen, 1984.
- Autorenkollektiv, Geologische Grundlagen für die Geothermienutzung in Nordostdeutschland, Zentrales Geologisches Institut Berlin, Gesellschaft für Umwelt- und Wirtschaftsgeologie mbH Berlin, 1992.
- Becher, D. und W. Meincke, Der Wärmefluß zwischen Harz und Prignitz, Z. angew. Geologie, 14, 6, 291-297, 1968.
- Blackwell, D.D. and R.E. Spafford, Experimental methods in continental heat flow, In: Geophysics, edited by Sammis, C.G. und T.L. Henyey, Experimental Methods in Physics, 24, B, 189-226, Academic Press, Orlando, Florida, 1987.
- Blackwell, D.D. and J.L. Steele, Heat flow and geothermal potential of Kansas, Kansas Geol. Survey Bull., 226, 267-291, 1989.
- Bodell, J.M. and D.D. Chapman, Heat flow in the north-central Colorado Plateau, J. Geophys. Res., 87, 4757-4772, 1982.
- Bücker, C. and L. Rybach, A simple method to determine heat production from gamma-ray logs, Marine and Petroleum Geology, Vol. 13, No. 4, 373-375, 1996.

- Bullard, E.C., Heat flow in South Africa, Proc. R. Soc. London Series A, 173, 474-502, 1939.
- Bullard, E.C., The time necessary for a borehole to attain temperature equilibrium, Roy. Astron. Soc. Monthly Notices, Geophys. Suppl., 5, 5, 127-130, 1947.
- Conaway, J.G. and A.E. Beck, Fine-scale correlation between temperature gradient logs and lithology, Geophysics, 42, 7, 1401-1410, 1977.
- Cooper, L.R. and C. Jones, The determination of virgin strata temperatures from observations in deep survey boreholes, Geophys. J., 2, 116-131, 1959.
- Deming, D., Application of bottom-hole temperature corrections in geothermal studies; Geothermics, 18, 5/6, 775-786, 1989.
- Dowdle, W.L. and W.M. Cobb, Static formation temperature from well logs - an empirical method, J. Petrol. Technol., Nov. 1975, 1326-1330, 1975.
- Erbas, K., Eine Auswertemethode zur Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit von Gesteinen mit einer Halbraumlinienquelle, Diplomarbeit an der Technischen Universität Berlin, 1985.
- Fertl, W.H. and P.A. Wichmann, How to determine static BHT from well log data, World Oil, 184, 1, 105-106, 1977.
- Förster, A., D.F. Merriam and C.D. Davis, Statistical analysis of some bottom-hole temperature (BHT) correction factors for the Cherokee Basin, southeastern Kansas: Tulsa Geol. Soc. Trans., AAPG Mid-Continent Section Meeting, 1995, 3-9, 1996.
- Fricke, S. und N. Klapötke, Ergebnisse von Temperaturmessungen in Nordostbrandenburg und angrenzenden Gebieten, VEB Geophysik, DB Bohrlochmessung, Gommern, unveröff. Bericht., 86 S., 1976.
- Fricke, S. und P. Schlosser, Probleme der Ermittlung von Gesteinstemperaturen durch Bohrlochmessungen in übertiefen Bohrlöchern der DDR, Z. angew. Geol., 26, 619-623, 1980.
- Gläser, S., Karten der Temperatur-Tiefen-Verteilung für das Territorium der DDR als Grundlage für die Höffigkeitseinschätzung "Geothermische Energie", unveröff. Bericht, AdW der DDR, ZIPE, Potsdam, 1983.
- Gläser, S. and E. Hurtig, The establishment of the thermal equilibrium in a deep borehole in the northern part of the German Democratic Republic, Tectonophysics, 103, 47-54, 1984.
- Grüning, U., R. Eisenhardt und S. Fricke, Abschlußbericht zu den in der Bohrung Gt Rheinsberg 1/95 durchgeführten bohrlochgeophysikalischen und technischen Messungen, BLM Gesellschaft für bohrlochgeophysikalische und geoökologische Messungen mbH, Niederlassung Gommern, 1995.
- Haenel, R. and E. Staroste, (Eds.), Atlas of Geothermal Resources in the European Community, Austria and Switzerland, Hannover: Verlag Th. Schaefer, 1988.
- Horner, D.R., Pressure buildup in wells, Proc. Third World Pet. Cong. (The Hague), II, 503, 1951.
- Hurtig, E. und P. Schlosser, Untersuchung des terrestrischen Wärmeflusses in der DDR, Gerlands Beitr. Geophys., 84, 3/4, 235-246, 1975.
- Hurtig, E. and P. Schlosser, Geothermal studies in the GDR and relations to the geological structure, In: Geoelectric and geothermal studies, edited by Adam, A., KAPG Geophysical Monograph, Akademiai Kiado, Budapest, 384-401, 1976a.

- Hurtig, E. and P. Schlosser, Vertical changes of the heat flow in boreholes in the north-german sedimentary basin, In: Geoelectric and geothermal studies, edited by Adam, A., KAPG Geophysical Monograph, Akademiai Kiado, Budapest, 395-401, 1976b.
- Hurtig, E., V. Cermak, R. Haenel and V. Zui (Eds.), Geothermal Atlas of Europe, 36 maps, 156pp., Hermann Haack Verlagsgesellschaft, Gotha, 1991/1992.
- Jensen, P.K., Analysis of the temperature field around salt diapirs, Geothermics, 19, 3, 273-283, 1990.
- Katzung, G., I. Diener und P. Kühn, Temperaturverteilung im Untergrund Ostdeutschlands und für die Nutzung geothermischer Ressourcen in Betracht kommende Aquifere, Braunkohle, 44, 6, 27-32, 1992.
- Kehle, R.O., Geothermal survey of North America, Am. Assoc. Petroleum Geologists, 1971 Ann. Prog. Rep., 31 p., 1972.
- Kehle, R.O., Geothermal survey of North America, Am. Assoc. Petroleum Geologists, 1972 Ann. Prog. Rep., 28 p., 1973.
- Lachenbruch, A.H. and M.C. Brewer, Dissipation of the temperature effect of drilling a well in arctic Alaska, U.S. Geol. Surv. Bull. 1083-C, 73-109, 1959.
- Leblanc, Y., L.J. Pascoe and F.W. Jones, A comparison of two methods of estimating static formation temperature from well logs, Geophys. Prosp., 30, 348-357, 1982.
- Lenz, G. und W. Rockel, Geologischer Bericht Thermalwasserbohrung Rheinsberg/M. 1 (Gt RhM 1/95), Geothermie Neubrandenburg GmbH, Niederlassung Berlin-Brandenburg, Zeuthen, 1995.
- Lucazeau, F. and H. Ben Dhia, Preliminary heat-flow density data from Tunisia and the Pelagian Sea, Can. Jour. Earth Science, 26, 5, 993-1000, 1989.
- Rinke, M., Bohrtechnischer Bericht Thermalwasserbohrung Rheinsberg/M. 1 (Gt RhM 1/95), Geothermie Neubrandenburg GmbH, Niederlassung Berlin-Brandenburg, Zeuthen, 1995.
- Roy, R.F., E.R. Decker; D.D. Blackwell and F. Birch, Heat flow in the United States, J. Geophys. Res., 73, 5207-5221, 1968.
- Rybach, L., Radioactive heat production, a physical property determined by the chemistry of rocks, In: Strens, R.G.J. (Eds.), The Physics and Chemistry of Minerals and Rocks, Wiley & Sons, London, 1996.
- Sass, J.H., R.J. Munroe and A.H. Lachenbruch, Measurement of geothermal flux through poorly consolidated sediments, Earth Planet. Sci. Lett., 4, 293-298, 1968.
- Schellschmidt, R., S. Hurter, A. Förster and E. Huenges, New subsurface temperature maps for Germany (abstract), Program and Abstracts 4th Intern. Workshop on Heat Flow and the Structure of the Lithosphere (Trest' castle, Czech Republic), 107-108, 1996.
- Schlosser, P., Eine erste Einschätzung der geothermischen Parameter im obersten Bereich der Erdkruste des mittleren und nördlichen Teils des Territoriums der DDR und ihre Bindung an geologisch-geophysikalische Strukturelemente, Freib. Forsch.-H., C238, 13-22, 1968.
- Schuster, K., Methodische und apparative Entwicklungen geothermischer Verfahren für Anwendungen im Bergbau und in der Tiefenerkundung, Freib. Forsch.-H., C232, 5-45, 1968.
- Speece, M.A., T.D. Bowen, J.L. Folcik and H.N. Pollack, Analysis of temperatures in sedimentary basins: the Michigan Basin, Geophysics, 50, 8, 1318-1334., 1985.

